

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

“DETERMINACIÓN DEL MODELO ISOSTÁTICO GRAVIMÉTRICO DE MAYOR AJUSTE PARA UNA ZONA EN LA REGIÓN NOR-ORIENTAL DE VENEZUELA”

Presentado ante la Ilustre

Universidad Central de Venezuela

Para optar al Título de Ingeniero Geodesta

Por los Brs.

Núñez Moya, Méyire Meyerllind M.

Pérez Moreno, Otman José

Caracas, Septiembre 2010

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

“DETERMINACIÓN DEL MODELO ISOSTÁTICO GRAVIMÉTRICO DE MAYOR AJUSTE PARA UNA ZONA EN LA REGIÓN NOR-ORIENTAL DE VENEZUELA”

TUTOR ACADEMICO: Prof. Ángel Fonseca Antúnez

Presentado ante la Ilustre

Universidad Central de Venezuela

Para optar al Título de Ingeniero Geodesta

Por los Brs.

Núñez Moya, Méyire Meyerllind M.

Pérez Moreno, Otman José

Caracas, septiembre 2010

ACTA

El día 30/09/2010 se reunió el jurado formado por los profesores:

Angel A. Fonseca A.
Douglas R. Bravo A.
Juis Liberal

Con el fin de examinar el Trabajo Especial de Grado titulado: "DETERMINACIÓN DEL MODELO ISOSTÁTICO GRAVIMÉTRICO DE MAYOR AJUSTE PARA UNA ZONA EN LA REGIÓN NOR-ORIENTAL DE VENEZUELA".

Presentado ante la ilustre Universidad Central de Venezuela para optar por el título de INGENIERO GEODESTA.

Una vez oída la defensa oral que los Bachilleres hicieron de su Trabajo Especial de Grado, este jurado decidió las siguientes calificaciones:

NOMBRE	CALIFICACIÓN	
	Números	Letras
Br. Núñez Moya, Méyire Meyerllind M.	20	VEINTE
Br. Otman José Pérez Moreno	20	VEINTE

RECOMENDACIONES: _____

FIRMAS DEL JURADO

Angel Fonseca

Douglas R. Bravo A.

Juis Liberal

Caracas, 30 de Septiembre 2010

DEDICATORIA

Para honrar con nuestro trabajo a...

A Dios y a Nuestras familias

Como tía le dedico este trabajo a los retoños de mi familia quienes dentro de poco serán nuestro futuro.

Le dedicamos todo este esfuerzo a aquellas personas que creen en la investigación y sobre todo a aquellas que creen que más allá de ser un requisito, es un proceso que realza el nivel personal.

AGRADECIMIENTOS

Para reconocer a:

Ing. Prof. Ángel Fonseca Antúnez

Ing. Prof. Víctor Graterol

Ing. Prof. Antonio Ughi

Ing. Prof. Jesús González

Ing. Mariano Arnaiz

Ing. Andreina García

Ing. Prof. Daniel Bujana

Ing. Prof. Víctor Guevara

Ing. Prof. Juan Machado

Geógrafa Ángela izquierdo

Doctora Mirian Rivas

Ing. Prof. Maritza Rivas

Comisario Ret. Humberto Moreno

... quienes nos ayudaron a lograr los objetivos propuestos, a todos, nuestra gratitud.

A Marlond Núñez y Méyire Moya por la dedicación y revisión constante de nuestro trabajo. A Merlly Núñez por su apoyo y por ser el Benchmark de la Familia.

A la Familia Núñez Moya por el apoyo incondicional, brindar la armonía y motivación necesaria para ejecutar este proyecto y por presionarnos indirectamente.

A mis sobrinos Marlond Eduardo y Marlond Alejandro por desestresarnos y hacer más llevadero todo el trabajo.

Núñez M. Méyire M. M.

Pérez M. Otman J.

**“DETERMINACIÓN DEL MODELO ISOSTÁTICO
GRAVIMÉTRICO DE MAYOR AJUSTE PARA UNA ZONA EN
LA REGIÓN NOR-ORIENTAL DE VENEZUELA”**

TUTOR ACADEMICO: Prof. Ángel Fonseca Antúnez

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO. Caracas, U.C.V. Facultad de
Ingeniería.**

Escuela de Ingeniería Civil. 2010, nº de pág. 193

Palabras clave

Gravimetría, Isostasia, Anomalías Gravimétricas, Geodinámica.

RESUMEN

Esta investigación plantea la Determinación de un Modelo Isostático Gravimétrico de Mayor Ajuste a lo largo de un perfil ubicado en la región Nor-Oriental de Venezuela, a partir de datos gravimétricos y mediante aplicación de la teoría de la isostasia. Para ello, se persiguieron los siguientes objetivos: integrar datos gravimétricos y altimétricos en una base de datos homogénea, obtener las anomalías gravimétricas para generar los productos cartográficos necesarios y sobre un perfil seleccionado formular y aplicar los modelos teóricos para así determinar el mejor modelo que se ajuste a la región.

Se dispuso de datos gravimétricos y altimétricos de observaciones realizadas por diversas instituciones de Venezuela, así como también se tuvo como recurso datos referentes a elevaciones y gravedades resultantes de

modelos satelitales, que a partir de una debida validación se prefirieron para la realización de la investigación. Entre los programas más utilizados para el desarrollo de las diferentes etapas del TEG se encuentran Oasis Montaj y ArcGis, entre otros.

En el desarrollo, se recolectaron datos y modelados previos de la corteza; así como también metodologías de investigaciones precedentes sobre el tema y en el área de estudio. A los datos se les aplicó un control estadístico simple y geoestadístico, luego se generaron mapas de Anomalía de Aire Libre, Anomalía de Bouguer Completa.

Sobre un perfil del mapa de anomalía de Bouguer, se formularon y aplicaron los enunciados de las teorías isostáticas. Se utilizaron datos de investigaciones previas y su representación mediante diversos modelados de la corteza, para su comparación con modelos obtenidos a partir de cálculos de los elementos de las teorías isostáticas. Con lo que finalmente, se determinó que la zona completa no se encuentra en equilibrio isostático local, al menos en las hipótesis de compensación isostática local utilizadas. Se recomienda aplicar la teoría de flexión litosférica utilizando la compensación isostática regional.

INDICE

INTRODUCCION.....	1
CAPITULO I. EI PROBLEMA	2
1.1 Planteamiento del Problema	2
1.2 Importancia y Justificación de la Investigación	3
1.3 Objetivos.....	4
1.3.1 Objetivo General:.....	4
1.3.2 Objetivos Específicos:	4
1.4 Alcances de la Investigación	4
1.4.1 Alcance Técnico:	4
1.4.2 Alcance Geográfico:	4
1.5 Recursos y Limitaciones de la Investigación.....	5
CAPITULO II. MARCO TEORICO.....	7
2.1 Antecedentes de la Investigación.....	7
2.1.1 Antecedentes a Nivel Internacional:.....	7
2.1.2 Antecedentes a Nivel Nacional:.....	9
2.1.3 Antecedentes a Nivel Regional:	14
2.2 Definiciones y Términos	16
2.2.1 Las Geociencias o Ciencias de la Tierra.....	16
2.2.1.1 Geología	16
2.2.1.2 Geofísica.....	16
2.2.1.3 Geografía.....	17
2.2.1.4 Geodinámica	17
2.2.1.5 La Geodesia	17
2.2.1.5.1 La Geodesia Física.....	18
2.2.1.5.1.1 La Gravimetría.....	18
2.3 El Campo de Gravedad Terrestre y Gravedad Observada	19
2.3.1 El Campo Gravitatorio Terrestre	19
2.3.2 Intensidad del Campo Gravitatorio Terrestre o Gravedad	19
2.3.3 Medición de la Gravedad Terrestre	19
2.3.3.1 Corrección por Deriva.....	20
2.3.3.2 Corrección por Marea.....	20

INTRODUCCION

Esta investigación plantea la Determinación de un Modelo Isostático Gravimétrico de Mayor Ajuste a lo largo de un perfil ubicado en la región Nor-Oriental de Venezuela, dicha información se utilizará para indagar sobre diversos aspectos acerca de la Isostasia, como la carga.

En principio se especifica el problema, planteado en relación a que en el área de estudio se han notado fenómenos asociados con la geodinámica de la zona, que son de especial interés para los autores. Esto con la finalidad de satisfacer la necesidad de conocimiento aplicado sobre el comportamiento dinámico en el área de estudio.

Para cumplir con los objetivos propuestos en este Trabajo Especial de Grado (TEG), se sigue una metodología basada en el cálculo de anomalías gravimétricas. Se expone el marco teórico donde se condensan los conceptos básicos necesarios para poder desarrollar y comprender este trabajo, así como también los antecedentes de las investigaciones precedentes sobre el tema y en el área de estudio.

Posteriormente se indica la descripción del contexto geológico y geodinámico de la zona de estudio, la descripción de la metodología empleada y la descripción de los datos usados en el estudio. Los programas más utilizados para el desarrollo de este TEG en sus diferentes etapas son Oasis Montaj© de Geosoft y ArcGis© de la compañía ESRI. Como resultado de la aplicación de la metodología se generaran mapas y sobre ellos se hará la selección de los perfiles para la ejecución de los modelos, para determinar cuál de las propuestas se ajusta mejor a la región.

CAPITULO I. EI PROBLEMA

1.1 Planteamiento del Problema

El área de estudio se encuentra en la Región Nororiental de Venezuela, comprendiendo los Estados Nueva Esparta, Sucre, Monagas, Anzoátegui y Delta Amacuro. Allí el relieve es accidentado hacia el noroeste y sobre la cordillera oriental de la Península de Paria, en contraste hacia el sureste se encuentran ubicados los bancos de sedimentos del Delta, el espacio de mayor interés es quizás la zona de transición entre el relieve pronunciado y el terreno llano, pues se estima se esté en presencia de ajustes isostáticos.

Esta localidad se ha denotado de gran potencial para la extracción de crudo al estar situada sobre cuencas sedimentarias¹, además de estar muy cercana a la Faja Petrolífera del Orinoco. Las cuencas sedimentarias son regiones subsidentes², siendo generadas en ciertos casos por ajustes isostáticos.

Los ajustes isostáticos se ejercen a través de movimientos telúricos, los cuales son de gran interés para la Geodinámica como ciencia, en la comprensión de los procesos dinámicos internos de la Tierra y su aplicación en la sismología, la prevención y mitigación de riesgos relacionados a estos movimientos sísmicos.

Todo cambio en la estructura de la corteza terrestre provoca una variación en la gravedad, ese principio es la base del presente estudio, en el que se tratará de explicar el origen de las compensaciones isostáticas a partir de fluctuaciones en el campo gravitatorio terrestre, ya que existen fuertes anomalías en la zona.

Para ello se obtendrán las distintas anomalías del campo gravitatorio requeridas, se representarán cartográficamente y se elegirá una zona con anomalías notables en el que se pueda sospechar la presencia de alguna compensación isostática, sitio en el cual sobre un perfil determinado se aplicaran dos modelos teóricos isostáticos y se compararán con el objeto de obtener el modelo que mejor se aplique al caso justificando su selección.

En consecuencia el propósito del presente trabajo especial de grado es examinar diversos aspectos acerca de la Isostasia, demostrar la función

¹ Entre ellas la Cuenca Oriental, la de Carúpano, Tuy-Cariaco, y la Sub-cuenca de Maturín

² En las que al depositarse continuamente los sedimentos provenientes de erosiones, por su peso van empujando la corteza, produciendo una depresión, lugar favorecedor para la maduración de hidrocarburos.

del equilibrio isostático en la zona, su operación y determinar cuál de los modelos se aplica, con la finalidad de identificar, caracterizar y por lo tanto satisfacer la necesidad de conocimiento aplicado sobre este tema en el área de estudio.

1.2 Importancia y Justificación de la Investigación

Esta investigación se sitúa en un campo en el que si bien, se han realizado diversos trabajos por Ingenieros Geofísicos, mientras que los Ingenieros Geodestas han desarrollado poco, a pesar de ser un área común a ambas carreras. Por lo que resultará novedoso el hecho de aportar desde el punto de vista geodésico, nuevas ideas que podrán generar interrogantes y con ello, futuros temas de investigación, tanto en el área de la geodesia como la geofísica y la geodinámica.

Debido a que han sido poco explorados los temas de investigación relacionados con la geodesia física se propone una iniciativa, al incitar a los geodestas al estudio del campo gravitatorio externo de la tierra con aplicaciones en distintas actividades científicas que puedan sustentar nuevas y mejores aplicaciones de la carrera.

Esta investigación también conforma una invitación al trabajo interdisciplinario entre especialistas en el área geodésica, geofísica, geológica, entre otras ramas de las geociencias; para el estudio, comprensión y solución de problemáticas en la Tierra.

La región de investigación está centrada en una zona de características geológicas particulares, con numerosas fallas geológicas, choque de placas, un enorme potencial económico por la extracción de hidrocarburos, presencia y acumulación de sedimentos en el Delta, etc. Allí se ve alterado el equilibrio isostático y es necesario conocer el funcionamiento de este mecanismo a través de modelos, lo cual permitiría verificar y quizás predecir el comportamiento isostático de la región de estudio.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General:

Determinar el mecanismo de compensación isostática de mayor ajuste para una zona en la región nor-oriental de Venezuela, partiendo de la existencia del principio de la isostasia.

1.3.2 Objetivos Específicos:

1. Integrar datos gravimétricos y altimétricos validados en una base de datos homogénea.
2. Obtener las anomalías gravimétricas.
3. Generar productos cartográficos.
4. Elegir el perfil gravimétrico - isostático.
5. Formular y aplicar los modelos teóricos para el perfil seleccionado.
6. Determinar el mejor modelo que se ajuste a la región.

1.4 Alcances de la Investigación

1.4.1 Alcance Técnico:

El propósito del trabajo de investigación es efectuar una comparación entre dos modelos teóricos de compensación isostática sobre un perfil gravimétrico, la elección y descripción del modelo de mejor ajuste a la zona seleccionada.

1.4.2 Alcance Geográfico:

El estudio se desarrolla sobre las regiones Nor-Oriental e Insular de Venezuela, compuestas por los Estados Anzoátegui, Monagas, Sucre y Nueva Esparta. El alcance espacial que tiene el estudio se establece entre los meridianos con las longitudes 61° 00' y 65° 00' Oeste, y los paralelos de latitudes 9° 00' y 12° 00' Norte; conformando un recuadro de 4x3 grados.

En dicha área se encuentra la Cuenca Oriental de Venezuela y limita físicamente al Norte con el Mar Caribe, al sur con el Río Orinoco, al Este con el Delta del Orinoco y Trinidad y al Oeste con Aragua de Maturín, en la siguiente figura se muestra la zona de estudio resaltada con un rectángulo rojo.

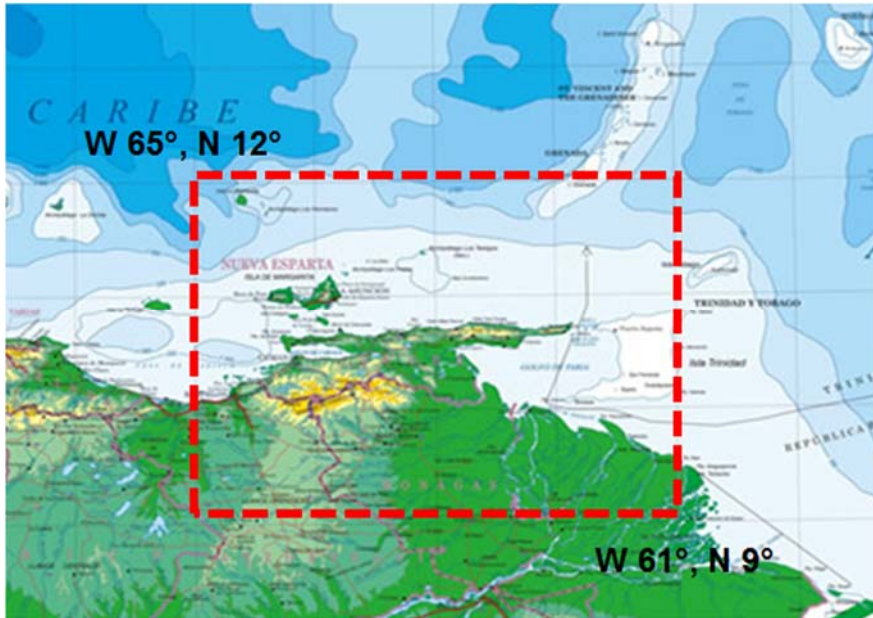


Fig. 1 Ubicación Relativa del Área de Estudio. Segmento del Mapa Físico de la República Bolivariana de Venezuela. Tomado de (IGVSB, 2001).

1.5 Recursos y Limitaciones de la Investigación

Como recursos, se cuenta con tres bases de datos gravimétricas y altimétricas, una satelital y dos bases de datos de gravedad observados mediante diferentes técnicas, provistos por colaboradores de la investigación. También se cuentan con datos geofísicos y geológicos aplicados. Se cuenta con un software geofísico y uno de análisis espacial.

Sin embargo, entre una de las limitaciones de la investigación se encuentra el hecho de que hay escasez de información gravimétrica de precisión y de acceso libre; los datos suministrados por la Universidad Central de Venezuela son escasos, existen pocos convenios de cooperación aplicables al tema y no se dispone de datos al público en general. Ralentizando los procesos inmersos en el desarrollo del tema de investigación.

Debido a lo costosa instrumentación y pocos especialistas en el área, la gravimetría en Venezuela, presenta carencias en bases de datos gravimétricos con su debida metadata estandarizada, información necesaria para su vinculación con otras actividades geodésicas que son imprescindibles para una cartografía de calidad en el país, tales como son

desarrollos de geoides gravimétricos, nivelaciones de precisión, validación de modelos geoidales globales, entre otros.

En el país existe una escasa disponibilidad de bibliografía técnica específica sobre el tema de la isostasia y desde el punto de vista geodésico, lo que en ciertos casos limita al investigador al no poder contrastar la opinión de diversos autores en la materia.

Debido al poco desarrollo de investigaciones en el área de la gravimetría que ocupa a la geodesia, no se ha desarrollado software para el procesamiento de los datos, lo que conlleva a utilizar diversas aplicaciones a la vez. Si bien algunas herramientas son muy buenas, son específicamente útiles en un solo paso del procesamiento, se requiere entonces el desarrollo de software con mejores prestaciones, que en lo posible pueda englobar las soluciones a las actividades necesarias.

Quienes se encargan de desarrollar software para estos cálculos, son precisamente geofísicos, para aplicarlos en la prospección de minerales y ciertamente los construyen bajo lenguajes que son de poca comprensibilidad para un geodesta, lo que implica un gasto de tiempo en la “traducción” y manejo como tal del programa usado.

Existen numerosas metodologías que no se han esclarecido a la fecha para resolver estos problemas de isostasia, algunas se encuentran bien documentadas, pero estas se escapan del alcance de la investigación.

CAPITULO II. MARCO TEORICO

2.1 Antecedentes de la Investigación

Existen diversas investigaciones que se han orientado hacia el estudio y modelado de la corteza terrestre, determinando por distintos métodos de prospección los espesores de corteza según la región de estudio, entre otros parámetros por igual interesantes, como las densidades y velocidades promedio predominantes de la zona y a partir de ello construir modelados gravimétricos y/o magnéticos, a continuación, un resumen de los trabajos más importantes y relacionados con el área de estudio.

2.1.1 Antecedentes a Nivel Internacional:

✓ **CRUST 5.1 Modelo de Corteza Global 5°x5°, 1998:**

Representa un avance a nivel mundial, siendo desarrollado por (Mooney, Laske, & Guy Masters, 1998), para proveer un mapa del grosor de la corteza terrestre que proporcione una descripción completa de las propiedades físicas de la corteza de la Tierra a una escala de 5° x 5°, pudiéndose utilizar en la solución de diferentes problemas sismológicos y no sismológicos.

En este modelo, se utilizó una extensa recopilación de datos globales para determinar la estructura de la corteza en los continentes y sus márgenes. Datos de refracción sísmica publicados en el periodo 1948-1995, así como datos de espesor de hielo y de los sedimentos. Describiéndose finalmente en el modelo la corteza y el manto superior por ocho capas: (1) hielo, (2) agua, (3) sedimentos blandos, (4) los sedimentos duros, (5) cristalina superior, (6) medio (7), la corteza inferior y (8) manto superior. La topografía y batimetría se tomó a partir de una base de datos estándar Etopo-5³.

³ En inglés: Earth Topography 5'x5'. Es un modelo global de altimetría, se generó a partir de una base de datos digitales de terreno y las elevaciones del fondo del mar. Teniendo una grilla de 5x5 minutos. Una mayor descripción se encuentra en:
<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo5.HTML>

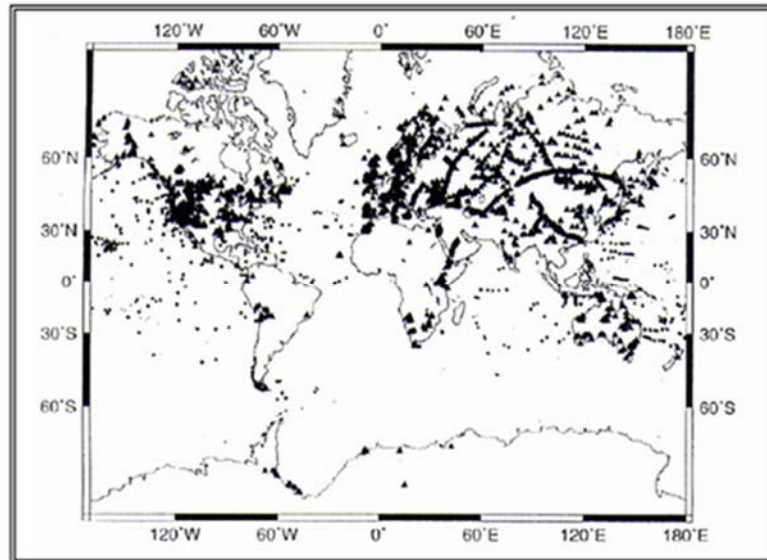


Fig. 2. Ubicación de los perfiles de refracción utilizados en el cálculo de espesores globales, modelo CRUST 5.1 (Tomado de Mooney et. al., 1998)⁴.

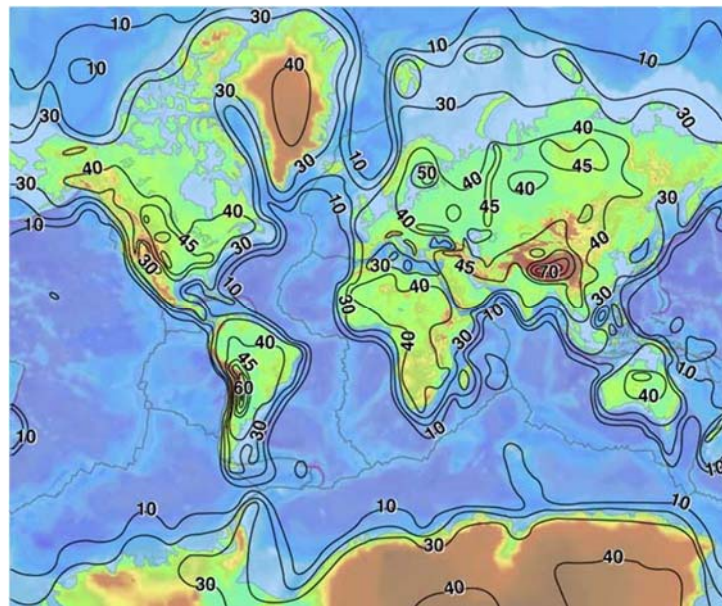


Fig. 3. Mapa de espesores de corteza con intervalo de contorno de 10km, obtenido del modelo CRUST 5.1⁵

⁴ Los Triángulos corresponden a la ubicación de los perfiles en los continentes y en sus márgenes.

⁵ A pequeña escala, muestra un modelo grueso para los espesores de corteza a nivel mundial.

2.1.2 Antecedentes a Nivel Nacional:

Previo a nombrar los aportes más importantes en el ámbito de estudios sobre la corteza terrestre, es necesario mencionar la participación del Prof. Víctor Graterol, quien ha dedicado parte de su existencia a contribuir con la gravimetría en Venezuela, compilando base de datos gravimétricos desde el año 1974, para luego presentar Mapas de Anomalías de Bouguer de Venezuela en 1993 y hasta desarrollar un software para el procesamiento de los datos gravimétricos.

La compilación de estos datos consta de todos los levantamientos gravimétricos que se iniciaron en Venezuela desde 1949, por la Dirección de Cartografía Nacional conjuntamente con la DMA⁶ de los Estados Unidos, a través del IAG⁷ y posteriormente por las instituciones públicas, universidades y empresas petroleras⁸. Construyendo de esta forma una de las bases de datos altimétricos y gravimétricos de gran valor para el área de la gravimetría.

Otra participación remarcable en el ámbito de la gravimetría es la del Prof. Ángel Fonseca, geodesta, quien ha trabajado tratando de documentar la gravimetría en Venezuela, tanto en 1978 como en su trabajo de ascenso en el 2008. También se dedicó a estudiar el comportamiento de la corteza terrestre, determinando espesores de sedimentos en El Valle de Caracas, en 1974. Y se dedicó por mucho tiempo como profesor de las cátedras Geodesia, Cartografía, Geodesia Marina y Seminario; en el Departamento de Ingeniería Geodésica y Agrimensura, de la Facultad de Ingeniería Civil de la Universidad Central de Venezuela.

En otro ámbito, a nivel nacional existen investigaciones y proyectos ejecutados, que han determinado de forma más precisa el espesor de corteza, la composición y dinámica de la tierra en determinadas áreas de nuestro país. Ejemplo de ello:

✓ **COLM (Estudio cortical de la corteza de Maracaibo), 1984:**

Se realizaron 3 perfiles de refracción en los estados Zulia, Lara y Trujillo. El estudio a cargo de Castejón, Márquez y Urbáez en 1986, reveló la existencia de dos capas sedimentarias con velocidades de onda P de 3,6 y 5,3 km/s respectivamente, mientras que la velocidad para el basamento

⁶ DMA. Agencia de Cartografía de la Defensa de los Estados Unidos

⁷ Inter-American Geodetic Survey

⁸ Universidad Central de Venezuela, Universidad Simón Bolívar, Petróleos de Venezuela S.A., MENEVEN, Ministerio de Energía y Minas, Cartografía Nacional, entre otros.

cristalino se observó en 6,1 km/s y la del manto superior en 8,2 km/s. la profundidad de Moho presentó un valor máximo de 43 km.

✓ **El proyecto ECOGUAY (Estructura Cortical del Escudo de Guayana), 1998:**

Es un estudio llevado a cabo gracias a FUNVISIS⁹, la Universidad Simón Bolívar y la Freie Universität Berlín¹⁰. El objetivo, según (Chalbaud, 2000), fue desarrollar un modelo cortical del Escudo de Guayana. Se realizó en 1998, utilizando 9 líneas de refracción de hasta 320 km de longitud y como fuente de energía se usaron los disparos del Cuadrilátero de San Isidro en Ciudad Piar y de las minas de El Callao, con un total de trece estaciones receptoras con separación de 5-10 km.

Los resultados, resumidos por (Schmitz, Chalbaud, Castillo, & Izarra, 2002) muestran una profundidad de Moho entre 43 y 46 km, con velocidades de corteza superior entre 6 y 6,3 km/s, corteza inferior entre 6,5 y 7,2 km/s y velocidad del manto superior de 8,1-8,2 km/s, con una velocidad promedio de la corteza de 6.5 km/s. Por último, (Chalbaud, 2000) indica que se observa un pequeño grosor sedimentario que se supone aumenta hacia el norte.

✓ **El Proyecto ECCO (Estudio Cortical de la Cuenca Oriental), 2001:**

Se trata de un estudio Cortical de la Cuenca Oriental, fueron partícipes FUNVISIS, PDVSA y la Universidad Simón Bolívar. El objetivo principal fue estudiar las estructuras corticales de la Cuenca Oriental así como también su espesor sedimentario. Se realizaron tres perfiles de hasta 300 km de longitud (perfil N-S, perfil Serranía Largo y perfil Serranía Corto). La distancia entre los disparos (entre 750-560 kg de explosivos) fue de 50-100 km de separación y los receptores (193 sismógrafos portátiles marca REF-TEK 125) se ubicaron separados por 0.5-2 km de distancia.

Los principales resultados de (Martins, Estructura cortical en la Cuenca Oriental con énfasis en la determinación del espesor de la capa de sedimentos, 2002), fueron profundidades de Moho que van de 35 km al norte (Barcelona) a 40 km al sur del río Orinoco, además se observa que en el centro de la cuenca, la profundidad de Moho está entre 37 y 39 km. Por otra parte, (Schmitz et al, 2005), determinó un espesor sedimentario de 13 km con velocidades de onda P entre 2,6 y 6 km/s, la presentando la corteza superior velocidades entre 6 y 6,2 km/s, y la corteza inferior entre 6,5 y 7,4 km/s.

⁹ Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas

¹⁰ Universidad Libre de Berlín, Alemania

✓ **Mar y Tierra, 2003:**

Producto del trabajo de FUNVISIS, PDVSA-INTEVEP¹¹ y la Universidad Central de Venezuela. Su propósito fue determinar el espesor cortical en el Caribe, más específicamente en el centro norte de Venezuela. Para este fin, se realizaron tres perfiles de aproximadamente 250 km de longitud, dos de ellos con sentido N-S y el último con sentido NE-SO.

En el trabajo de (Guedez, 2003), se puede revisar la metodología que se usó para registrar los datos, para lo que se hizo uso de 15 estaciones sísmológicas portátiles además de la estación Birongo (BIRV) perteneciente a la Red Sísmológica Nacional. Como fuente de energía se aprovecharon los disparos realizados con cañones de aire de 4800 pul³ en las líneas del Proyecto Caribe Central pertenecientes a PDVSA-INTEVEP. Dichos disparos se realizaron con intervalos de 11-19 s. lo que se traduce como un espaciamiento entre los disparos de 37 m.

Los resultados arrojados se resumen a que la profundidad de Moho está entre 36-39 km en la costa y hacia el norte del Caribe disminuye a 18-20 km. La velocidad promedio de la corteza de 6.1 km/s. Otra observación de la investigación fue que en la Cordillera de la Costa existe un aumento del espesor cortical a 40 km debido a la raíz cortical y luego disminuye rápidamente a 35 km hacia el norte.

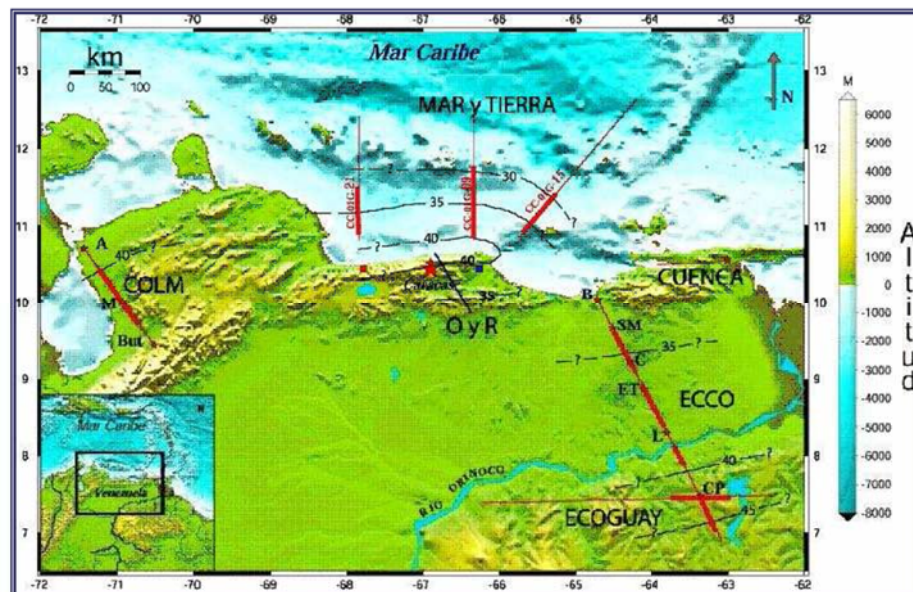


Fig. 4. Proyectos ejecutados en Venezuela utilizando sismica de refracción. En líneas rojas COLM, ECOGUAY, ECCO y MAR y TIERRA. Tomado de (Guedez, 2003)

¹¹ Instituto de Tecnología Venezolana para el Petróleo

✓ **BOLIVAR¹² y GEODINOS¹³, 2004:**

Proyectos en conjunto, llevados a cabo bajo la colaboración de la Universidad Central de Venezuela, la Universidad Simón Bolívar, FUNVISIS, FONACIT¹⁴, PDVSA-INTEVEP, NSF¹⁵ y el Instituto de Geofísica de la Universidad de Rice durante los meses de abril y mayo del año 2004. En estos estudios se realizaron adquisiciones sísmicas de refracción para el modelado cortical de toda el área de interacción entre las placas Caribe y Sur América, al norte de Venezuela. A través del estudio de las siguientes líneas sísmicas:

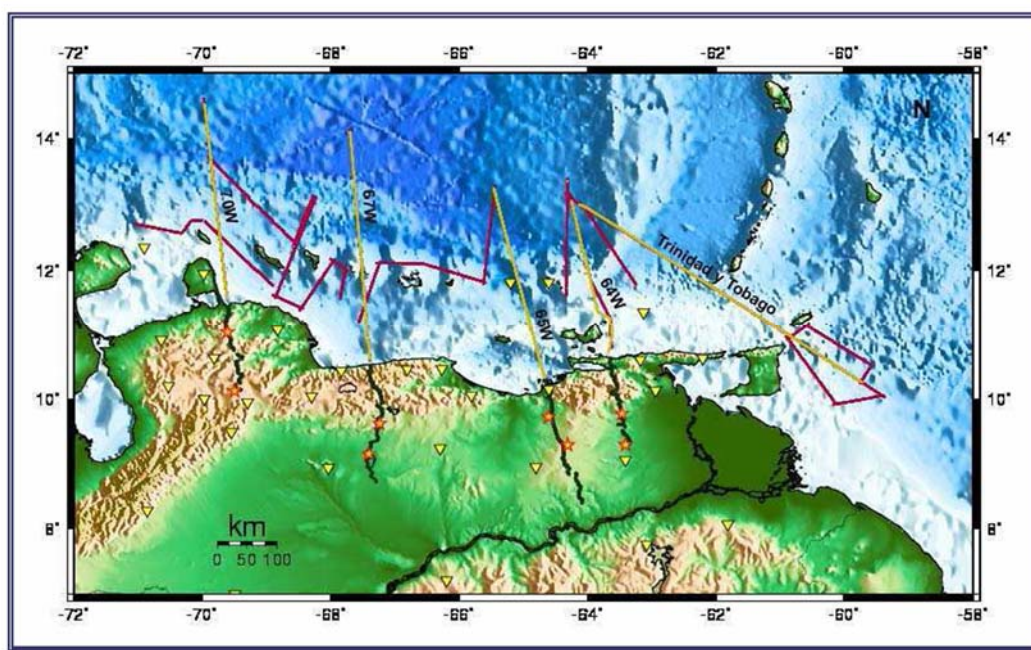


Fig. 5. Se muestran los perfiles sísmicos que componen los proyectos BOLIVAR y GEODINOS

En la figura 5, las líneas rojas representan los perfiles secundarios (reflexión). Las líneas amarillas representan los perfiles principales costa afuera (refracción y reflexión). Las líneas negras, ilustran las prolongaciones hacia el sur de los perfiles principales (refracción). Las estrellas representan

¹² Es acrónimo inglés de: Broadband Ocean and Land Investigations of Venezuela and the Antilles Arc Region.

¹³ Geodinámica reciente del límite norte de la placa Sudamericana

¹⁴ Fondo Nacional de Ciencia, Tecnología e Investigación

¹⁵ National Science Foundation

los disparos realizados en tierra. Los triángulos simbolizan las estaciones de la RSN¹⁶. Tomado de Schmitz et al, 2005

Siendo el Perfil BOL28 o 64W el de mayor interés para esta investigación. Debido a que provee información altimétrica y sísmica a cerca del espacio objeto de estudio. BOL28 es un transecto que recorre las cercanías al meridiano de longitud 64W.

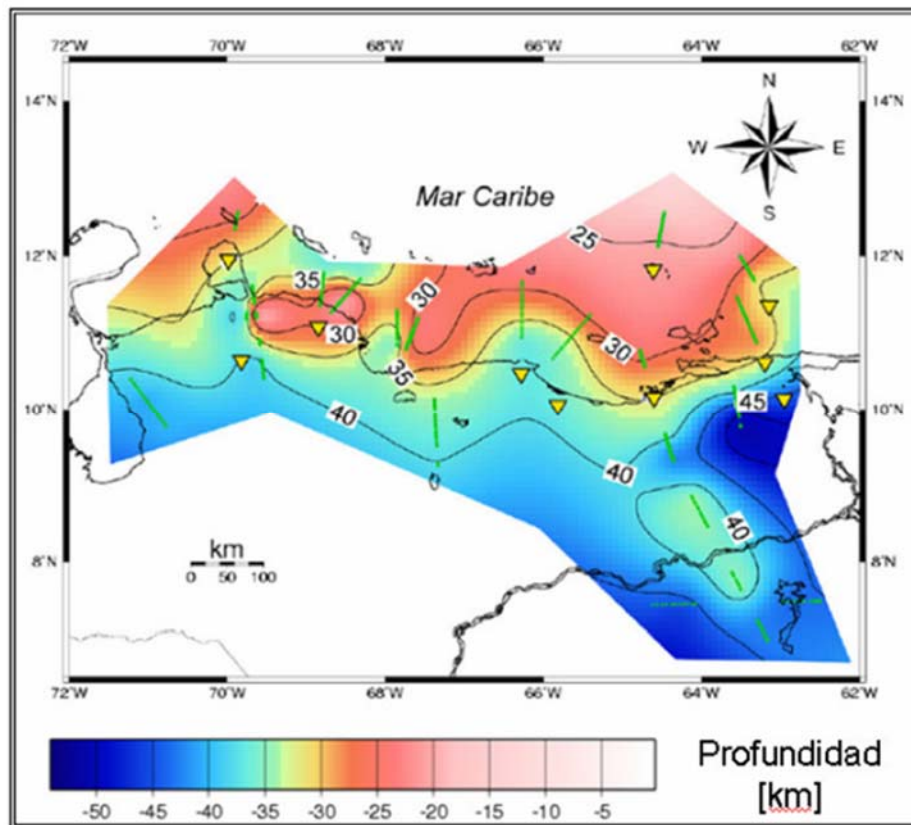


Fig. 6. Mapa de espesores corticales obtenido por el proyecto GEODINOS (Tomado de Schmitz et al., 2005)

Schmitz y otros en el 2008, presentan un trabajo en conjunto con los grupos de investigación de BOLIVAR y GEODINOS, sobre los límites de las placas Caribe y Suramérica, de lo cual concluyeron que hacia el sureste de la cuenca de Venezuela existe un espesor cortical de más de 45 km, esto basado en el tiempo de llegada de las reflexiones provenientes de la discontinuidad de Mohorovicic, ver Apéndice 1.

¹⁶ Red Sismológica Nacional

Resumiendo a cerca de los proyectos dirigidos al estudio de la corteza en Venezuela, se tiene:

Estudio	Ubicación	ES (km)	VpS (km/s)	VpCS (km/s)	VpCI (km/s)	VpM (km/s)	Zmax (km)	
COLM	Zulia, Lara y Trujillo	11	3,6-5,3	6,1	-	8,2	43	
ECCOQUAY	Guayana	-	-	6-6,3	6,5-7,2	8,1-8,2	43-46	
ECCO	Cuenca Oriental	13	2,6	6-6,2	6,5-7,4	8,1	35-38	
Modelado Bidimensional de la Corteza en la Zona de Colisión Caribe-Suramericana	Región Occidental	Lara y Falcón	5-7	2-4,8	6,1-6,4	6,7-7,2	8,1	25-40
	Región Central	Aragua y Guárico	-	-	6,1	6,9	8,1	30-39
	Región Oriental	Anzoátegui	10-10,5	3,2-3,4	6,15	6,4	8,1	23-55
	Región Nororiental	Sucre y Monagas	10-12	2,2-4,8	6,1-6,4	6,7-7,2	8,1	26-50

Tabla 1. Resumen de los Principales Estudios Corticales ejecutados en Venezuela. Tomado de (Ruíz, 2007)

2.1.3 Antecedentes a Nivel Regional:

A partir de los proyectos GEODINOS y BOLIVAR, se generaron resultados que luego fueron discutidos en los trabajos de Bezada (2005), Vieira (2005), Ávila (2005) y Yáñez (2005) quienes tenían como finalidad estudiar las estructuras corticales en el este de Venezuela mediante la aplicación del método de refracción sísmica.

✓ Región Oriental de Venezuela (Estado Anzoátegui):

Según (Ávila, 2005) y (Schmitz et al, 2006), se realizaron perfiles en tierra y mar, que permitieron el cálculo de los espesores de sedimentos en la

Cuenca Oriental, así como profundidad de Moho¹⁷ y velocidades corticales, arrojando los siguientes valores; velocidades entre 3,2 y 3,4 km/s para la capa de sedimentos, que responden a fuertes variaciones laterales de velocidad hasta aproximadamente 10 km de profundidad (la cual disminuye hacia el sur); una profundidad de basamento cristalino de 10,5 km en la parte más profunda de la cuenca disminuyendo considerablemente hacia el sur, con velocidades de 6,15 km/s; y una corteza inferior con velocidades de 6,4 km/s. en este modelo se propone una duplicación de Moho, debido que se observan dos profundidades muy diferentes para esta fase entre 45 y 55 km.

✓ **Región Nororiental de Venezuela (Estados Sucre y Monagas):**

Se realizó un modelado a través de un transecto sísmico de refracción que atraviesa ambos estados, incluyendo el área costa afuera, que arrojó como resultados, un espesor cortical en costa afuera entre 26 km (al norte) y 34,8 km (al sur), un espesor sedimentario máximo de 10,3 km (faja de deformación caribeña, cuencas de Granada y La Blanquilla).

En cuanto a los espesores sedimentarios en tierra, se obtuvo un máximo de 11,2 km (Sub-cuenca de Maturín), presentando un espesor cortical máximo de 50 km (al norte de ésta). Lo que podría ser explicado mediante dos modelos, uno de duplicación de Moho, consistente con el trabajo de Ávila (2005), o a través de un modelo de acortamiento del régimen dúctil asociado al acoplamiento entre la placa Caribe y a la placa Suramérica (Yáñez, 2005).

Por otra parte, otro antecedente remarcable es el trabajo ejecutado por Bujana y Guevara¹⁸ en el 2004, quienes desde el punto de vista geodésico, en su trabajo de grado, se propusieron desarrollar una metodología para determinar un modelo de ondulaciones geoidales utilizando datos geodésicos heterogéneos.

Aplicando la Técnica Remove-Restore en combinación con la Interpolación, permitiendo generar un modelo regional de ondulaciones geoidales. De lo que se obtuvo como resultado un Modelo Geoidal Regional (MGR) definido a partir de la combinación de información global con efectos locales. Parte de su proceso estuvo dedicado a la generación de las anomalías gravimétricas, para luego calcular la desviación del geoide, por lo que su trabajo también funciona como una referencia para los valores de las anomalías presentes.

¹⁷ La discontinuidad de Mohorovicic es una zona de transición entre la corteza y el manto terrestre

¹⁸ Ambos Ingenieros Geodestas, egresados de la Universidad Central de Venezuela

El marco teórico que se presenta a continuación pretende servir de sustento al estudio isostático del nororiente de Venezuela. Se presentan algunos conceptos derivados de la gravimetría y otros que nutren la teoría de isostasia. Comenzando con una breve introducción a la línea de investigación en la que se encuentra el presente estudio, la cual es la Geodesia Física y Geodinámica que como tales se encuentran en relación simbiótica con otras ciencias de la tierra.

2.2 Definiciones y Términos

2.2.1 Las Geociencias o Ciencias de la Tierra

Las Geociencias o Ciencias de la Tierra, se encargan de los estudios sobre el cuerpo de la Tierra; dentro de ellas se encuentran según (Torge, 2005), la geología, la geofísica, la petrología, mineralogía, geoquímica y la geodesia. Las geociencias se complementan entre sí y ofrecen información acertada sobre la estructura y dinámica de la Tierra, lo cual es importante en la formulación e implementación de estudios geodésicos.

2.2.1.1 Geología

Es la ciencia que estudia la forma interior del globo terrestre, la materia que la compone, su mecanismo de formación, los cambios o alteraciones que ésta ha experimentado desde su origen, la textura y estructura que tiene en el actual estado.

2.2.1.2 Geofísica

La geofísica es la ciencia que se encarga del estudio de la Tierra desde el punto de vista de la física. Su objeto de estudio abarca todos los fenómenos relacionados con la estructura, condiciones físicas e historia evolutiva de la Tierra. Al ser una disciplina experimental, usa para su estudio métodos cuantitativos físicos como la física de reflexión y refracción de ondas mecánicas, y una serie de métodos basados en la medida de la gravedad, de campos electromagnéticos, magnéticos o eléctricos y de fenómenos radiactivos.

2.2.1.3 Geografía

Se encarga de estudiar la distribución y la disposición de los elementos en la superficie terrestre. En griego significa literalmente “descripción de la tierra”.

2.2.1.4 Geodinámica

Se ocupa del estudio de las modificaciones de la corteza terrestre, sus causas y consecuencias. En el concepto engloba diferentes ramas de la geociencias.

2.2.1.5 La Geodesia

Para definir la Geodesia, se usará uno de los conceptos más básicos e históricamente importantes, fue expuesto por el geodesta y escritor Dr. Friedrich Robert Helmert en 1880, y fue el siguiente:

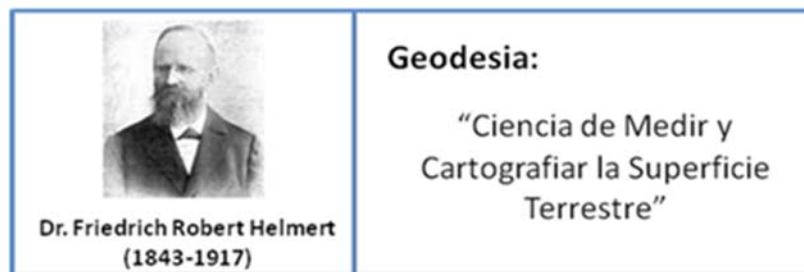


Fig. 7. Dr. Friederich Helmert y su definición de la Geodesia. Tomado de (Helmert, 1880)

Con el desarrollo que ha tenido esta ciencia al transcurrir el tiempo, se puede decir que la Geodesia es una de las disciplinas más antiguas de nuestra civilización; siendo su objeto es la determinación de la forma, dimensiones de la Tierra y su orientación en el espacio, estudiando el campo gravitatorio externo de la Tierra y sus variaciones temporales.

La era de los satélites, la radio-ciencia y la informática han transformado los métodos clásicos y han permitido a la Geodesia, como rama en muchas de las ciencias de la Tierra, una exquisita precisión en las mediciones para la determinación de las variaciones del nivel del mar, la deformación de la corteza, movimientos de las placas tectónicas, el movimiento y grosor de las capas de hielo, la variación del movimiento de rotación de la Tierra y otros fenómenos de geodinámica con detalle y precisión sin precedentes.

La Geodesia Contemporánea utiliza lo último en modelado matemático, la investigación física, la astronomía de posición, la informática, y el análisis estadístico para ayudar en la comprensión de las corrientes oceánicas, el aumento del nivel del mar, los ciclos hidrológicos del mundo, las condiciones atmosféricas, el cambio climático global, post-rebote glacial, y la deformación de la corteza de otros, particularmente lo que se refiere a los peligros naturales, como terremotos, volcanes e inundaciones.

En estas aplicaciones de la geodesia a las Ciencias de la Tierra, se precisa la coordinación de los marcos de referencia, una alta resolución de modelos de gravedad mundial y una determinación exacta del tiempo. Sin embargo la Geodesia, continúa la tradición de formar la columna vertebral de todos los datum nacionales e internacionales y los sistemas de referencia necesarios para establecer el control posicional de tres dimensiones de las redes regionales y mundiales de los puntos terrestres.

2.2.1.5.1 La Geodesia Física

La geodesia, de la misma forma que tiene múltiples aplicaciones, también posee diferentes áreas de estudio o especialización. Como la geodesia matemática/geométrica, la geodesia de campo, geodesia espacial/satelital, la geodesia planetaria y la geodesia física.

El área en el cual se encuentra el presente trabajo es la geodesia física. La cual utiliza mediciones y teorías del campo gravitatorio externo de la Tierra para deducir la forma del geoide y en combinación con las mediciones de arco, el tamaño de la Tierra.¹⁹

2.2.1.5.1.1 La Gravimetría

La gravimetría es la parte de la geodesia física que se encarga de mensurar los cambios del potencial gravitatorio a partir de la determinación ya sea por vía terrestre, marina, aérea o satelital; los valores de la gravedad o anomalías de gravedad derivada en puntos sobre la superficie terrestre.

Entrando entonces en el tema de la gravimetría, se puede resumir según (Hoffman Wellenhof & Moritz, 2005), que su propósito es analizar las causas de las diferencias entre la gravedad en el geoide y la gravedad normal en el elipsoide de referencia (anomalías gravimétricas).

¹⁹ Con información suficiente sobre el campo gravitatorio de la Tierra, es posible determinar las ondulaciones del geoide, desviaciones gravimétricas y el aplanamiento de la Tierra.

2.3 El Campo de Gravedad Terrestre y Gravedad Observada

2.3.1 El Campo Gravitatorio Terrestre

Es un campo de fuerzas que representa la interacción gravitatoria. Si se dispone en cierta región del espacio una masa M , el espacio alrededor de M adquiere ciertas características que no disponía cuando no estaba M . Este hecho se puede comprobar acercando otra masa m y constatando que se produce la interacción. A la situación física que produce la masa M se la denomina campo gravitatorio. Afirmer que existe algo alrededor de M es puramente especulativo, ya que sólo se nota el campo cuando se coloca la otra masa m , a la que se llama masa testigo.

2.3.2 Intensidad del Campo Gravitatorio Terrestre o Gravedad

Según las leyes de Newton, toda fuerza ejercida sobre un cuerpo le imprime una aceleración. En presencia de un campo gravitatorio, todo cuerpo se ve sometido a la fuerza gravitatoria y la aceleración que imprime esta fuerza, o aceleración en cada punto del campo, se denomina intensidad del campo gravitatorio o aceleración de la gravedad.

2.3.3 Medición de la Gravedad Terrestre

La gravedad en la tierra puede ser medida de forma clásica como mínimo de cuatro formas diferentes por la caída libre de una carga testigo, por oscilación de un péndulo (en libre oscilación), análisis de oscilación de masa pareja a un muelle o por análisis de las oscilaciones de una masa testigo solidaria a una fibra. De todas las técnicas utilizadas para la determinación de la gravedad, la más utilizada es mediante un gravímetro.

Las medidas de la gravedad por lo general difieren en la forma de tomarlas, en función del proyecto al que estén sujetos, tanto en la intensidad de toma de las muestras, como en la precisión requeridas para las mismas. En cualquier caso, las medidas de la gravedad realizadas deben ser enlazadas a un sistema de referencia marco y preferiblemente a uno global.

Las redes gravimétricas se han establecido para crear puntos de control de la gravedad de ámbito global, regional y local. El objeto de estas redes es referir los trabajos que requieren valores de la gravedad a estas, como pueden ser los trabajos con propósitos geodésicos, geofísicos y geodinámicos, etc. Estos datos de la gravedad junto con otra tipología de

información son almacenados en bancos de datos y finalmente mostrados en mapas de la gravedad o en otro tipo de productos.

2.3.3.1 Corrección por Deriva

Al utilizar un gravímetro, es necesario entender, que como mecanismo, está sujeto a cambios en su mecánica. Los gravímetros de muelle cuando realizan la medición de los valores de la gravedad de forma constante muestran que con el tiempo la posición de equilibrio del muelle se va desviando, siendo esta desviación ajena a la influencia ejercida por la atracción de los planetas.

Esta desviación se conoce como deriva del gravímetro. Es causada por el "cansancio" del muelle de tensión y por efectos externos no compensados o no suficientemente aislados por el dispositivo donde se halla el muelle. La magnitud y el tipo de deriva dependen del tipo, edad y uso del instrumento, así como de fluctuaciones en la temperatura ambiental, presión ambiental o voltaje. Por ello en las observaciones realizadas con este tipo de gravímetros, es necesario aplicar esta corrección.

2.3.3.2 Corrección por Marea

Existe un factor externo al instrumento que provoca un cambio de los valores de la gravedad. Este es debido a la posición cambiante de la Luna y el Sol con respecto al punto donde se está observando la gravedad. La Luna y el Sol, a pesar de estar alejados del punto de observación, tienen suficiente masa como para influir en la gravedad observada en un punto. Estas masas con el tiempo sufren aproximaciones y alejamientos del punto de observación (movimientos de traslación y rotación de la Tierra), lo cual provoca variaciones de la atracción en un punto (lo que se llama efecto de mareas). Sin embargo estas atracciones pueden ser calculadas con bastante precisión.

El máximo cambio que producen las mareas se cifra en 50 $\mu\text{Gal/h}$, mientras que el efecto de la deriva es imprevisible, por lo que siempre se opta por controlarlo. Aun así, en condiciones extremas se ha llegado a observar derivas de 100 $\mu\text{Gal/h}$ en condiciones ambientales extremas.

2.4 El Geopotencial

La tierra como cuerpo flotante en el espacio, se comporta bajo la interacción de su masa con el resto de los cuerpos celestes. Esta interacción o fuerza de atracción añadida a la fuerza centrífuga generada por la rotación terrestre se conoce como la gravedad. En la obra de (Badell, 1990), el geopotencial W , se expresa como la suma del potencial de la fuerza gravitacional V y el potencial de la fuerza rotacional Φ .

$$W(x, y, z) = V + \Phi$$

Para conocer la forma y dimensiones de la Tierra se estudian las variaciones del campo gravitacional, si a esto se añade un estudio multi-temporal, la variable tiempo, aportará información relativa a fenómenos físicos presentes en ésta. He allí el interés del desarrollo de estudios en el área y la importancia que cobra la geodesia para las geociencias, pues permite a través de equipos multidisciplinarios obtener la mayor información de nuestro planeta para ser utilizado en su preservación y conservación.

Las diferencias que se presentan en el valor de la gravedad observada en cada lugar de la tierra son debidas a un geopotencial variable, debido a la distorsión de la forma de la Tierra²⁰. Esto sin olvidar los fenómenos físicos que tienen lugar en ella y que alteran su equilibrio, tales como los movimientos sísmicos, fenómenos ambientales, etc.

2.5 El Campo Gravitatorio del Elipsoide Normal y Gravedad Normal

Debido a la variación que existe en los valores de la gravedad terrestre y la importancia que tiene el conocer su valor, se han generado aproximaciones que permiten manejar éste tipo de información. Tal es el caso de la gravedad normal, con la cual se trata de predecir los valores de gravedad al nivel del mar²¹. El esferoide presenta un potencial constante y fácil de determinar según siguientes expresiones, tomadas de (Badell, 1990):

$$U_{(x,y,z)} = cte$$

$$U_{(x,y,z)} = \phi_{(x,y,z)} + \frac{1}{2}W^2(x^2 + y^2)$$

²⁰ Generado por: el movimiento de rotación, la variación de la fuerza centrífuga conforme varía la latitud del lugar y por último la desigual distribución de masas de la Tierra, lo cual también está asociado a la densidad del material presente.

²¹ Partiendo de la suposición de un esferoide que se aproxima a la forma de la Tierra.

La función potencial normal depende de tres elementos: la forma del elipsoide (semiejes a y b y achatamiento f), masa total M y la velocidad angular de rotación W .

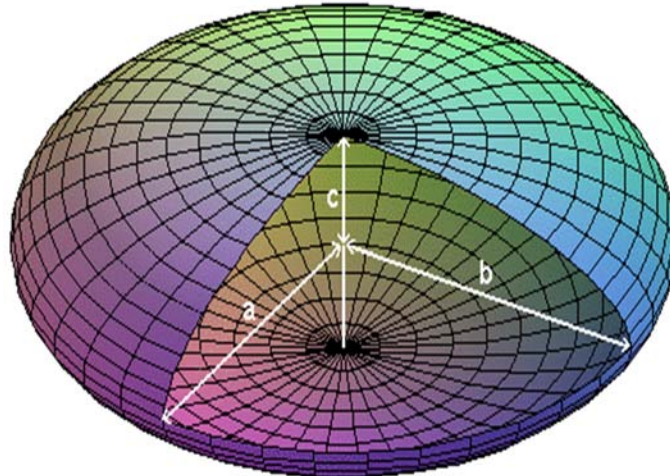


Fig. 8 Esferoide y sus elementos

Esta aproximación es necesaria porque el esferoide es un caso especial de los elipsoides, que no son más que figuras matemáticas conocidas, reconocidas por su cercanía a la forma de la Tierra²².

2.5.1 Gravedad Normal en el Elipsoide o Gravedad Teórica (γ_T):

De éste potencial normal U , se puede obtener su gradiente, el cual es la gravedad teórica (γ_T) o gravedad normal de cualquier punto sobre el elipsoide de referencia elegido. Se obtiene usando la Fórmula de Somigliana (Hoffman Wellenhof & Moritz, 2005):

$$\gamma_T = \gamma_e \frac{1 + k \text{Sen}^2 \phi}{\sqrt{1 - e^2 \text{Sen}^2 \phi}}$$

con:

$$k = \frac{b \gamma_p}{a \gamma_e}$$

$$e = \sqrt{\frac{a^2 - b^2}{a^2}}$$

Dónde:

²² Evadiendo las diferencias de relieve que la hacen característica

K: es una constante derivada.

γ_e : es la gravedad teórica en el ecuador.

γ_p : es la gravedad teórica en el polo.

e: es la excentricidad del elipsoide escogido con semieje mayor a y semieje menor b.

El error la fórmula es de 1×10^{-4} miligales. Según (Moritz, 1980).

Como se observa, en dicha fórmula, el resultado se encuentra en función de los parámetros del elipsoide de referencia elegido y de la latitud del lugar. Debido a esto surgen ambigüedades, por quienes no dominan la materia. Es de saberse, que para cada elipsoide resultará pues, una ecuación distinta y por lo tanto resultados de gravedad distintos. Por convención internacional, el WGS84²³ es el sistema de referencia adoptado actualmente, sin embargo, por conveniencia con respecto al origen de la data puede darse el caso de tener otro elipsoide asociado, como también puede suceder que las normativas locales exijan que se utilice en los cálculos un elipsoide distinto.

**Tabla 2 Resumen de los parámetros del World Geodetic System 1984 (WGS84).
Tomado de (NIMA Report, 2000)**

Parámetros del WGS84		
Constante	Símbolo	Valor
Semieje Mayor	(a)	6378137.0000 m
Semieje Menor	(b)	6356752.3142 m
Achatamiento	(1/f)	298.257223563
Velocidad Angular de la Tierra	(ω)	$7292115.0 \times 10^{-11}$ rad/s
Constante Gravitacional de la Tierra (incluyendo la masa de la Atmósfera de la Tierra)	(GM)	$3986004.418 \times 10^8 \text{m}^3/\text{s}^2$
Primera Excentricidad	(e)	$8.1819190842622 \times 10^{-2}$
Semieje Menor	(b)	6356752.3142 m

²³ World Geodetic System 1984

Radio de la Aceleración Centrífuga a la Gravedad Normal en el Ecuador	(m)	0.00344978650684
Gravedad Teórica Normal en el Ecuador (en el Elipsoide)	(γ_e)	9.7803253359 m/s ²
Gravedad Teórica Normal en el Polo (en el Elipsoide)	(γ_p)	9.8321849378 m/s ²

A diferencia de esto, se muestra a continuación la expresión de mayor confianza y exactitud para la gravedad teórica en m/s² usando el GRS80²⁴. Datos tomados de (Hinze W, et al, 2004):

$$\gamma_{GRS80} = 9.780327(1 + 0.0053024 \text{Sen}^2 \phi - 0.0000058 \text{Sen}^2 2\phi)$$

A pesar de que el GRS80 es el datum aprobado en la XVII Asamblea General de la IUGG²⁵, el datum horizontal y vertical recomendado por el NAGDC²⁶ es el WGS84, entre una de los hechos que argumentan, es que el WGS84 está considerado en el ITRF²⁷, que es un marco mundialmente aceptado con un centímetro de diferencia. Sin embargo, en ese mismo trabajo aclaran que el uso de uno de uno de los dos datum no produce diferencias significativas relativas a la gravedad.

Mencionan también que la diferencia de gravedad entre la versión (TR835.2) de WGS84 y el GRS80 es inferior al 0,5 μ Gal para altura elipsoidales hasta 3000 m en todo el mundo, después de la eliminación de un nivel absoluto de 0,1433 mGal. La diferencia de gravedad se debe principalmente a la discrepancia de (0,582) entre la constante GM de WGS84 (3896004,418) en comparación con la del GRS80 (3896005).

2.5.2 Gravedad Teórica Sobre el Elipsoide (γ_s):

Según el (NIMA Report, 2000), es la gravedad teórica sobre los puntos fuera del elipsoide de referencia, el desarrollo en serie de Taylor puede ser utilizado para la continuación ascendente de la gravedad normal de la

²⁴ Global Reference System 1980

²⁵ International Union of Geodesy and Geophysics

²⁶ North American Gravity Database, Comité Americano de Bases de Datos Gravimétricos

²⁷ International Terrestrial Reference Frame. Marco internacional de referencia terrestre

superficie del elipsoide de referencia hasta el punto fuera de ella²⁸. Se calcula de la siguiente forma:

$$\gamma_s = \gamma_T \left[1 - \frac{2}{a} \cdot (1 + f + m - 2 \cdot f \cdot \text{Sen}^2 \varphi) \cdot h + \frac{3}{a^2} \cdot h^2 \right]$$

Dónde:

$$m = \frac{\omega^2 \cdot a^2 \cdot b}{G \cdot M}$$

f: es el achatamiento elipsoidal.

a y b: Semiejes mayor y menor respectivamente.

φ : es la Latitud Geodésica.

h: es la altura geodésica o altura elipsoidal.

γ_T : es la gravedad normal sobre el elipsoide para la misma latitud geodésica calculada.

2.6 Geodesia Satelital y Mediciones Satelitales del Campo de Gravedad

2.6.1 Definición Geodesia Satelital

La Geodesia Satelital, según (Seeber, 2003), comprende las técnicas de observación y de cálculo que permiten la solución de los problemas geodésicos por el uso de mediciones precisas entre y mayormente desde satélites cercanos a la Tierra. Siendo sus principales problemas:

La determinación de la precisión global, regional y local de las posiciones tridimensionales (control geodésico).

La determinación del campo gravitatorio de la Tierra y las funciones lineales de este campo (geoide preciso).

²⁸ "When the geodetic height (h) is small, normal gravity above the ellipsoid can be estimated by upward continuing g at the ellipsoidal surface using a truncated Taylor series expansion"

La medición y modelización de fenómenos de geodinámica (el movimiento polar, la rotación de la Tierra, la deformación de la corteza).

Sin embargo, habrá otros autores que prefieran incluir en la definición de la geodesia satelital un concepto más espacial, donde se estudien remotamente otros planetas al igual que la Tierra, con la adaptación de métodos de la geodesia satelital. Sin embargo, eso no causa mayor impacto en la definición utilizada en ésta investigación.

2.6.2 Clasificación de Geodesia Satelital

Una forma de clasificar la geodesia satelital, es la ofrecida por (Seeber, 2003), por las plataformas de observación-destino, utilizadas en sus métodos:

- a) Métodos de la Tierra al Espacio:
 - Direcciones de las observaciones de las cámaras.
 - Telemetría Laser desde satélite ó Satellite Laser Ranging (SLR).
 - Posicionamiento Doppler (TRANSIT, DORIS).
 - Uso geodésico del Sistemas Globales de Navegación GNSS²⁹ (GPS, GLONASS³⁰, BEIDOU³¹).

- b) Métodos del espacio a la Tierra:
 - Altimetría Radar.
 - Láseres espaciales.
 - Gradiometría satélite.

- c) Métodos de espacio a espacio:
 - Localización por Satélite ó Satellite-to-Satellite Tracking (SST).

Siendo de todos estos métodos los más aplicables a la investigación: la gradiometría gravimétrica y la localización por satélite SST, lo cual más adelante se podrá verificar claramente.

²⁹ Global Navigaton Satelital System, Sistema de Navegacion Global por Satelite

³⁰ del ruso: GLObalnaya NAvigationnaya Sputnikovaya Sistem.

³¹ BeiDou (COMPASS) Navigation Satellite System

2.6.3 Aplicaciones de la Geodesia Satelital

Las aplicaciones de los métodos de satelitales geodésicos en general, se determinan por la exactitud posible, el esfuerzo necesario, los gastos de equipos y computación y finalmente por el tiempo de observación y la facilidad de manipulación de los datos. A continuación una lista que resume dichas aplicaciones, tal lista combina aplicaciones sugeridas por (Cazenave y Fu, 2001) y (Seeber, 2003):

- i. En el Campo de la Geodesia Global:
 - Forma general de la figura de la Tierra y el campo de gravedad.
 - Dimensiones de un elipsoide de la Tierra promedio.
 - El establecimiento de un marco global de referencia terrestre.
 - Geoide detallado como superficie de referencia en tierra como en mar.
 - Conexión entre los diferentes datums geodésicos existentes.
 - La conexión de datums nacional con un datum geodésico mundial.
- ii. En el Control Geodésico:
 - Establecimiento de un control de las redes geodésicas nacionales.
 - La instalación redes homogéneas tridimensionales.
 - Análisis y mejora de las redes terrestres existentes.
 - El establecimiento de conexiones geodésicas entre las islas con el continente.
 - La densificación de las redes existentes hasta inter-estaciones distancias cortas.
- iii. En la Geodinámica:
 - Establecimiento de Puntos de Control para el Monitoreo del Movimiento de la Corteza.
 - Arreglos Permanentes para Control 3D en las Zonas Activas.
 - Movimientos polares, la rotación de la Tierra.
 - Las mareas de la Tierra sólida.
- iv. Aplicaciones a la Geodesia Plana:
 - Plano detallado Topografía (registro de la propiedad urbana y rural de estudio, los sistemas de información geo-referenciada –SIG-, el urbanismo, la demarcación de límites, etc.).
 - Instalación de redes especiales y el control de las tareas de ingeniería.
 - Puntos de control terrestre en la fotogrametría y teledetección.
 - Posición y orientación de sensores aerotransportados, tales como cámaras de fotogrametría.

- El control y la posición de la información en diferentes niveles de exactitud en la silvicultura, la agricultura, cartografía, expediciones arqueológicas, etc.
 - Navegación y Geodesia Marina.
 - Navegación precisa de vehículos en la tierra, el mar y el aire.
 - Posicionamiento preciso para la cartografía marina, la exploración, hidrografía, oceanografía, la geología y geofísica marina.
 - Conexión y control de mareógrafos (unificación de los sistemas de altura).
- v. Aplicación en otros Campos Relacionados:
- Posición y determinación de la velocidad de las observaciones geofísicas (gravimétricas, magnéticas, los estudios sísmicos), tanto en el mar como en el aire.
 - La determinación del movimiento de hielo en la glaciología, la investigación en la Antártida, la oceanografía.
 - La determinación de órbitas de satélite.
 - La tomografía de la atmósfera (ionosfera, la troposfera).

Pese a toda esta variedad de aplicaciones, para el estudio, es importante profundizar en la generación de modelos geopotenciales globales, mediante el método dinámico de la geodesia satelital, el cual obtiene información del campo gravitatorio terrestre observando el comportamiento dinámico de las órbitas de los satélites, (Barthelmes, 2008).

2.7 El Potencial Gravitacional de la Tierra

El Potencial gravitacional de la Tierra se puede representar en forma de funciones sobre una esfera unitaria, los llamados armónicos de superficie, a continuación un breve resumen de cómo funciona.

A diferencia de la fórmula anterior para el cálculo del potencial gravitatorio, el potencial V se puede escribir en términos de funciones armónicas zonales (Torge, 2001), quedando como:

$$V = G \cdot \iiint_{Tierra} \frac{dm}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^n \cdot P_n(\cos\psi)$$

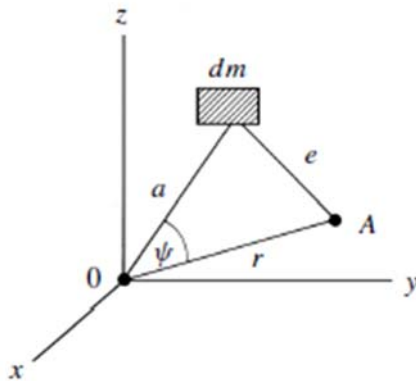


Fig. 9. Relación en el desarrollo del potencial gravitacional

Dónde:

G: es la constante gravitacional newtoniana.

a: es la distancia del elemento de masa al geocentro.

Ψ: es el ángulo central, correspondiendo a la distancia esférica en unidades esféricas.

dm: es el elemento de masa.

O de otra forma, se puede escribir con Armónicos Esféricos Laplacianos (Torge, 2001):

$$V = \frac{G \cdot M}{r} \cdot \left(1 + \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a_e}{r} \right)^n \cdot (C_{nm} \cdot \text{Cos} m \lambda + S_{nm} \cdot \text{Sen} m \lambda) \cdot P_{nm}(\text{Cos} \vartheta) \right)$$

Dónde:

G: es la constante gravitacional newtoniana.

M: Masa de la Tierra incluyendo la Masa de la Atmósfera de la Tierra.

a_e: es el radio ecuatorial.

r: es la distancia del punto de atracción al geocentro.

ϑ : es el ángulo polar, coordenada esférica.

λ: es la longitud, coordenada esférica.

C_{nm} y S_{nm} : son integrales de masa y describen la distribución de masas dentro de la Tierra.

P_{nm} : son las Funciones Asociadas de Legendre.

2.7.1 Esféricos Armónicos y el Campo de Gravedad

Los armónicos sólidos esféricos son un conjunto de soluciones ortogonales de la ecuación de Laplace representadas en un sistema esférico de coordenadas. Cada uno de estos potenciales armónicos, satisfacen la ecuación de Laplace, pueden ser expandidos a armónicos esféricos sólidos. Por este motivo la parte estática del potencial gravitacional W_a , en cualquier punto (r, λ, Φ) , en y sobre la superficie de la tierra, son expresados convenientemente en una escala global sumando Y agregando expansiones de armónicos esféricos de grado y orden superior, (Barthelmes, 2009).

Los armónicos esféricos o coeficientes de Stokes representan en el dominio espectral, la estructura global y las irregularidades del campo geopotencial, o mejor dicho del campo de gravedades de la tierra. La ecuación seleccionada al dominio espacial y espectral, la estructura global y las irregularidades del campo geopotencial, o mejor dicho del campo de gravedades de la tierra. La ecuación relacionada al dominio espacial y espectral de los geopotenciales es la siguiente:

$$W_a(r, \lambda, \varphi) = \frac{GM}{r} \sum_{\ell=0}^{\ell_{\max}} \sum_{m=0}^{\ell} \left(\frac{R}{r}\right)^{\ell} P_{\ell m}(\sin \varphi) (C_{\ell m}^W \cos m\lambda + S_{\ell m}^W \sin m\lambda) \quad (\text{Ecuación 1})$$

Que se escribe de la siguiente forma, cuando $1/r$ para $r \rightarrow \infty$

$$W_a(r, \lambda, \varphi) = \frac{GM}{r} \sum_{\ell=0}^{\ell_{\max}} \sum_{m=0}^{\ell} \left(\frac{R}{r}\right)^{\ell+1} P_{\ell m}(\sin \varphi) (C_{\ell m}^W \cos m\lambda + S_{\ell m}^W \sin m\lambda)$$

Notación utilizada:

(r, λ, φ) : Representan las coordenadas esféricas geocéntricas del punto de cálculo, (radio latitud y longitud)

R: Radio de referencia

GM: Producto de la constante gravitacional y la masa de la tierra

ℓ, m : Grado y orden del esférico armónico

$P_{\ell,m}$ Función de Legendre normalizada

$C_{m,m}^W, S_{\ell,m}^W$ Coeficientes de Stokes normalizado

Una aproximación esférica del campo de gravedad a un grado máximo ℓ_{\max} también llamado “modelo de campo de gravedad” consiste de coeficientes $(\ell_{\max}+1)^2$ y los dos valores para GM y R a los que se refieren los coeficientes.

El radio de referencia R de la expansión solo tiene significado matemático, el producto $C_{0,0}^W \times GM$ representa la constante gravitacional multiplicada la por la masa de la tierra asociada al modelo.

Esta significa que $C_{0,0}^W$ escala el valor formal de GM que es dado por el modelo.

Usualmente $C_{0,0}^W$ es referido a 1 para preservar el significado de GM, que en sí mismo no está separado en sus dos componentes G (constante gravitacional) y M (masa de la tierra). Porque se sabe que como producto tiene mayor precisión que como 2 valores por separados

El grado 1 de los coeficientes armónicos esféricos ($C_{1,0}^W, C_{1,1}^W, S_{1,1}^W$) están referidos a coordenadas geocéntricas y son cero si el origen del sistema de coordenadas coincide con el geocentro. Los coeficientes $C_{2,1}^W$ y $S_{2,1}^W$ están relacionados con la posición principal del polo rotacional.

La Ecuación 1, representa el campo de gravedad de la tierra con una precisión que depende de la “exactitud” de los coeficientes y la relación espacial dependiendo del grado máximo ℓ_{\max} de expansión. En un punto dado en el espacio, la diferencia del potencial real y el potencial dado por la expansión de los armónicos esféricos de la Ecuación 1 depende tanto de la precisión de los coeficientes así como del máximo grado ℓ_{\max} de la expansión

La Ecuación 1 contiene la continuación hacia arriba del potencial gravitacional de la superficie de la tierra para $r > r_{\text{topo}}$ y refleja la disminución-alteración-enmascaramiento de la señal con la altitud a través del factor

$(R/r)^\ell$. Para puntos dentro de la tierra, la expansión del potencial armónico da la contribución hacia abajo W_a^c del potencial, una forma simple de evaluarlo es usar $r < r_{\text{topo}}$. Sin embargo podrían surgir posibles

singularidades en las series de los armónicos esféricos, en la posición de puntos simple para la $\ell_{\max} \rightarrow \infty$ en la práctica ℓ_{\max} es finito y las series pueden ser evaluadas, en principio en puntos dentro de la tierra ($r < r_{\text{topo}}$). Sin embargo la continuación de grados hacia abajo por su naturaleza física, es un problema fastidioso e inestable.

Esto significa que la amplitud de la ondulación espacial del potencial, se amplifica con la profundidad (aumentada al infinito en los puntos en que aparecen las singularidades) y la amplificación es mayor cuanto más corta es la longitud de onda de la ondulación. Matemáticamente esto es obvio para el factor $(R/r)^\ell$ en la ecuación 1, para la disminución del radio r aumenta el grado ℓ .

Entonces la continuación hacia abajo del grado, es en la práctica dependiente de la frecuencia, en el caso de la representación de los armónicos esféricos, una ampliación dependiente de ℓ , el aumento de los errores dependerá de los coeficientes $C_{m,m}^W, S_{1,m}^W$

Los armónicos esféricos se calculan usando coordenadas esféricas, entonces $r_{\text{topo}} = r_{\text{topo}}(r, \varphi, m)$ es la distancia del punto en la superficie de la tierra, al centro de la tierra y φ, m es la latitud esférica de que se diferencia de la latitud elipsoidal φ .

En la siguiente figura se presentan los ejemplos para todos los tipos elipses de armónicos esféricos

$P_{\ell,m}(\sin \varphi, m) \cdot \cos m\lambda$: (a) zonal con $\ell \neq 0, m=0$

(b) tesseral con $\ell \neq 0, m \neq \ell \neq 0$ y

(c) armónicos sectoriales con $\ell = m \neq 0$

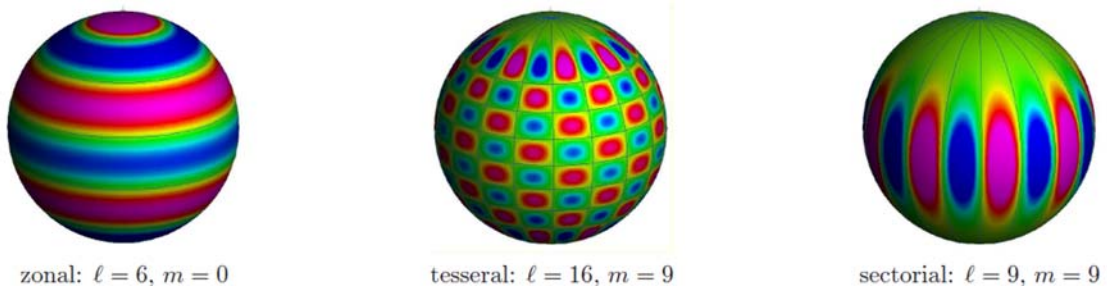


Fig. 10. Ejemplos de los armónicos esféricos $P_{\ell,m}(\sin \varphi, m) \cdot \cos m\lambda$ [desde -1 (azul) hasta +1 (morado)]

La parte de la atracción U_a del potencial normal U y su potencial perturbador también pueden ser expandido en armónicos esféricos. Denotando a U_a como $C_{1,m}^U, S_{1,m}^U$ los coeficientes $C_{1,m}^T, S_{1,m}^T$ del potencial perturbador son simplemente las diferencias: $C_{1,m}^T = C_{1,m}^W + C_{1,m}^U$ y $S_{1,m}^T = S_{1,m}^W + S_{1,m}^U$

La expansión del potencial elipsoidal normal contiene únicamente términos para orden $m=0$ (simetría rotacional) y grado $l=$ simetría rotacional. Resulta que $S_{1,0}$ no existe, entonces $S_{1,m}^T = S_{1,m}^W$. Para calcular el potencial normal, en la mayoría de los casos es suficiente considerar solo los coeficientes $C_{00}^U, C_{20}^U, C_{40}^U, C_{60}^U$ y algunas veces C_{80}^U . El potencial perturbador T , en armónicos esféricos es:

$$T(r, \lambda, \varphi) = \frac{GM}{r} \sum_{\ell=0}^{\ell_{\max}} \left(\frac{R}{r}\right)^{\ell} \sum_{m=0}^{\ell} P_{\ell m}(\sin \varphi) (C_{\ell m}^T \cos m\lambda + S_{\ell m}^T \sin m\lambda)$$

Se ha supuesto que $C_{1,m}^U$, los coeficientes de atracción del potencial normal $C_{1,m}^W$ y $S_{1,m}^W$ los coeficientes del potencial real (o el potencial de un modelo que se aproxima al potencial real) están dados con respecto a los mismo valores para GM y R . Usualmente este no es el caso, en la práctica donde los coeficientes del potencial normal $C_{1,m}^U$ están dados con valores definidos por separado GM^U y R^U . Para comparar los sumandos de la serie por separado, tienen que ser iguales debido a la ortogonalidad, la relación entre ellos está dada por:

$$C_{1,m}^U = C_{1,m}^{1U} \times \frac{GM^U}{GM} \frac{R^U}{R}$$

Cada representación de una función en armónicos esféricos como (Ecuación 1, con límite superior de la sumatoria $\ell_{\max} \rightarrow \infty$ corresponde a filtrados de paso bajo y ℓ_{\max} se correlaciona con la resolución espacial de la superficie de la tierra. Una estimación, muy usada, de la representación más simple del campo de la gravedad, en otras palabras la media longitud de onda Ψ_{\min} más corta (como distancia esférica), se puede resolver con $(\ell_{\max} + 1)^2$ con parámetros $C_{1,m}$ y $S_{1,m}$ es:

$$\Psi_{\min}(\ell_{\max}) \approx \frac{\pi R}{\ell_{\max}} \text{ (ecuación 2)}$$

Esta estimación se hace en los probables ceros a lo largo del ecuador. Es importante recordar que la resolución de los armónicos esféricos es uniforme en la esfera esto porque bajo rotación, un armónico esférico de grado ℓ se transforma en una combinación lineal de armónicos esféricos del mismo grado. Para ilustrar esto, un impulso simple en cualquier parte de la representación esférica en un grado máximo y de orden ℓ_{\max} . Una rotación del sistema de coordenadas no cambiara la forma del pulso, esto significa una resolución uniforme. Por lo tanto una mejor estimación de $\Psi_{\min}(\ell_{\max})$ es: si se divide la superficie de la esfera por ejemplo $4\pi R^2$, en muchas secciones de áreas iguales A_{\min} como el número del coeficientes armónicos esféricos, por ejemplo $(\ell_{\max} + 1)^2$, entonces el tamaño de cada pieza es:

$$A_{\min}(\ell_{\max}) = \frac{4\pi R^2}{(\ell_{\max} + 1)^2}$$

El diámetro de la capa esférica, de este tamaño en unidades de distancia esférica:

$$\Psi_{\min}(\ell_{\max}) = 4 \arcsin\left(\frac{1}{\ell_{\max} + 1}\right) \text{ (ecuación 3)}$$

Esto caracteriza el tamaño de los abultamientos más pequeños, media longitud, que puede ser producida por los parámetros $(\ell_{\max} + 1)^2$. En la tabla 3 se muestra como la resolución de los armónicos esféricos depende del máximo grado ℓ_{\max} .

Tabla 3 Ejemplo de la resolución de los armónicos esféricos en función de los diámetros, tomado y modificado de (Barthelmes, 2009)

Maximum Degree	Number of Coefficients	Resolution ψ_{\min}			
		(ecuación 2)		(ecuación 3)	
ℓ_{\max}	N	[degree]	[km]	[degree]	[km]
2	9	90.0	10000.000	77.885	8653.876
5	36	36.0	4000.000	38.376	4264.030
10	121	18.0	2000.000	20.864	2318.182
15	256	12.0	1333.333	14.333	1592.587
30	961	6.0	666.667	7.394	821.587
36	1369	5.0	555.556	6.195	688.321
40	1681	4.5	500.000	5.590	621.154
45	2116	4.0	444.444	4.983	553.626
50	2601	3.6	400.000	4.494	499.342
75	5776	2.4	266.667	3.016	335.073
180	32761	1.0	111.111	1.266	140.690
360	130321	0.5	55.556	0.635	70.540

En la geodesia dinámica satelitaria, los coeficientes potenciales C_{nm} y S_{nm} son derivados (observados) del análisis de perturbaciones en la órbita de los satélites, dichos coeficientes son también llamados parámetros de campo, ellos conforman la base de los modelos geopotenciales actuales y contribuyen al cálculo de geoides globales. Para consultar más de estas determinaciones, se pueden consultar las obras de (Cazenave y Fu, 2001), (Seeber, 2003) y (Torge, 1991).

2.8 Técnicas de Medición en Geodesia Satelital

Existen dos conceptos importantes, mencionados anteriormente, que fundamentan la geodesia satelital y permiten medir las aceleraciones que causan la perturbación del movimiento satelital. Estos son:

2.8.1 Satellite-to-Satellite Tracking (SST)³²: este método se basa en la medida de distancias y sus tasas de variación entre satélites. Agrupadas en esta clasificación están HL (high-low) y LL (low-low):

✓ SST-HL: Significa que una nave espacial LEO³³ es rastreada por satélites de órbita alta (como GPS, GLONASS o GALILEO), unido a una red de estaciones terrestres. Las fuerzas no gravitacionales que actúan en la orbitador bajo son medidas por los acelerómetros, esto es una muestra de que el campo gravitatorio externo puede ser rastreado de forma precisa sin interrupciones. Las aceleraciones 3d observadas corresponden a las observaciones de gravedad.

✓ SST-LL: Significa que dos satélites LEO se colocan en la misma órbita baja separados por cientos de kilómetros y el rango D entre ambas naves espaciales se mide por la interconexión de satélites, con la más alta precisión posible. De nuevo el efecto de las fuerzas no gravitacionales que actúan sobre los dos LEO pueden ser medidas y compensadas. Una ventaja es que brinda una mayor sensibilidad frente a la tecnología HL.

2.8.2 Satellite Gravity Gradiometry (SGG)³⁴: es un proceso en el que las diferencias de aceleración se miden directamente en el satélite. Este concepto de amplia más adelante. La Fig. 11 Muestra un diagrama del funcionamiento de cada una de estas técnicas:

³² Traducción al Español: Rastreo Satélite a Satélite

³³ Low Earth Orbiter. En español: Orbitador Terrestre Bajo.

³⁴ En español: Gravimetría Gradiométrica Satelital

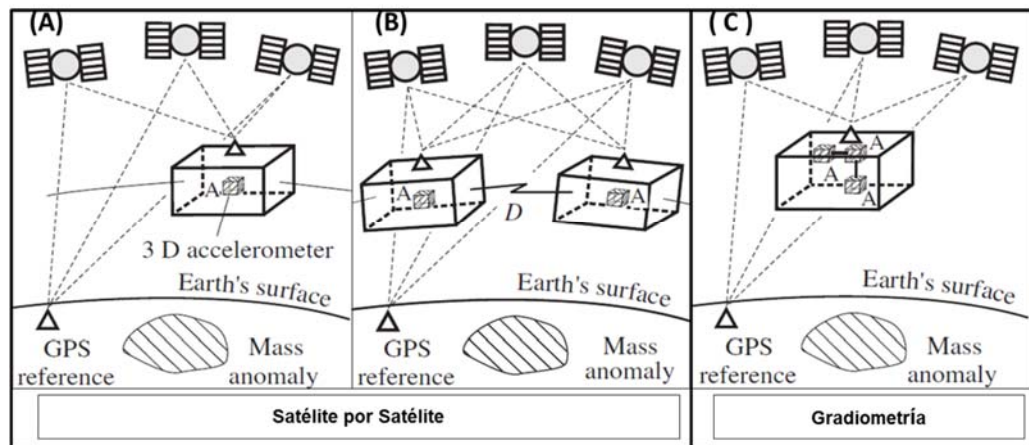


Fig. 11. Diferentes conceptos aplicados a la medición satelital del campo de gravedad, (A) SST-HL, (B) SST-LL y (C) SGG. Tomado y modificado de (Seeber, 2003)

Estas técnicas ya se han venido usando con propósitos que se aplican a la geodesia, en misiones de satélite como GRACE³⁵ y GOCE³⁶, con las que se han dado mejoras importantes sobre los conocimientos del geode y se esperan más en los próximos años.

GRACE nace bajo la unión de esfuerzos de Estados Unidos y Alemania desarrollándose desde el 2002. Cazenave y otros, ya en el 2001 describen en su obra, como el GRACE utilizaría un par de satélites en órbita baja terrestre, cuya distancia relativa se determinaría precisamente, para mejorar la precisión del geode a menos de 1cm en las escalas espaciales de más de 200 km (media longitud de onda), para lo que se analizarían las mediciones de distancia a bordo y lecturas de acelerómetros.

Los datos para este estudio fueron determinados a partir de la tecnología SST del GRACE.

2.8.2.1 Fundamentos de la Gradiometría

Es el principio por el que funciona un gradiómetro, se basa en la medición de las fuerzas efectivas aplicadas sobre una masa en el centro de

³⁵ Gravity Recovery and Climate Experiment. En español: Experimento de Clima y Recuperación Gravitatoria.

³⁶ Gravity Ocean Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer. En español: Explorador de la Circulación Oceánica y de Gravedad

una celda de diseño especial. El movimiento lineal y rotativo de la masa se controla con una suspensión electrostática servo dirigida³⁷. En una estructura súper-estable se montan tres pares de acelerómetros idénticos que forman los brazos del gradiómetro. El dato gradiométrico básico, es la diferencia entre las aceleraciones medidas por cada uno de los dos acelerómetros del par (separados unos 50 cm entre sí) en la dirección de su unión.

La media de las dos magnitudes es proporcional a la aceleración de arrastre inducida externamente. Los tres brazos están montados de forma ortogonal entre sí: uno alineado con la trayectoria del satélite, otro perpendicular a la trayectoria y el tercero orientado aproximadamente al centro de la Tierra. Combinando medidas diferentes de aceleración, es posible deducir los componentes del gradiente de la gravedad. Un ejemplo actual importante de la aplicación de la gradiometría es el GOCE.

La Agencia Espacial Europea, indica como la gradiometría es utilizada por empresas petroleras, de gas y mineras para evaluar la densidad del subsuelo efectivamente por la tasa de cambio de propiedades de la roca. A partir de esta información, es posible construir una imagen de las anomalías del subsuelo que luego pueden ser utilizadas para diferentes objetivos con mayor precisión. Permite conocer densidad de columnas de del agua entonces también se aplica a la batimetría o la determinación de la profundidad del agua y localización de objetos sumergidos.

Un gradiómetro de gravedad es un sensor que mide el gradiente del campo gravitatorio en lugar de su valor absoluto. Según su orientación, un gradiómetro puede medir el gradiente en X, Y o Z (o combinaciones en diagonal). En términos simples, el gradiente corresponde a la fluctuación de la gravedad por unidad de longitud.

Por ejemplo el corazón de GOCE lo forma, el gradiómetro de gravedad, tres pares de acelerómetros idénticos ultra-sensibles. Esto permite la medición simultánea de seis componentes independientes pero complementarios del campo de gravedad. En la figura 12 se puede observar el gradiómetro del GOCE.

³⁷ La suspensión es dirigida por un sistema de Servo, que son dispositivos automáticos que se retroalimentan con la detección de errores para corregir el funcionamiento del mecanismo.



Fig. 12. Gradiómetro del GOCE. Tomado de www.esa.int/esaLP/LPgoce.html

Además de esto, el GOCE posee un SSTI³⁸ que consta de un avanzado receptor GPS de doble frecuencia y 12 canales y una antena de banda L. Siendo capaz de adquirir simultáneamente señales emitidas desde un máximo de 12 satélites de la constelación GPS. El instrumento SSTI presenta, en una frecuencia de 1 Hz, mediciones de las denominadas pseudo-distancia y fase portadora de ambas frecuencias del GPS, y constituye una solución de navegación orbital en tiempo real.

2.9 Reducciones y Anomalías Gravimétricas

2.9.1 Reducciones al Geoide

Como se mencionaba anteriormente, las anomalías gravimétricas, son diferencias del valor de la gravedad entre el geoide y el elipsoide. Pero hay un “problema”, realmente, las observaciones gravimétricas se realizan sobre la superficie terrestre o el mar, no directamente sobre el geoide. Por lo que es necesario reducir dicho valor al geoide primeramente. A continuación se describirán éstas reducciones y sus fundamentos, así como las anomalías gravimétricas relacionadas a dichas correcciones.

Para ello es necesario nombrar las reducciones que se realizarán en éste trabajo:

- ✓ Reducción por Latitud.
- ✓ Reducción por Altura (Corrección de Aire Libre).
- ✓ Reducción por la influencia de las masas topográficas (Corrección de Terreno).

³⁸ SSTI Satellite-to-Satellite Tracking Instrument, Instrumento SST.

- ✓ Reducción por influencia de los materiales de la capa de Bouguer (Corrección de Bouguer).

2.9.1.1 Reducción por Latitud:

La gravedad varía en la Tierra debido a la latitud donde se encuentre el punto estación, ello se puede constatar al detallar los siguientes efectos:

- ✓ La tierra se deforma por su rotación, teniendo su mayor abultamiento en las latitudes cercanas al Ecuador.
- ✓ Las fuerzas centrífugas a las cuales se ve sometida, se encuentran definidas en función de la latitud del lugar.
- ✓ Al deformarse por la rotación la masa se redistribuye, asemejando la forma de una superficie matemática de revolución, el elipsoide.

Por ello es necesario, corregir las observaciones de gravedad por la latitud, esta variación del valor de la gravedad normal con respecto a una variación en la ubicación de la estación en la dirección del meridiano, nos lleva al cálculo de:

$$dx = r \cdot \partial\varphi$$

Haciendo uso del Teorema de Clairaut y otras expresiones importantes que se pueden encontrar en los textos de (Badell, 1990) y (Torge, 1991), se obtiene:

$$\gamma = \gamma_0 \cdot (1 + \beta \cdot \text{Sen}^2\varphi + \beta_1 \cdot \text{Sen}^2 2 \cdot \varphi)$$

$$\beta = -f + \frac{5}{2} \cdot m - \frac{17}{14} \cdot f \cdot m + \frac{15}{4} \cdot m^2 \qquad m = \frac{\omega^2 \cdot a^2 \cdot b}{G \cdot M}$$

Dónde:

f: es el achatamiento

m: es el radio de la aceleración centrífuga a la gravedad normal en el ecuador

β : achatamiento de la gravedad

γ_0 : es la gravedad normal a la latitud de la estación

φ : es la latitud de la estación.

Para finalmente, diferenciar de la siguiente forma, introducir las constantes y calcular la variación $dx = r \cdot \partial\varphi$:

$$\frac{\partial\gamma}{\partial x} = \frac{\partial\gamma}{r \cdot \partial\varphi} = \frac{\gamma_0}{r} \cdot \beta \cdot \text{Sen}2 \cdot \varphi, \quad \text{con: } r = \frac{a+b}{2}$$

Y la variación deseada resulta en:

$$\frac{\partial\gamma}{\partial x} = \frac{\gamma_0}{r} \cdot \beta \cdot \text{Sen}2 \cdot \varphi$$

Resultado el cual se expresa en mGal³⁹/km, y donde r es el radio promedio de la Tierra.

2.9.1.2 Anomalía de Aire Libre (A_{AL}) y Corrección de Aire Libre (C_{AL}):

La anomalía de aire libre, proviene de la corrección de la disminución de la gravedad con la altura en el aire “libre”⁴⁰, Por ello, al aplicar esta anomalía, se puede notar como la gravedad se ve afectada directamente por la atracción que generan las masas topográficas.

Para obtener el valor de anomalía de aire libre sobre cualquier punto, es necesario aplicar:

$$A_{AL} = \gamma_0 - \gamma_T - C_{AL}$$

La primera aproximación para la corrección por altitud es el factor C_{AL} determinado por el producto de 0.3086 por h; para mejorar su precisión, se usa la siguiente fórmula aproximada, de segundo orden, que proviene de la expansión de las series de Taylor en el cálculo de las gravedades teóricas cercanas al elipsoide, se pueden encontrar en los trabajos de (Hinze W, et al, 2004) y (NIMA Report, 2000):

$$C_{AL} = -\frac{2 \cdot h \cdot \gamma_e}{a} \cdot \left[1 + f + m + \left(-3 \cdot f + \frac{5}{2} \cdot m \right) \cdot \text{Sen}^2 \phi \right] + \frac{3 \cdot \gamma_e \cdot h^2}{a^2}$$

Dónde:

γ_e : Gravedad en el Ecuador

³⁹ 1 mGal= 1 mili Gal = 1×10^{-3} Gal

⁴⁰ “Libre”: simplemente por considerar que a mayor altura (ortométrica) de la estación observada, mayor es la distancia de dicho punto al centro de masas de la Tierra, de acuerdo a la Ley de Newton.

Al sustituir las constantes conocidas en la expresión anterior, se tiene:

$$C_{AL} = -0.3087690637 \cdot h + 0.0004397726 \cdot h \cdot \text{Sen}^2\phi + 7.212517323 \cdot 10^{-8}$$

Sin embargo, se puede utilizar la siguiente fórmula, que es una aproximación bastante aceptable debido a que las diferencias introducidas son mínimas y poseen la ventaja de hacer más práctico el cálculo.

$$C_{AL} = -0.3086 \cdot h$$

Para calcular los errores inherentes a estas dos fórmulas se recurre a la derivación y la teoría de errores, obteniendo las siguientes expresiones:

$$dC_{AL} = -0.3086 \cdot dh$$

$$dA_{AL} = \sqrt{(dh)^2 + (dg)^2 + (dC_{AL})^2}$$

2.9.1.3 Corrección y Anomalía de Bouguer

En primer lugar, se debe tener en cuenta, que existen dos tipos de correcciones y por lo tanto distintas Anomalías de Bouguer. Una de ellas es la Corrección Simple de Bouguer. La Anomalía Simple de Bouguer se deriva al corregir los valores de gravedad observados, al remover los efectos gravitacionales de la roca o material presente entre el punto de observación y el datum⁴¹; Esto matemáticamente sería:

$$A_{SB} = \gamma_O - \gamma_T + C_{AL} + C_B$$

Dónde:

$$C_B = 2 \cdot \pi \cdot G \cdot \rho \cdot h$$

Por otra parte, existe una Anomalía Refinada o ACB⁴², que proviene de la aplicación de la Corrección Simple de Bouguer y la Corrección Topográfica. A diferencia de la anterior anomalía, ésta considera una topografía accidentada, la cual por supuesto, añade efectos gravitacionales que deben ser reducidos. La ACB queda como:

⁴¹ Esto se logra al aproximar la capa del material como una placa homogénea infinitamente horizontal, con un grosor correspondiente a la elevación del punto. Se puede consultar en (Alberta) y (Kearey, Brooks, & Hill, 2002)

⁴² Anomalía Completa de Bouguer

$$A_{BC} = \gamma_O - \gamma_T + C_{AL} + C_B + C_T$$

Para el cálculo de los errores, se realiza un procedimiento similar al anterior, ya que para la corrección de Bouguer, también se puede calcular la constante $2\pi G\rho$, tomando $\rho = 2,67$ gr/cc queda como sigue:

$$dC_{AL} = -0.1119 \cdot dh$$

$$dA_B = \sqrt{(dh)^2 + (dg)^2 + (dC_B)^2}$$

La corrección topográfica será explicada en el siguiente punto debido a que su desarrollo puede desconcentrar la atención del lector, para mantener el orden, a continuación se prosigue con las consideraciones generales para la ACB:

Para la Anomalía de Bouguer es necesario tener en cuenta los siguientes aspectos:

- ✓ Sería ideal contar con densidades características de la zona de estudio con gran precisión.
- ✓ En realidad una montaña no es una losa infinita.
- ✓ La corrección topográfica siempre es positiva.
- ✓ En la corteza la corrección de Bouguer debe ser sustraída.
- ✓ En el mar la corrección de Bouguer es positiva para corregir la falta de roca entre la superficie y el piso oceánico.

Como una consideración general (Kearey et al, 2002), señalan que las anomalías de Bouguer sobre los continentes son negativos sobre todo al tratarse de cadenas montañosas, donde la corteza es inusualmente gruesa, por otra parte, las anomalías de Bouguer fuertemente positivas, han de encontrarse en regiones oceánicas donde la corteza es muy delgada. Lo cual puede usarse como un criterio de verificación de los resultados.

Otro detalle que ha de tenerse muy en cuenta con esta reducción, es que para aplicarla al caso marino, el agua de mar debe ser reemplazada por "bloques de rocas"⁴³ de la corteza oceánica. La atracción de la capa de agua

⁴³ Para el modelado gravimétrico se utiliza llamar a cada cuerpo que genera la anomalía un bloque de roca o material. Para éste caso, no se utilizará una densidad normal de roca de 2,67 gr/cc sino más bien un artificio para colocar la densidad del agua marina, lo que más adelante se denota como densidad reducida de la corteza oceánica

se encuentra íntimamente relacionada a la gravedad medida, de forma que la densidad utilizada en la corrección de la placa de Bouguer y la topografía del fondo del océano, es la densidad reducida de la corteza oceánica.

2.9.1.4 Corrección por Terreno o Corrección Topográfica:

Tiene gran importancia eliminar el efecto de la topografía en el valor de la gravedad observada en un punto, pero su uso en la historia de la gravimetría se ha reducido⁴⁴.

La expresión que nos permite obtener el valor generalmente se obtiene aplicando la fórmula de Stokes la corrección topográfica en un punto del terreno es obtenida de (Forsberg, 1985), como sigue:

$$c_p(i, j) = -G\rho \int \int_{h_{ij}}^{h_{ij}} \frac{h_{ij} - z}{(x_i - x)^2 + (y_i - y)^2 + (z_{ij} - z)^2} dz$$

Existen numerosos métodos para evaluar la influencia del terreno en las observaciones gravimétricas, si bien los métodos más utilizados son los que se tienen a continuación.

2.9.1.4.1 Métodos de Plantillas:

Hace tiempo eran los métodos más utilizados para obtener la corrección topográfica. Se basaban en superponer una plantilla dividida en zonas y compartimentos, dibujada sobre material transparente a un mapa con curvas de nivel e ir obteniendo la altura media de cada compartimento, Ver Fig.13, modelo de plantilla de Hammer. En esto consisten los métodos de Hammer y de Hayford.

⁴⁴ Pues no ha sido hasta fechas muy recientes que se le ha dado mayor uso, coincidiendo con la aparición de los Modelos Digitales de Elevaciones y el desarrollo de los ordenadores, que se han podido automatizar los complejos procesos para su cálculo.

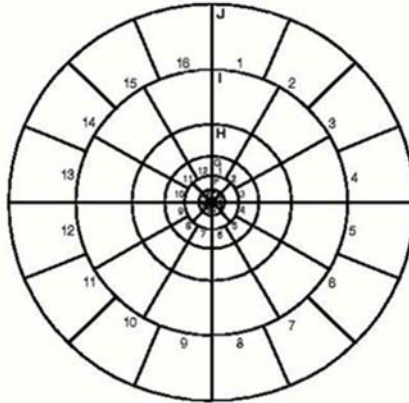


Fig. 13. Plantilla de Hammer

La fórmula que permite obtener el valor de la atracción de un compartimento de altura h se encuentra en (Cid & Ferrer, 1997), como:

$$F_z = \frac{2\pi}{n} G\rho(r_2 - r_1 + \sqrt{r_1^2 + (h - h\rho)^2} - \sqrt{r_2^2 + (h - h\rho)^2})$$

Este método sigue siendo perfectamente válido en la actualidad, con el empleo de Modelos Digitales de Elevación, destacando por su exactitud y rapidez y versatilidad, ya que se pueden utilizar con cualquier nube de puntos, ya sea procedente de un modelo matricial o irregular.

Sin embargo, conforme se han desarrollado los algoritmos en los computadores, los métodos más habituales son:

2.9.1.4.2 Método de Nagy

(Nagy D. , 1996): Partiendo del efecto que tiene sobre el punto de estación cada elemento diferencial de prisma, por medio de la integración se llega a la expresión práctica:

$$F_z = G\rho \left[x \ln(y+r) + y \ln(x+r) + z \arcsin \frac{z^2 + y^2 + yr}{(y+r)y^2 + z^2} \right]_{x_1}^{x_2} \left|_{y_1}^{y_2} \right|_{z_1}^{z_2}$$

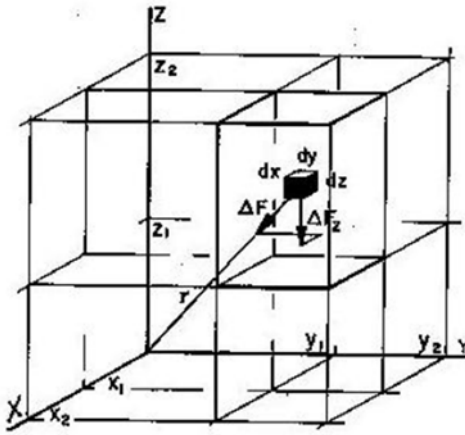


Fig. 14. Métodos de prismas

2.9.1.4.3 Método de McMillan:

Basado en el desarrollo en serie de potencias del potencial del prisma. Se trata de un método aproximado, pero que proporciona resultados satisfactorios al tiempo que necesita un tiempo relativamente corto de cálculo. La expresión se puede encontrar en (Forsberg, 1997), como:

$$F_z = \frac{\Delta z}{r} G \rho \Delta x \Delta y \Delta z \left\{ \frac{1}{r^2} + \frac{5}{24r^6} [(2\Delta x^2 - \Delta y^2 - \Delta z^2) x^2 + (-\Delta x^2 + 2\Delta y^2 - \Delta z^2) y^2 + (-\Delta x^2 - \Delta y^2 + 2\Delta z^2) z^2] + \dots \right\}$$

2.9.1.4.4 Métodos Basados en la FFT⁴⁵:

Son los más recientes y se basan en transformar la ecuación Fosberg en una convolución, para ser procesados con las técnicas de la Transformada Rápida de Fourier, con lo que se consigue una mayor rapidez en el cálculo, ya que se efectúa un cálculo global para todos los puntos.

Luego de la transformación, la ecuación anterior puede ser reescrita en forma de convolución y queda como hace mención (Sideris, 1984):

$$c_P = \frac{1}{2} G \rho [f \star h^2 - 2g(f \star h) + h^2 g]$$

⁴⁵En inglés: Fast Fourier Transform. Traducción al español: Transformada Rápida de Fourier

$$f = \frac{1}{r^3} \text{ y } g = \mathcal{F}(r(0, 0)).$$

Siendo:

En otro ámbito, a continuación un desarrollo de la teoría que fundamenta la metodología del cálculo de las correcciones topográficas de éste estudio, para esto es necesario introducir el proceso por correcciones regionales del terreno.

2.9.1.4.5 Corrección Regional de Terreno

El cálculo de las correcciones regionales⁴⁶, ha sido identificado como la componente más costosa computacionalmente de los cálculos de corrección de terreno.

En el módulo Gravity⁴⁷, la corrección de terreno, se ocupa de esto mediante el cálculo de correcciones regionales a partir de un DEM⁴⁸ grueso que envuelve a un modelo más fino (DEM local) que cubre un área de estudio. El programa produce una "grilla o grid de corrección regional" que representa el terreno más allá de una distancia de corrección y esto puede ser reutilizado para calcular las correcciones detalladas en cada lugar de gravedad observadas.

En este módulo, se crea una grilla de corrección a partir del DEM regional. Esta corrección se agrega la corrección local a la regional partir del DEM grueso. Las correcciones del terreno se calculan utilizando una combinación de los métodos descritos por (Nagy, 1966) y (Kane, 1962). Para calcular las correcciones locales, el DEM local se muestrea a una malla engranada centrada en la estación a ser calculada. El cálculo se hace basado en unas zonas de contribución cercanas, una intermedia y una zona de contribuciones lejanas.

⁴⁶ Más allá de extensiones de 1000 metros

⁴⁷ Gravity es un componente o sub-menu que se puede cargar en el software geofísico Oasis Montaj, de GEOSOFT.

⁴⁸ En inglés: Digital Elevation Model. En español: Modelo Digital de Elevaciones

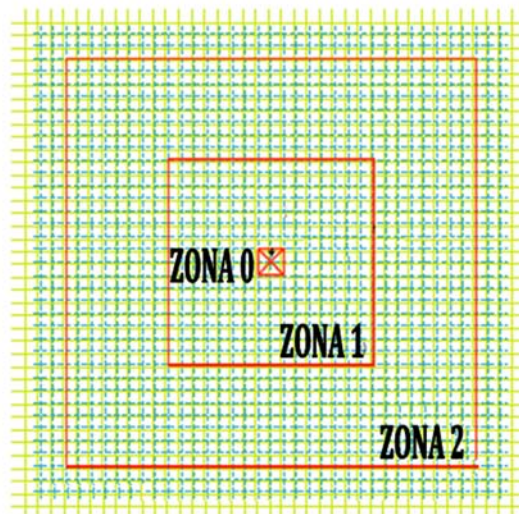


Fig. 15. Zonas de contribución, de corrección regional de terreno.

En la figura 15. la línea azul representa la grillas engranadas de la corrección de terreno, la línea verde representas la grillas del DEM regional, zona 0, zona 1, zona 2, Zona 0 -a una celda del centro-, zona 1 -a 8 celdas del centro-, zona 2- a 16 celdas del centro-. Tomado y modificado de (GEOSOFT, 2008)

En la zona cercana de (de 0 a 1 celdas de la estación), el algoritmo suma los efectos de cuatro secciones triangulares inclinados, que describen una superficie entre la estación de la gravedad y la altitud en cada esquina diagonal.

Como la pendiente es proporcionada para cada estación en el archivo de entrada, la pendiente de las secciones triangulares se supone que es la misma que la pendiente de la estación, independientemente de la red de los valores de la topografía. Esto es razonable ya que las redes de topografía no son tan exactas como una medida a nivel local.

En la zona intermedia (1 a 8 celdas de la estación), el efecto del terreno se calcula para cada punto con prisma cuadrado de caras planas de Nagy (1966).

En la zona de lejana, (más de 8 celdas), el efecto se deriva del terreno basado aproximación a prisma cuadrado de un segmento del anillo anular tal como describe Kane (1962). También, con el uso de la opción de optimización para reducir el tiempo de procesamiento, el tamaño de cada prisma se duplica a 2x2 celdas y más de 16 células se duplican de nuevo a 4x4 celdas, y así sucesivamente.

Durante la corrección del terreno, se aplican algunos tratamientos

especiales. La cuadrícula de DEM se refleja en sus bordes para garantizar las correcciones se apliquen en el radio requerido.

Ninguno de los valores dummies⁴⁹ en la cuadrícula de DEM son interpolados por colindantes con valores reales antes de calcular la corrección del terreno. Para compensar los efectos del terreno en la distancia pasando la zona externa (regional), El sistema utiliza la elevación media de la zona.

Una corrección de Borde se calcula teniendo en cuenta la distancia entre la estación de la elevación y la red de altitud media más allá de la borde de la red de DEM. La cuadrícula de terreno ideal debe cubrir un área tan grande como la grilla de datos de la gravedad además de una distancia razonable a partir de la cual el efecto del terreno es insignificante. Esta distancia depende de lo accidentado del terreno, y el detalle de las anomalías bajo investigación. Una distancia de 20 kilómetros se considera extrema.

Para más detalle de las fórmulas y gráficos que acompañan la metodología adoptada por el Oasis Montaj, revisar el Apéndice 3

2.10 Isostasia

2.10.1 Definiciones de la Isostasia

Como introducción a este tema, se citaran las definiciones más renombradas en la bibliografía especializada en el tema.

Es el sistema o principio por el cual la topografía es compensada por las variaciones de la corteza de la tierra. También se puede definir como lo hizo (Nettleton, 1976), como una condición de compensación de las irregularidades de la tierra y la existencia de un estadio de equilibrio hidrostático a partir de cierta profundidad

Hamblin y Christiansen en 2001, acuerdan que la isostasia es un estado de equilibrio, parecido a la flotación, en el cual segmentos de la corteza terrestre se encuentran debido a su espesor y densidad⁵⁰

Mientras que Tarbuck y Lutgens en el 2003, agregan que la isostasia implica el concepto de que la corteza terrestre está “flotando” en equilibrio gravitatorio sobre el material del manto terrestre.

⁴⁹ Dummy Value es el nombre que se le da a los datos absurdos, proviniendo de su traducción del inglés como “Valor Tonto”. En algunos procesos de interpolación de datos rasters introducen estos valores en las grillas numéricas para “obligar” a las estadísticas del modelo a apegarse a la data real. Por lo que la presencia de estos en los DEM obstaculizan los procesos de cálculo con el software utilizado.

⁵⁰ Original en inglés: “a state of equilibrium, resembling flotation, in which segments of Earth’s crust stands at level determined by thickness and density”.

En general, la isostasia, es un término derivado del griego ἰσοστάσις⁵¹, describe el equilibrio hidrostático en el que se encuentran la corteza terrestre y el manto en la ausencia de fuerzas perturbadoras. Según Turcotte y Schubert (2007), es la aplicación del equilibrio hidrostático a la corteza continental.

Finalmente, (Watts, 2001) asevera que el principio de isostasia establece que cualquier columna vertical tiene la misma masa por unidad de área entre la superficie y alguna profundidad de compensación. Esto es equivalente a la afirmación de que la presión litostática a alguna profundidad es la misma a lo largo de un área horizontal⁵².

A lo largo de la historia han existido diferentes propuestas de modelos teóricos que puedan materializar la isostasia, para mejor conocimiento de esto revisar el Apéndice 2. A continuación se detallaran los modelos teóricos isostáticos que se aplicarán en el estudio.

- ✓ El Modelo Teórico Isostático de Airy – Heiskanen y
- ✓ El Modelo Teórico Isostático de Pratt – Hayford.

2.10.2 Modelo de Compensación Isostática de Airy - Heiskanen

Las primeras ideas de George Bidell Airy, Astrónomo Real, a cerca de una teoría isostática, se empezaron a deslumbrar en un artículo llamado: “On the Computation of the Effect of the Attraction of Mountain-masses, as disturbing the Apparent Astronomical Latitude of Stations in Geodetic Surveys”⁵³, publicado el 25 de Enero de 1855.

⁵¹ Que significa de igual peso

⁵² Original en inglés: “The principle of isostasy states that any vertical column of material has the same mass per unit area between the surface and some depth of compensation. This is equivalent to the assumption that the lithostatic pressure at some depth is the same over a large horizontal area”.

⁵³ En español: “Sobre el Cálculo del Efecto de la Atracción de las Masas-Montañas, como Disturbadoras de la Latitud Astronómica aparente de las Estaciones en Levantamientos Geodésicos”. Airy, G.B., On the computations of the effect of the attraction of the mountain masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys, Phil. Trans. R. Soc. London, 145, 101-104, 1855.

III. *On the Computation of the Effect of the Attraction of Mountain-masses, as disturbing the Apparent Astronomical Latitude of Stations in Geodetic Surveys.*

By G. B. AIRY, Esq., Astronomer Royal.

Received January 25,—Read February 15, 1855.

Fig. 16. Extracto de la publicación de Airy.

Un resumen de ello, en español, a continuación:

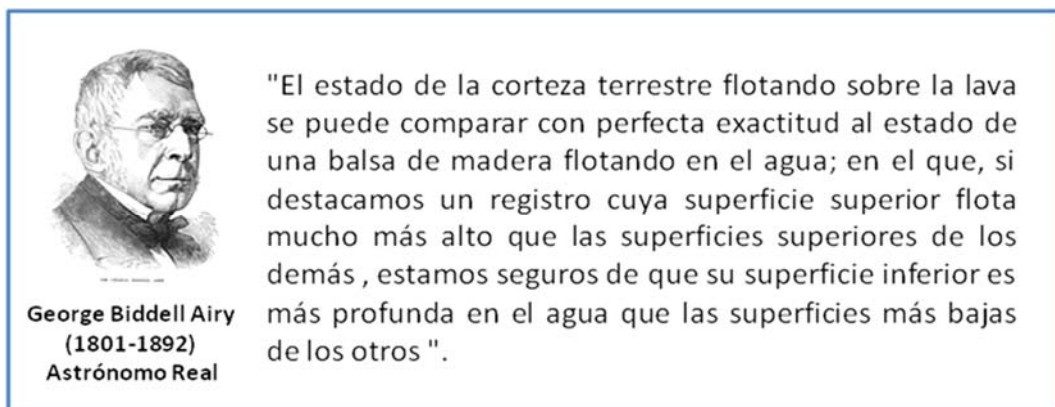


Fig. 17. Afirmación de George Airy acerca de su hipótesis isostática.

En éste modelo teórico, la topografía del piso oceánico es compensada por cambios laterales en el grosor de una corteza oceánica de densidad uniforme.

Bajo un relieve topográfico marcado, la compensación toma la forma de una raíz de corteza que se proyecta hacia abajo del manto. En oposición a esto, debajo de un relieve plano la compensación se percibe como una anti-raíz o un adelgazamiento de la corteza y arriba del manto.

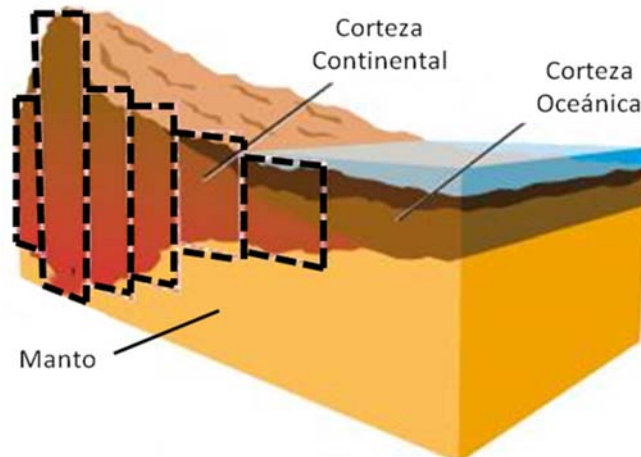


Fig. 18. Esquema de la disposición de los bloques verticales en la hipótesis de Airy-Heiskanen

La corteza es más ligera que el manto, una montaña tiene exceso de masa sobre el geode. Esto es balanceado por lo ligero de la corteza que se extiende por debajo, más allá del manto, así que la masa total en una columna vertical es la misma, estando la columna por debajo o no de una montaña. Lo que resulta es que el efecto gravitacional de la raíz será cercanamente eliminado el efecto de la montaña en la anomalía de aire libre.

Esta teoría supone que:

- ✓ El manto es fluido en largos períodos de tiempo
- ✓ La corteza se rompe debajo de cargas topográficas de onda larga y el bloque resultante flota en el manto como un iceberg flota en el agua.

Si esto es cierto (igual masa en columnas verticales), debe haber una correlación entre la anomalía de aire libre y la topografía.

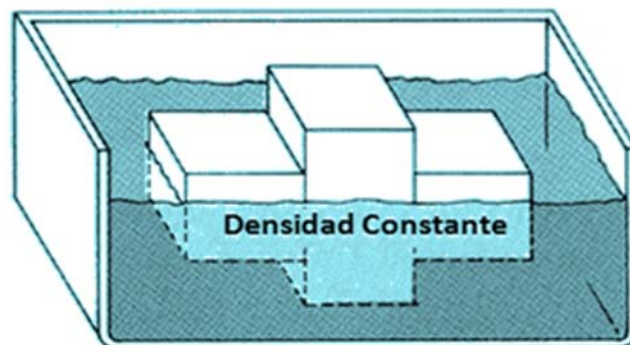


Fig. 19. Esquema de prismas verticales de masa homogénea.

La raíz y la montaña tienen masas opuestas pero las columnas no son infinitas, así que su efecto gravitacional depende de lo lejos que están de la forma del geoide, la contribución no se cancela exactamente, haciendo cálculos exactos y comparando resultados, se logra estimar el grosor de corteza.

✓ **2.10.2.1 Parámetros para el Cálculo del Modelo:**

Las montañas están flotando en un fluido de lava de mayor densidad de modo que mientras más grande sea la montaña, más se hunde.

Una capa superior de la tierra flota sobre un substrato denso como el magma. La capa superior se equipara con la corteza y el substrato con el manto. La altura de una montaña sobre el nivel del mar es menor que el grosor de la corteza por debajo de ésta.

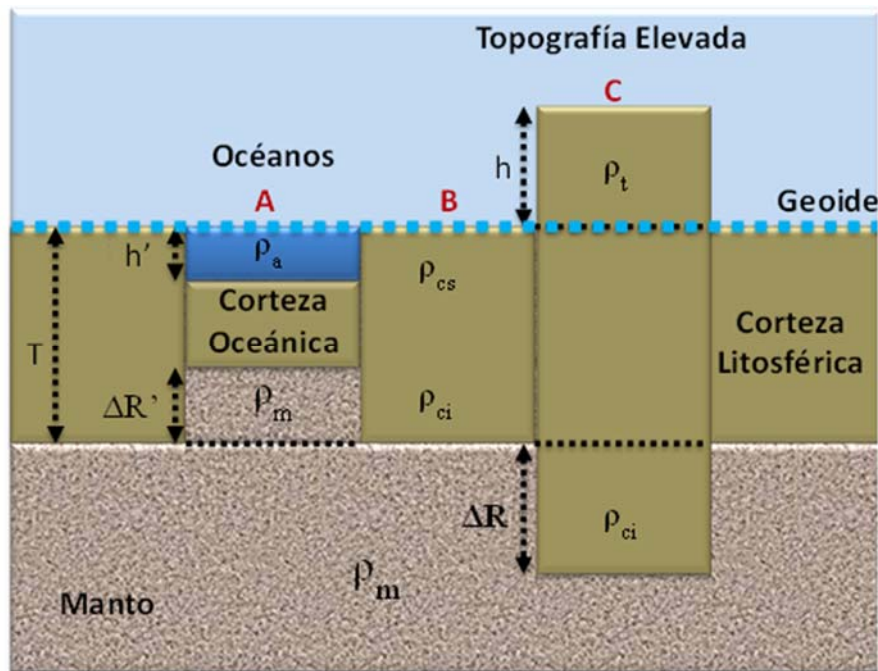


Fig. 20. Modelo Teórico de la Hipótesis de Airy-Heiskanen.

El equilibrio hidrostático se da cuando un bloque flotante sobresale del nivel medio del mar y presenta una antirraíz compensadora ΔR . Presentándose los casos A y C. En los cuales: los bloques corticales (Caso C) se introducen desplazando al manto y en las cuencas sedimentarias u

oceánicas (Caso A) el manto se eleva e introduce desplazando la corteza de su lugar inicial.⁵⁴

De esta forma se encuentran las siguientes expresiones para calcular las raíces compensadoras en ambos casos:

En el caso de relieve topográfico se debe aplicar:

$$\Delta R' = \left(\frac{\rho_{cs}}{\rho_m - \rho_{ci}} \right) h$$

Mientras que para el caso de cuencas oceánicas o sedimentarias se utiliza:

$$\Delta R' = \left(\frac{\rho_{cs} - \rho_a}{\rho_m - \rho_{ci}} \right) \cdot h'$$

Siendo:

ΔR y $\Delta R'$: son las raíces y antiraíces compensadoras.

h : es la elevación sobre el nivel del mar en el Punto C.

h' : es la elevación bajo el nivel del mar o batimetría en el Punto A.

ρ_{cs} : es la densidad de la corteza superior.

ρ_{ci} : es la densidad de la corteza inferior.

ρ_a : es la densidad normal del agua.

ρ_m : es la densidad del manto.

T : es el espesor de corteza.

En este modelo teórico, las montañas tienen una densidad constante de $\rho_c = 2,67 \text{ gr/cm}^3$ y flotan sobre una capa densa de densidad constante aproximadamente de $\rho_m = 3,27 \text{ gr/cm}^3$, al agua de mar se le asigna la densidad de $\rho_a = 1,027 \text{ gr/cm}^3$. Mientras más alta sea la montaña, más se hunde ésta. Así ocurre la formación de raíces debajo de las montañas y las anti-raíces en áreas oceánicas.

⁵⁴ Crovetto e Introcaso. Isostatic Analysis on an andean profile at 20°S using geoid undulations and gravity anomalies. Estudio Isostático en una sección andina en 20°S utilizando ondulaciones del geoide y anomalías de gravedad.

El grosor normal de la corteza de la tierra se denota por T y su valor es cercano a $T=30$ km. Pero esto también se ve alterado por la presencia o no de grandes relieves en la región de estudio, por lo que lo más recomendable es usar éste dato de previas observaciones sísmicas o derivado de observaciones gravimétricas. Otra forma de encontrar el valor de T a groso modo, es a partir de modelos globales de Espesores de Corteza como CRUST 5.1.

La densidad del manto se asume es constante, el grosor de la zona raíz varía en proporción a la elevación de la topografía. El manto entre la base de la corteza oceánica y la profundidad normal de la corteza se llama anti-raíz del piso oceánico.

Desde el punto de vista geodésico, se deben aplicar correcciones esféricas para mayor precisión y la formulación en términos de masas e igual presión conduzca a resultados ligeramente distintos. También desde éste punto de vista, son útiles las metodologías para el cálculo de correcciones isostáticas de Airy, que se basan en el algoritmo de la corrección de terreno, siendo entonces cada columna un cilindro con anillo máximo del área que se estipule para calcular la corrección isostática, al hacer este cambio, el terreno, se ve mejor modelado por cilindros y se determina una contribución más exacta.

El modelo de Airy supone una compensación local, es decir la raíz de la zona de la montaña se encuentra directamente bajo de ella. La isostasia se ve completada cuando hay equilibrio hidrostático a la profundidad de compensación, lo cual es equivalente a la base de la raíz de la montaña más profunda. La presión a este nivel es debida al peso de la roca material en la columna vertical.

En resumen este modelo:

- ✓ Tiene unas raíces de grosor variable proporcionales a la topografía que las cubre.
- ✓ Sugiere balance hidrostático entre la corteza y el manto.
- ✓ Es válido aplicar si la topografía puede ser vista como una carga aplicada sobre la tierra.

2.10.3 Modelo de Compensación Isostática de Pratt-Hayford

Una de las teorías isostáticas más conocida, nació bajo la escritura de John Henry Pratt, Archidiácono de Calcuta el 23 de Octubre de 1854, cuando divulga su trabajo llamado: "On the Attraction of the Himalaya Mountains, and of the elevated regions beyond them, upon the Plumb-line in India"⁵⁵.

II. On the Attraction of the Himalaya Mountains, and of the elevated regions beyond them, upon the Plumb-line in India. By the Venerable JOHN HENRY PRATT, M.A., Archdeacon of Calcutta. Communicated by the Rev. J. CHALLIS, M.A., F.R.S. &c.

Received October 23,—Read December 7, 1854.

Fig. 21. Extracto de la Publicación de la idea isostática de Pratt.

A continuación un extracto de lo expuesto en ese trabajo:

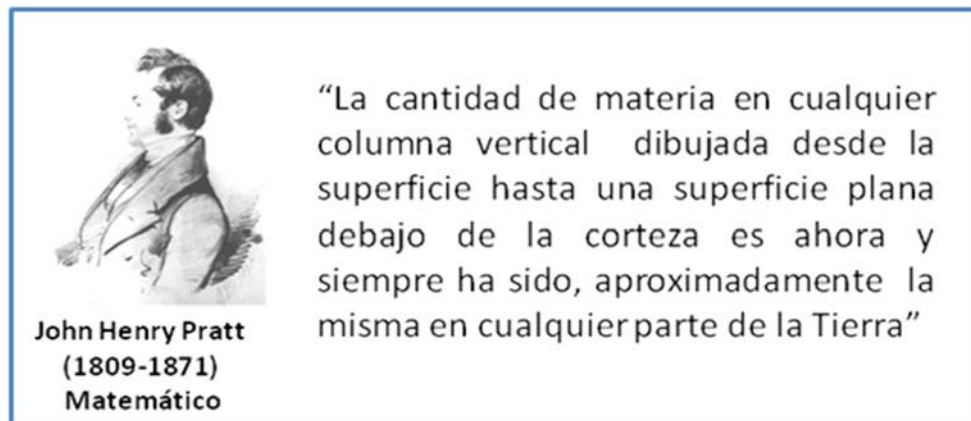


Fig. 22. Extracto teoría Isostática de Pratt

Pratt apuntó que existía igual cantidad de masa por cada columna vertical homogénea, esto se logra al variarse las densidades entre cada columna vertical, en vez de extender y contraer el fondo de la columna (caso de Airy). En esta teoría las montañas deben ir soportadas por una corteza de baja densidad en vez de una corteza gruesa.

⁵⁵ En español: "Sobre la Atracción de las Montañas del Himalaya, y de las Regiones elevadas más allá de ellas, con línea de Plomada en la India". Pratt, J.H., On the attraction of the Himalaya Mountains, and of the elevated regions beyond them, upon the plumb line in India, , Phil. Trans. R. Soc. London, 145, 53-100, 1855

El modelo incorpora una capa externa de la tierra que descansa sobre un sustrato magmático débil. Del cual las montañas han surgido debajo de la tierra como una masa fermentada. Debajo del nivel de compensación se supone hay densidad uniforme.

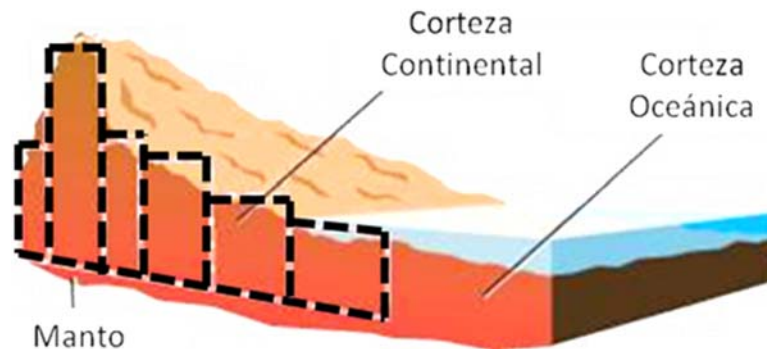


Fig. 23. Esquema de la Compensación Isostática según Pratt-Hayford

Es una teoría de compensación idealizada y esquematizada de forma que solo puede ser aproximadamente cumplido en la naturaleza. Si se quisiera perfeccionar más la teoría desde el punto de vista geodésico debe tomarse en cuenta el hecho de que para una tierra esferoidal las columnas convergerán ligeramente hacia el centro y otros refinamientos deben ser introducidos a la par. (Hoffman Wellenhof & Moritz, 2005) Advierten que se podría postular cualquier equidad de masa o equidad de presión, y que cada postulado conducirá también a realizar cualquier refinamiento esférico.

Al aplicarse éste modelo de compensación, se puede encontrar una relación entre la anomalía de aire libre (AAL) y la topografía, si se supone la existencia de una columna subyacente como una columna infinita, se sabe que independientemente de éste escenario, cada columna tiene igual masa-área, por lo tanto, al compararla con una columna vertical con altura h cualquiera, su masa-área es igual a la que se extiende infinitamente, debido a esto, se infiere que no existe variación espacial en la anomalía de aire libre. Por supuesto, no existe columna subyacente infinita, por lo que existe una pequeña correlación entre la altura h y su valor correspondiente de AAL, la cual se usa para encontrar la profundidad de corteza, el límite del manto.

✓ 2.10.3.1 Parámetros de Cálculo del Modelo:

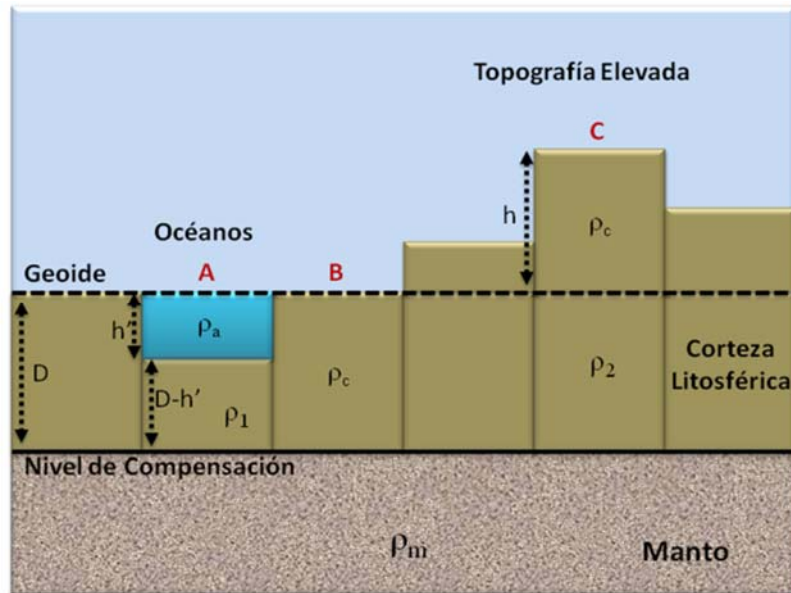


Fig. 24. Esquema de la Hipótesis Isostática de Pratt-Hayford

El equilibrio se da cuando hay igualdad de masas por cada columna vertical, lo cual implica equidad de presión por cada columna vertical, en ésta teoría las densidades de cada columna vertical son distintas, variándose entonces las alturas de cada punto para que se mantenga la condición de equilibrio. En resumen, las densidades se encuentran en función de la altura.

Si se observa la figura, según lo dicho anteriormente, la masa de la columna vertical en el caso A (Caso oceánico), es igual a la del caso B (Geoide) que a su vez es igual a la masa del caso C (Topografía). De ésta forma, se tienen las siguientes igualdades:

✓ Para el Caso de Corteza Oceánica (Caso A):

$$\Delta\rho = \frac{h'(\rho_c - \rho_a)}{D - h}$$

Dónde:

$\Delta\rho$: Diferencia de densidades. $\Delta\rho = \rho_1 - \rho_c$

h' : Altura bajo el nivel del mar o batimetría en el punto A

ρ_c : Densidad Normal de la Corteza

ρ_a : Densidad Promedio del Agua

D: Profundidad de Compensación

✓ Para el Caso de Corteza Litosférica – Topografías (Caso C):

$$\Delta\rho = \frac{\rho_c \cdot h}{D}$$

Dónde:

$\Delta\rho$: Diferencia de densidades. $\Delta\rho = \rho_c - \rho_2$

h: Altura sobre el nivel del mar en el punto C

ρ_c : Densidad Normal de la Corteza

D: Profundidad de Compensación

La profundidad de compensación es $D = 100\text{km}$. (En algunas literaturas, se expresa también como T). Es un valor teórico.

Aspectos importantes del Modelo de Compensación Isostática de Pratt-Hayford:

- ✓ La columna vertical tiene una densidad constante de la superficie hasta la base de compensación.
- ✓ Esta compensación puede ser válida si la topografía se debe a la expansión o contracción termal en la corteza o en el manto superior.
- ✓ Los bloques de corteza tienen diferentes densidades.
- ✓ Todos los bloques de corteza se hunden al mismo nivel. (Nivel de Compensación)
- ✓ Los bloques continentales son más altos que los bloques oceánicos debido a que hay menos densidad que en los bloques oceánicos.

Es necesario mencionar el siguiente modelo teórico, a pesar que no será aplicada al presente estudio, debido a la complejidad que envuelve su modelado.

2.10.4 Modelo de Compensación Isostática de Vening – Meinesz

Otros modelos se han propuesto para la compensación isostática, tales como los modelos de Bowie, Dutton y modificaciones de los modelos clásicos de Airy y Pratt. Uno de los más desarrollados, y quizá con un poco más de complejidad y aplicación a la realidad viene dado por la Teoría de Compensación Isostática Regional propuesta por Vening Meinesz por la época de los 50, en donde afirmó:

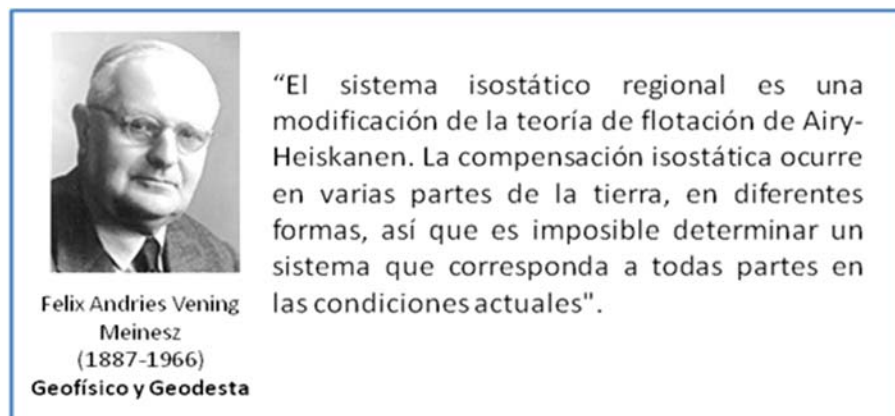


Fig. 25. Extracto hipótesis Isostática de Vening Meinesz

Es un sistema de compensación regional, que se opone a las teorías de Airy y Pratt al asumir en vez de una compensación local, una compensación regional. Toma lugar en columnas verticales, lo que presupone una libre movilidad de las masa a un grado que se comporten de forma irrealista.

La topografía es considerada como una carga sobre una corteza flexible y elástica (pero no quebrada). Según este modelo, la litosfera actúa como una placa elástica y su rigidez inherente distribuye las cargas topográficas sobre una región, en lugar de hacerlo por columnas.

Su formulismo es mucho más complejo, llegando a ser engorroso y poco prácticos sus cálculos, de forma que no constituye un tema de mayor interés para la presente investigación. Su fuerte es el que provee a los Ingenieros Geofísicos formas para cálculos de la flexura de la litosfera y sus posibles aplicaciones.

2.10.5 Correcciones y Anomalías Isostáticas

Si se supone equilibrio isostático se puede calcular teóricamente una corrección isostática. Se entiende por corrección isostática la que deriva de las variaciones de espesor de la corteza necesarias para el equilibrio isostático. Las anomalías isostáticas son las diferencias entre el valor medido de g y el valor teórico que se obtiene combinando los efectos de topografía y relieve con la corrección isostática.

La presencia de anomalías isostáticas indica un apartamiento del equilibrio isostático, y por consiguiente la presencia de esfuerzos mecánicos en la corteza terrestre.

En general, las correcciones isostáticas serán positivas en áreas continentales y negativas en regiones oceánicas, Una anomalía positiva revela un empuje neto hacia abajo, mientras que una anomalía negativa indica un empuje neto hacia arriba.

Para realizar la reducción isostática (C_T) por el sistema de Pratt habrá que calcular el déficit o exceso de densidad en los bloques sobreelevados o sumergidos respecto al nivel del mar, eligiendo una profundidad de compensación que se mantendrá constante. Si, en cambio, se prefiere el sistema de Airy, deben calcularse las raíces y antirraíces suponiendo una profundidad normal de la corteza (de 30 a 40 km por ejemplo).

De esta forma,

$$A_I = A_{BC} + C_I$$

La corrección isostática es la atracción gravitatoria de la masa que hay que añadir para eliminar la deficiencia de masa. Su expresión para cada caso según (Introcaso A. , 2006), es:

Pratt-Hayford:

$$g_c = 2\pi G \left(\frac{h_1}{H_c} \sigma \right) \left[(r_1^2 + H_c^2)^{1/2} - (r_1^2 + h_1^2)^{1/2} - (r_2^2 + H_c^2)^{1/2} + (r_2^2 + h_1^2)^{1/2} \right]$$

Airy-Heiskanen:

$$g_e = 2\pi G \Delta\sigma \left\{ \left[r_1^2 + (T + \Delta R)^2 \right]^{1/2} - (r_2^2 + T^2)^{1/2} + (r_2^2 + T^2)^{1/2} - \left[r_2^2 + (T + \Delta R)^2 \right]^{1/2} \right\}$$

2.11 Modelado Gravimétrico

2.11.1 Fundamentos Modelado Gravimétrico

Para la aplicación de las teorías isostáticas será necesario modelar la estructura de la corteza para conocer su geometría. Para ello es necesario describir las técnicas que fundamentan el modelado gravimétrico.

Una de las técnicas más implementadas en la interpretación cuantitativa de datos gravimétricos. Se basa en el cálculo del efecto gravimétrico producido por una distribución de densidades y en su comparación con los datos observados en campo. Esta distribución de masas o modelo inicial se realiza tomando en cuenta datos geológicos y geofísicos del área de estudio.

Para lograr el ajuste entre los datos observados y el modelo, es necesario el cálculo repetido de la siguiente expresión:

$$Y(x, y, z) = -G \iiint_{z' y' x'} \rho(x', y', z') \frac{(z - z')}{r^3} dx' dy' dz'$$

Siendo: $r = \sqrt{(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z')^2}$

Cuando la configuración geológica es bastante compleja, es necesario modificar la ecuación anterior, con la finalidad de mejorar su desempeño computacional. Para esto se requiere dividir los cuerpos en diversos elementos simples; matemáticamente se expresa así:

$$g_m = \sum_{n=1}^N \rho_n \Psi_{mn}$$

Dónde:

gm: Representa la atracción vertical al m-esimo punto de observación;

pn: es la densidad de la porción

n; representa la atracción gravitatoria en el punto m debido a la porción n de densidad unitaria.

Generalmente las estructuras geológicas no son mucho más largas que anchas, por esta razón es recomendable realizar modelados en dos dimensiones y media (2.5D). En estos casos los cuerpos pueden variar con la profundidad (eje Z) a lo largo del perfil (eje X), y en la dirección del rumbo (eje Y). (Suárez. 2006).

Sin embargo fuentes bidimensionales son más fáciles de computarizar y de modelar que los 2.5D o 3D ya que este solo toma considera que lo cuerpos presentan variaciones laterales (eje X) y en profundidad (eje Z).

Existen diversos métodos para modelar cuerpos tridimensionales, uno de ellos es mediante Prismas rectangulares. En este proceso se toman un conjunto de prismas lo suficientemente pequeños para poder tomar una densidad constante. Luego haciendo uso del principio de superposición se calcula la anomalía gravitacional en un punto. Otro método más sencillo es Superposición de láminas, donde los cuerpos están construidos por láminas delgadas, lo cual facilita la integral de volumen. De esta manera se detallará el método a utilizar en este caso.

2.11.1.1 Método de Talwani

Es un procedimiento analítico desarrollado para el cálculo manual o computacional del efecto gravitatorio de cuerpos irregulares. El procedimiento consiste en aproximar el contorno de una sección vertical de un cuerpo de dos dimensiones a la forma de un polígono de n lados, el que puede ser descrito analíticamente y calcular el efecto gravimétrico.

El método fue desarrollado por el profesor PhD Manik Talwani, su trabajo presentó por primera vez un algoritmo automatizado para obtener la contribución gravimétrica de cuerpos bidimensionales irregulares, liberando el proceso de interpretación de las estimaciones basadas en el cálculo de anomalía de cuerpos simples (esferas, láminas, etc.).



Fig. 26. Prof. Ph. D. Manik Talwani

A raíz del algoritmo presentado por Talwani et al., (1959) proliferaron gran cantidad de aplicaciones para la obtención de modelos de distribución de gravedad a partir de las anomalías gravimétricas observadas en campo.

Una limitación de dicho algoritmo es la necesidad de que las estructuras geológicas sean bidimensionales, lo que impide la aplicación del método para la modelización de estructuras fuertemente tridimensionales. La técnica consiste en comparar la atracción gravitacional y/o magnética de un grupo de láminas poligonales que simulan la sección geológica inicial con su respectiva anomalía residual.

Cabe mencionar que los procesos automatizados se incrementaron gracias a los desarrollos computacionales. A pesar de que Talwani y Ewing (1960) presentaron un algoritmo correspondiente a 3D, esta aplicación no ha sido demasiado utilizada en la interpretación 3D de datos gravimétricos de anomalías gravimétricas de esta clase.

Se utiliza para la interpretación de la forma, para definir la profundidad a la roca en cada estación y determinar la forma que adopta la roca en el subsuelo, por cálculo analítico del efecto gravitacional de un cuerpo de sección poligonal.

Actualmente existen programas como el GM-SYS, basados básicamente en el método Talwani, este programa posee rutinas de modelaje directo e inverso que permiten una interpretación en tiempo real, visible en monitor a color de alta resolución. GM-SYS es un programa para el cálculo de la gravedad y respuesta magnética de un modelo geológico. GM-SYS proporciona una interfaz fácil de usar para interactivamente creación y manipulación de modelos para adaptarse a observar gravedad y / o los datos magnéticos. Rápido cálculo de la gravedad y la respuesta magnética de 2D y modelos 2 ³/₄-D acelera el proceso de interpretación y permite probar con rapidez soluciones alternativas

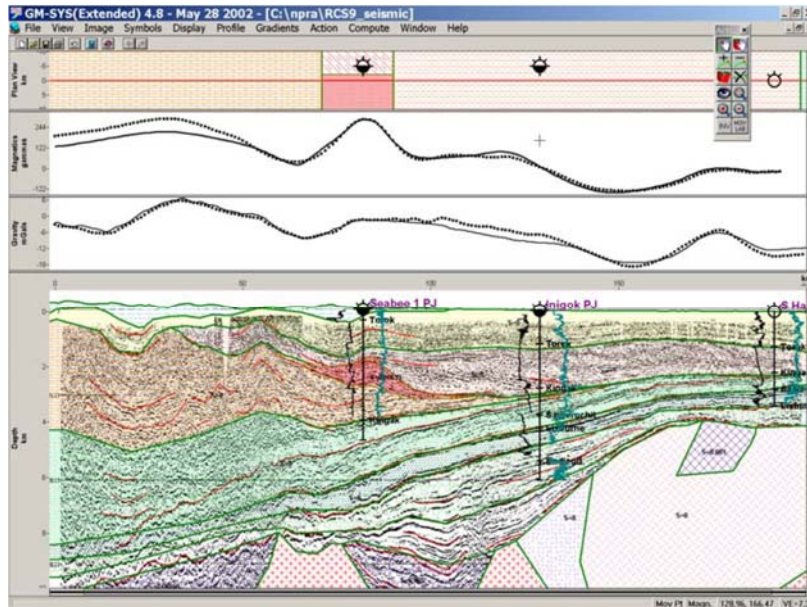


Fig. 27. Captura de pantalla Software GMSYS de Geosoft

2.12 Cartografía

Después de tratar los aspectos teóricos más importantes que fundamentan el desarrollo del presente trabajo, es necesario hacer referencia a un tema por igual importante, debido a que como producto final, se proveerán salidas cartográficas acompañadas de su correspondiente análisis. Para ello es necesario hacer referencia a los siguientes aportes bibliográficos en el tema de la cartografía.

2.12.1 Definiciones de la Cartografía

La Cartografía nace debido a la necesidad que tiene el hombre de conocer y representar la configuración de la Tierra y los accidentes geográficos que en ella existen, (Asin, 1990). Una definición un poco más completa, es ofrecida por los creadores del software ERDAS Imagine, en su manual como:

“Los mapas y la elaboración de mapas son el objetivo del arte y ciencia conocida como cartografía, que no es más que la representación en dos dimensiones de nuestro planeta tridimensional”⁵⁶.

Esto debido a que construir un mapa no es solo cuestión de técnicas de representación y cálculos de coordenadas; la estética también domina su

⁵⁶ Manual de ERDAS Imagine

resultado, pues al final se trata de emitir un mensaje gráfico de datos geoespaciales, que pueda permitir el buen entendimiento por cualquier usuario, lo que incluye a su vez muchos parámetros de carácter cognoscitivo en su diseño.

Existen diversas clasificaciones para los mapas, sin embargo el tipo de producto cartográfico inherente a éste trabajo, es de carácter temático. Para ello se define el mapa temático como:

“Representación cartográfica que ilustra las caracterizaciones de clases de una variable espacial particular (por ejemplo, suelos, cobertura de la tierra, hidrología, etc.)” (Flores, 1995)

Los mapas temáticos se pueden subdividir en dos grupos:

- ✓ Cualitativos
- ✓ Cuantitativos

Un mapa cualitativo muestra la distribución espacial o localización de una clase de datos nominales.

Por otra parte, un mapa cuantitativo despliega los aspectos espaciales de los datos numéricos. Los mapas cuantitativos muestran datos ordinales (menos que/mayor que) y datos de intervalo/proporción (diferencia) (Dent, 1985).

Los mapas temáticos deben incluir una base de información que facilite al lector relacionar los datos temáticos con el mundo real. Conformándose entonces esta base por los límites entre estados o provincias inmersas en el área, información de la hidrografía, eso sin excluir la toponimia de la zona.

Como un mapa es una forma de comunicación y debe comunicar información que posiblemente no sea obvia al ver la imagen. Por esta razón, los mapas usualmente contienen varios elementos que explican el mapa. Ellos son:

- ✓ Escala
- ✓ Leyendas
- ✓ Líneas de cuadrículas
- ✓ Proyecciones y datums
- ✓ Símbolos (flechas de norte, etc.)
- ✓ Etiquetas (ríos, montañas, ciudades, etc.)
- ✓ Texto descriptivo (título, derecho de autor, créditos, notas de producción, etc.)

Para la creación de productos cartográficos de calidad, hay que verificar que cumpla con los estándares establecidos. Para este estudio, se utilizarán estándares internacionalmente aceptados. Cabe señalar que según (USGS, November, 1999), para la escala vertical en todas las escalas publicación, no más del 10 por ciento de las elevaciones ensayo deben estar por error más de la mitad del intervalo de curvas de nivel. La precisión horizontal se rige por lo siguiente, para mapas a escala 1:20.000 o más grandes, no más del 10 por ciento de los puntos de prueba deberá tener un error de más de 1/30 pulgadas⁵⁷ medido en la escala de publicación, para mapas a escala 1:20.000 y menores, el error está por 1/50 pulgadas⁵⁸.

El datum es otro elemento del mapa, importante para cualquier geodesta es la proyección en la que este se encuentra. Una proyección cartográfica no es más que un conjunto de funciones que permiten representar biunívocamente cada punto sobre la superficie terrestre, sobre un modelo de esta realidad. (Asin, 1990).

Existen numerosas proyecciones y sistemas de coordenadas en el mundo, tanto globales como locales, de las cuales serán de interés para este trabajo el sistema de coordenadas geográficas y la proyección cónica conforme de Lambert. A continuación una breve descripción de estas:

2.12.2 Coordenadas Geodésicas (Longitud, Latitud):

Es un sistema de coordenadas esféricas compuesto de paralelos de latitud (φ) y meridianos de longitud (λ). Divide la circunferencia de la Tierra en 360 grados. Los grados son posteriormente divididos en minutos y segundos (60 s = 1 minuto. 60 min = 1 grado).

⁵⁷ 1/30"= 0,333"= 8,382 mm

⁵⁸ 1/50"=0,20"= 5,08 mm

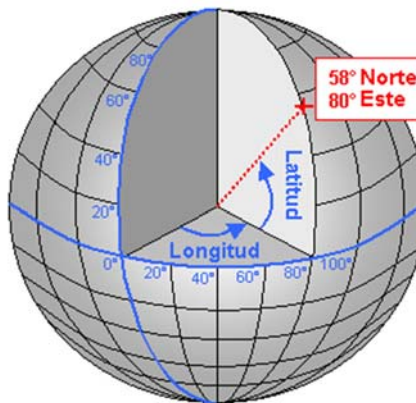


Fig. 28. Sistema de Coordenadas Geodésicas

Debido a que la Tierra gira alrededor de un eje entre los Polos Norte y Sur, esto permite la construcción de círculos paralelos, concéntricos, con una línea de referencia exactamente en el centro entre norte y sur, llamada Ecuador. La serie de círculos al norte del Ecuador se conocen como latitudes norte y varían desde latitud 0° (el Ecuador) hasta latitud 90° Norte (el Polo Norte), y de manera similar hacia el sur. La posición en la dirección este-oeste está determinada a partir de líneas de longitud. Estas líneas no son paralelas, y ellas convergen en los polos. Sin embargo, ellas intersectan las líneas de latitud de manera perpendicular.

A diferencia del Ecuador en el sistema de latitudes, no existe un meridiano cero natural. En 1884. Se acordó finalmente que el Observatorio Real en Greenwich. Inglaterra, sería el meridiano principal. De esta manera, el origen del sistema de coordenadas geográficas es la intersección del Ecuador y el meridiano principal. El meridiano 180° es la línea del tiempo internacional.

2.12.3 Proyección Cónica Conforme de Lambert:

Ella está basada matemáticamente en un cono que es tangente en un paralelo o, más a menudo, que es conceptualmente secante en dos paralelos. La distorsión de áreas es mínima, pero se incrementa con la distancia a los paralelos estándar. El Polo Norte o Sur está representado por un punto, el otro polo no puede ser mostrado. Las líneas de gran círculo son aproximadamente rectas. La proyección conserva sus propiedades a varias escalas, y las hojas pueden ser unidas a lo largo de sus bordes.

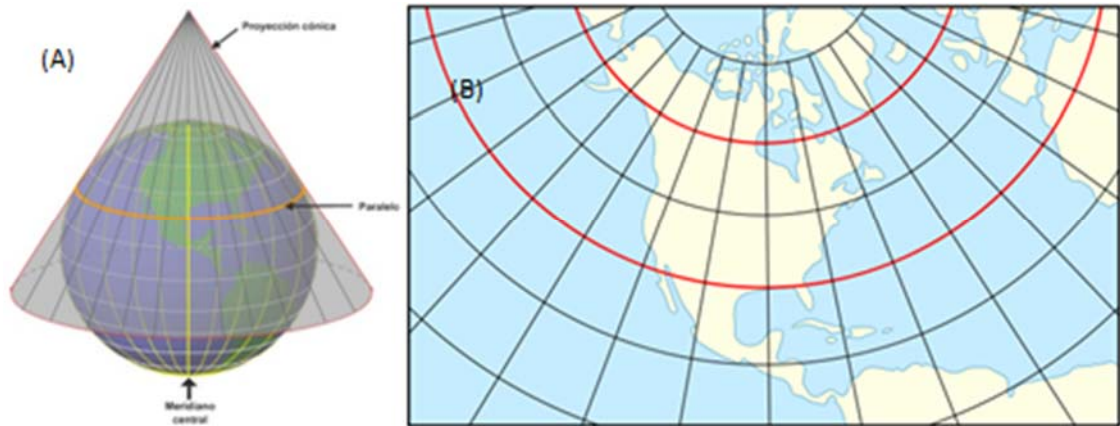


Fig. 29. Proyección Cónica Conforme de Lambert. (A) Caso Tangente, (B) Caso Secante

La mayor propiedad de esta proyección es su conformidad. En todas las coordenadas, los meridianos y los paralelos se cruzan en ángulos rectos. Los ángulos rectos producen formas correctas. También, los grandes círculos son aproximadamente rectos. La propiedad conforme de la proyección y las líneas rectas de los grandes círculos la hacen valiosa para cartas aeronáuticas.

Existen dos casos para esta proyección, cuando es tangente en un solo paralelo como se puede observar en la Fig.29 y cuando es secante en dos paralelos como se detalla en el gráfico. Al utilizar dos paralelos secantes se garantiza la menor deformación sobre ellos.

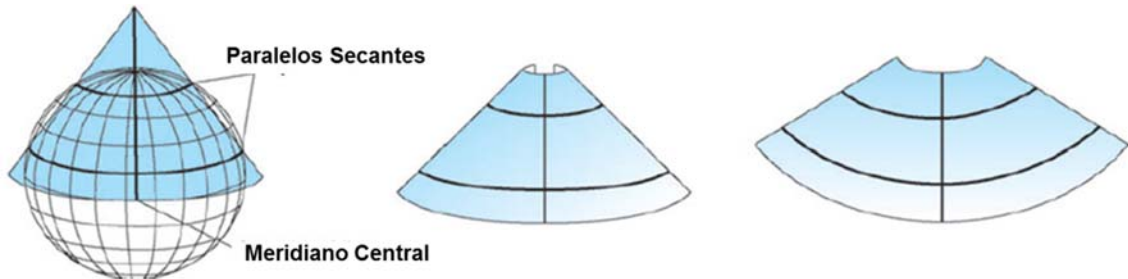


Fig. 30. Elementos del caso Cónico Conforme de Lambert cuando es Secante. Tomado y Modificado de (M. & Kopp, 2000)

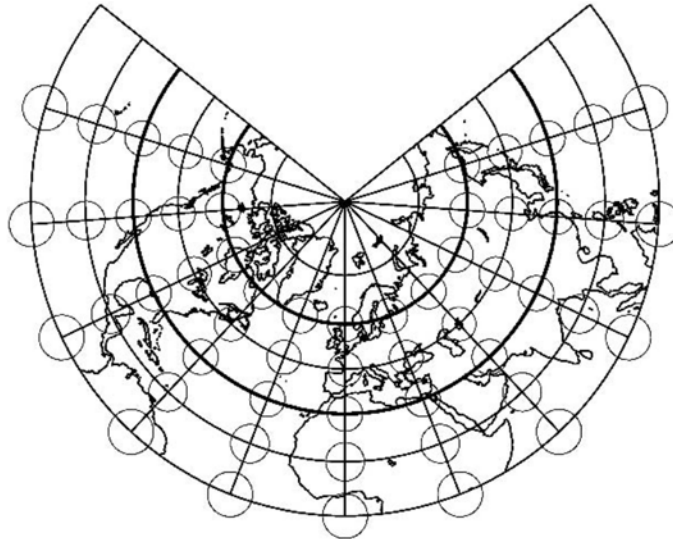


Fig. 31. Elipse de Tissot aplicada en una proyección cónica conforme (secante) de Lambert, para un caso de representación mundial.

En la Fig. 31 Se puede observar como es la deformación fuera de los paralelos automecoicos⁵⁹. Tomado de (Grafarend & Krumm, 2006)

Otro uso que tiene por sus propiedades y que realmente aplica para el caso de estudio, es para representar grandes áreas con mayor extensión en sentido este-oeste. Esto es debido a que por el uso de paralelos secantes, la menor deformación se encuentra sobre ellos, permitiendo entonces tener un menor error de representación en dirección horizontal (E-O).

Otro aspecto a tener en cuenta al realizar mapas, es el intervalo de curvas que se debe utilizar, viene íntimamente relacionado con la escala. Sin embargo, Imhof en su trabajo de 1982 formula las ecuaciones necesarias para su cálculo.

2.12.4 Cartas Gravimétricas

Dentro de la cartografía temática, se elaboran los mapas que representan variables relacionadas con el Geopotencial, su objetivo principal es reconocer los grandes rasgos estructurales (fallas, deformaciones de la plataforma) y la detección de las posibles estructuras intra-sedimentarias (coladas volcánicas, batolitos, minas de sal, entre otros). Así como también puede ser usado para la prospección minera.

⁵⁹ Aquel que "toca" a la Tierra cuando se "apoya" el cono en ella. O sea es el paralelo de tangencia, por lo tanto el factor de escala es igual a la unidad sobre él.

Dentro de la variedad de mapas que se pueden realizar en esta área, están los mapas de gravedad absoluta, los cuales muestran el comportamiento de la gravedad conforme a los elementos geomorfológicos que existen en la tierra, otro tipo de mapas se derivan de los cálculos de correcciones y anomalías, resultando mapas como los de anomalías de aire libre, donde se puede constatar la influencia de las grandes elevaciones en las fluctuaciones de la gravedad, y los mapas de anomalía de Bouguer que muestran las variaciones amplias que se dan debido a contrastes de densidad profundos o lejanos, o las variaciones cortas que se dan debido a contrastes de densidad próximos.

Existe otra derivación, se obtiene al procesar los datos obtenidos de las anomalías de Bouguer, de las cuales se pueden elaborar mapas de anomalías regionales y residuales. En Prospección, es de interés hacer resaltar el efecto debido a las masas superficiales (mapa residual), reduciendo al mínimo el efecto de las masas profundas (mapa regional).

CAPITULO III. CASO DE ESTUDIO

3.1 Características Geográficas de la Zona

3.1.1 Aspectos Relevantes del Relieve Terrestre:

La Región Nor-oriental de Venezuela, presenta unas zonas geográficas bien diferenciadas: insulares y continentales. Al norte de la región continental, el relieve está dominado por formaciones montañosas, conformadas por filas bajas.

En la parte continental a rasgos generales, esta zona se caracteriza por presentar la vertiente norte muy abrupta, mientras que el sur es más suave. Al noreste el relieve en su mayoría es plano, tiene una llanura costera sobre el Mar Caribe y al sureste, la llanura fluvial sobre el Río Orinoco.

Para detallar un poco los rasgos geomorfológicos se divide el área de estudio en las siguientes zonas:

✓ 3.1.1.1 Relieve en la zona central (Cordillera Oriental):

La Cordillera Oriental forma parte del Sistema de la Costa; los límites del macizo Oriental, están claramente definidos: al norte con la depresión tectónica del golfo de Cariaco; al sur con los llanos orientales, al este con el golfo de Paria y al oeste con el mar Caribe.

El litoral, presenta una accidentada costa con islas, golfos, (a saber el de Cariaco y el de Paria), la doble península, que tiene forma de un yunque (la de Araya, en su extremo occidental y la de Paria, en el oriental; más abajo la Depresión de Unare, con sus mesetas características, en las tierras de llanura.

El relieve en la parte norte del estado Sucre está dominado en un 60% por dos formaciones montañosas: el sistema colinoso Araya-Paria, conformado por filas bajas modeladas en rocas metamórficas, principalmente esquistos, filitas, mármoles y cuarcitas, se caracteriza por presentar la vertiente norte muy abrupta, mientras que la sur es más suave. Las alturas máximas son: pico Santo y cerro Patos, 1000 Y 1070 m.s.n.m, respectivamente. Información tomada de (El Nacional, Cartografía Nacional, Telcel., 1997).



Fig. 32. Mapa de la Cordillera Oriental: (1) Sucre, (2) Anzoátegui, (3) Monagas

La otra formación orográfica importante en la zona central del área de estudio corresponde al macizo del Turimiquire, dominado por filas y depresiones constituidas por rocas sedimentarias: arenas y calizas, que sustentan las mayores elevaciones (picos Turimiquire y Tristeza 2300 Y 2600 m.s.n.m, respectivamente). Las vertientes son irregulares, con pendientes superiores a 45% (El Nacional, Cartografía Nacional, Telcel., 1997).



Fig. 33. Pico de Turimiquire. Tomada de panoramio.com

✓ 3.1.1.2 Relieve en el extremo norte, el Estado Nueva Esparta

El relieve en esta área está conformado, en su mayoría, por dos grandes bloques dispuestos en sentido general este-oeste, unidos por un estrecho istmo de muy poca elevación, también se caracteriza por presentar un

macizo alargado en sentido este-oeste desde el Cerro Macanao hasta el Cerro Guarataro; mientras que el sector oriental presenta en la parte centro-norte tres macizos montañosos alineados en sentido sureste-noreste; tiene como rasgos topográficos resaltantes los Cerros Copey, La Guardia, Matasiete y Guayamurí. El sur del macizo oriental presenta una topografía de bajo relieve con excepción de las elevaciones moderadas ubicadas al norte de Punta Carnero y en las Tetas de María Guevara, al noreste de Punta de Piedras.

✓ **3.1.1.3 Relieve en la zona este, el Delta**

En cuanto al relieve del delta, las islas localizadas en el delta superior están sometidas a grandes fluctuaciones del nivel de las aguas por influencia del régimen bi-estacional del río Orinoco. La otra forma del relieve es el delta propiamente dicho, que como tal, no tiene elevaciones, salvo algunos conos de lodo.

El Delta del Orinoco, constituido por una extensa planicie de origen fluvio-marino, que al estar cruzada por una intrincada red de cursos de agua, conforman un sinnúmero de islas fluviales cuyos suelos están permanentemente húmedos e inundados. En el abanico deltaico, son comunes las formaciones de islas de escasa elevación y constituyen junto con las llanuras fluviales y costaneras, las formas características de este relieve, en unión con las puntas, barras, bancos de arena, marismas y estuarios. Los sedimentos de las aguas fluviales y marítimas han sido la base de la formación del Delta del Orinoco cuyo proceso de configuración es continuo y creciente, debido a la dinámica de la deposición

3.1.2 Aspectos Relevantes del Relieve Marino:

✓ **3.1.2.1 Fosa de Cariaco:**

La Fosa de Cariaco es un hundimiento de la corteza terrestre dentro de la plataforma continental del Oriente de Venezuela. Tiene una forma elongada, orientada en dirección E-O con una longitud de 186 km de largo y aproximadamente 204 km de ancho. La Fosa está compuesta por 2 grandes depresiones, unidas entre sí por sillares, zonas menos profunda ubicadas entre las depresiones.

La Depresión Occidental es la mayor y más profunda. Se encuentra hacia el extremo oeste de la fosa y su centro está localizado a 10°40' N, 65°35' W; mide aproximadamente 78 Km de largo y 35 Km de ancho, alcanzando una profundidad de 1435 m.

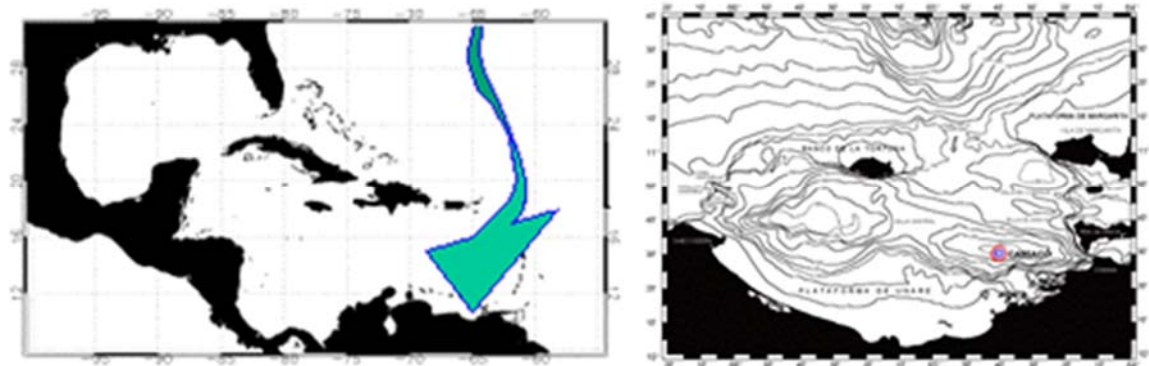


Fig. 34. Localización y batimetría de la fosa de Cariaco. Tomada de proyecto CARIACO ((INTECMAR), 2007)

La Silla Central une la depresión Occidental con la Oriental, a una profundidad de 915 m. La Depresión Oriental es más pequeña que la Occidental, midiendo 76 km de largo y 18 de ancho. Su centro está a $10^{\circ}30'$ N y $64^{\circ}40'$ O y alcanza una profundidad de 1350 m.

Existen dos depresiones más pequeñas, la depresión de Araya y la de Margarita, las cuales son continuaciones de la Fosa hacia el Norte. La profundidad máxima de estas depresiones es de aproximadamente 500 m y 420 m respectivamente y están unidas entre sí por la silla de Cubagua; la Silla de Araya conecta la depresión de Araya con la Depresión Oriental a una profundidad entre los 300 y 450 m. Datos tomados de ((INTECMAR), 2007).

El Banco de la Tortuga y la Plataforma de Margarita confinan la Fosa dentro de la plataforma continental. Una vez fuera de la Plataforma continental comienza un descenso gradual de la pendiente, entrando en el Mar Caribe.

3.2 Marco Geológico de la Zona

Para hacer cualquier trabajo relacionado con la interpretación de mapas de anomalías de Bouguer es necesario tener una descripción de los materiales que componen la corteza en el área de estudio, para ello, se tiene el presente marco.

3.2.1 Cuenca Oriental de Venezuela (COV)

(Di Croce, 1999), caracteriza geológicamente la COV situándola en el Noreste de Venezuela, entre los 8° y 11° de latitud norte y los 61° y 66° de

longitud Oeste. Está limitada al Norte por la Serranía del Interior (Cordillera de Costa) y el cinturón Ígneo metamórfico de Arara-Paria, al Este continua sobre la corteza oceánica del Atlántico, hacia el Oeste limita con el Arco de El Baúl, y hacia el Sur está limitada por el Escudo de Guayana, siguiendo el curso del Río Orinoco (figura35).



Fig. 35. Ubicación de la Cuenca Oriental de Venezuela y subcuencas, Guárico y Maturín. Tomado de Bockkarev, et al. 2007.

Esta depresión estructural tiene un total de 200.000 Km², abarca los Estados Guárico, Anzoátegui, Monagas, Delta Amacuro y parte del Estado Sucre (Plataforma Deltana y el Golfo de Paria) (Di Croce, en su trabajo de 1999 asevera que la cuenca es asimétrica y elongada con un espesor de sedimentos del período terciario de aproximadamente 8 km. El flanco Sur de la cuenca buza ligeramente hacia el Norte, mientras que en el flanco Norte presenta fallamientos y cabalgamientos con la Serranía del Interior.

De (González de Juana et al, 1980), se tiene que toda la Cuenca se inclina hacia el Este, debido a ello su parte más profunda está ubicada al Noreste, hacia Trinidad De Oeste a Este, la Cuenca Oriental de Venezuela está subdividida en dos subcuencas: la Subcuenca de Guárico hacia el Oeste y la Subcuenca de Maturín al Este. La interfase que separa las Subcuencas de Guárico y Maturín de los plegamientos de la Serranía del Interior es el sistema de fallas de Anaco; mientras que las Subcuencas de Guárico y Maturín están separadas por el sistema de fallas de Anaco y sus estructuras asociadas (Di Croce. 1999).

La Cuenca Oriental de Venezuela es la segunda provincia más rica en hidrocarburos de Sur America después de la Cuenca de Maracaibo. Más de 12.000 pozos han sido perforados, con 35 grandes campos y 260 campos

menores han sido descubiertos durante los 90 años de exploración y producción.

Los campos más conocidos por su producción son Guara, Mata, Jusepín, Oficina y Quisiquire. Si se añade a estas reservas las reservas estimadas para la Faja del Orinoco, la Cuenca Oriental de Venezuela pasaría a ser la cuenca de mayores recursos petrolíferos de Sur América (González de Juana et al, 1980).

Para detallar un poco más la geología, se resumen los datos geológicos de mayor importancia por cada estado que conforman la zona de estudio, información obtenida de (El Nacional, Cartografía Nacional, Telcel., 1997)

3.2.2 Geología de la Zona de Estudio por Estados

✓ Anzoátegui

El conjunto de los basamentos de Anzoátegui es de origen reciente, de las eras Terciaria y Cuaternaria. En montañas y colinas se observan areniscas, arcillas, margas, lutitas, calizas y limolitas, además de concreciones de hierro, grava y cuarcita. En la formación mesa, la conformación es mayoritariamente de arenas no consolidadas, provenientes del Cuaternario y aún más jóvenes son los depósitos sedimentarios originados por las inundaciones periódicas generadas por las crecientes de los ríos.

✓ Monagas

Los basamentos monaguenses son similares al de Anzoátegui. Las formaciones aún más jóvenes son los depósitos sedimentarios en el sur creados por las crecientes de los ríos, en especial del Orinoco.

✓ Nueva Esparta

La geología del territorio de Margarita se caracteriza por eventos de vulcanismo, sedimentación, surgencia, deposición y levantamiento. Rocas ígneo-metamórficas de la era mesozoica forman el basamento de las áreas montañosas y sus estribaciones, incluyendo el paisaje de colina, con excepción de los relieves ondulados de Pampatar, constituidos por sedimentos terciarios, al igual que el plano costero. Las áreas marinas más bajas son formaciones del Pleistoceno y Holoceno, compuestas por aluviones, terrazas litorales y aluviales, areniscas calcáreas y depósitos lagunares. Coche y Cubagua son núcleos rocosos cubiertos de sedimentos marinos.

✓ **Sucre**

En cuanto a Sucre, una fosa tectónica separa las dos unidades orográficas principales del estado: el sistema de sierras Araya-Paria y el macizo del Turimiquire, formación cretácica del Mesozoico. Su piedemonte sur muestra un origen Terciario del Eoceno y Oligoceno, más antiguo que la formación Pliocena y Miocena definida en una estrecha franja al sur de las colinas de Araya y Paria. El sector suroriental de la entidad, por su parte, corresponde a formaciones cuaternarias más recientes. Varios manantiales de aguas termales marcan la ubicación de las fallas que separan la zona de hundimiento de las de levantamiento.



Fig. 36. Sección ampliada del Mapa Geológico Estructural de Venezuela. Tomado y modificado de (Hackley P., Urbani, Karlsen, & Garrity, 2005)

Incluida en el área de trabajo se encuentra las Islas de Trinidad y Tobago, que a pesar que no forman parte del territorio venezolano se encuentran muy cercanas al área de estudio. Por lo tanto, para una mejor interpretación de las anomalías, se incluye como referencia.

Los Terrenos de Trinidad y Tobago, presentan similar geología a los de la Península de Paria y comprenden rocas ígneo-metamórficas de origen alóctono, producto de la colisión con la Placa Caribeña (Speed, 1986).

3.3 Resumen Geodinámica de la Zona

A continuación se presenta una breve descripción de la zona de interacción Caribe-Suramérica por ser éste el ámbito regional en el que se originó la Cuenca Oriental de Venezuela y donde se desarrolla el estudio.

La Región del Caribe posee un complicado dominio tectónico y estratigráfico donde se observa una amplia variedad de estilos estructurales y estratigráficos; ya sea de edad, espesor de rocas, metamorfismo, sismicidad, etc. Asociados a la dinámica de las distintas placas que interactúan en esta zona. La Placa Caribe se encuentra ubicada entre las Placas de Norteamérica, Pacífico y Sur-americana. Según (Pindell & Barret, 1990) y (Pindell, 2004), la Placa Caribe se mueve en dirección Este, a una tasa de 2-4 cm por año, con relación a las Placas de Norteamérica y Suramérica.

En esta región convergen varias placas tectónicas (Cocos, América del Norte, América del Sur, Nazca y Caribe), cuyos límites se describen a continuación: la placa Cocos es subducida hacia el noreste por debajo de la placa del Caribe, el límite entre las placas de América del Norte y el Caribe se realiza a través del sistema de fallas de Polochic-Motagua-Cayman (sistema de fallamiento transformante), dicho sistema funciona como fallamiento transformante entre las zonas de subducción de las Antillas Menores y de América Central (Sykes, W., & A., 1982), las placas de América del Norte y América del Sur son subducidas hacia el oeste por debajo de la placa del Caribe, (Giraldo, 1990).

Sobre la Placa del Caribe se han tratado una gran variedad de modelos acerca de su origen. (Frisch, Meschede, & Sick, 1992), sugieren que es el resultado de la expansión de las Placas Norteamérica y Suramérica y la migración de esta última hacia el sureste (modelo Atlántico). Otros trabajos como los de (Pindell & Barrett, 1990) y (Pindell & Dewey, Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region, 1982), proponen que dicha placa es un fragmento de placa oceánica del Pacífico trasladado hacia el este por el Gran Arco del Caribe (modelo Móvil).

La Placa del Caribe se mueve en la actualidad en dirección este de Norteamérica a Suramérica con una velocidad de 2 a 4 cm/año; por ello, en la actualidad la placa caribeña es considerada alóctona⁶⁰ con respecto a Norteamérica y Suramérica (Pindell et al., 1990). (Minster & Jordan, 1978) calcularon la velocidad de la placa Suramericana en 2,3 +/- 0,5 cm/año en una dirección N77°0 (+/- 10°) con respecto a la placa del Caribe.

⁶⁰ fragmentos de corteza terrestre que han sido transportados por procesos tectónicos tales como mantos de corrimiento, cabalgamientos o grandes desplazamientos de rumbo.

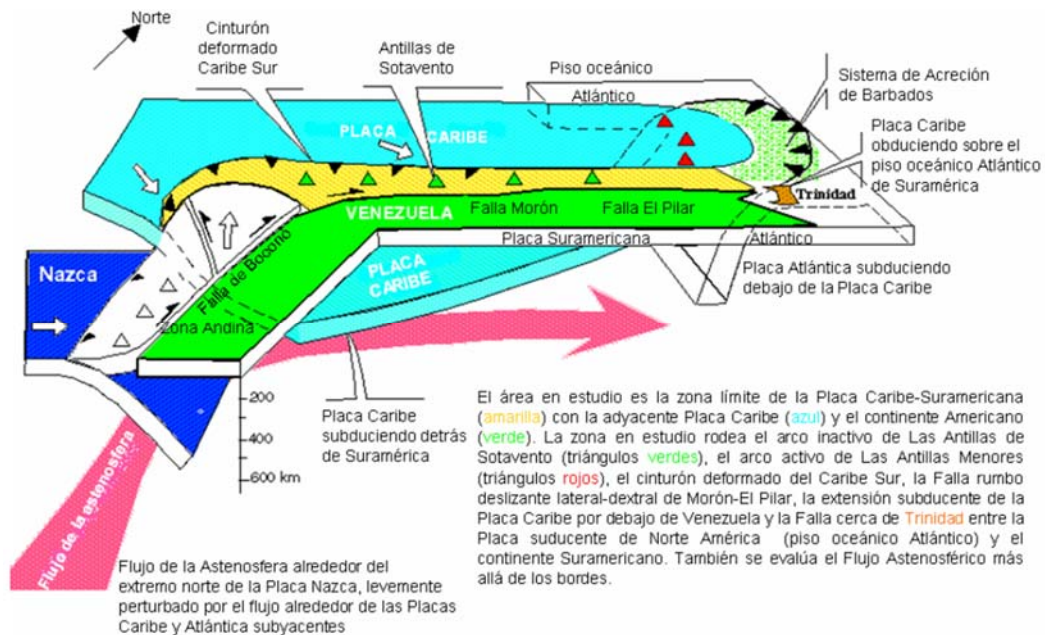


Fig. 37. Diagrama de la geometría actual de los bloques subyacentes. Tomado de <http://earthscience.rice.edu/research>

3.3.1 Evolución Geológica

En Venezuela, el límite de las Placas Caribe y Sur-americana es relativamente joven, de edad Eoceno y consiste en una serie de cinturones tectónicos de orientación oeste-este, entre los que se destacan: el cinturón deformado del Caribe Sur. El Arco volcánico de las Antillas de Sotavento, el Sistema Montañoso del Caribe y el cinturón plegado de la Serranía del Interior. En conjunto es una zona de convergencia oblicua o de trans-presión, resultante del movimiento relativo entre ambas placas.



Fig. 38 Mapa batimétrico mostrando las principales unidades geomorfológicas del Caribe. Tomado de Vieira (2005).

Según (Pindell, y otros, 1988) y (Ostos, 1990) en la evolución tectónica del Caribe basada en el modelo Pacífico, se puede distinguir las principales etapas que rigen la historia geológica de las estructuras que se encuentran en el subsuelo de Venezuela, lo que se puede apreciar en la siguiente figura. Durante dicha evolución se reconocen las siguientes etapas:

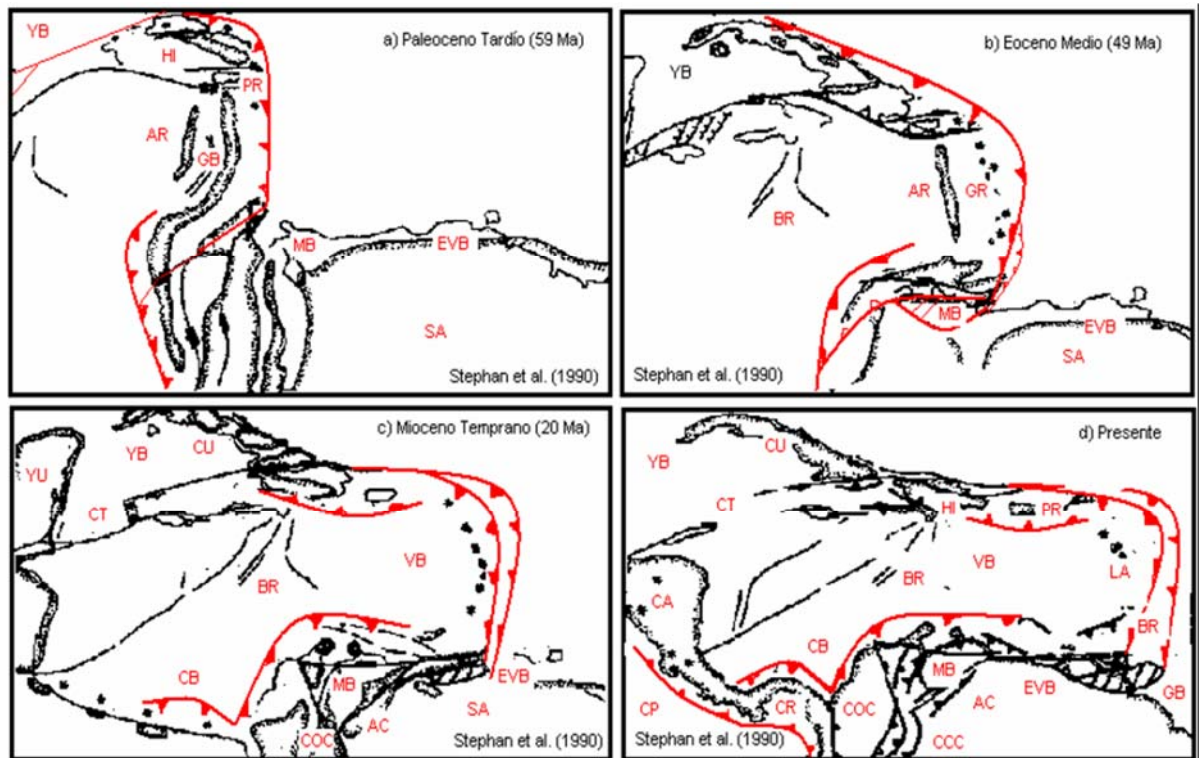


Fig. 39. Cuatro Estados del desarrollo del límite de la placa Caribe, con la migración de la Placa Caribe hacia el Este.

Abreviaturas: AC= Cordillera Andina; AR= Alto de Aves; BR= Alto de Barbados; CA= América Central; CB= Cuenca Colombiana; CCC= Cordillera Central Colombiana; CP= Placa de Cocos; CT= Fosa Caimán; CU= Cuba; GB= Cuenca de Granada; GYB= Cuenca de Guyana; LA= Antillas Menores; MB= Cuenca de Maracaibo; NP= Placa de Nazca; OCC= Cordillera Occidental Colombiana; SA= Sur América; YB= Cuenca de Yucatán, Tomado de (Di Croce, Bally, & Vail, 1999)

3.3.2 Límite de las Placas del Caribe y Suramérica

La placa del Caribe está limitada al oeste por Centro América, al este por las zonas de subducción de las Antillas Menores, y sus límites norte y sur son menos definidos. Este borde de placa, según el trabajo de (Pindell et al., 1990), está dominado por movimientos rumbo-deslizantes, desde Guatemala Central a la Fosa de Puerto Rico en el norte, y desde Colombia a Trinidad en el sur. Estos límites son definidos por la distribución de la actividad sísmica en la zona.

Otro aporte es brindado en el trabajo de (Pindell y Barrett, 1990), es que el límite sur de la Placa del Caribe representa una zona de cizalla de 300 y 500 Km de ancho orientada en sentido oeste-este, que abarca desde la Península de la Guajira en Venezuela, hasta la zona costa afuera en la Isla de Trinidad. Es una zona compleja de corrimientos, movimientos transcurrentes y de apertura o rifting⁶¹ desarrolladas en el Cenozoico.

El límite entre las placas Caribe y Suramericana está constituido por una zona de deformación compleja de centenares de Kilómetros de ancho, a la cual se encuentra asociada el volumen montañoso del norte de Venezuela, que constituye los Andes de Mérida, la Cordillera de la Costa y la Serranía del Interior; pero la transcurrencia dextral⁶² entre ambas placas en gran parte se acomoda en el sistema de fallas de Boconó-San Sebastián-El Pilar, por lo cual, (Audemard, 2000) los considera como el límite joven en la evolución geodinámica cenozoica de la placa de Caribe.

⁶¹ Los Rifts, son formados por límites constructivos (dorsal en el mar), donde el ascenso de magma provoca un levantamiento de la corteza continental creando un desplazamiento en la superficie. Estas zonas son producto de la separación de las placas tectónicas y su presencia produce sismos y actividad volcánica recurrente.

⁶² La Transcurrencia Dextral es una falla de desgarre caracterizada porque, observada a lo largo de su traza, el bloque derecho aparece desplazado hacia el observador respecto al bloque izquierdo. Mirada en un mapa, la flecha situada sobre la falla indica hacia la derecha.

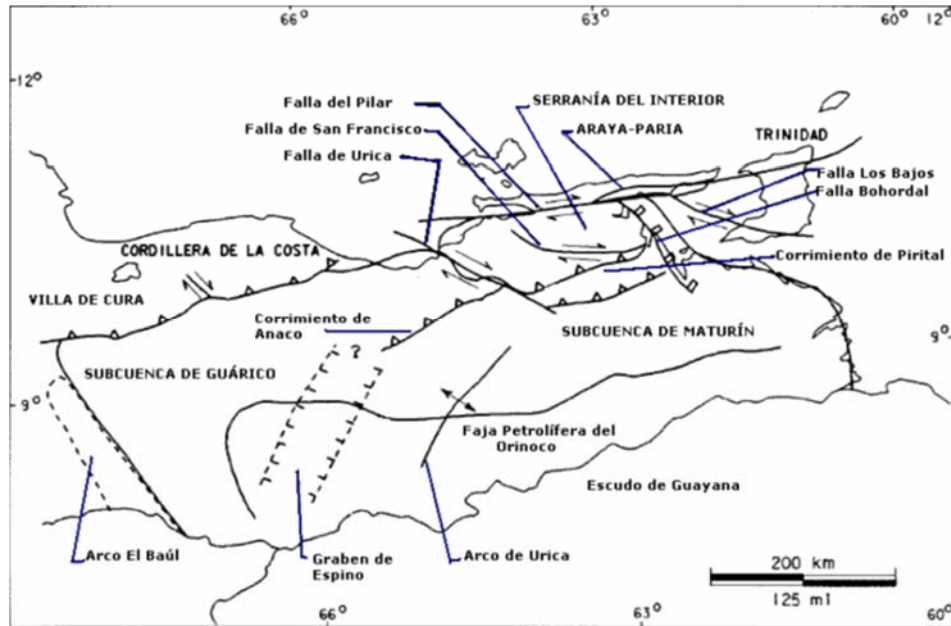


Fig. 40. Principales Estructuras y Rasgos Tectónicos de la Cuenca Oriental de Venezuela. (Tomado y Modificado de (Erllich & S., 1992)

Para detallar un poco más sobre la tectónica de la zona, se divide el área de estudio en sub-áreas de iguales características geológicas y estructurales; es decir, provincias geológicas. Diversos estudios geológicos y geofísicos se han encargado de describir las provincias geológicas de la subcuenca de Maturín, la cual es de nuestro interés conocer. Se identifican tres provincias geológicas: la Provincia Serranía del Interior, Provincia Transicional y la provincia tipo cuenca antepaís. Esta última provincia se encuentra hacia el sur limitada por el Cratón de Guayana según (Lilliu, 1990; y Díaz, 1994).

A continuación, detalles de cada una de estas provincias:

✓ **Provincia Serranía del Interior:**

Por descripción de (Lilliu, 1990), se encuentra localizada aproximadamente entre la Falla El Pilar y el Piedemonte de la Serranía, y está caracterizada por ser una cuña de sedimentos no metamorfizados que se depositaron sobre un margen pasivo continental durante el Cretácico al Terciario temprano.

Quizás lo más interesante de esta provincia, sea que la Serranía del Interior fue intensamente plegada y fallada por movimientos compresivos norte-sur durante la colisión de la Placa Suramericana y del Caribe durante el Oligoceno, y cuyas evidencias son largos pliegues, asimetría, muchas fallas

de corrimiento y hacia el sur fuerte volcanismo sedimentario (diapiros de barro). El resultado de esta tectónica compresiva en el flanco norte de la cuenca, de acuerdo a (González de Juana et al., 1980; y Lilliu, 1990), son grandes corrimientos como el de Pirital.

✓ **La Provincia Transicional de Maturín (Maturín Foreland):**

Esta provincia es la transición entre el levantado y fuertemente acortado Cinturón de corrimientos de la Serranía del Interior y una provincia tipo cuenca antepaís⁶³ en la parte sur de la Sub-cuenca de Maturín. Los límites son: al norte el piedemonte de la Serranía y al sur el frente de deformación (Jácome et al., 2003). El frente de deformación está localizado aproximadamente 50 km al sur de Maturín, y también corre en orientación N70E (Lilliu, 1990).

La Provincia Transicional está compuesta por rocas pre-cretácicas a terciarias, que han sido deformadas y plegadas. Estas litologías forman una extensión de los modelos o patrones deposicionales encontrados en la Serranía del Interior (Lilliu, 1990).

El rasgo estructural característico de esta provincia es el corrimiento de Pirital, el cual corre paralelo a la Serranía del Interior. Se observa en esta provincia de transición, un alineamiento de volcanes y diapiros de barro, paralelos a los anticlinales que también se observan (Subieta et al., 1988; Díaz, 1994).

✓ **La Provincia tipo Cuenca Antepaís de Maturín (Foredeep Province):**

Esta provincia se extiende desde el alineamiento del frente de deformación en el norte hasta el Escudo de Guayana al sur, aproximadamente a lo largo del margen del río Orinoco. (Díaz, 1994; Lilliu, 1990).

La Cuenca Antepaís de Maturín se encuentra rellena con depósitos sin-orogénesis de edad Mioceno Medio a Pleistoceno, que corresponden a sedimentos marinos profundos en el Mioceno Temprano a Medio y a sedimentos de facies costeras a continentales en el Mioceno Superior a Plio-Pleistoceno (Di Croce, 1995; Jácome et al., 2003). Al norte del frente de deformación, la cuenca de Maturín presenta los máximos espesores de

⁶³ Una cuenca de antepaís es una acumulación de sedimentos provenientes de un orógeno y depositados sobre una región adyacente relativamente poco deformada por la tectónica. Debido al peso del orógeno sobre la litosfera terrestre, la región del antepaís se hunde isostáticamente y genera el espacio necesario para atrapar los sedimentos aportados principalmente por ríos desde el orógeno.

sedimentos, cuya unidad más espesa es de edad Mioceno Medio. Los espesores de los sedimentos incrementan de Oeste (6 - S km) al Este (~10 km) (Jácome et al 2003). Desde el Mioceno Medio hasta el presente los depocentros⁶⁴ han migrado desde el noroeste al sureste y más recientemente hacia el este. Esto puede relacionarse a la migración de la deformación desde el noroeste al sureste. (Jácome et al, 2003).

3.4 Resumen de Modelos Estructurales en la Zona de Estudio

Uno de los objetivos del presente estudio es realizar un modelo isostático para realizar su comparación con un modelo de corteza. Para ello es necesario conocer las formas de la estructura de la corteza, por esta razón se acude a los resultados obtenidos en las bibliografías consultadas. A continuación un resumen de ello.

Aún no se ha llegado a un consenso general sobre modelo teórico definitivo que describa la estructura de la corteza de la zona. Sin embargo, uno de los más citados son las que propone Jácome et al. (2003).

Estas propuestas, explican mejor la configuración actual del noreste de Venezuela y consiste en una zona de deformación y cizalla pura de la corteza, junto con una zona de subducción y cizalla simple del manto suramericano el cual se separa parcialmente de la corteza a los 40 ó 100 km de profundidad para ser subducido debajo de la corteza oceánica del Caribe. Además menciona que la sub-cuenca de Maturín se encuentra ubicada cerca de la zona de subducción de las Antillas Menores. Datos sismológicos y tomográficos indican que el este de Venezuela se ve afectado por la subducción oblicua de la placa Suramericana y la placa Caribe.

⁶⁴ Depocentro es el lugar de mayor deposición en una Cuenca geológica y donde tiene el mayor espesor del conjunto de las capas de la unidad estratigráfica considerada.

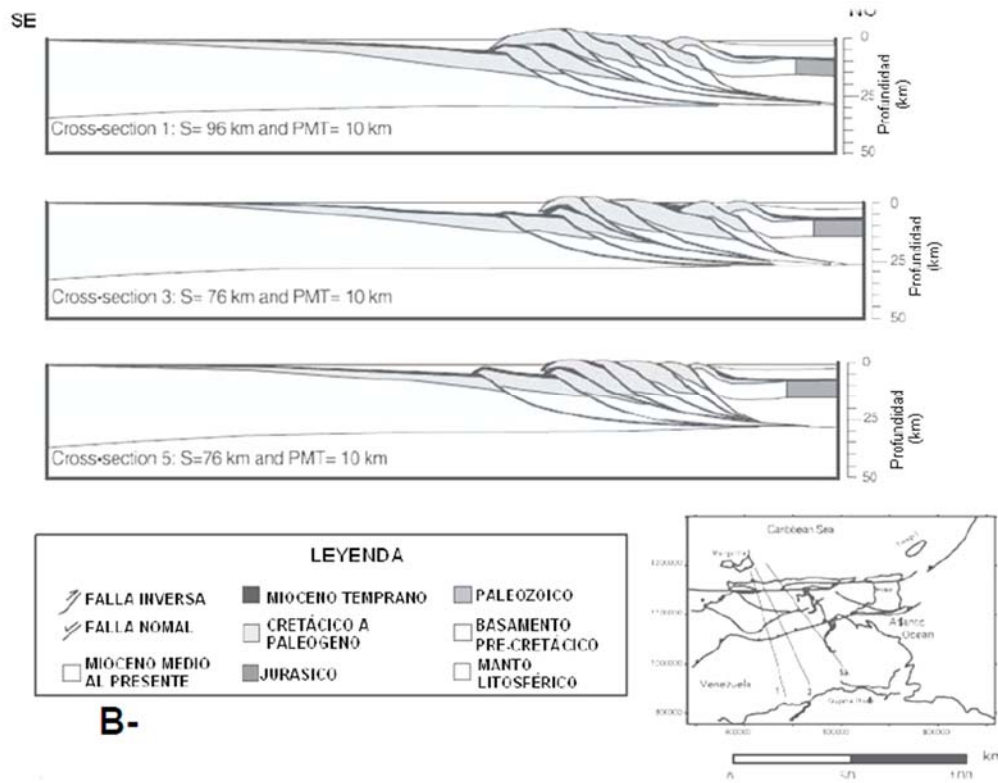


Fig. 41. Modelo preferido para la carga generada del sobre-corrimiento. PMT: Espesor del margen pasivo. Tomado de (Jácome, Kuszniir, Audemard, & Flint, 2003)

Por otra parte, a partir de los proyectos BOLIVAR y GEODINOS, se realizaron muchos trabajos con el objeto de estudiar las estructuras corticales en el este de Venezuela. Solo se nombrara en esta sección aquellos trabajos que estén íntimamente relacionados con el área de cobertura de la investigación.

Uno de esos estudios es el de Schmitz et al, en el 2008, del cual se obtuvo como resultado el siguiente modelo:

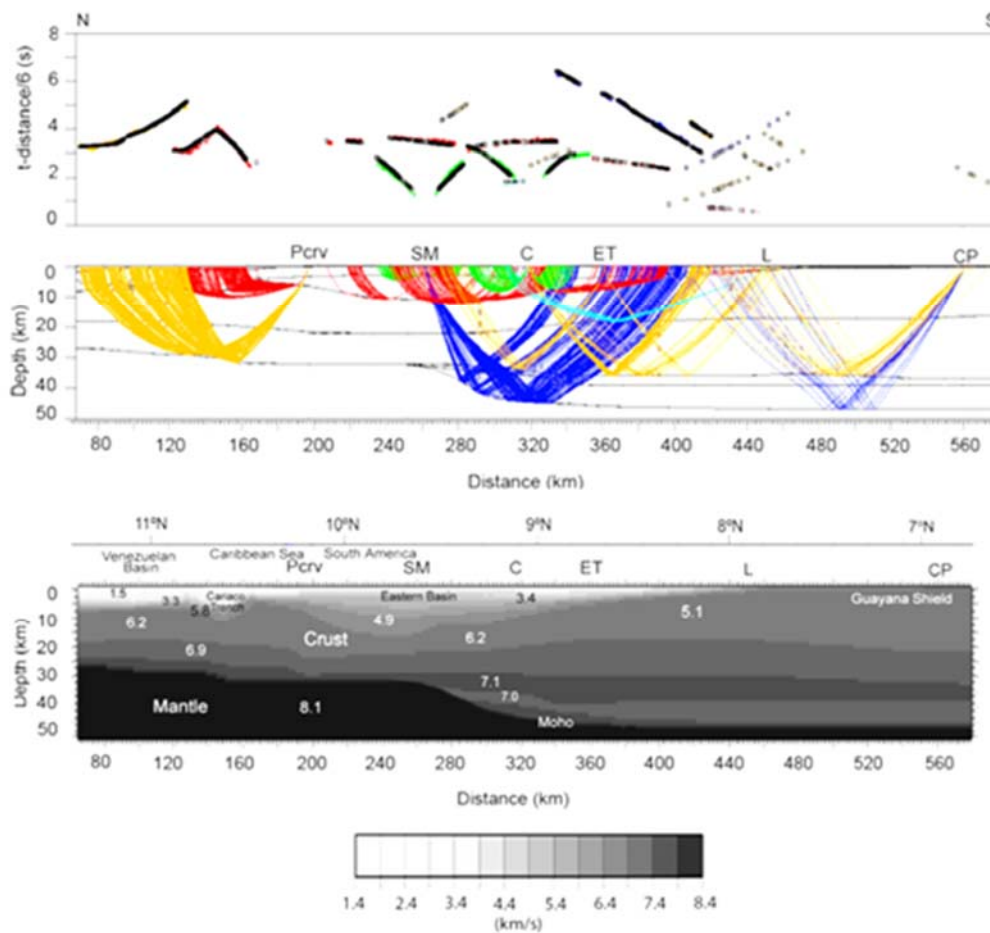


Fig. 42. Trazado de rayos a lo largo de 64° O, sobre secciones: Carúpano, Jusepin y Periococo. Tomado de (Schmitz et al., 2008)

Otro estudio remarcable es el de Yáñez en el 2005, ya descrito en los antecedentes, en el que se tienen dos propuestas una sencilla como se observa a continuación donde se presenta el siguiente comportamiento, descrito por los autores como un “acortamiento del régimen dúctil asociado al acoplamiento entre la placa Caribe y a la placa Suramérica”.

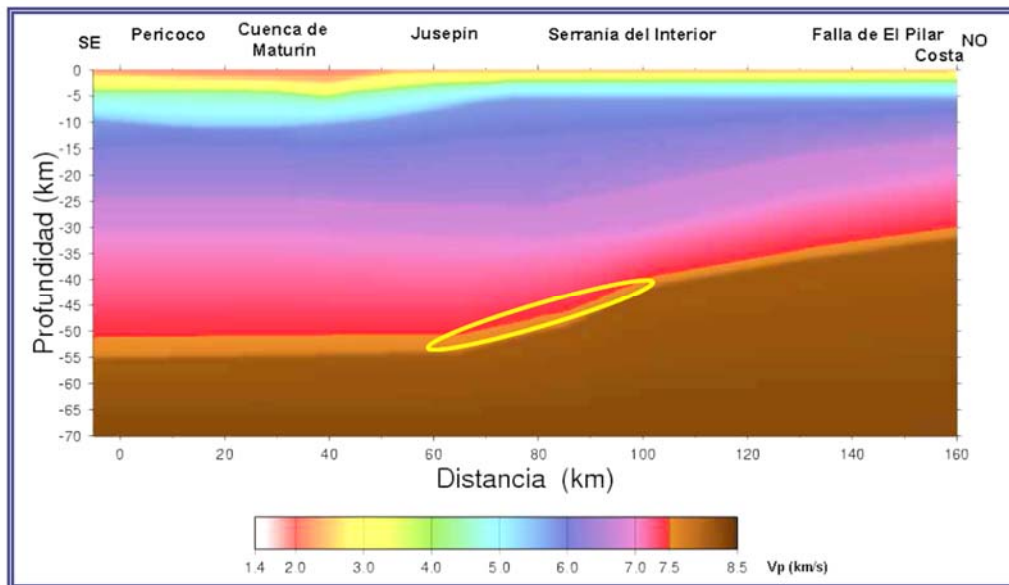


Fig. 43. Modelo de velocidad para el perfil terrestre 64W (propuesta N° 1). El ovalo amarillo representa las profundidades de control del Moho 1. (Tomado y Modificado de Yáñez, 2005).

Y una segunda propuesta apoyándose de los resultados obtenidos también por Ávila en el 2005, observándose dos profundidades de moho, de 45 y 55km, efecto que lo denotan como Duplicación de Moho.

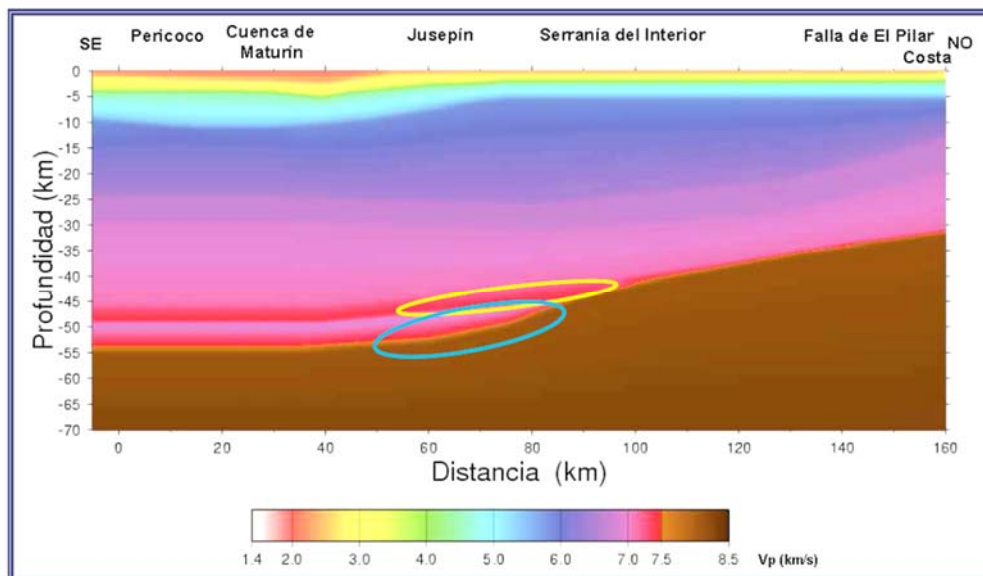


Fig. 44. Modelo de velocidad para el perfil terrestre 64W (propuesta N° 2). El ovalo amarillo representa las profundidades del Moho 1. El ovalo azul claro representa las profundidades del Moho 2. (Tomado y Modificado de Yáñez, 2005).

Otro aporte interesante es dado por Willy Goncalvez en el 2006, quien resume una tabla con las diferentes densidades utilizadas por otros trabajos en el área de estudio.

Tabla 4. Resumen de Densidades utilizadas en trabajos previos. Tomado de (Goncalvez Da Corte, 2006)

<i>Capa</i>	<i>Ávila (2005)</i>	<i>Schmitz et al. (2005)</i>	<i>Jiménez (2002)</i>	<i>Unidades Sedimentarias</i>	<i>Ríos (2005)</i>
<i>Agua de Mar</i>	1,03 g/cc	-----	-----	<i>Cuaternario</i>	2,19 g/cc
<i>Sedimentos no consolidados</i>	2,25 g/cc	Rocas Sedimentarias	2,75 g/cc	<i>Plioceno</i>	2,20 g/cc
<i>Sedimentos consolidados</i>	2,45 g/cc	2,40 g/cc	-----	<i>Mioceno Inferior</i>	2,21 g/cc
<i>Corteza Superior</i>	2,70 g/cc	2,50 – 2,70 g/cc	3,30 g/cc	<i>Mioceno Medio</i>	2,36 g/cc
<i>Corteza Inferior</i>	2,90 g/cc	2,85 – 2,93 g/cc	-----	<i>Mioceno Superior</i>	2,50 g/cc
<i>Manto Superior</i>	3,30 g/cc	3,30 g/cc	-----	<i>Cretácico - Paleoceno</i>	2,60 g/cc

Reforzando estos modelos, en el 2008, Carolina Mirabella realiza un ensayo con datos sísmicos de refracción profunda y gravimetría para proponer nuevos modelos de corteza, para ello se basa en los datos obtenidos en BOL28, extendiendo su longitud para extrapolar información cerca del escudo de Guayana. Realizando los siguientes cuatro planteamientos.

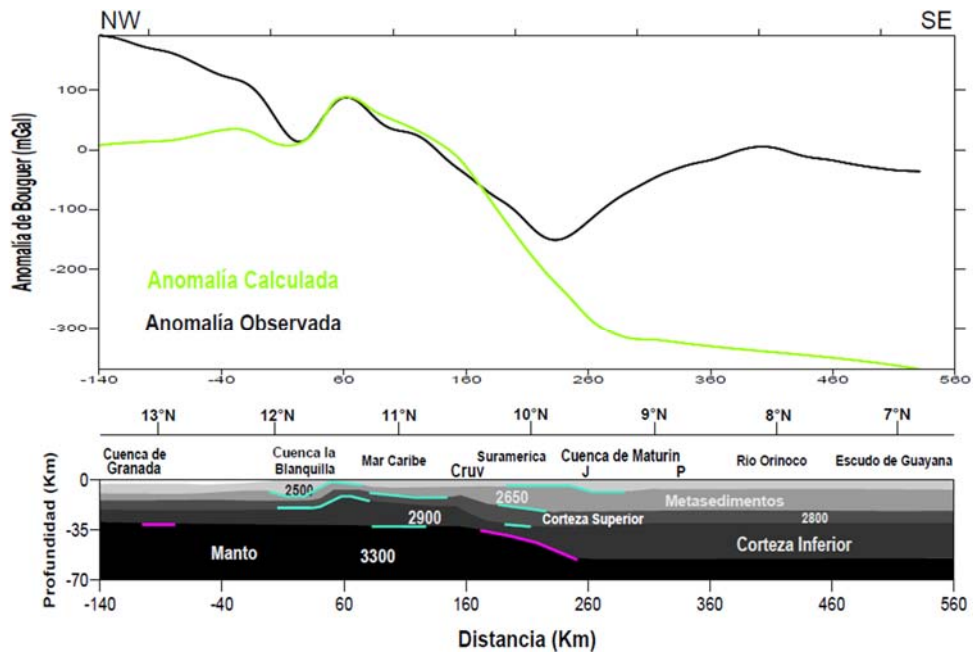


Fig. 45. Modelo 1 propuesto por la sísmica para el perfil BOL28-64°W extendido a partir de los 300 km al sur. Con las estaciones sísmicas: J: Jusepin; P: Periococo; Cruv: Carupano. Las líneas magenta muestran los reflectores sísmicos que no se mantuvieron en todos los modelos. Tomado de (Mirabella Villalobos, 2008)

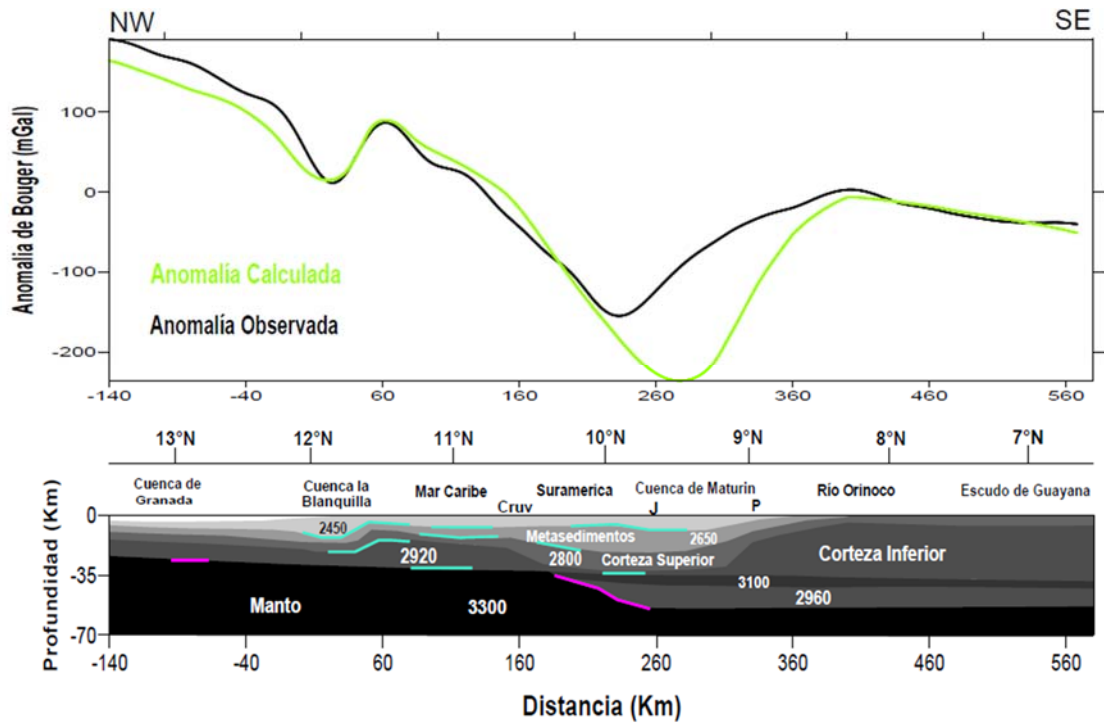


Fig. 46. Modelo 2 para el perfil BOL28-64°W. Tomado de (Mirabella Villalobos, 2008)

En el 2007 Niu, et al publican datos de profundidad de Moho de su trabajo la estructura cortical en los límites de la Placa Caribe y Venezuela, lo que modifica Mirabella para integrarlo junto con la ubicación de estas estaciones a su transecto extendido y partiendo del modelo 2, obtener la tercera propuesta.

Tabla 5. Estaciones sísmicas y profundidades de Mohorovicic para el transecto 64° W. Tomado y modificado de (Niu, et al., 2007).

Red	Estación	Dist./Perfil 64W	Prof. Moho, (km)
Funvisis	IBAV	1.0321	24
OBSIP SS	DKSS	29.9461	18.5
Funvisis	ITEV	89.0201	23.2
Rise BB	COCH	128.5961	27.3
Rise BB	GUAY	147.3551	28.2
Rise BB	CACO	170.5791	26.1
Rise BB	CARI	204.3581	29.7
Funvisis	GUNV	224.8121	48.4
PASSCAL	SIPC	307.7301	46.4
PASSCAL	MNCP	354.9881	47.4
PASSCAL	PAPC	460.3311	43.8
Funvisis	GURV	479.0371	37.5

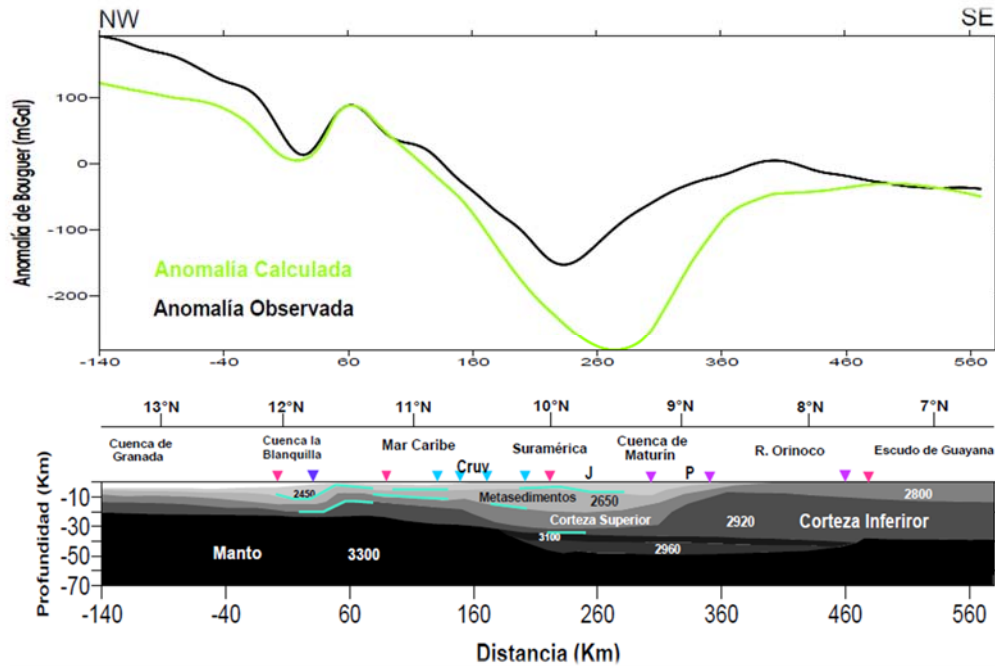


Fig. 47. Modelo 3 para el perfil BOL28-64°0 Basado en Niu et al. (2007) Las iniciales representan las estaciones sísmicas. Los triángulos de colores representan las redes sísmicas de la zona,

Fucsia representa a Funvisis; violeta a PASSCAL; cian a Rise; y azul oscuro a OBSIP⁶⁵.
Tomado de (Mirabella Villalobos, 2008)

Finalmente como valor agregado, Mirabella incluye un modelado (Propuesta 4) que ajusta mejor los datos por inversión en la zona meridional de su transecto de estudio, con el fin de inferir la geometría cortical, pero sin tener ningún control sísmico.

⁶⁵ OBSIP son las siglas en inglés para: Ocean Bottom Seismography Instrument Pull. En español es: Set de Instrumentos Sismograficos para el Piso Oceanico

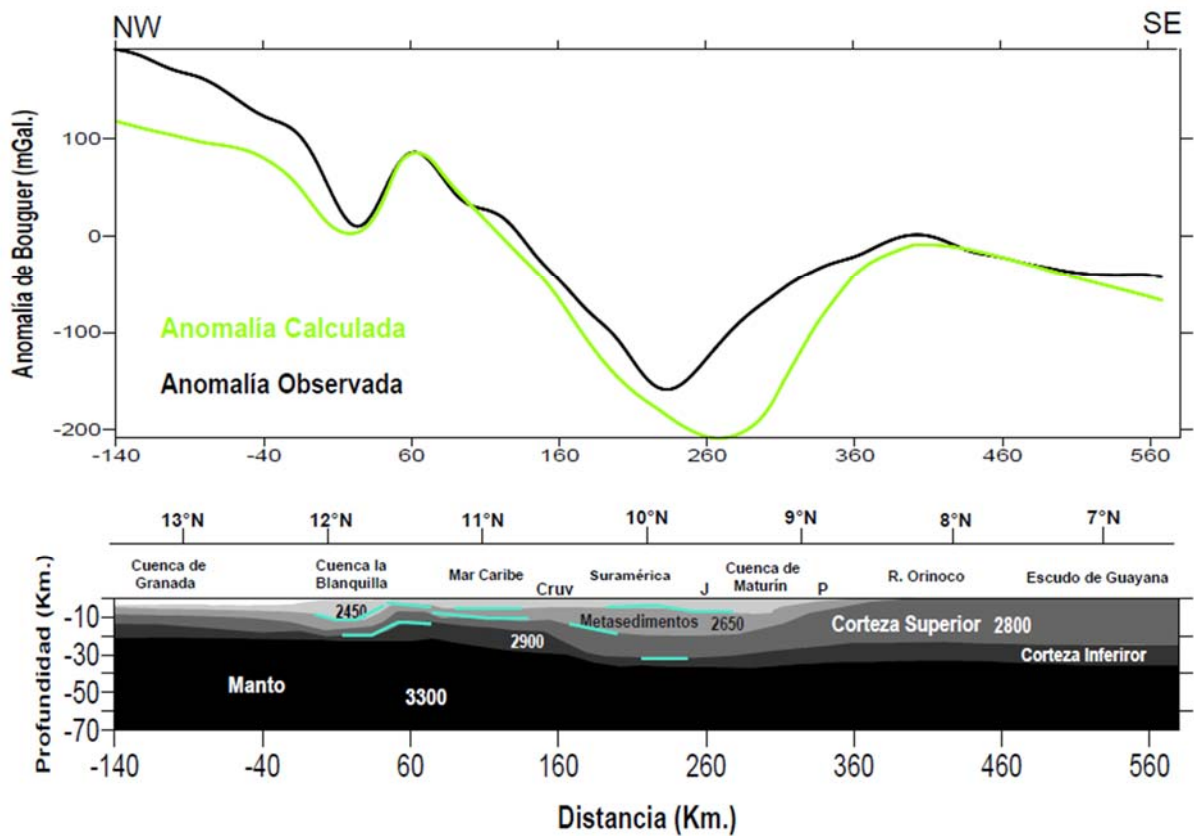


Fig. 48. Modelo 4 para el perfil BOL28-64°W. Las iniciales representan las estaciones sísmicas. Las líneas turquesa representan los reflectores sísmicos que se mantuvieron en todos los modelos. Tomado de (Mirabella Villalobos, 2008)

Es importante resaltar que las densidades utilizadas en el trabajo de Mirabella, 2008. Son las siguientes:

Tabla 6. Resumen de las densidades de bloque tomadas en el estudio de (Mirabella Villalobos, 2008)

Capa	Velocidad (V_p) km/seg	Densidad (ρ) Kg/m ³
Sedimentos	2.3 - 3.4	2450 - 2500
Metasedimentos	3.9-4.9	2650
Corteza Superior	5.1 - 6.2	2800
Corteza Inferior	6.4 - 7.2	2900 - 3000
Manto	8.1	3300

CAPITULO IV. METODOLOGIA

4.1 Descripción de Datos para el Estudio

Para continuar el desarrollo del TEG, se estableció según el alcance técnico, el área de estudio, la escala del mapa a utilizar y la resolución espacial de los datos a usar.

Con el fin de alcanzar los objetivos planteados, la secuencia de trabajo se inició con una etapa de recopilación bibliográfica relacionada con la teoría de isostasia, los trabajos previos realizados en la zona de estudio y toda la información geológica y geofísica disponible, a nivel regional para el área de estudio.

Se estudiaron las siguientes recopilaciones de datos que a continuación se describen:

4.1.1 Datos Gravimétricos – Altimétricos

- ✓ Datos 1: Red Inercial combinada con Red Gravimétrica Nacional de Venezuela
- ✓ Datos 2: Base de Datos del Prof. Víctor Graterol
- ✓ Datos 3: Datos satelitales de gravedad EGM08 combinada con SRTM_PLUSV6.

Descripción:

Datos 1, se trata de una base de datos combinada conformada por los siguientes:

Datos 1a, de Mediciones Inerciales de PDVSA, en (MENEVEN, 1986). Cortesía de los Profesores y además Ingenieros Geodestas Douglas Bravo, Daniel Bujana y Víctor Guevara. Consta de 1395 estaciones inerciales de PDVSA levantadas en 1985. Coordenadas en el sistema PSAD56⁶⁶. Gravedad referida al IGSN71⁶⁷. Precisión: Horizontal: 1:42.000. Precisión Vertical: $\pm 15\text{cm}$, Gravedad $\pm 2\text{ mGal}$. Ver fig. 49.

Datos 1b, de la Red Gravimétrica Nacional. Constan de 622 puntos de la Red Gravimétrica Nacional sobre puntos de la Red Nacional de Nivelación (MEN, MOP y MARN⁶⁸). Coordenadas en el sistema PSAD 56. Gravedad referida al IGSN71. Precisión: Horizontal: $\pm 3''$, Vertical: 1er Orden, Gravedad $\pm 0,01\text{ mGal}$. Ver fig. 50.

⁶⁶PSAD56. Datum provisional para Sur América 1956

⁶⁷ IGSN71. International Gravity Standardization Net 1971

⁶⁸MEN: Ministerio de Energía y Minas. MOP: Ministerio de Obras Publicas y MARN: Ministerio del Ambiente y los Recursos Naturales

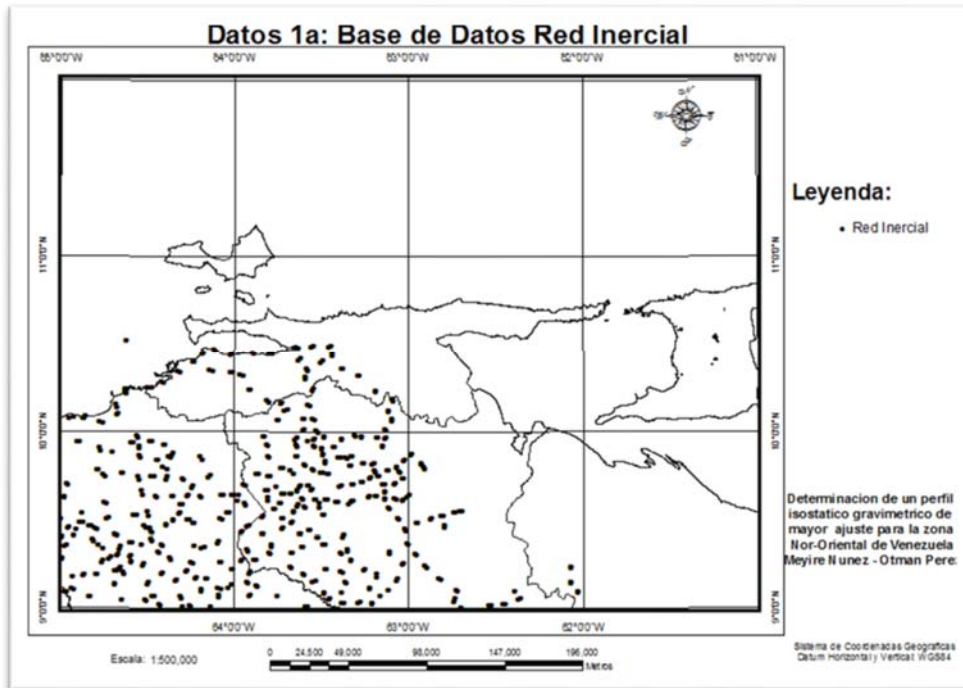


Fig. 49. Datos 1a: Red Inercial de Venezuela en el área de estudio

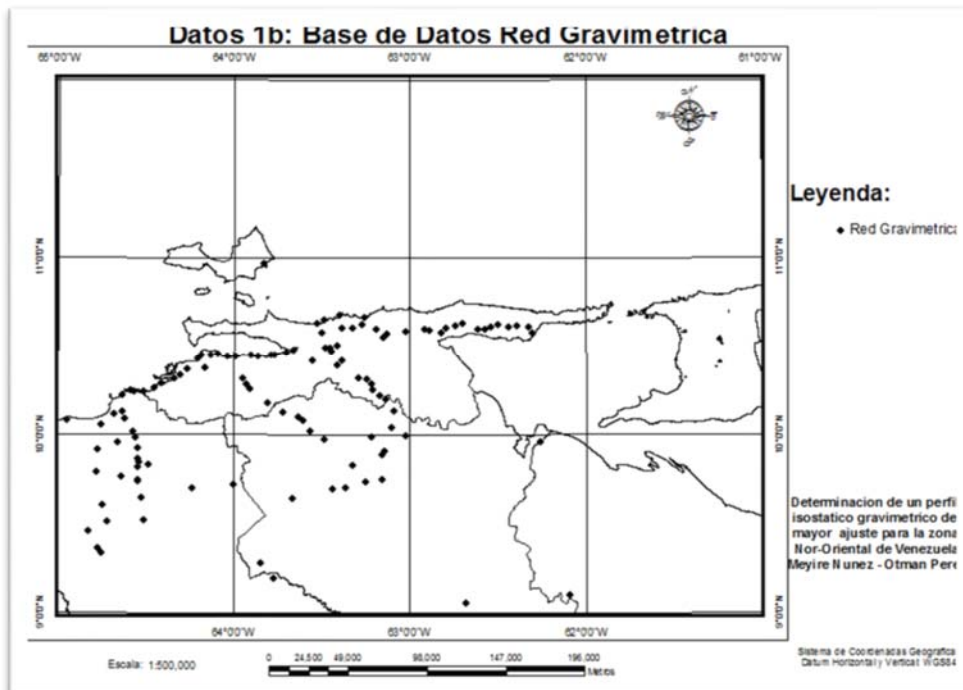


Fig. 50. Datos 1b: Red Gravimétrica Inercial de Venezuela en el área de estudio

Una visualización de las dos bases de datos 1a y 1b combinadas se tiene en la Fig51.

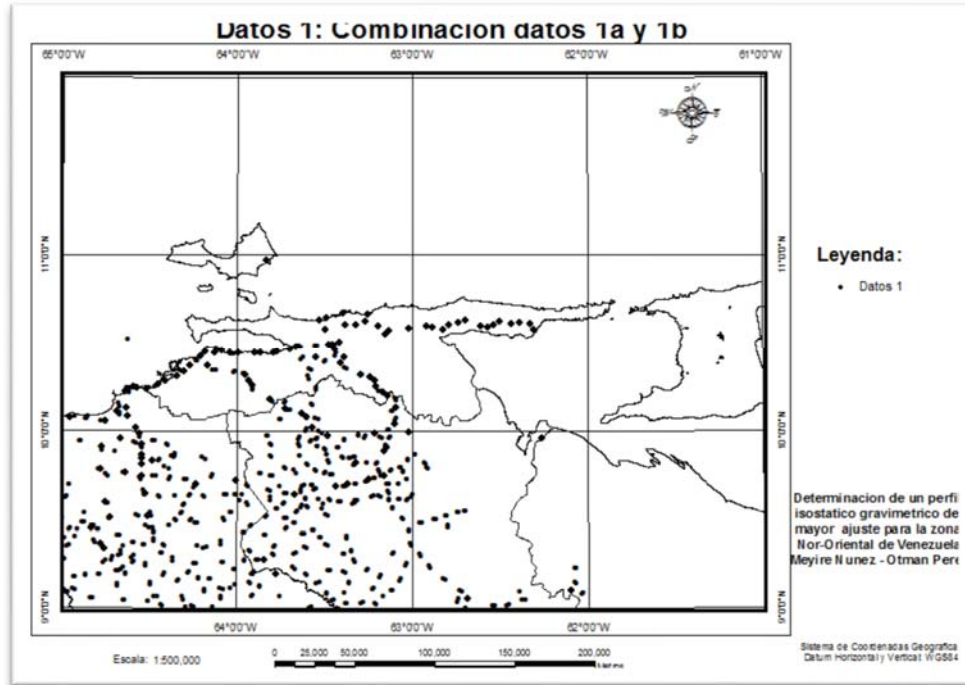


Fig. 51. Datos 1, combinación de datos 1a y 1b

Datos 2: El Prof. Víctor Graterol, posee una base de datos que almacena las principales características de las estaciones de gravedad, por lo que fue facilitado una parte de esta serie de datos.

Como se ve en la figura 52, se dispuso entonces de los datos localizados en el área comprendida entre las longitudes 61 y 65 oeste y las latitudes 9 y 12 norte, base que almacena las principales características de las 18953 estaciones de gravedad observada.

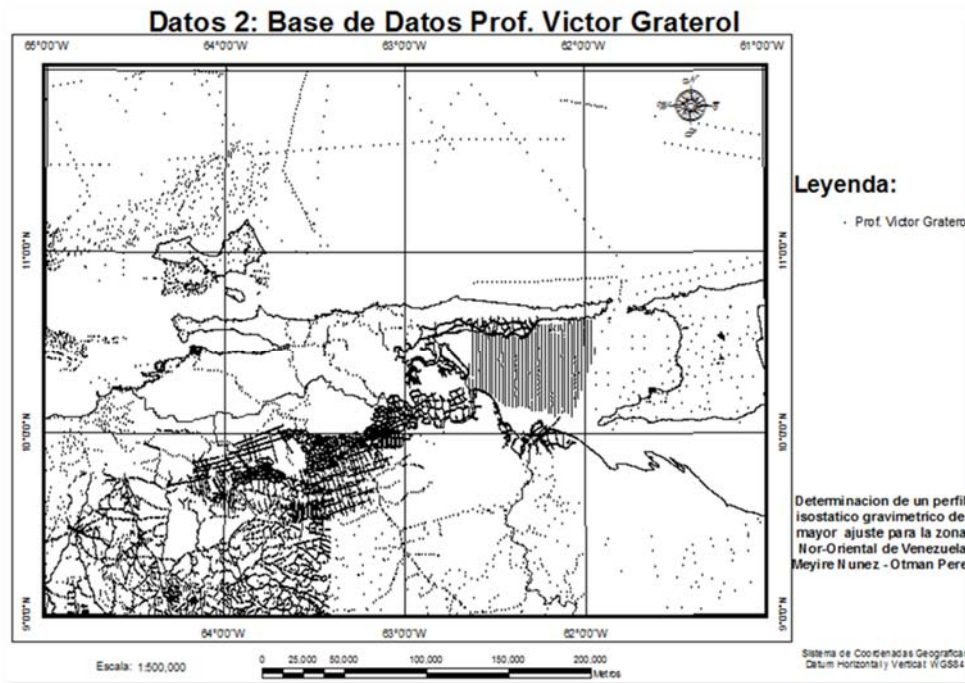


Fig. 52. Datos 2: Base de datos del Prof. Víctor Graterol en la zona de estudio

Datos3:

✓ **Gravedad:**

Corresponden a valores de gravedad “absoluta”⁶⁹, determinados por coeficientes geopotenciales derivados por altimetría y geodesia satelital, como se ha descrito anteriormente en el marco teórico, utilizando el servicio de cálculo del ICGEM⁷⁰. Consta de 339.720 puntos dispuestos en grillas equi-espaciadas cada 30 segundos, para el área comprendida entre los meridianos 60 y 66 oeste y paralelos 8 y 13, al igual que como se encuentra la data altimétrica. Ver fig. 55.

✓ **Elevación**

Como se advierte en el centro de cálculo de ICGEM la altimetría no es una función que dependa del campo gravitatorio, por lo que la altimetría que se provee en este no es correcta, debido a que es una aproximación derivada de aplicaciones del geode. Por lo que es necesario integrar la última versión del Modelo global de elevaciones (batimetría y topografía) del SRTM30_PLUS, que es la fusión de datos de topografía de terreno medido

⁶⁹ Gravedades determinadas por altimetría y geodesia satelital.

⁷⁰ ICGEM. International Center for Global Gravity Field Model, Website del Centro de Cálculo: <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/ICGEM.html>.

con SRTM⁷¹. Que en éste caso resulta idóneo pues contiene datos a una resolución que funciona para la escala del producto final y más importante posee datos batimétricos.

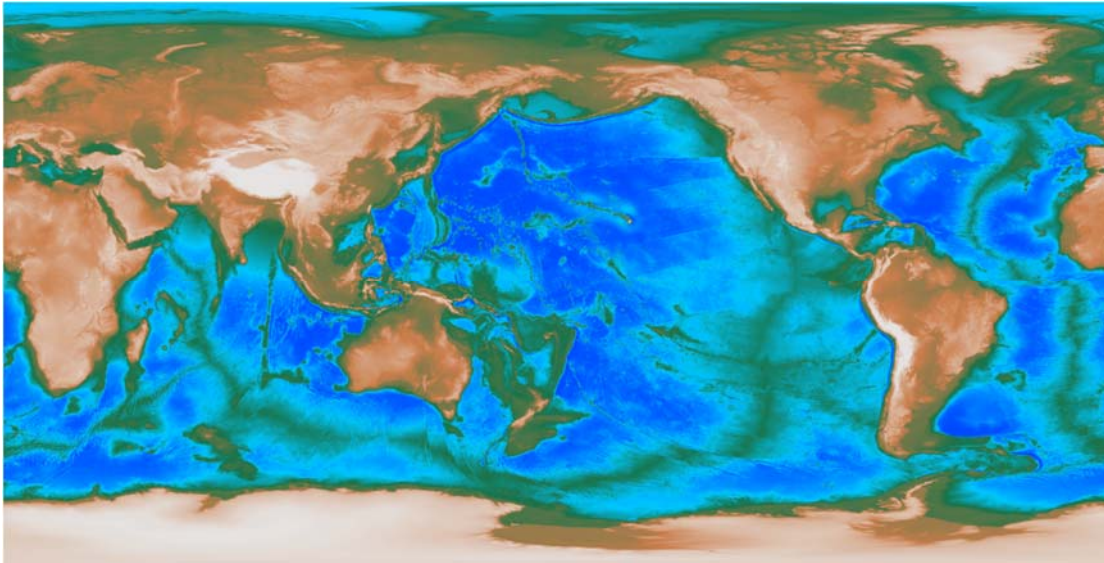


Fig. 53 SRTM30_PLUS Topografía y batimetría Mundial, topografía global de 30 de arcos de segundos

Los Datos de Terreno de este modelo se basan en la topografía derivada de la SRTM30 del USGS⁷² con promedio de datos DEM con grilla de 1-km, producto creado con los datos de la NASA⁷³ SRTM. En el desarrollo del modelo, se utilizaron de datos de GTOPO30⁷⁴ para las latitudes altas, donde los datos SRTM no están disponibles.

Los Datos oceanográficos se basan en el modelo de Smith y Sandwell, red global de 1 minutos entre las latitudes de ± 81 grados. Se han añadido redes de mayor resolución a partir de la síntesis del LDEO⁷⁵ RMSP⁷⁶, el JAMSTEC⁷⁷ y CRM⁷⁸ del NGDC⁷⁹ y trabajos de IBCAO⁸⁰.

71 SRTM. Shuttle Radar Topography Mission

72 USGS. United States Geological Survey

73 NASA. National Aeronautics and Space Administración

74 GTOPO30. Global digital Elevation Model tiene una resolución de 30 segundos

75 LDEO. Lamont-Doherty Earth Observatory

76 RMSP. Ridge Multibeam Synthesis Project

Tabla 7. Modelo global de elevaciones batimetría y topografía SRTM30_PLUS

SRTM30_PLUS V6 Resolución espacial: 30 segundos de arco	
Métodos de acceso: HTTP/FTP	Alcance: Global
Resolución temporal: N / A	Formato (s): baldosas JPEG, ER
Precisión de la posición Horizontal: 20 metros: de error circular al 90% de confianza Precisión de la posición Vertical: 16 metros con error lineal al 90% de confianza	

Este modelo es la evolución y mejoras sucesivas desde el SRTM30_PLUS V1.0 del 11 de Noviembre de 2004, hasta la SRTM30_PLUS V6.0 del 28 de Noviembre 2009

Una visualización de los datos altimétricos y batimétricos del área de estudio, está dada por la figura 54.

4.1.2 Datos Geodésicos y Cartográficos

También se usaron los siguientes datos:

- ✓ Datos de Alturas Elipsoidales, Ortometricas y Ondulaciones del Geoide. Cortesía de los Profesores y además Ingenieros Geodestas Douglas Bravo, Daniel Bujana y Víctor Guevara, de 66 estaciones GPS⁸¹ (12 pertenecientes a REGVEN y 54 de PDVSA) sobre Bench Marks (BM) de la Red Nacional de Nivelación. Coordenadas referidas al GRS80. Precisión: menor a 5 cm.
- ✓ Capas Vectoriales del límite de estados que conforman las zonas Nor-Oriental e Insular de Venezuela.
- ✓ Capas Vectoriales del sistema de Fallas Tectónicas y Formaciones Geológicas de Venezuela

⁷⁷ JAMSTEC. Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

⁷⁸ CRM. Coastal Relief Model

⁷⁹ NGDC. National Geophysical Data Center

⁸⁰ IBCAO. International Bathymetric Chart of the Oceans

⁸¹ GPS. Global Positioning System

- ✓ Vectores de línea de costa, SWBD⁸² para hacer la orla de Trinidad, en resumen, son los vectores generados por NGA⁸³, para la identificación de los cuerpos de agua y delinear líneas de costa, se utilizaron al menos dos mosaicos de imágenes ortorectificadas (una en subida y una de paso descendente) en resolución cada celda de 1°x1°.
- ✓ Capas Vectoriales de los límites del país, derivadas de altimetría satelital⁸⁴

En última instancia se tienen los siguientes:

4.1.3 Mapas Temáticos:

- ✓ Mapa Geológico Estructural de Venezuela, Escala 1:750.000, Biblioteca de la Escuela de Ingeniería Geológica, Geofísica y Minas.
- ✓ Mapa Geológico Estructural de Venezuela, hoja 1 de 2. Por USGS con Escuela de Geología y Minas UCV. Ver figura 56.
- ✓ Mapa de Anomalías de Bouguer de la República de Venezuela. Escala 1:2.000.000. Por Víctor Graterol (1968 – 1988). IGVS
- ✓ Mapa de Puerto la Cruz. Hoja NC20-IV. Escala 1:500.000. Edición 1 de 1977.DCN⁸⁵, IGVS
- ✓ Mapa de Güiria. Hoja NC20-I. Escala 1:500.000. Edición 1 de 1977.DCN, IGVS.

⁸² SWBD. SRTM Water Body Data

⁸³ NGA. nacional la Geospatial-Intelligence Agency

⁸⁴ De libre acceso bajo el link: http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SWBD/

⁸⁵ Dirección de Cartografía Nacional

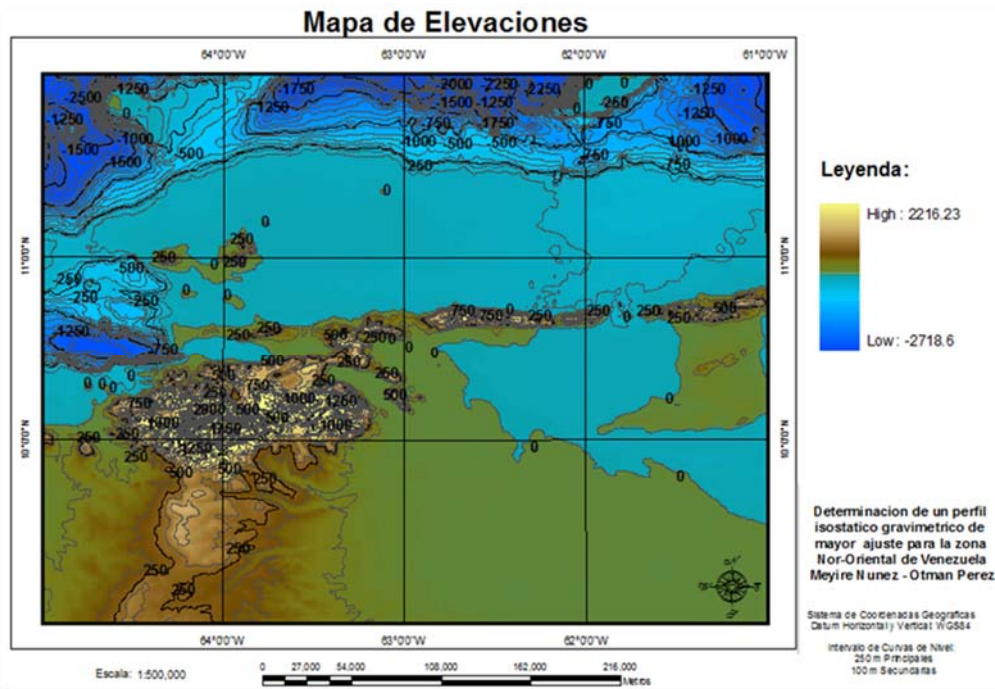


Fig. 54. Datos 3 Elevaciones provenientes del Modelo SRTM30_PLUS

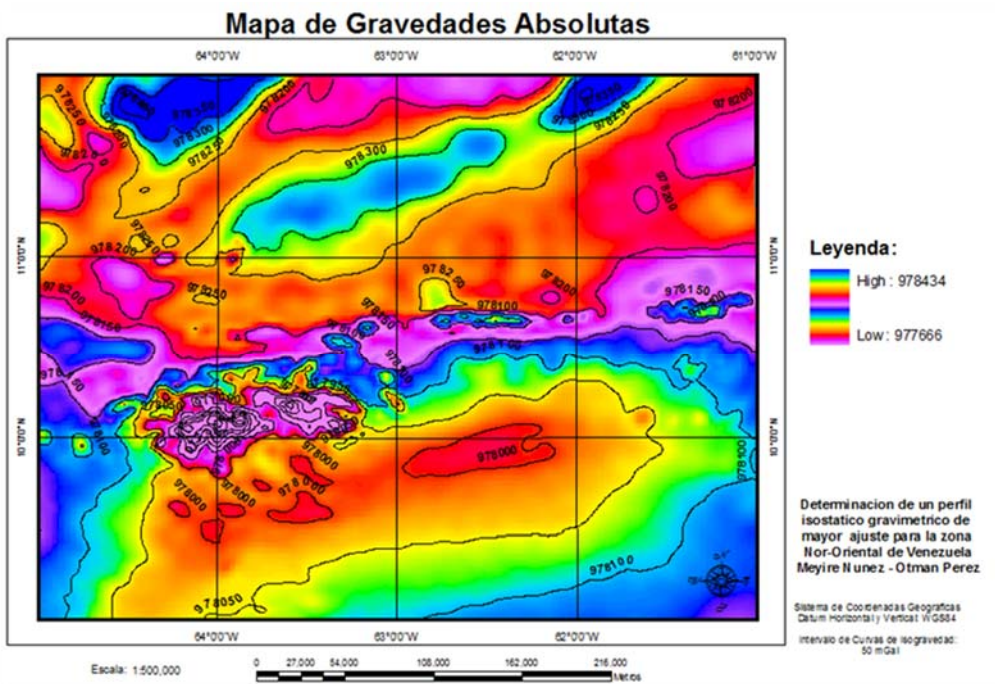


Fig. 55. Datos 3 Gravedades Absolutas provenientes del Modelo EGM08

4.2 Descripción del Perfil de Estudio

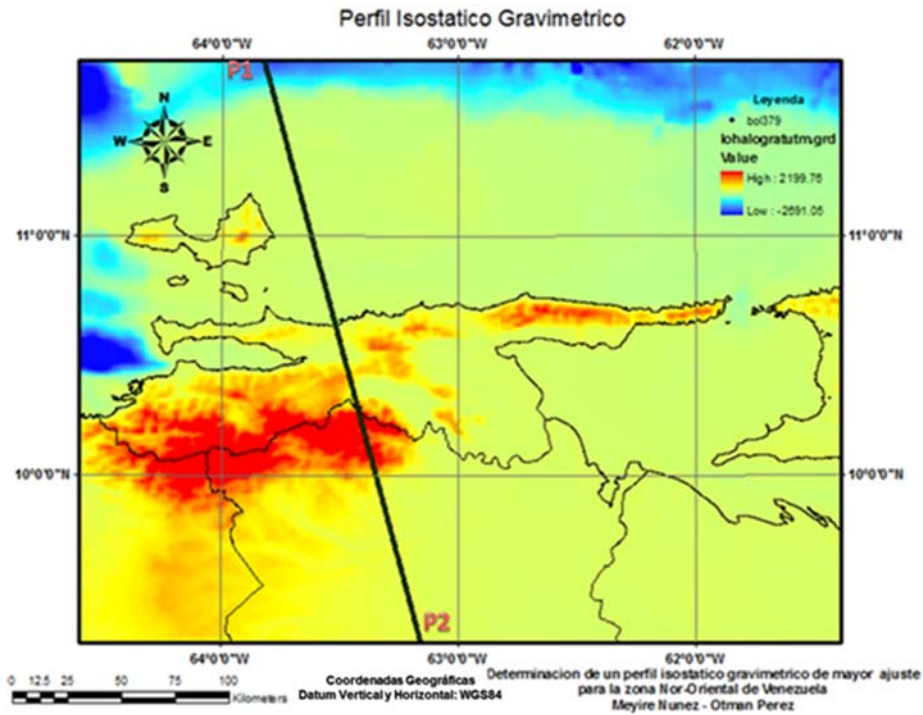


Fig. 57. Perfil de Estudio

Tabla 8. Límites del Perfil de Estudio en Coordenadas Geográficas (WGS84)

Límites del Perfil de Estudio	
P1 →	E: -63° 53' 28,895'', N: 11° 59' 03,461''
P2 →	E: -63° 04' 39,484'', N: 09° 00' 22,706''

El perfil seleccionado para el análisis es transversal a las anomalías gravimétricas predominantes de la zona de estudio donde existen datos gravimétricos. Presenta una longitud aproximada de 340 kilómetros, con un total de 379 puntos de muestreo igualmente distribuidos a lo largo del transecto.

Iniciando en las Coordenadas Geográficas del Punto 1 ubicado en el Mar Caribe, muy cercano a las estaciones, utilizadas en el proyecto BOLIVAR, atravesando luego la Península de Araya Estado Sucre, pasando por Cumaná, atravesando el macizo del Turimiquire, registrando la máxima altitud de 1200 metros, continuando su trayectoria por la Mesa de Piedemonte del Estado Monagas, constituida por cantos, bloques y guijarros

provenientes de la Serranía del Interior con topografía general suavemente inclinada, pendientes entre 2 y 6% y elevaciones inferiores 400 metros.

Para entonces finalizar en las coordenadas del punto 2 en el Estado Monagas en la Mesa Llana, formación vinculada a la era cuaternaria, con sedimentos de origen cretáceo-terciario procedentes de la Serranía del Interior hacia la zona norte. Es una altiplanicie de topografía plana o casi plana con pendientes de 1 a 2% y elevaciones menores de 40 metros

Durante el desarrollo del perfil, éste atraviesa numerosas fallas geológicas debido a la dinámica de la zona, sin embargo entre las más importantes se pueden nombrar la Falla del Pilar, la Falla de San Francisco y por último, la Falla de Pirital.

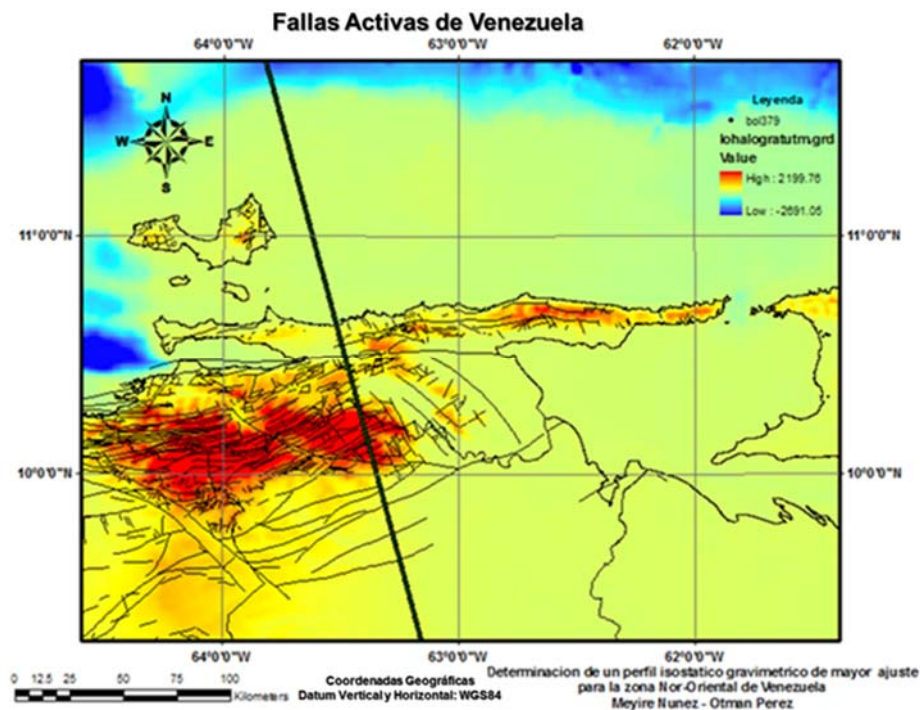


Fig. 58. Fallas Sísmicas que atraviesa el Perfil de Estudio

En cuanto a las formaciones geológicas presentes a lo largo del perfil, se puede resumir con los siguientes gráfico y tabla.

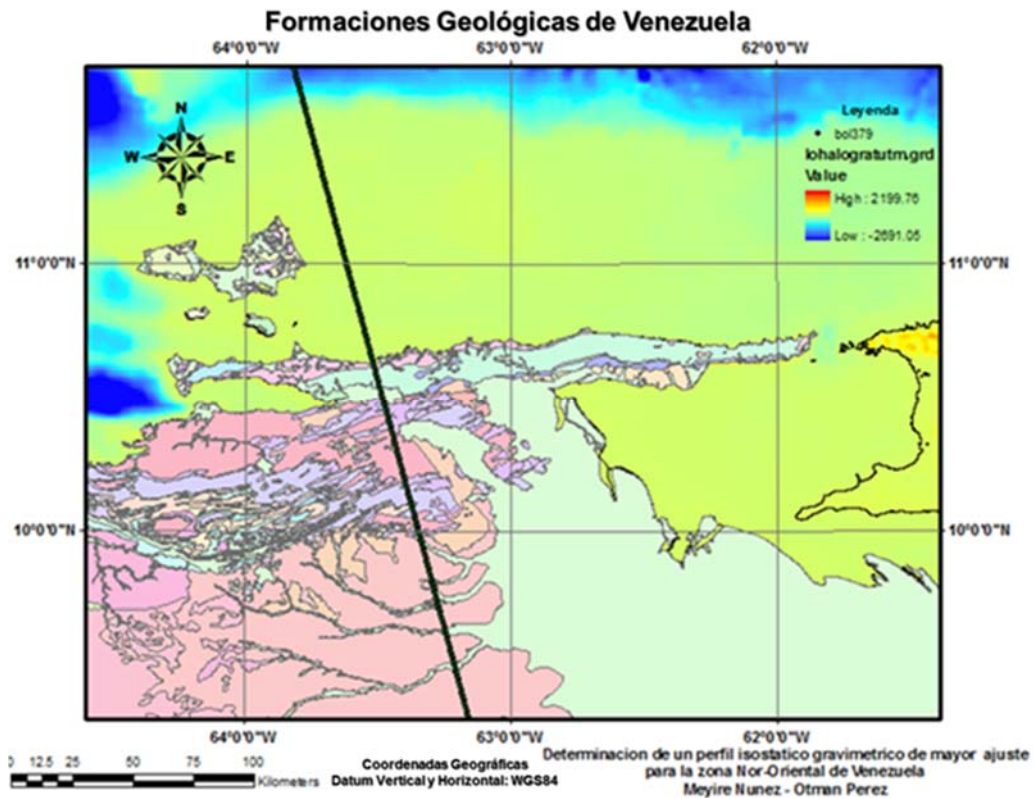


Fig. 59. Formaciones Geológicas presentes en la zona de estudio

A continuación una tabla resumen de las formaciones litológicas encontradas en la trayectoria del perfil de estudio:

Tabla 9. Formaciones litológicas

Nom bre	Nombre de la Formación	Edad	Descripción Litológica
Qal	Aluvión	Pleistoceno a Holoceno	Sedimentos No Consolidados. Arenas, Arcillas y Limos.
Ta	Areo	Oligoceno	Lutitas grises con capas delgadas de concreciones, glauconíticas de ferrolita amarillenta a rojiza, asociadas con moluscos.
Tca	Caratas	Terceario (Eoceno Temprano a Tardío)	Secuencia compleja de limolitas pluridecamétricas y areniscas plurimétricas, que pueden ser marcadamente glauconíticas, dolomíticas o calcáreas
Jkm	Manicuare	Jurásico Cretácico Mesozoico	Esquistos cuarzo-micáceos (70%), frecuentemente granatíferos (almadino) y/o epidóticos, con abundantes intercalaciones de cuarcitas (29%) y algunas bandas de esquistos anfibólicos (tremolita-actinolita), mármol y

			gneis.
Qm	Mesa	Pleistoceno	Arenas de grano grueso y gravas, con cemento ferruginoso cementadas y muy duras; conglomerado rojo a casi negro, arenas blanco-amarillentas, rojo y púrpura, con estratificación cruzada
Kusq	San Antonio	Cretácico Tardío	Calizas y lutitas negras
Kusq	San Juan	Cretácico Tardío	Alternancia monótona de capas de areniscas de 0,3 a 1 m de espesor, muy duras, gris a gris claro de grano fino, bien escogidas, escasamente glauconíticas y localmente calcáreas.
Kusq	Querecual	Cretácico Tardío	Calizas arcillosas con estratificación delgada, laminadas, carbonáceo-bituminosas y lutitas calcáreas.
Kls	Sucre	Cretácico Temprano	Formación Barranquín: gran espesor de areniscas cuarcíticas, rojizo-blanquecino, intercaladas con lutitas varicoloreadas con capas ocasionales de calizas verdosas o negras, más comunes en la parte superior". La Formación Borracha: secuencia monótona de calizas macizas biostrómicas, de tipo urgonianiasa (83 %) intercaladas en horizontes superiores con lutitas calcáreas (13 %), areniscas cuarcíticas de grano grueso, lenticulares (4 %). Fr. Chimana: areniscas y calizas mal expuestas en el río Querecual, por debajo de la Formación Querecual.
Ktv	Vidoño	Cretácico a Eoceno	Lutitas oscuras, ricas en foraminíferos, con capas menores de areniscas y limolitas calcáreas duras, con glauconita.
Tqi	Quiriquire	Plioceno	La porción superior de la formación, aglomeración de peñones, peñas, guijarros, grava y arena, con capas de arcilla. El material cementante es principalmente carbonato cálcico, transportado por aguas superficiales, desde las calizas cretácicas de la Serranía del Interior, al norte.

4.3 Procesos

4.3.1 Metodología Aplicada a los Datos para Análisis y filtrado

- I. Los datos se catalogaron en 3 bases de datos: “Datos 1” (redes gravimétrica IGVSB e inercial PDVSA), “Datos 2” (base de datos de IGVSB-USB) y “Datos 3”, Satelitales (centro de cálculo”).

En principio se hizo especial énfasis en el análisis de las coberturas de los datos para garantizar su pertenecía y su correspondencia espacial, al área de estudio.

El área de datos seleccionada fue ampliada para mejorar el proceso de interpolación en los límites de la región de estudio y evitar errores de algebra de matrices en los bordes. La ampliación fue de un grado en las direcciones Norte, Sur, Este y Oeste.

- II. Luego se hizo la revisión de los datos gravimétricos y altimétricos con el fin de verificar la calidad de los mismos, también el análisis estadístico de los datos, para conocer la distribución, así como distinguir las mediciones o valores anómalos que pudieron interferir con la calidad de los resultados, esto permitió detectar errores.

Para ello fue necesario realizar los siguientes pasos:

- a. Visualizar la estructura original de los datos, mediante tablas simples con los software Surfer de Golden Software y Global Mapper. Los datos en ciertos casos se encontraban en formato D,X,Y,G,Z es decir descripción o indicador del registro, coordenadas geográficas (Latitud y Longitud), valor de gravedad y altimetría. En otros casos se les encontraba con dos columnas más de información con coordenadas en sistemas locales.
- b. Se armó una base de datos en la cual se pudiesen integrar por separado cada set de datos, tratando de colocarlos con el mismo orden de atributos, es decir, coordenadas X y Y, elevación, gravedad y nombre o descripción breve de la estación.
- c. Se ordenaron los datos, dentro de cada sub base de datos.

Todo éste primer procesamiento se realizó utilizando hojas de cálculo de Microsoft Excel y las bases de datos se armaron en Microsoft Access.

- III. Posteriormente se hizo la limpieza de datos repetidos o equivocados, (valores fuera de rango).

- IV. Luego, con el módulo ARCMAP del software de sistema de ARCGIS versiones 9.2 y 9.3, se plotearon los datos y se estandarizó el sistema de coordenadas a utilizar, así como los datum horizontales y verticales.
- V. Se extrajo la estadística descriptiva de los datos, para conocer su comportamiento.
- VI. Se calculó el nivel de error máximo aceptable para el producto cartográfico de escala 1:500.000.

4.3.2 Metodología para la Obtención de Anomalías.

- VII. Con dichas bases de datos, usando hojas de cálculo en Excel, se computaron las correcciones y anomalías gravimétricas, de forma que con esto se tuviese un elemento de chequeo para luego.
- VIII. Para la mejor estimación de los datos en áreas sin información, se realizó una interpolación de datos usando la técnica de Krigging.
- IX. Para luego, hacer la comparación estadística de los sets de información entre cada base de datos.
- X. A continuación se realizó la exportación de datos ploteados a un formato que fuese adaptable a cualquier software geofísico, para facilitar los cálculos y la interoperabilidad de la data.
- XI. Luego haciendo uso del software geofísico Oasis Montaj, de Geosoft, en sus módulos Isostatic, Gravity, y GMSYS, se efectuaron los cálculos pertinentes, en detalle:
 - ✓ Cálculo de la Corrección Regional de Terreno.
 - ✓ Cálculo de la Corrección Total de Terreno.
 - ✓ Cálculo de las Anomalías de Aire Libre, Bouguer Simple y Bouguer Completo.
 - ✓ Cálculo de las Anomalías Isostáticas Totales y Residuales según el Modelo Teórico de Airy-Heiskanen.
 - ✓ Cálculo de modelos de raíces y de residual isostático.
 - ✓ Modelado gravimétrico del Perfil de Estudio.
- XII. A manera de ensayo, se realizaron los raster de anomalías gravimétricas según la filosofía de trabajo del Oasis Montaj, para

verificarlo con lo conseguido anteriormente en los pasos (VII y VIII). Con lo que se decidió usar los datos provenientes de las Hojas de Cálculo, pues permite un control práctico en los parámetros para el cómputo cuando se diferencian los datos marinos de terrestres.

- XIII. Posteriormente en Oasis Montaj, se generaron los rasters de Corrección Regional y Total de Terreno, así como Anomalías de Bouguer Completo, junto con sus respectivas superficies de tendencias regionales y residuales, con el fin de conocer la ubicación y orientación de las anomalías más sobresalientes, así como su relación con estructuras someras o profundas, que generaran algún cambio notable en el mapa de anomalías isostáticas residuales.
- XIV. Se determinó la mejor base de datos en cuanto a cantidad y calidad de la información que contenían, esto se hizo considerando la distribución espacial y cobertura de datos en el área. Así como que cumplieran cada uno de los set de datos con los estándares cartográficos internacionales.
- XV. Se obtuvo el raster de anomalías isostáticas regionales y residuales en el módulo Isostatic de Oasis Montaj.

4.3.3 Metodología para la Determinación del Perfil Gravimétrico Isostático.

- XVI. En base a los resultados anteriores y la recopilación bibliográfica, se seleccionó el mejor de los transectos para el estudio, se exportaron las coordenadas y se extrajeron e interpolaron los valores correspondientes en los grillas de elevación, gravedad, anomalías de aire libre y Bouguer Completa.
- XVII. Mediante hojas de cálculo, se aplicaron las dos teorías isostáticas de interés y se determinaron las raíces y anti-raíces (caso Airy) y las densidades para cada bloque (caso Pratt).
- XVIII. Se dibujaron los cálculos anteriores, para observar gráficamente la aplicación de las teorías de compensación isostática en el Perfil Seleccionado y que pudiesen servir en el trabajo.
- XIX. Como etapa siguiente, se generaron modelos estructurales del subsuelo, a partir de la integración de la información estructural, geológica y geofísica disponible de la investigación bibliográfica, mediante el módulo GM-SYS del programa Oasis Montaj™,

dibujando la geometría de la corteza y obteniendo sus respuestas gravimétricas, a través de los algoritmos del programa.

- XX. Se compararon las densidades de compensación según Pratt (hoja de cálculo) con las densidades obtenidas de la inversión con el software GMSYS, las bibliografías consultadas, para verificar de esta forma la compensación o no de la zona.
- XXI. De la misma forma se realizó la comparación de la profundidad del moho obtenida por los cálculos, con la obtenida por inversión y las que ya se conocían por las referencias bibliográficas.
- XXII. Se analizaron los errores entre el valor calculado para las anomalías y los valores obtenidos por inversión según cada modelo que se ensayó.

4.3.4 Construcción de Salidas Cartográficas

- XXIII. Se construyeron las salidas cartográficas, utilizándose los software como ARCMAP de ARCGIS, el módulo de Map en Autocad Civil 3D y Oasis Montaj. Para lo que:
 - ✓ Una vez obtenidos los datos como vectores y rasters calculados, colocados en la proyección correcta, se construyó un mapa base, compuesto por la capa vectorial de los límites de Venezuela.
 - ✓ Se integraron los elementos del mapa base como el tipo de proyección y datum, escalas numéricas y gráficas, grillas de coordenadas.
 - ✓ Luego, dependiendo de cada caso, se integró el raster correspondiente, colocándose un título al mapa y se creó su leyenda y barras de colores.
- XXIV. Se evaluaron, compararon y analizaron los resultados obtenidos
- XXV. Finalmente se redactó y se revisó el trabajo final de grado.

La metodología se puede resumir de forma gráfica con la fig. 60.

4.3.5 Esquema Grafico

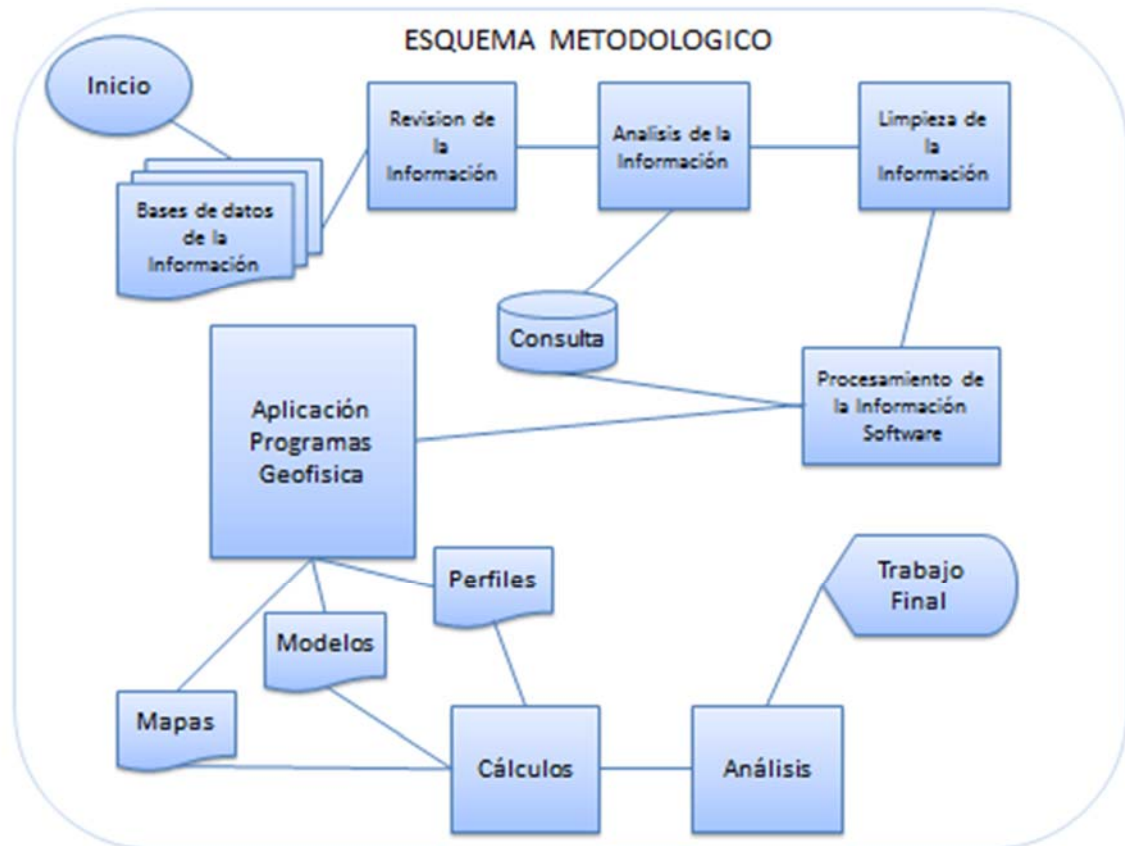


Fig. 60. Esquema Grafico de la Metodología

CAPITULO V. RESULTADOS Y ANALISIS

5 Resultados y Análisis

A continuación se presentarán los resultados, según el orden en que se ejecutó la metodología.

5.1 Filtrado de Datos y Conformación de la Base de Datos:

Para el filtraje de los sets de datos, se necesitó obtener las medidas estadísticas que lo caracterizan, para un resumen de formulas estadísticas ver Apendice 4.

✓ Datos Altimétricos:

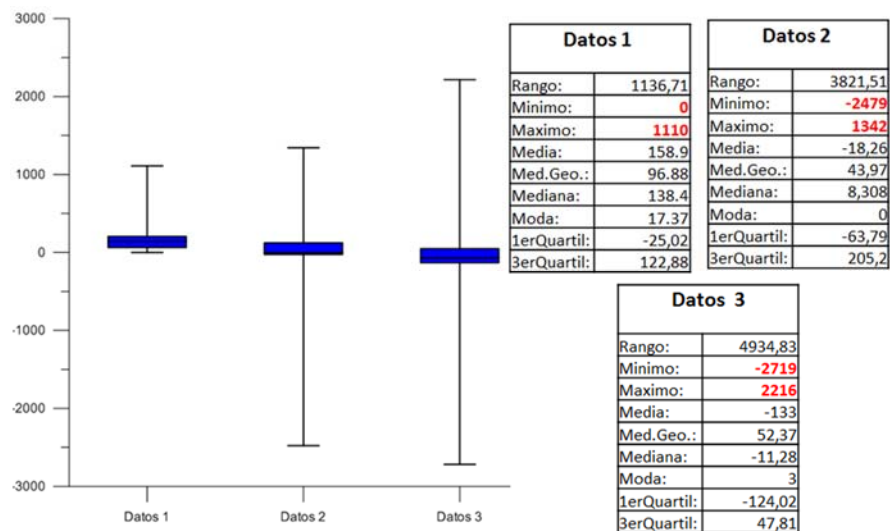


Fig. 61 Estadística de los datos de Elevación

Con respecto a estos resultados, se puede decir que:

Datos 1, solo posee información terrestre, por lo que el mínimo de esta variable es cero, ver Fig. 61, el otro detalle es que estos levantamientos se realizaron en su mayoría siguiendo el trayecto de las vías existentes en la zona y su concentración se da hacia el Sur-Oeste debido al interés de los organismos que levantaban la data, para fines petroleros. Revisar la Fig. 51 en la descripción previa de los datos.

Datos 2, en la Fig. 52, se observa cómo se tiene una mejor distribución de los datos, introduciendo hasta valores del espacio marino con algunas levantamientos marinos, por lo que ya se tiene un mínimo de altura de -2479 m y un máximo de 1342 m. Sin embargo, el 1er cuartil es de 63.79 m, el 3er cuartil es de 205.2 m con una media negativa y cercana de los 18m, lo que quiere decir que la mayoría de los datos se encuentran entre 205.2 y -63.79 m, lo que relata que la mayoría de la zona muestreada se trata de un terreno suave de poca variación altimétrica, se verifica cuando la moda es 0m. Esto ocurre a excepción de la zona denotada por la Serranía del Interior y la Cordillera de Paria, de donde provienen los máximos altimétricos.

Datos 3, en la figura Nro. 54 se puede observar como la resolución del modelo SRTM30_PLUSV6 produce un DEM más significativo, con total cobertura de información, registrando un máximo y mínimo de 2216 y -2719 m. Observando la figura Nro. 61 se nota como los bigotes difieren de los obtenidos para el resto de los datos, esto es debido a que la data es mucho más completa. De la batimetría, se puede decir que el piso oceánico mantiene una profundidad promedio de 40 a 100 m hasta la latitud 11°30' a excepción de la Fosa de Cariaco, con un máximo -1400 m. Ya hacia el norte del área hay profundidades entre -2000 m a -2719 m donde se encuentran los inicios de la Cuenca Oceánica de Venezuela.

✓ Datos Gravimétricos:

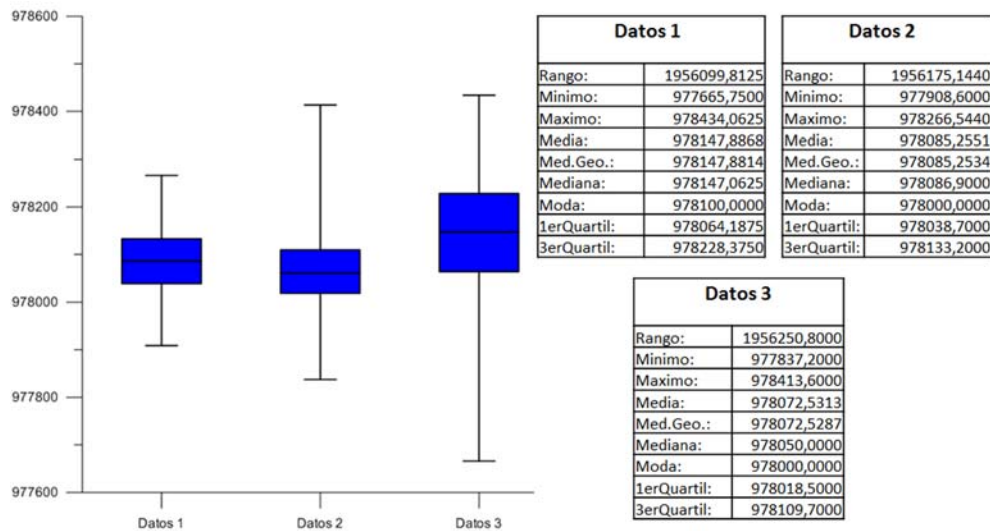


Fig. 62. Estadística de los datos de Gravedad Observada

Datos 1, aquí el rango de las observaciones fue de aproximadamente de 151 mGal respecto a los datos satelitales. Si bien estos datos poseen una buena precisión, no poseen un buen muestreado de la zona, por lo que realmente no son los mejores para representarla, a esto se le suma la ausencia de información marina.

Datos 2, a diferencia del set anterior, aquí el rango es con respecto a los Datos 3 aproximadamente 76 mGal, en la figura 52 se puede observar la carencia de estaciones en la Serranía del Interior, esta es una de las causas porque el mínimo gravimétrico no se observe en el diagrama de cajas y bigotes como el caso de los datos satelitales. El máximo difiere con el de los datos satelitales en 147 mGal, esto también sucede por la carencia de datos en la zona norte-centro del área de estudio.

Datos 3, se puede observar en la Fig. 55 cómo el mínimo gravimétrico se sitúa en la Serranía del interior, con unos 977665.75 mGal y la Cordillera de Paria con aproximadamente 978090.40 mGal, lo que concuerda con la teoría de potencial, la cual dice que la fuerza de gravedad es mayor si los objetos sobre la superficie se encuentran lejos del centro de la Tierra, porque la fuerza gravitacional pierde intensidad. Para la Provincia Transicional de Maturín el valor es de 978009.8 mGal, esto es debido a la densidad de los Aluviones del Delta, la Formación Mesa y la presencia de hidrocarburos en la zona. Mientras que los máximos gravimétricos se ubican hacia el norte del área llegando a 978434,0625 mGal. Donde se encuentran materiales tipo la formación Manicuare en Nueva Esparta, compuesta por rocas ígneas resultantes de un arco magmático (El Alto de Aves) formado por la dinámica de la zona.

Posterior al filtraje de los datos, se interpoló el valor de los set de Datos 1 y 2 en los datos satelitales y se calcularon las diferencias cuadráticas. A continuación se representan las diferencias de estos valores.

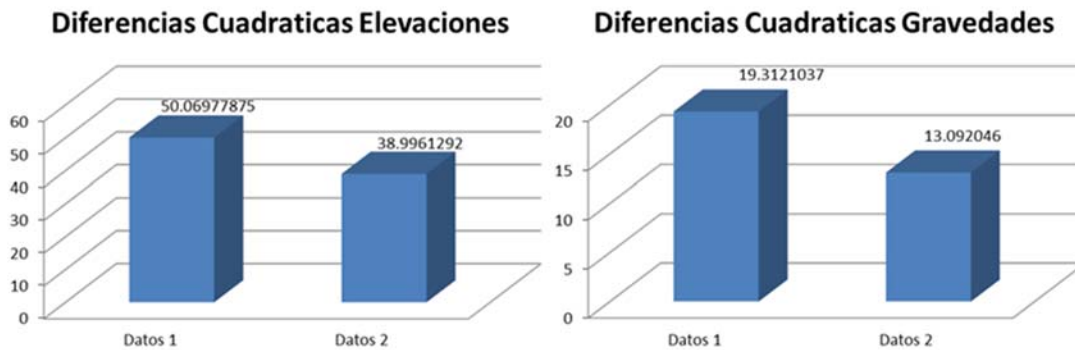


Fig. 63. Diferencias cuadráticas de elevación con respecto a las del modelo SRTM30_PLUSV6 y Diferencias cuadráticas de gravedad para los datos referentes a la gravedad provenientes de EGM08

Se calcularon los errores máximos admisibles para un producto cartográfico de escala 1:500.000. Se resumen los resultados en la siguiente tabla:

Tabla 10 Resumen de las Precisiones necesarias Mapa Esc. 1:500.000

Dato	Error Maximo
Elevacion	± 125 m
Gravedad	± 25 mGal
Correccion de Aire Libre	± 38,58 mGal
Anomalia de Aire Libre	± 2,80 mGal
Correccion de Bouguer	± 45,97 mGal
Anomalia de Bouguer	± 25,16 mGal

Posterior a esto, se aplicó un Krigging a los datos, para obtener una mejor aproximación en toda el área de estudio. Se tuvo en cuenta el parámetro calidad, verificándose que los errores obtenidos en el Krigging no resultasen mayores a los admisibles por los estándares.

5.2 Krigging para Datos de Elevaciones:

Datos 1, en la figura 65 se puede observar como el error obtenido para la estimación de elevaciones para datos 1 es de 40.5 m y cómo según la tabla anterior, se encuentra dentro de la precisión por estándar de 125 m. Es de importancia entender que este tipo de grid de error, muestra hacia el centro de la distribución de pixeles interpolados el menor error, representado

en colores azules y conforme va aumentando el valor del error, se nota el color rojo.

El análisis de este tipo de grid de error viene acompañado del análisis de su histograma, en la Fig. 68 se nota como la distribución normal de los errores es unimodal, asimétrica a la derecha, evidenciando que la mayoría de los errores presentes son mínimos. Por otra parte, la curtosis del gráfico indica que las frecuencias más altas corresponden a valores de error cercanos a la media de 23.28 m figurándose la representación de frecuencias como leptocurtica.

Hay que tener en cuenta el hecho que el Krigging de datos es un método estadístico de estimación que considera la cantidad y distribución espacial de los mismos, se conoce que en estos levantamientos ninguno es de tipo marino, a pesar de ello el mínimo de la Fig. 64 es -26,31 m y es por lo obtenido en el método de interpolación.

Se realizaron otras pruebas con distintos métodos estadísticos, sin embargo, el más recomendado para datos geoespaciales y en el que se obtuvo mejores resultados fue el Krigging.

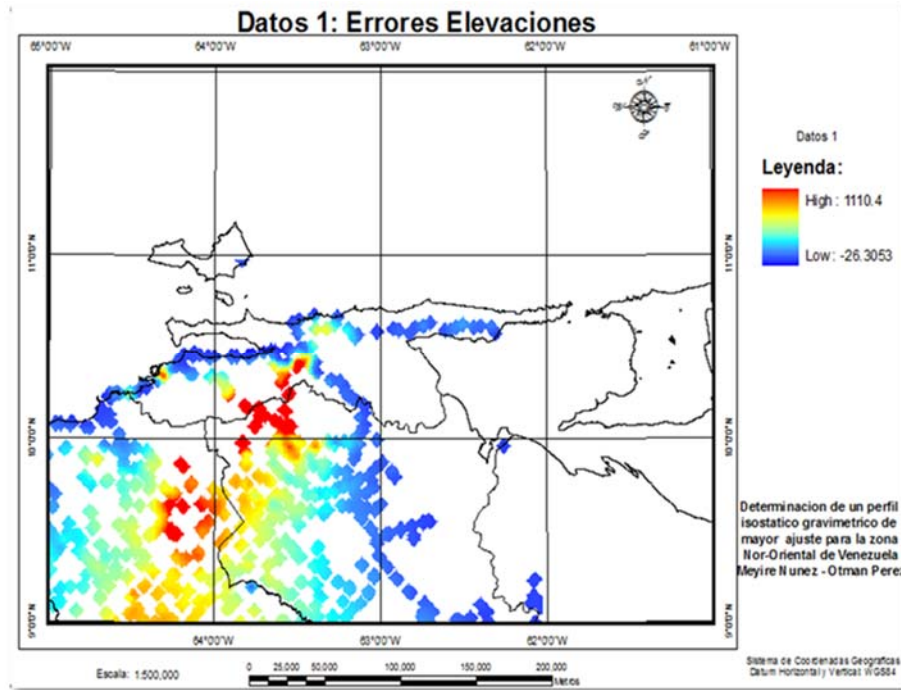


Fig. 64 Krigging de Elevaciones (Datos 1)

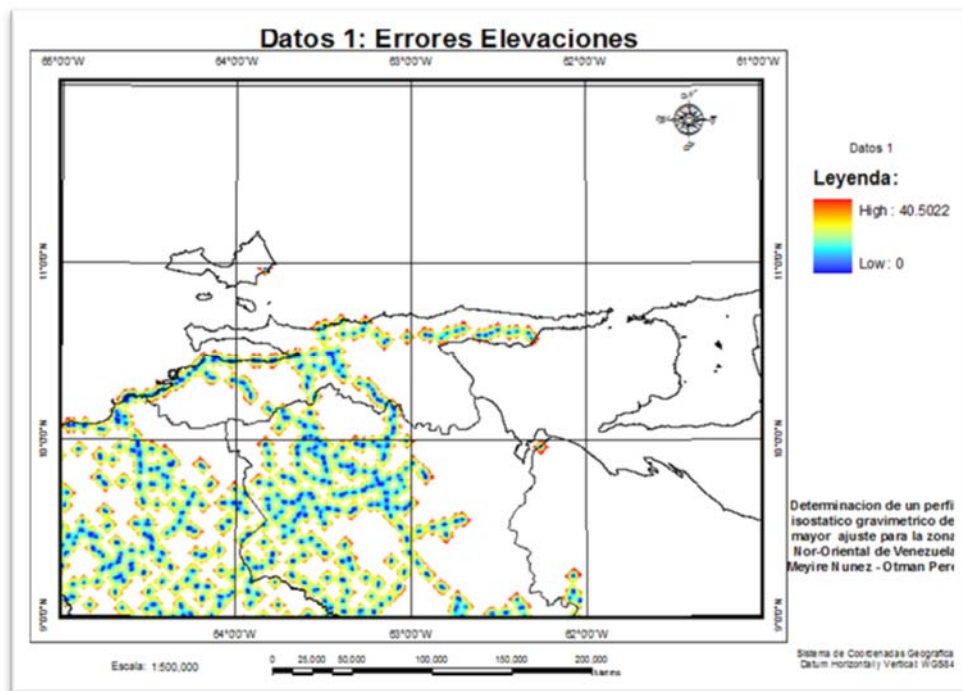


Fig. 65 Krigging de Errores para las Elevaciones (Datos 1)

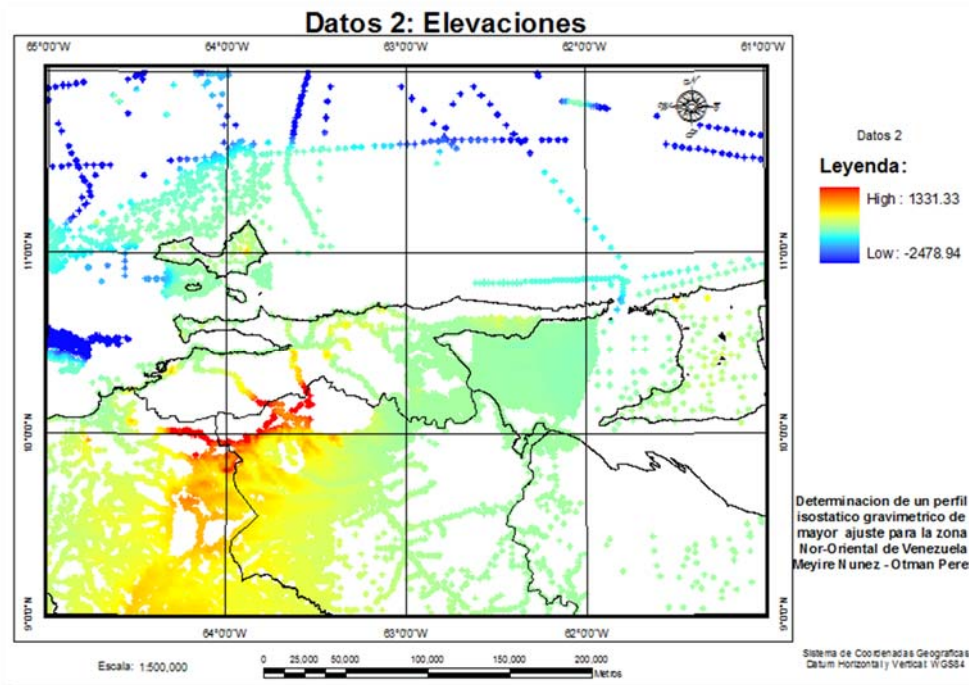


Fig. 66. Krigging de Elevaciones para Datos 2

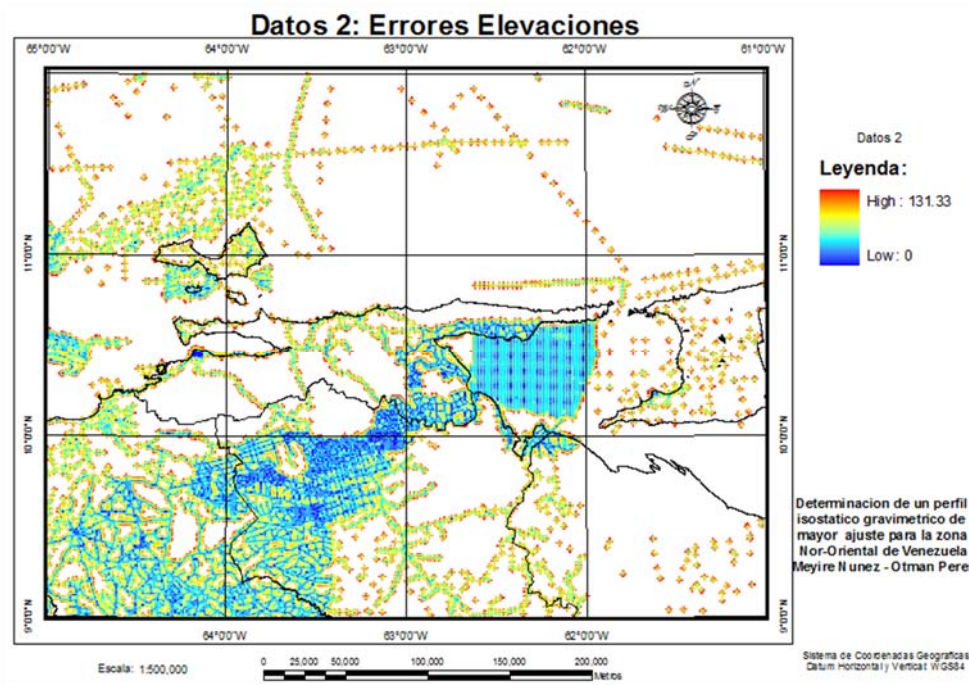


Fig. 67. Krigging de Errores para las Elevaciones en Datos 2

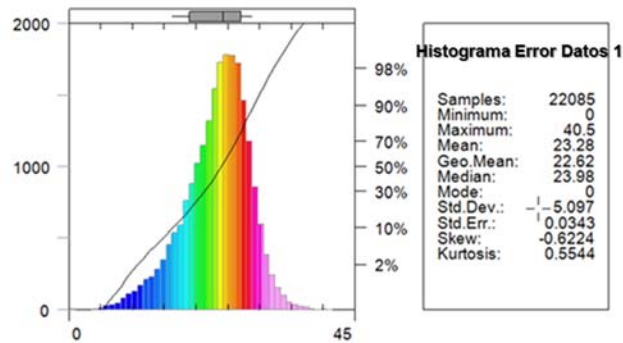


Fig. 68. Histograma para el Krigging de Errores para la Elevación de Datos 1

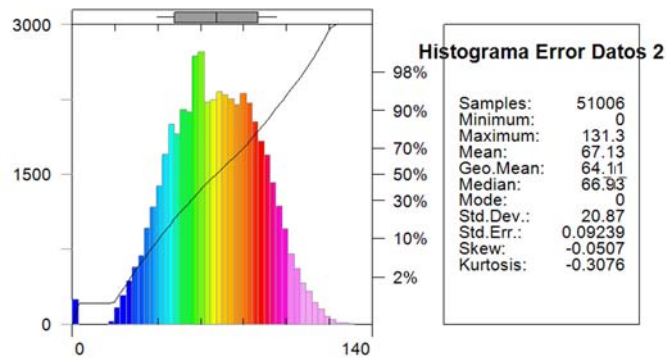


Fig. 69. Histograma para el Krigging de Errores para la Elevación de Datos 2

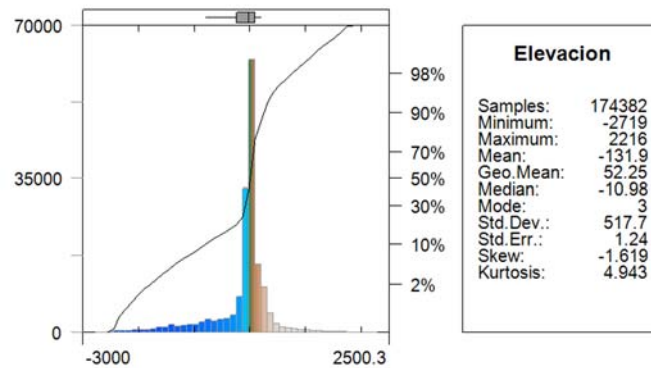


Fig. 70, Histograma de Krigging de los datos de Elevación para Datos 3

Datos 2, en la figura 67 se puede observar como el error máximo para las elevaciones es de 131.33 m, escapándose por 6.33 m del error aceptable, a pesar que la distancia de estimación para este grid es menor

comparada a datos 1, el error es mayor. Esto es a causa de la cantidad de observaciones y su disposición espacial, debido a que si bien hay un buen número y buena distribución de estaciones en todo el lado oeste de la zona, hacia el este (a excepción de las líneas levantadas en el Golfo de Paria), no se conoce muy bien cómo se comporta el terreno por la ausencia de información.

Para el análisis de su histograma de error, en la Fig. 69 se ve como la distribución es semejante a una mesocurtica, presentando dos frecuencias fuera del comportamiento normal, significando que más del 98% de los datos muestran entre 55 y 60 m de error en la elevación. Otro pico anormal, resalta que menos de 2% de los datos exhiben específicamente un error de 0 m en altura, esto puede ser causa de los pixeles de las estaciones de donde se estimó la superficie, quienes en su posición representan 0% de error de la estimación.

Por otra parte, en la figura 67 se nota como las alturas mayores (cerca de 1331 m), se registran hacia los caminos que atraviesan la Serranía del Interior, mientras que los menores (por los -2479 m), lógicamente se ubican en el ambiente marino.

En el caso de la Fig. 70, Histograma de Krigging de los datos de Elevación para Datos 3, lo primero que se nota en comparación a los otros datos, es que presenta un universo de muestras mucho más amplio con algo más de 300000 puntos, también se observa que la inmensa mayoría de los datos se encuentran en valores bajos cercanos a cero, con un máximo de 2216 m y un mínimo de -2719 m, los cuales guardan relación con la realidad física del área completa de estudio.

5.3 Krigging para los Datos de Gravedad:

El mismo procedimiento se realizó para las observaciones de gravedad absoluta, obteniéndose para Datos 1 la figura 71, donde se registran los máximos (cerca de 978267 mGal), en el recorrido de la cordillera de Paria y los valores menores (977906 mGal) de gravedad para la zona central del estudio.

En la figura 72, se observa como el error obtenido para Datos 1 es de máximo 18.23 mGal, entrando dentro de los estándares, esto no es de sorprender, ya que estas observaciones presentan una muy buena precisión, sin embargo el método estadístico al considerar número de puntos y área por interpolar comienza a estimar valores fuera de lo debido.

Para el análisis del Histograma de error para Datos 1: gravedad, se puede decir que la distribución se comporta como leptocurtica y asimétrica a la derecha, en consecuencia cerca del 98% de los datos presentan un valor de aproximadamente 12 mGal, como se ve en la Fig. 73.

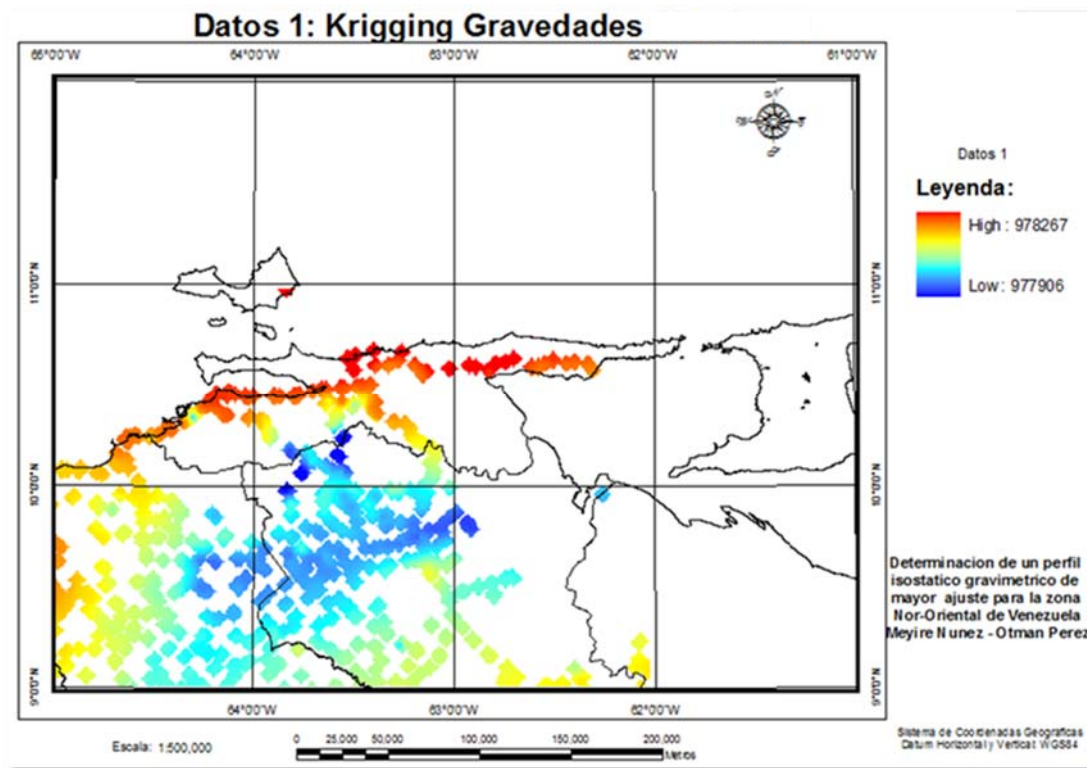


Fig. 71. Krigging para las observaciones de gravedad de Datos 1

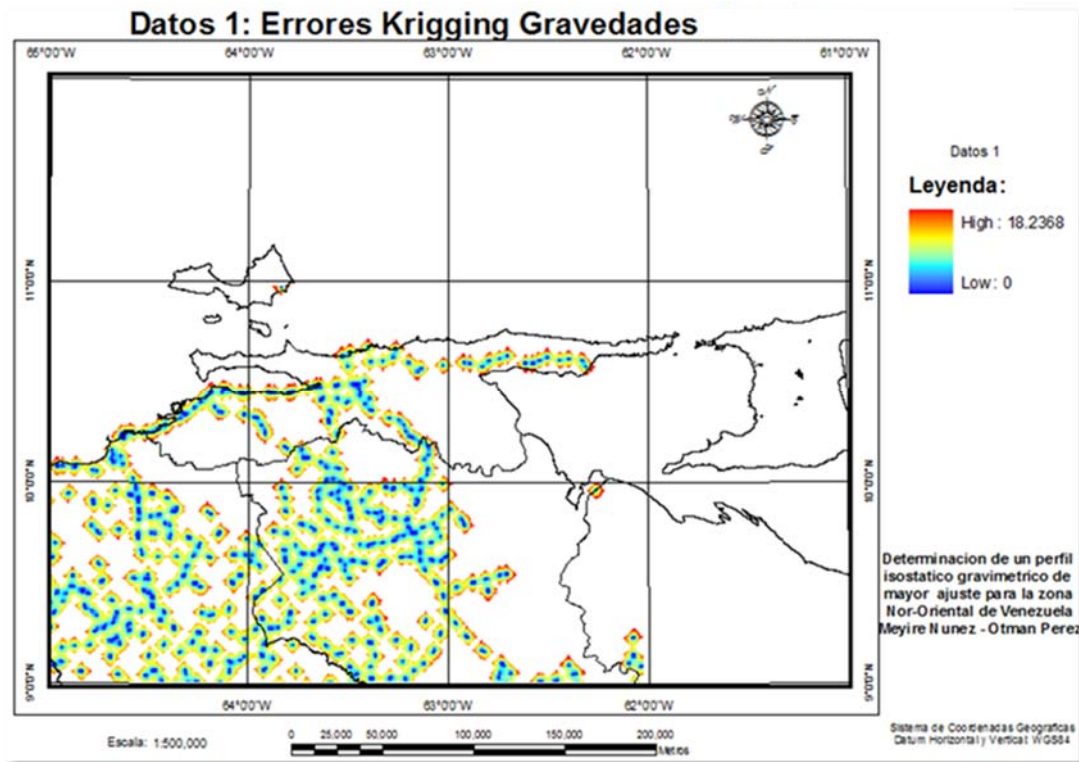


Fig. 72. Errores obtenidos en el Krigging de gravedades de Datos 1

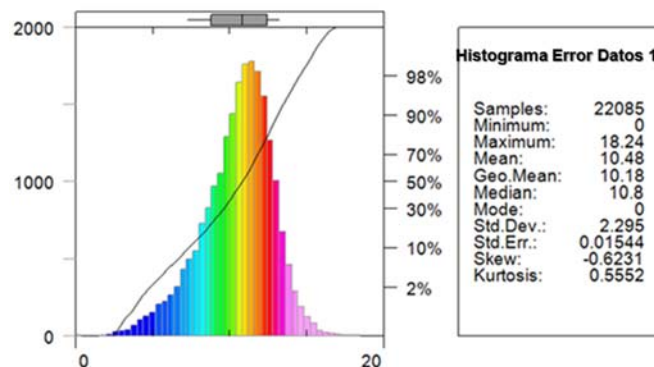


Fig. 73. Histograma para el Krigging de Errores para la Gravedad de Datos1

Datos 2, en este caso, los máximos (978411 mGal), se encuentran alrededor de la Isla de Margarita y en su mayoría las zonas marinas, mientras que los mínimos (977845 mGal) se ubican por el área del cono de deyección del delta. Ver Fig. 74.

El grid de error, Fig. 75, muestra que los menores errores se encuentran en las zonas con menor distanciamiento entre estaciones, proporcionando un grid preciso solo para esas áreas, con un margen de error cercano a los 5 mGal aproximadamente, mientras que a mayor distanciamiento de la estación se llegan a tener errores de estimación de 14 mGal.

En la Fig. 76 se ve como la distribución es prácticamente mesocurtica, teniendo una frecuencia alta por fuera del comportamiento normal de la curva. Lo que puede significar que cerca del 98% de los datos presentan un error de 6 mGal.

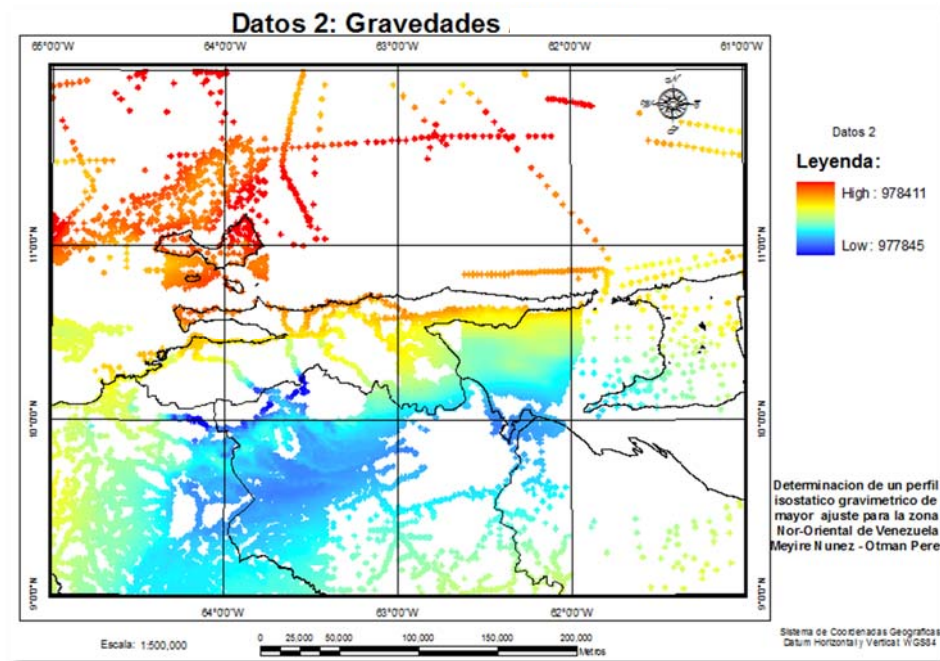


Fig. 74. Estimación para las gravedades de Datos 2

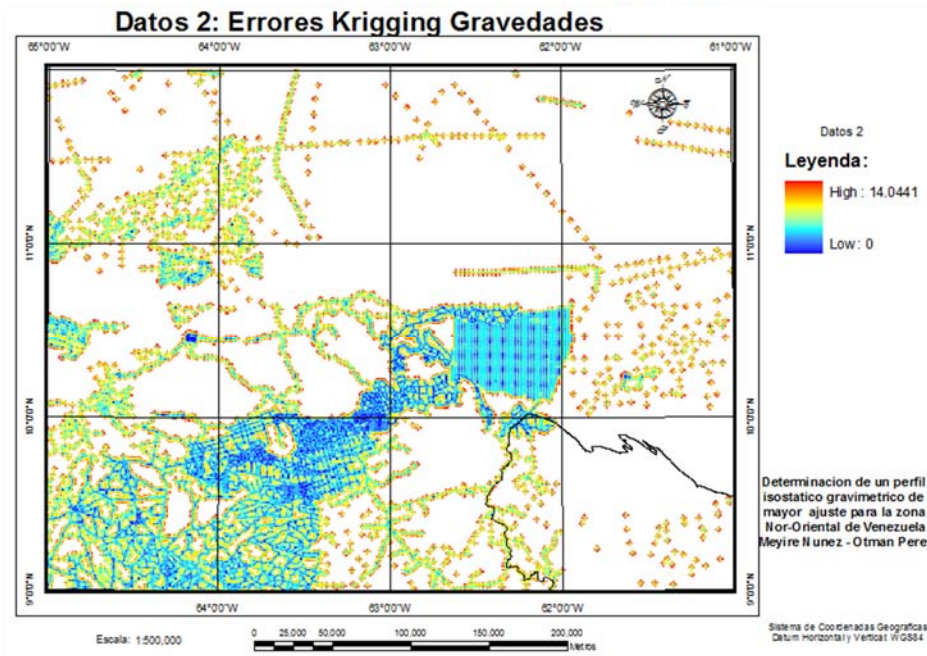


Fig. 75. Errores obtenidos en el Krigging de gravidades de Datos 2

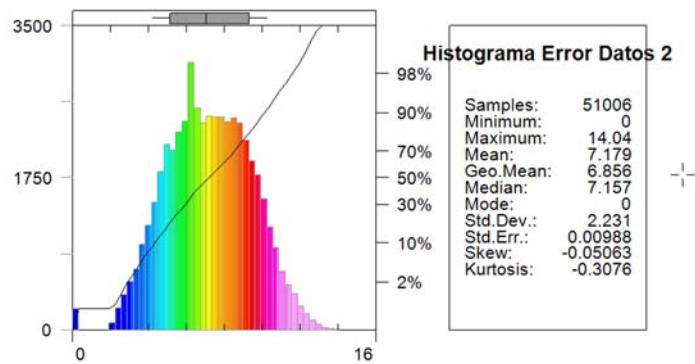


Fig. 76. Histograma para el Krigging de Errores para la Gravedad de Datos 2

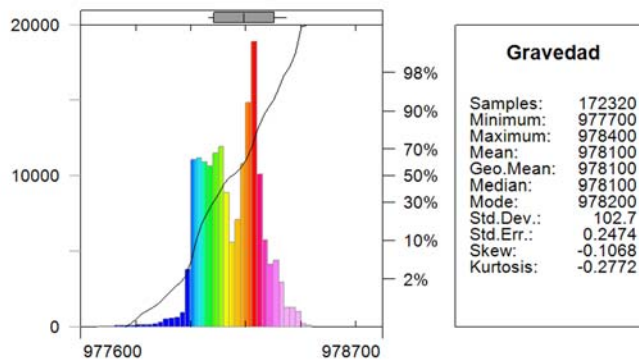


Fig. 77 Histograma de Krigging los Datos 3 de gravedad

Datos 3. De las figuras 54 y 77, se resume que los valores más altos de gravedad son los que se presentan en la zona del arco magmático, lo cual tiene sentido porque es la zona en donde la corteza es más delgada, los valores más bajos de los datos de gravedad se encuentran ubicados entre la zona de la Serranía interior, que es la zona de engrosamiento de la corteza. La zona donde se registra una baja repetición de los datos puede asociarse al choque de las placas Caribe y Sur América.

5.4 Determinación del Área de Cobertura de Datos

A partir de los grids obtenidos anteriormente, se obtuvo el área de cobertura de datos. Lo que se resume a continuación:

Tabla 11. Porcentaje de Cobertura de Datos

Datos	% de Cobertura de Datos
Datos 1	12.71
Datos2	51.22
Datos3	100

En función de esto, la distribución espacial de los datos y los errores máximos admisibles, se determinó la base de datos a usar en definitiva, la cual fue Datos 3, debido a que es conforme a los estándares internacionales, posee la mejor distribución espacial de los datos, con una cobertura del 100% y cuyos errores entran dentro de la precisión deseable para un mapa a la escala deseada del objeto del estudio del presente TEG.

5.5 Obtención de Mapas-Productos

5.5.1 Mapas de Datos Definitivos

✓ Mapa de Elevaciones

En la figura 54 se puede observar que los datos escogidos para las elevaciones corresponden al modelo SRTM_PLUSV6, y se ajustan a lo descrito en el capítulo de caso de estudio en el que se hace la descripción de los elementos de topografía y batimetría de la zona.

✓ Mapa de Gravedades Absolutas

Se definió la base de datos 3 como datos de gravedades absolutas definitivas, lo que se puede notar en la figura 55.

5.5.2 Mapas Gravimétricos

✓ Mapa de Anomalías de Aire Libre

En la Figura 78, los valores máximos (Aprox. 200 mGal) se observan hacia la zona de influencia de los arcos volcánicos (de Alto de Aves y Antillas Menores). Esto es de entenderse, debido a que gran componente de la anomalía gravimétrica, se debe a las densidades, cosa que no se compensa del todo al aplicarse la corrección de aire libre.

Lógicamente, los niveles más altos de anomalías también se observan en las regiones en donde se encuentran las elevaciones más altas, estos valores positivos pueden ser vistos en el mapa como manchas de color fucsia en los lugares de la topografía más elevada como lo son la Serranía del Interior y de las montañas Nueva Esparta, así como las de Trinidad.

De la misma manera se puede observar que en general uno de los valores más bajos de anomalía se correlaciona con la batimetría, como es en el caso de la Fosa de Cariaco que puede ser apreciada de forma clara de color verde. Lo mismo ocurre hacia la latitud 12 grados Norte, donde se ubican los inicios de las cuencas oceánicas de Venezuela (al extremo oeste) y Granada (hacia el centro).

Los valores mínimos de anomalías para este mapa se ubican hacia el Delta del Orinoco, representándose con valores de -196 mGal en color azul,

debiéndose su explicación al mismo efecto descrito anteriormente, en el cual se observa la influencia de las densidades de los materiales allí depositados.

✓ **Mapas de Anomalías de Bouguer Completa**

En la Fig. 79, se nota como las mayores intensidades negativas de Anomalía de Bouguer (-196.202 mGal), se ubican desde la porción media hasta la zona del este, donde se localiza el cono de deyección del Delta del Orinoco. Esto se debe a que a lo largo de periodos geológicos, los sedimentos han sido acarreados y depositados en la zona, formando un engrosamiento de la capa superior con sedimentos de menor densidad, esto explica la aparición de anomalías de Bouguer negativas. Este engrosamiento implica un déficit de masa en la base de la corteza, pues ésta es menos densa.

En contraste, los valores positivos más altos (194.818 mGal) se observan hacia el Arco Magmático del Alto Aves (en el extremo Nor-Oeste) y también es de observarse, que un rango similar de estas anomalías, se extienden desde Nueva Esparta en dirección Nor-Este, hacia el arco de islas de las Antillas Menores (Este).

Debido a los valores obtenidos, se interpreta que en la zona en donde se encuentran los arcos existe un adelgazamiento de la corteza oceánica. En general estos resultados concuerdan con la teoría de Airy, que dice que las anomalías de Bouguer tienden a ser positivas en los océanos o en la zona de corteza superior delgada y negativos en las montañas o surgimientos orogéneos con raíces profundas menos densas que el manto.

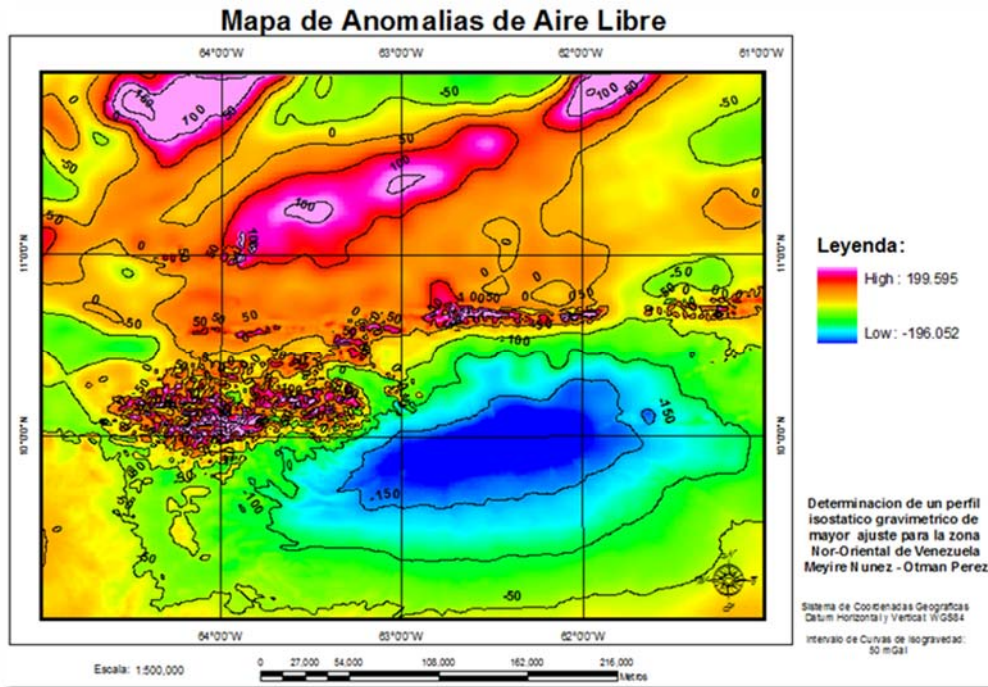


Fig. 78 Mapa de Anomalías de Aire Libre

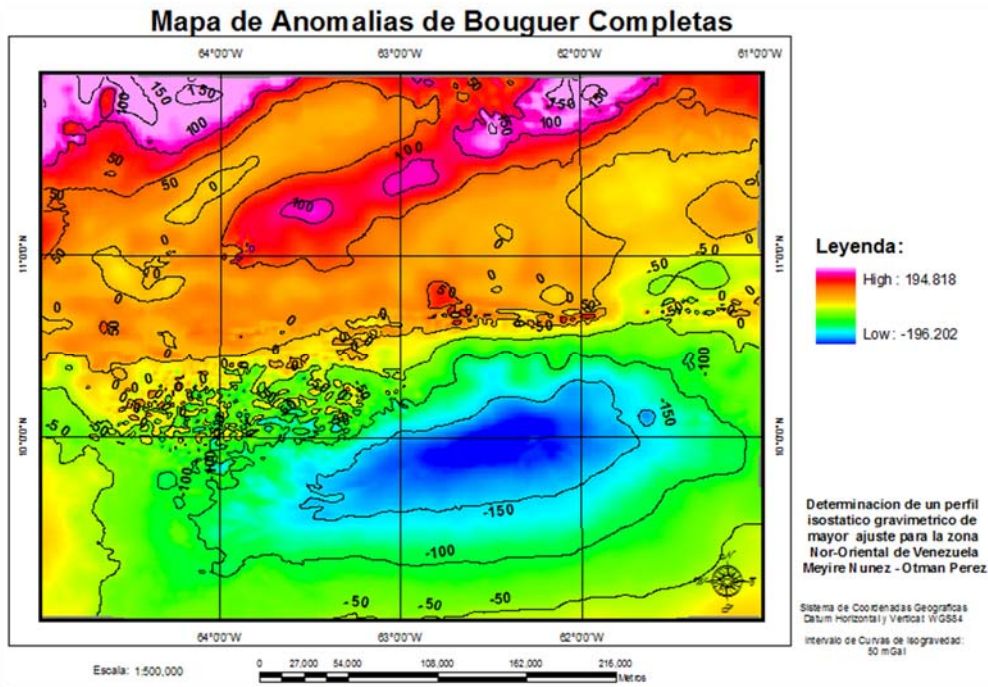


Fig. 79 Mapa de Anomalías de Bouguer Completa

5.5.3 Mapas Isostáticos

Una vez determinada la base de datos definitiva, se elaboraron los mapas isostáticos mediante el uso de una interfaz que permite generar mapas regionales, residuales, de raíces y carga en la litosfera, mediante una versión del algoritmo de Raíces de Airy que construyó el USGS. Consiguiéndose de esta forma los mapas de las figuras 80 a la 83.

✓ **Mapa de Anomalías Regionales Isostáticas (Hipótesis de Airy)**

En la Fig.80, se tiene el mapa de anomalías regionales, que muestra como el dominio de los valores negativos corresponde a las áreas bajo grandes elevaciones y cómo es positivo en las zonas de corteza oceánica. De esta forma se puede encontrar la relación que explica el mapa de anomalías regionales como la distribución en profundidad de las raíces isostáticas en la hipótesis de Airy.

✓ **Mapa de Anomalías Residuales Isostáticas (Caso Airy)**

Se puede observar en la figura 81, como las anomalías isostáticas residuales positivas se ubican sobre el ambiente oceánico, el pedazo de arco-isla (Alto de Aves) y sobre formaciones ígneo - maficas como la formación Jp:m Paraguachi (mafica), y Jpa: Paraguachi (ultramafica), y los cuerpos ígneos como las formaciones JkJg: Juan Griego (Jurásico) y Kes: Matasiete (Intrusivo). Se puede revisar el mapa geológico estructural en el Capítulo 4, Descripción de los Datos. Ver figura 56.

Por otra parte, las anomalías residuales negativas se encuentran sobre los depósitos sedimentarios del delta, donde se presentan los sedimentos no consolidados de la formación Qal: Aluvión (Pleistoceno a Holoceno) y las Rocas sedimentarias de Qm: Formación Mesa (Pleistoceno).

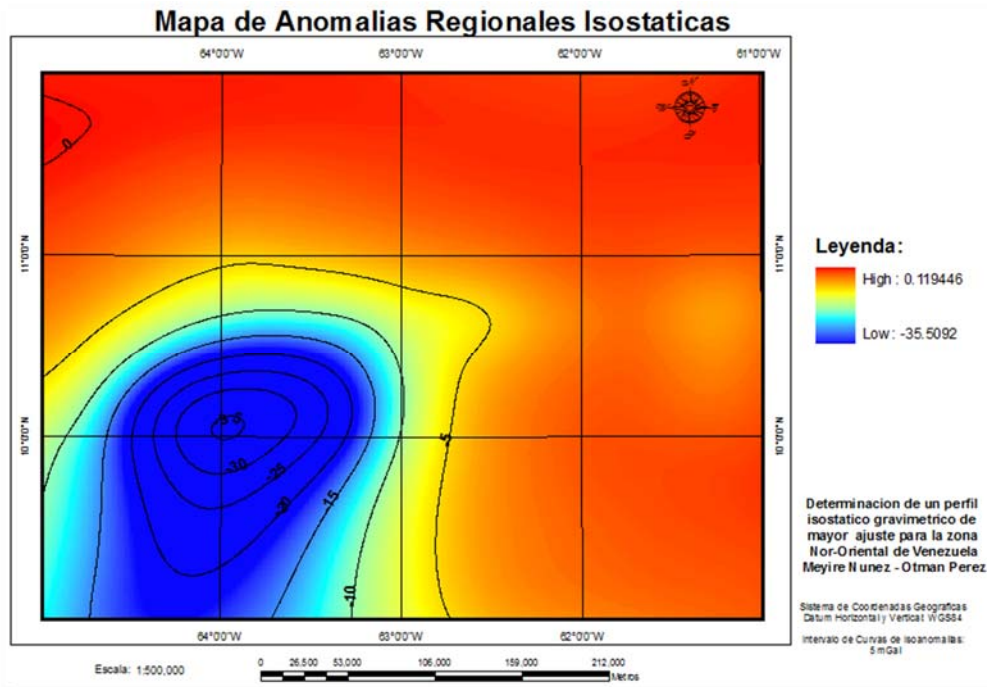


Fig. 80. Mapa de Anomalías Regionales Isostáticas (Caso Airy)

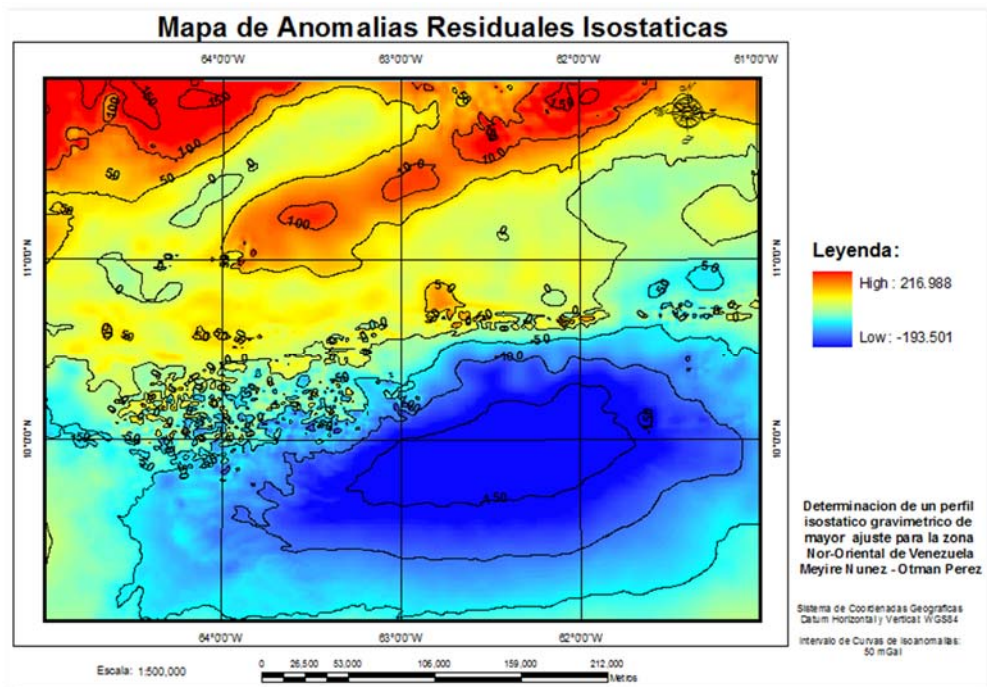


Fig. 81. Mapa de Anomalías Residuales Isostáticas (Caso Airy)

✓ **Mapa de Raíces Isostáticas (Caso Airy)**

En la Fig. 82. Mapa de Raíces Isostáticas, se observa como el algoritmo provee un mapa de profundidades de compensación para la hipótesis de Airy, las raíces no son más que las masas que compensan la topografía, partiendo de una profundidad de corteza de 36 km (Tomada como promedio de ensayo de la tabla Nro. 5). Se refleja un máximo lógico para la corteza, específicamente en las zonas de alto relieve. Y los valores mínimos para la corteza oceánica, la cual disminuye su grosor conforme se aleja de la línea de costa.

✓ **Mapa de Cargas de Masa sobre la Litosfera**

En la Fig.83. Cargas de Masas sobre la Litosfera se evidencia el exceso de carga de cerca de 49787 g/cm^2 para las elevaciones notables, las menores masas se dan hacia el área marina.

En los Anexos A, B, C, D y E, se muestran las visualizaciones en tres dimensiones de las superficies generadas a partir de las figuras anteriores.

A continuación se detallaran los resultados obtenidos de la revisión del perfil longitudinal establecido, sobre los arreglos de información seleccionados.

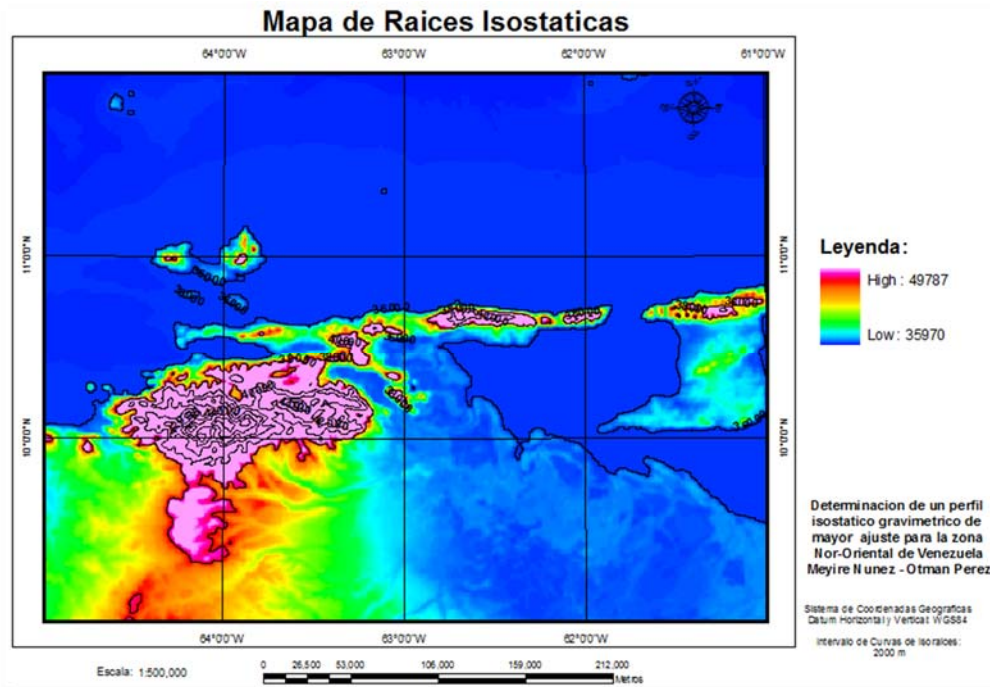


Fig. 82. Mapa de Raíces Isostáticas (Caso Airy)

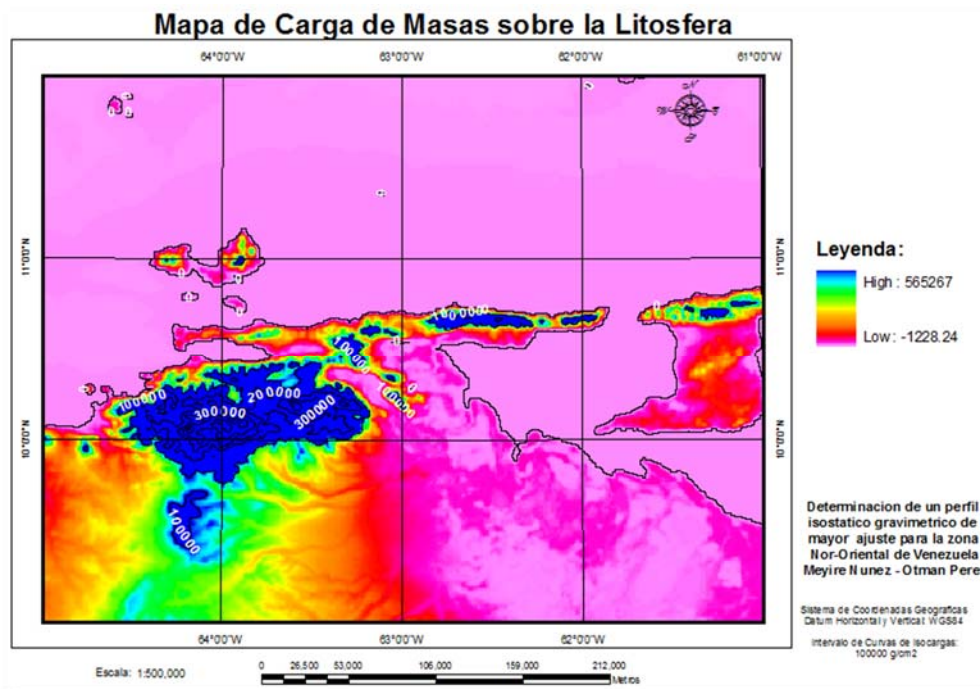


Fig. 83. Mapa de Cargas de Masa sobre la Litofera

5.6 Estudio de los Datos del Perfil

Elevaciones

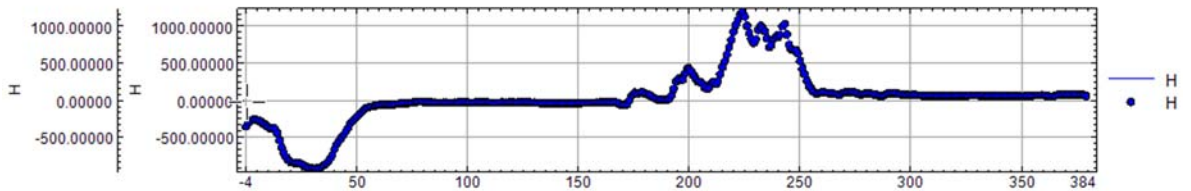


Fig. 84. Perfil A, perfil sobre set de datos de elevaciones

Anomalías de Aire Libre

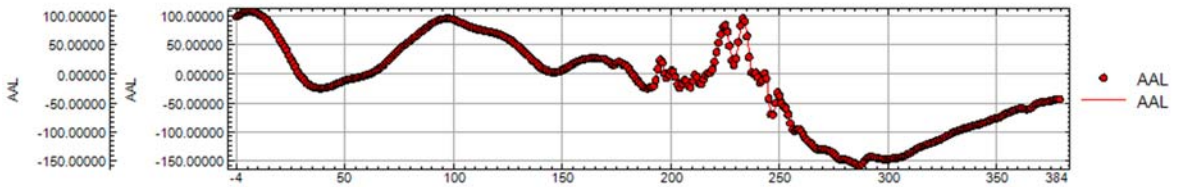


Fig. 85. Perfil B, perfil sobre set de datos de Anomalías de Aire Libre

Anomalías de Bouguer Completa

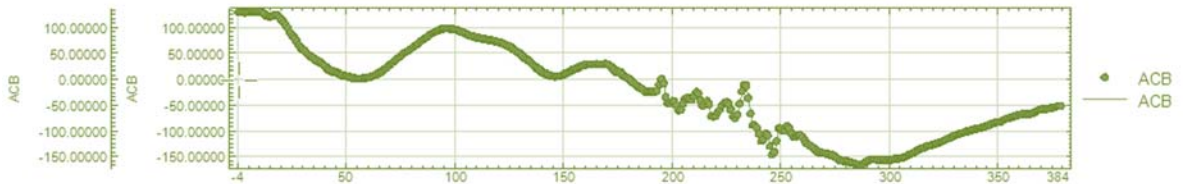


Fig. 86. Perfil C

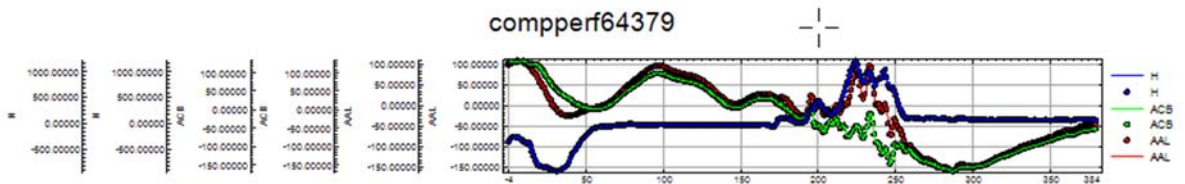


Fig. 87. Perfil D, perfiles A, B, C superpuestos

Utilizando el perfil establecido para el estudio, se interpolaron sobre las distintas las bases de datos los 379 puntos que lo componen a lo largo de su desarrollo horizontal y se generaron los siguientes perfiles. De la primera estación a la estación número 174, en el desarrollo horizontal, se puede verificar que se trata de información de carácter marino, y de la estación 175 en adelante es información terrestre.

De la figura 84, se puede observar como la elevación mantiene sus picos entre las estaciones número. 200 a 250, correlacionados con la anomalía de aire libre, reflejándose en el perfil B (Fig. 85) a un bajo, que más que relacionado con las alturas, ha de estarlo con las densidades de los materiales allí presentes. Por otra parte en la figura 86, correspondiente al perfil C, se tiene la reducción resultante de la compensación de las masas correspondientes al tramo de la Serranía del Interior (Estaciones 200 a 250).

De la figura 84 se podría asumir una hipótesis de compensación isostática simple, bajo la teoría de Airy, debido a que el exceso de masa presente en las elevaciones más pronunciadas, se compensa por una cuenca oceánica y en medio (entre las estaciones 70 a 140) se puede suponer en equilibrio por ser la zona transicional.

En la figura 87. (Perfil D) se observan todos los perfiles anteriores superpuestos.

5.7 Calculo de Parámetros de las Teorías Isostáticas sobre el Perfil

Consiste en la aplicación de hojas de Cálculo con modelado de teorías Isostáticas de interés, sobre datos del perfil seleccionado

✓ **Caso Airy, determinación de las raíces y anti-raíces**

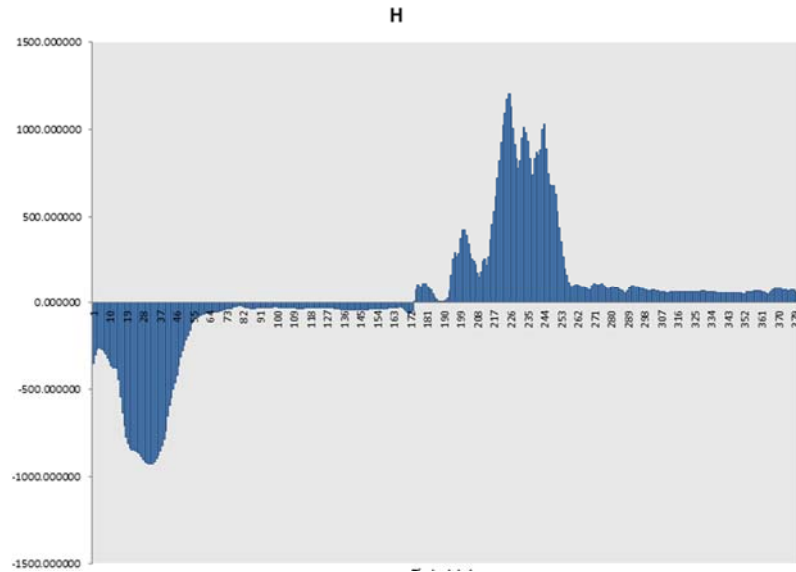


Fig. 88. Visualización de las elevaciones del perfil, en hoja de cálculo Airy, grafica de dispersión (X,Y) con línea suavizada

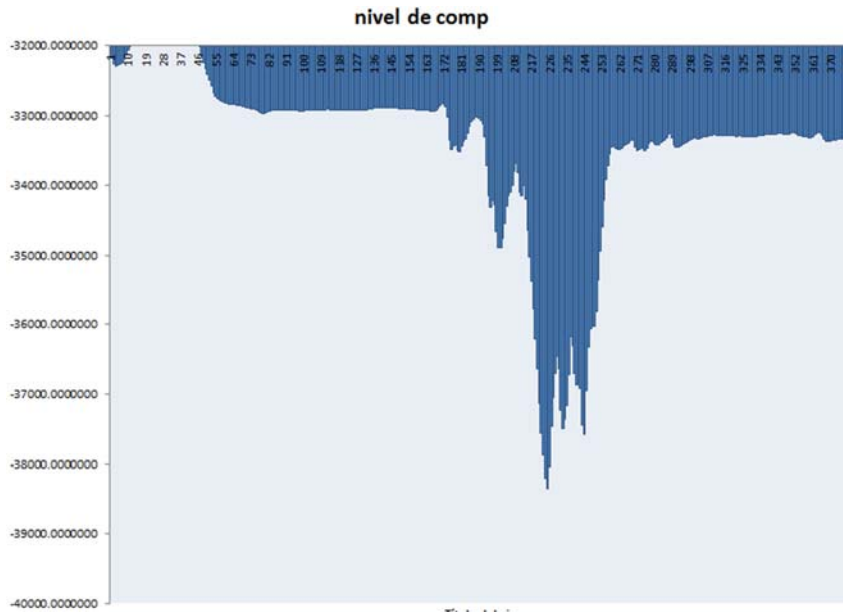


Fig. 89. Visualización de Determinación de las Raíces y Anti-raíces, Nivel de Compensación sobre el Perfil.

✓ Caso Pratt, determinación de las densidades para cada bloque

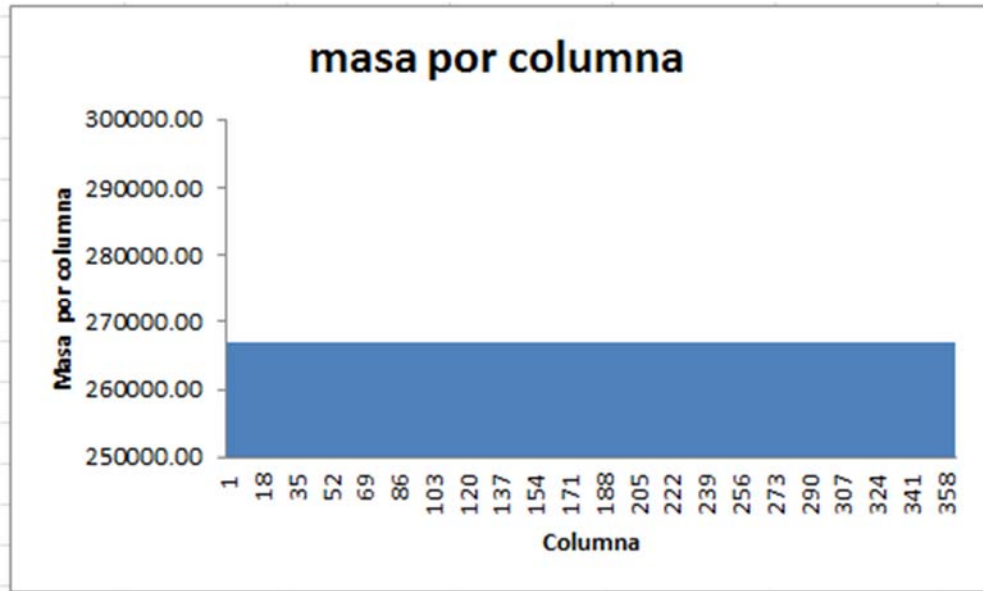


Fig. 90. Grafica determinación de condición de equilibrio para caso Pratt por hoja de cálculo.

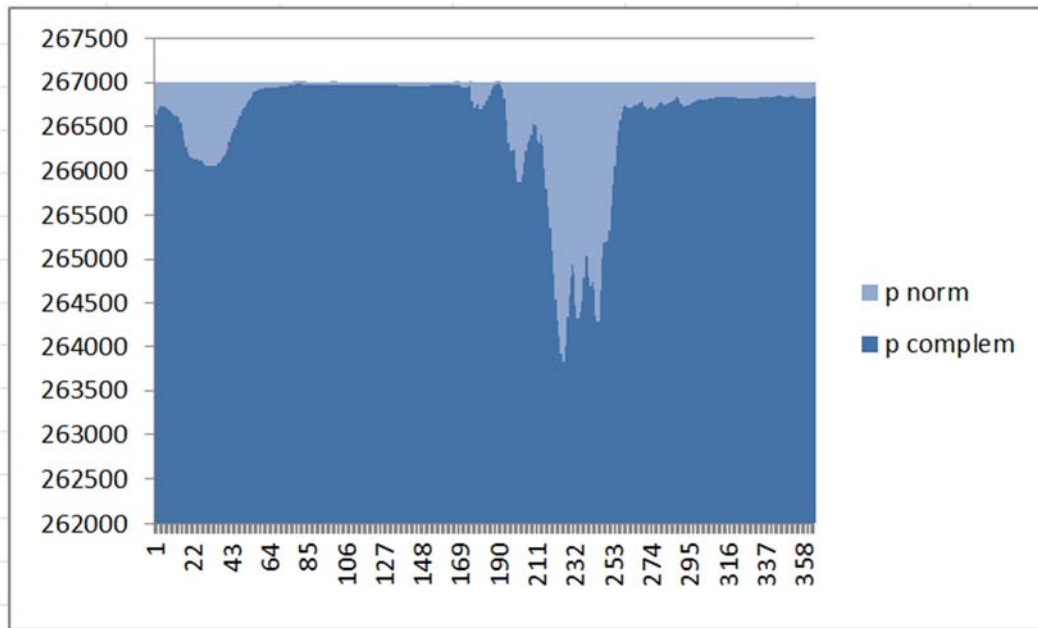


Fig. 91. Grafica Determinación de densidades, para Pratt por hoja de cálculo

Los resultados obtenidos en las hojas de cálculo son netamente hipotéticos porque están basadas completamente en parámetros predefinidos en las teorías, se observa como los resultados en ambas postulados tienen una íntima relación con la elevación.

Ya sea para en un caso determinar la profundidad de las raíces y en el otro caso calcular la densidad de cada bloque. La condición de equilibrio para ambos modelos es que la masa por cada columna sea igual, dependiendo entonces esto para Airy de la altura de cada bloque y para el caso de Pratt depende de la densidad del bloque.

5.8 Análisis de los Modelos de GMSYS

Para el modelado de la corteza, fue necesario en primer lugar formular y aplicar los dos modelos isostáticos, realizando el cálculo previo en Excel y compararlos con respecto a los obtenidos por el GMSYS, además se utilizaron a los datos recopilados en la revisión bibliográfica, los cuales ayudaron a configurar una mejor y conocida geometría cortical en la zona, lo cual sirvió como un criterio a la hora de dibujar cualquier estructura. Se realizaron los siguientes ensayos:

- ✓ Propuesta 1 Mirabella, 2008
- ✓ Propuesta 2 Mirabella, 2008
- ✓ Propuesta 2 Invertida Mirabella, 2008
- ✓ Caso Yáñez, 2005
- ✓ Modelo Pratt Hojas de Cálculo
- ✓ Modelo Pratt Bloques Invertidos
- ✓ Modelo Básico
- ✓ Modelo Airy Hoja de Calculo

Obteniéndose los siguientes errores. Cabe destacar que la idea del procedimiento es encontrar las estructuras de la corteza y con ello, minimizar totalmente el error, es decir, la diferencia entre anomalía gravimétrica observada y anomalía gravimétrica calculada para los materiales bajo la superficie.

Tabla 12 Resumen de las Diferencias Obtenidas de los Modelos Teóricos

Diferencias entre Anomalía Grav. Observada y Anomalía Grav. Calculada		
Modelo		Error (mGal)
1ro	Propuesta 1 Mirabella, 2008	64,23392399
2do	Propuesta 2 Mirabella, 2008	66,24130658
3ro	Propuesta 2 Invertida Mirabella, 2008	26,28380385
4to	Caso Yáñez, 2005	71,7542012
5to	Modelo Pratt Hojas de Calculo	86,817
6to	Modelo Pratt Bloques Invertidos	17,09704523
7mo	Modelo Básico	92,879
8vo	Modelo Airy Hoja de Calculo	84,879

1er Caso: Se basó en el cuarto modelo propuesto por (Mirabella, 2008), en el cual obtuvo menor error para el área del presente estudio.

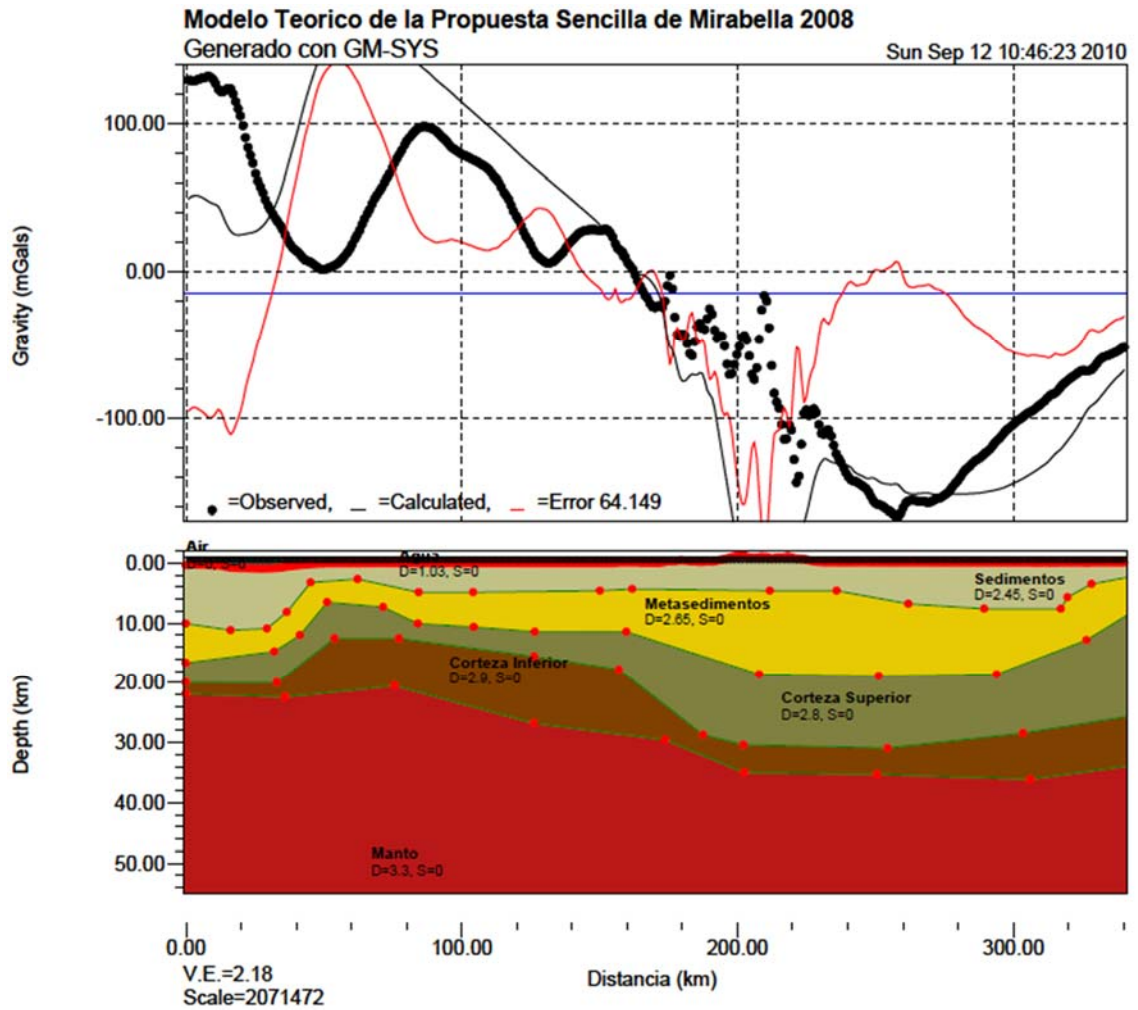


Fig. 92. Propuesta 1 Mirabella, 2008

2do Caso: Del tercer modelo del mismo autor, se utilizaron los datos.

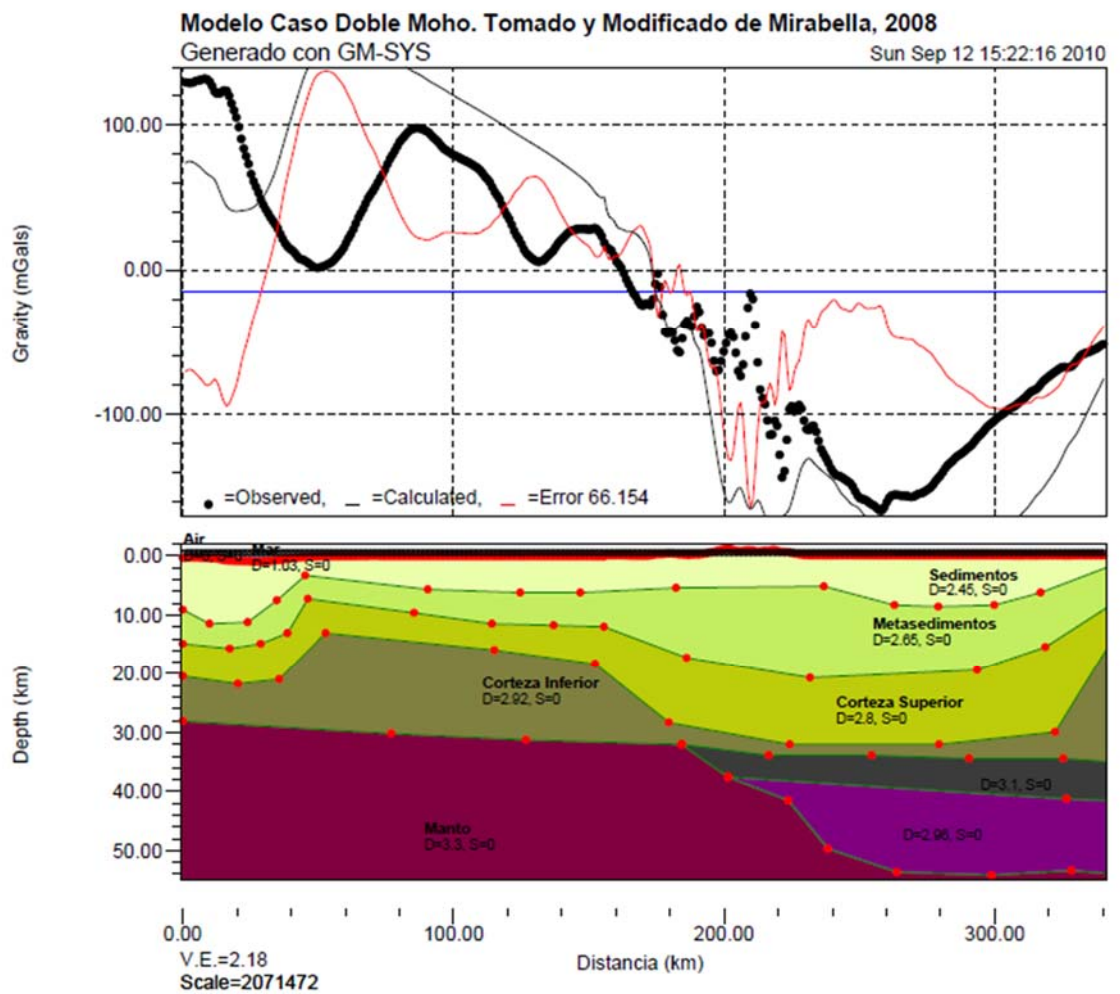


Fig. 93. 2do Caso

3er Caso: Modificando el 2do caso, se realizó una inversión en el GMSYS se obtuvo el tercer modelo.

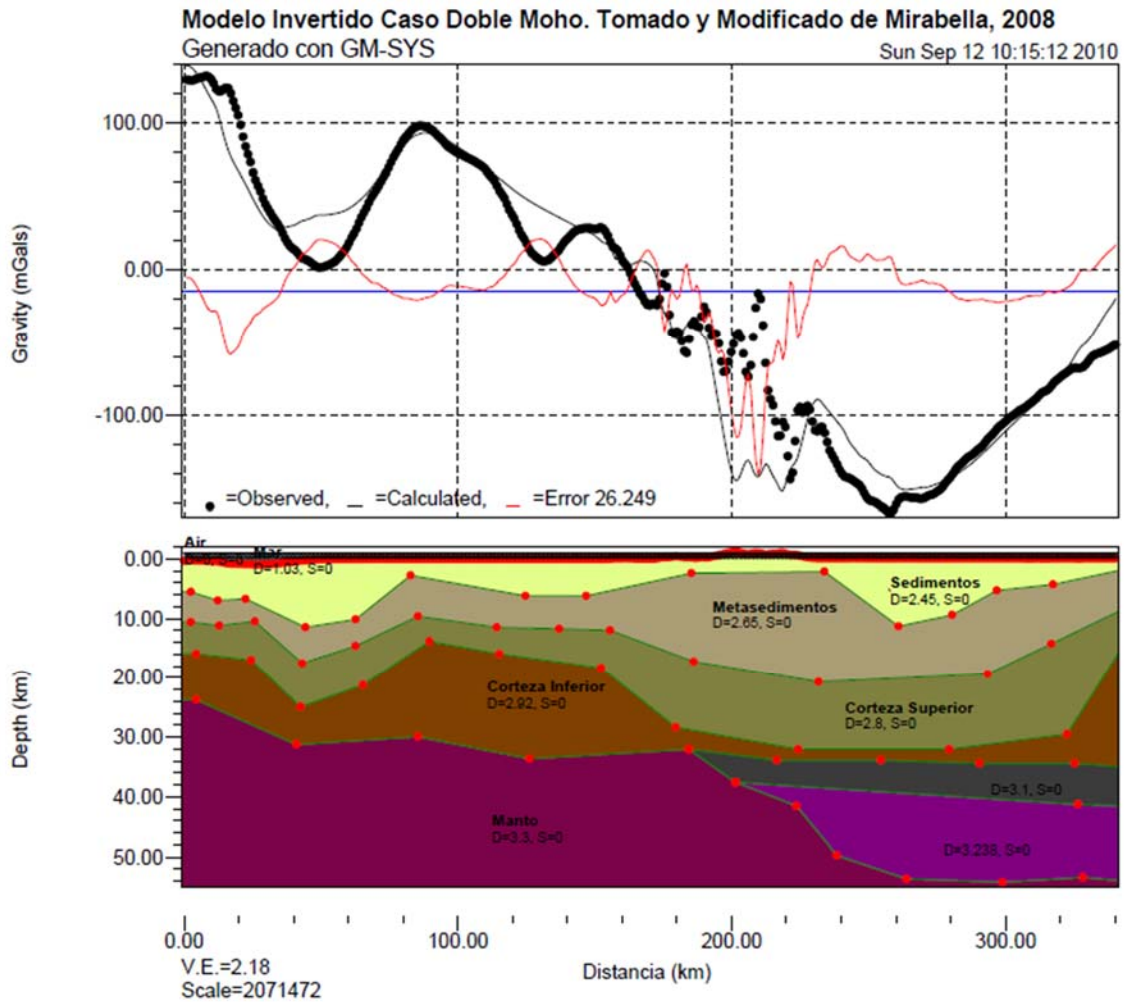


Fig. 94. 3er Caso

4to Caso: del autor Yáñez, 2005 se utilizó la propuesta sencilla, excluyendo la hipótesis de la duplicación de moho.

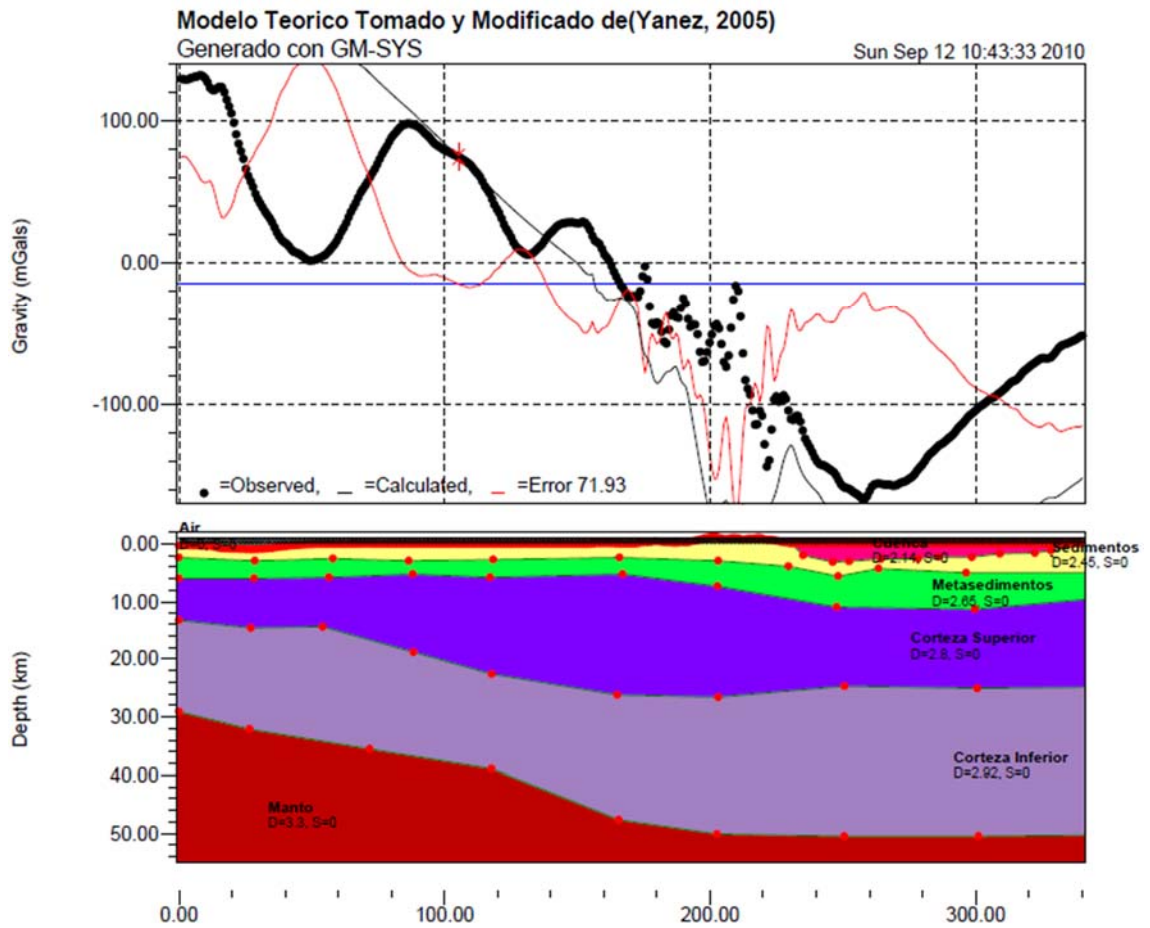


Fig. 95. Cuarto Caso

5to Caso: Basado en los resultados obtenidos en las hojas de cálculo Pratt, se dibujó en GMSYS.

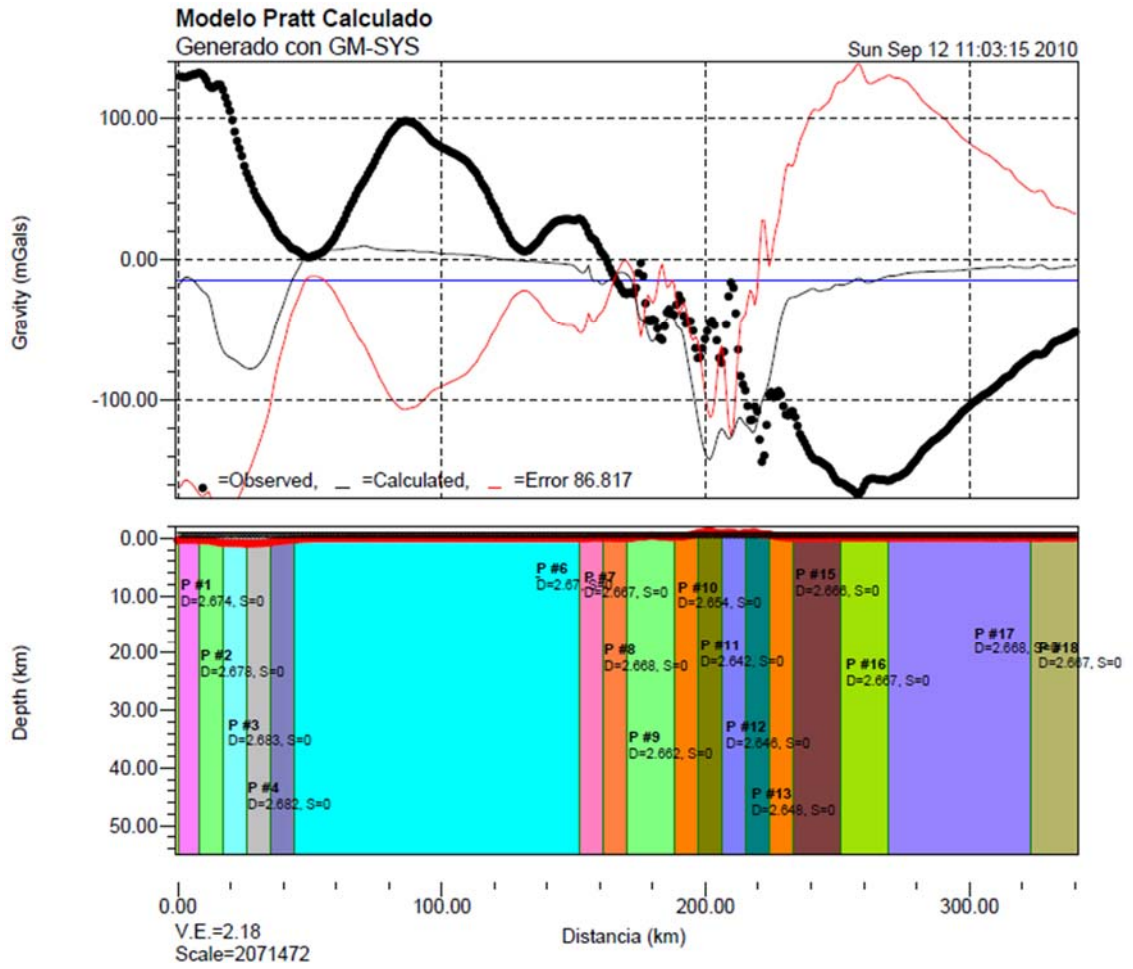


Fig. 96. 5to Caso

6to Caso: Se modificó el 5to caso realizando una inversión para la reducción de errores

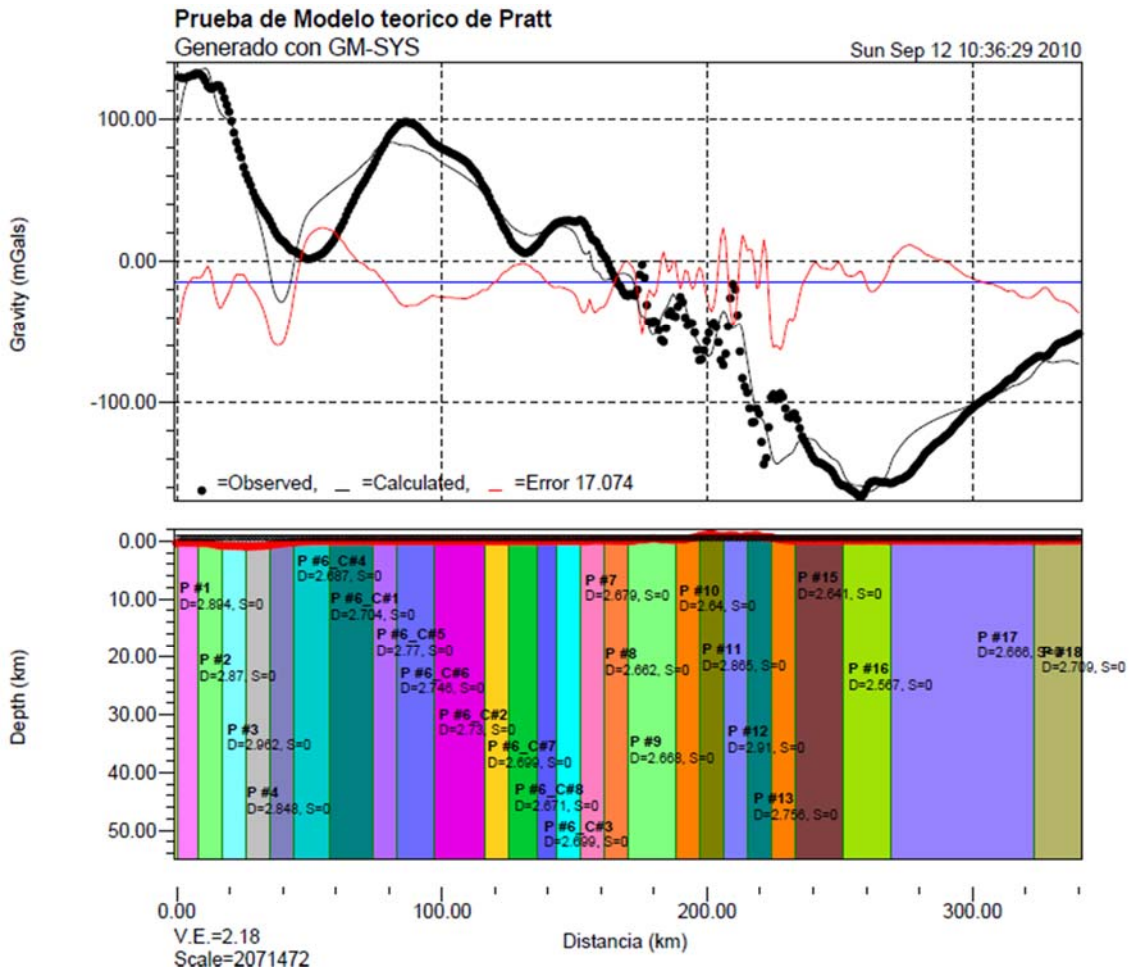


Fig. 97. 6to Caso

7mo Caso: Es un modelo básico, partiendo de una profundidad de moho de 36 km y densidades de manto y corteza de 2,67 y 3,33 g/cc.

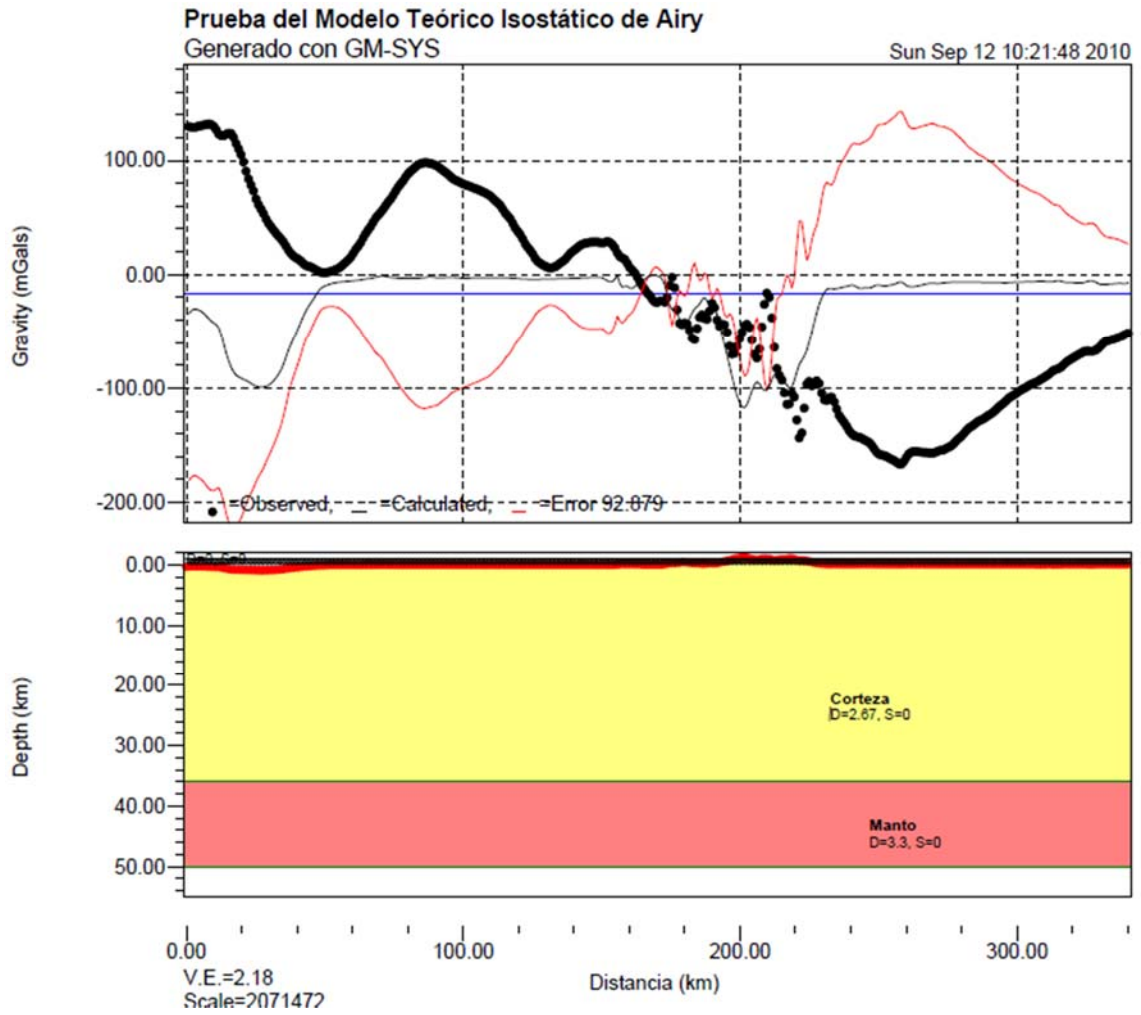


Fig. 98. 7mo Caso

8vo Caso: Se modelaron los resultados obtenidos en las hojas de cálculo para la teoría de Airy.

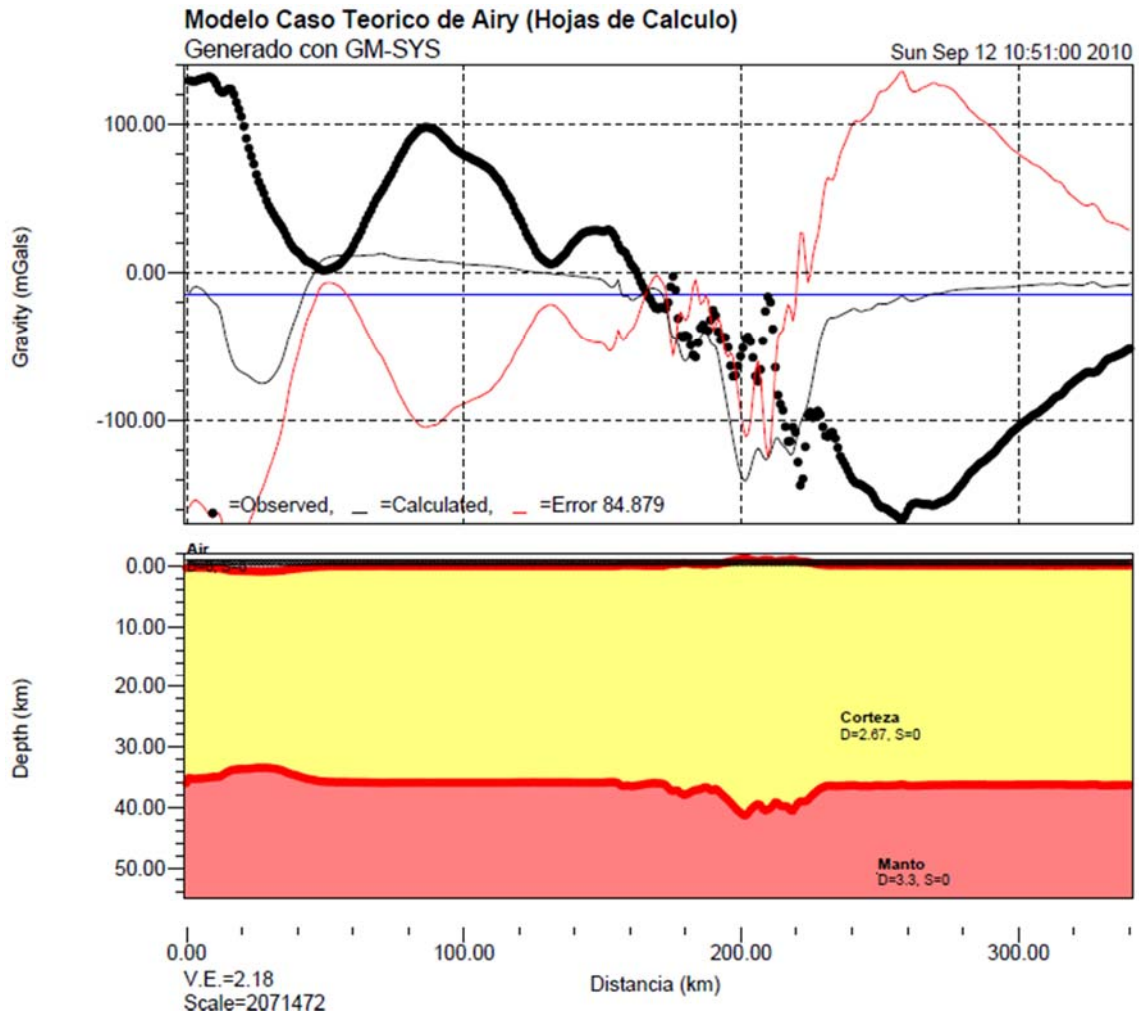


Fig. 99.8vo Caso

En los casos 1, 2 y 4; se parte de lo encontrado en las referencias bibliográficas, sin embargo, al aplicarlo al área de estudio, se dan diferencias altas. Esto puede ser causado por el tipo de datos usados en las bibliografías.

Para el 3er caso, partiendo de un modelo conocido, se fue manipulando hasta obtener un menor error, lo que trajo consigo, una geometría artificial.

Para el 5to y 8vo caso, fue necesario dibujar lo antes calculado en Excel. Obteniéndose para Airy un error bastante notable, por lo que no se

podría decir que la superficie se encuentra compensada, al menos con los resultados generados en el cómputo.

Más bien se debería entender, que el área de estudio se encuentra repleta de fenómenos dinámicos, que necesitan una geometría más compleja que simples bloques de distinta densidad, sin considerar que por la acción de las fallas tectónicas, estas inducen una inclinación y en casos superposición de los mismos. Por lo que el análisis isostático se desvía de la compensación por raíz - antirraíz.

Para lo que se construyó el 6to modelo, en el cual, se observa como a través de la inversión se puede lograr un modelo menos errático. Sin embargo, esto no concuerda sino en ciertas zonas con lo obtenido en los cálculos, entonces se puede decir que esos lugares presentan un equilibrio isostático.

El 7mo caso es un modelo sencillo en el cual se utilizó una profundidad de moho de 100km y densidades teóricas de 2,67 y 3,3 g/cc³. Observándose una gran diferencia errática, lo que evidencia que es necesario implementar distintos bloques con diferentes densidades y lógicamente vincular esto con la realidad de la zona.

CAPITULO 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Conclusiones

Después de los resultados obtenidos para la validación de los datos de procedencia satelital, se determinó la factibilidad de su uso y aplicación para la presente investigación, cumpliendo con los estándares internacionales y garantizando productos de calidad para la escala regional utilizada.

Debido a la extensión territorial del caso de estudio, en dirección este - oeste, se decidió utilizar la proyección cónica conforme de Lambert, minimizando los errores de representación cartográfica del área.

En relación con lo anterior, para mantener las precisiones dentro de los rangos normados, se tuvo en cuenta la estandarización de un datum horizontal y vertical para el procesamiento de los datos provenientes de diversas fuentes y diferentes sistemas de referencia. Detalle que es importante en el manejo de datos gravimétricos de alta precisión y la generación de cartografía confiable.

La técnica utilizada para la estimación de datos fue la de Kriging, debido a que es un interpolador de calidad óptima para las variables regionalizadas, en donde se le asigna un peso a la variable dependiendo de su correlación espacial, esto es porque está construido para que la esperanza del error sea cero y la varianza de la estimación sea mínima.

El objetivo del kriging es el de predecir las respuestas no medidas de una variable de interés a partir de otras observaciones hechas en un conjunto de localidades dispersas. Para ello debe conocerse previamente un modelo de variograma o covarianza espacial para los datos. A parte de todas estas características importantes, en la práctica de este trabajo, se modificaron los parámetros internos de la función del kriging, para limitar un área de estimación de forma que los máximos de error obtenidos para el kriging, fuesen menores que los aceptados por los estándares tomados para la escala del producto cartográfico.

La importancia de la definición del modelo isostático más adecuado en una zona radica en la integración de datos bien distribuidos y ajustados a las especificaciones de precisión de las ciencias que contribuyen con la geodinámica como lo son en este caso, geodesia, geofísica y geología

La determinación de un modelo isostático de mejor ajuste está sujeto a las contribuciones de las geociencias en los siguientes aspectos:

- ✓ En el campo de la Geodesia: obtener modelados geopotenciales de la Tierra y del campo gravitatorio terrestre, establecer datos gravimétricos y geodésicos de precisión, configurar redes de puntos con coordenadas geodésicas y geocéntricas con coordenadas tridimensionales, realizar redes gravimétricas nacionales y regionales, ejecutar levantamientos gravimétricos terrestres, marinos y aéreos. Homogeneizar, validar y catalogar bases de datos a un orden de precisión. Contribuir con la realización de software para el procesamiento adecuado de los datos. Obtener modelos digitales de elevación (altimetría y batimetría).
- ✓ En la Geofísica: la determinación de datos gravimétricos, sísmicos y magnéticos de la estructura de la Tierra.
- ✓ De la Geología: la comprensión y formulación de modelos estructurales, determinación de las densidades de los elementos predominantes en zonas limitadas y el estudio de variaciones de la densidad de la corteza.
- ✓ De la Geodinámica el generar estudios tectónicos y geodinámicos que permitan la comprensión de la dinámica interna de la Tierra.
- ✓ De la Cartografía: la representación cartográfica básica y temática de las variables generadas por el resto de las geociencias, como por ejemplo las cartas gravimétricas, así como aplicar y desarrollar proyecciones cartográficas que ayuden a la correcta representación.

Por otra parte, se pudo verificar de forma efectiva el ajuste del comportamiento de la región en general a los postulados que establecen los principios de la interpretación de mapas de anomalías.

El propósito del presente trabajo de investigación fue determinar el modelo isostático gravimétrico de mayor ajuste para el perfil seleccionado, sin embargo, según los resultados obtenidos, se determinó que la zona no se

encuentra localmente compensada. Por lo tanto es necesario tener en cuenta las siguientes consideraciones:

En general, tiene sentido la teoría de Airy al explicar el origen de la compensación isostática, correlacionando los valores de las variables analizadas en el perfil de estudio, se observa el comportamiento que supone la teoría concordando con la realidad geomorfológica específica del sitio, al notarse la correspondencia entre altas elevaciones y raíces marcadas, así como un adelgazamiento de la corteza en zonas oceánicas.

Por otra parte, la teoría de Pratt explica como variando las densidades de bloques en la corteza se garantiza que sus masas sean iguales. Lo que no considera esta teoría es que por la geodinámica de la zona, estos bloques no se presentan con tal geometría en la realidad, hay que considerar los sistemas de fallas, que inclinan y/o superponen bloques encima de otros. Por lo que lo hace un modelo en extremo idealizado y poco aplicable a la zona de estudio.

También es necesario considerar el hecho que la zona es muy dinámica, con áreas de subsidencia, bordes de falla activos y sismos, entre otros fenómenos que distorsionan el proceso de ajuste isostático local, por lo que también se podría sospechar la compensación por una flexura litosférica, siendo la hipótesis de Airy la menos recomendada para esta situación regional. Pese a esto, se podrían ejecutar nuevos trabajos, que apliquen otras teorías diferentes y llegar a resultados más concluyentes.

Los datos aparentan señalar que la zona completa no se encuentra en equilibrio isostático, se podría sospechar entonces de un sistema de compensación isostática regional, que considere las fuerzas que se manifiestan en la corteza terrestre y en el manto superior que generan tales anomalías gravimétricas.

6.2 Recomendaciones

A partir de los conocimientos adquiridos mediante esta experiencia, se recomienda:

- i. Establecer una red de detección de variación secular, de forma que la dinámica terrestre se vea también evidenciada en cambios temporales de la gravedad.
- ii. A partir de estos resultados elaborar mapas de gradientes gravimétricos, en los que contactos de fallas y grietas conocidas pueden ser identificadas con gran precisión mediante mediciones del gradiente vertical de la gravedad, también para ver cambios agudos del gradiente de la anomalía y gravedades. Debido a que ciertas investigaciones correlacionan gradientes con epicentros de terremotos históricos.
- iii. Realizar diversos trabajos para la validación de datos de procedencia satelital en Venezuela, para distintas escalas, así como para diferentes tipos de relieve (pronunciado, llano y la zona de transición entre ellos), para una mejor aplicación de estos datos.
- iv. Ejecutar trabajos próximos en un grupo interdisciplinario que pueda aportar mayores conocimientos a un tema como este, ya que la opinión de un geodesta es tan importante como la posición que pueda tener un geólogo o geofísico, eso sin contar otra variedad de profesionales que por igual pueden aportar diversas ideas.
- v. Incluir los mapas digitales generados en el presente estudio, en un Sistema de Información Georeferenciada, esto permitirá la utilización de las herramientas del GIS para diversos análisis. Integrando de la misma forma de datos geofísicos y demás información geológica mucho más detallada, para una mejor interpretación del problema.
- vi. Hay una limitación en cuanto al procesamiento de datos gravimétricos y es el cálculo de la corrección de terreno, la cual exige procesos complicados, para un estudio de la magnitud de la presente TEG se pudo notar como el aporte de esta corrección no fue tan considerable, por esto se recomienda realizar investigaciones que permitan comprobar hasta que escala y tipo de terreno de trabajo es necesario realizar dicho cálculo, así como también sería novedoso contar con una herramienta de libre acceso para que los interesados puedan

realizar dichos cálculos sin que esto represente mayor volumen en el tiempo de procesamiento de los datos, permitiéndole enfocarse más en los propósitos propios de estudio.

- vii. Sería de gran utilidad contar con algoritmos que permitan modelar según la Hipótesis de Pratt, también con programas que consideren la teoría de flexión de placas.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- El Nacional, Cartografía Nacional, Telcel. (1997). *Atlas Práctico del Nacional, Atlas Práctico de Venezuela. Estados Anzoátegui, Monagas, Nueva Esparta y Sucre*. Caracas, Venezuela.
- (FUNVISIS), F. V. (2002). *La Investigación Sismológica de Venezuela*. Caracas, Venezuela: FUNVISIS.
- (IGVSB), I. G. (2000). *REGVEN: La Nueva Red Geocéntrica Venezolana*. Caracas, Venezuela.
- (INTECMAR), E. d. (2007). *Carbon Retention in a Colored Ocean (CARIACO): Características Oceanográficas de la Fosa de Cariaco y su Relación con Cambios Climáticos*. Nueva Esparta, Margarita, Venezuela: Gráficas ACEA, C.A.
- Abdalá, J. (1969). *Geodesia III: Geodesia*. Caracas, Venezuela.
- Agency, E. S. (2009). *www.esa.int*. Recuperado el 09 de 2010, de *GOCE_mission_payload_spanish.pdf*
- Airy, G. (1855). On the computation of the effect of the attraction of mountainmasses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations of geodetic surveys. En *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* (pág. 101 a 104).
- Alberta, U. o. (2007). *Facultad de Ciencias, Departamento de Física*. Recuperado el 09 de 2009, de *Material de Clases Geofísica*: <http://www.geophysics.ualberta.ca>.
- Almería, U. d. (s.f.). *Transparencias Docentes: Determinación Gravimétrica del Geoide*.
- Alvarez García, J. (2001). *Análisis Gravimétrico e Isostático en el Macizo Hespérico*. Madrid: Universidad Complutense Madrid.
- Antonio, U. B. (2002). *Modelaje Geofísico Integrado de la Región Central de Venezuela por Medio del Análisis de Flexión de Placas en la Sección 67°00'00"W*. Caracas, Venezuela: Trabajo Especial de Grado No Publicado, Universidad Central de Venezuela.
- Aquiles M., O. (2006). *Modelado Numérico 2D de Corrimiento y Formación de Cuencas Antepaís Usando Teoría Elástica de Deformación*. Caracas,

- Venezuela: Trabajo Especial de Grado No Publicado, Universidad Simón Bolívar.
- Arnaiz R., M. S. (2009). *Modelado Gravimétrico Cortical de la Zona Noroccidental de Venezuela*. Caracas, Venezuela: Trabajo Especial de Grado No Publicado, Universidad Central de Venezuela.
- Asín, F. (1990). *Geodesia y Cartografía Matemática*. Madrid, España: Paraninfo.
- Atkinson, P., Foody, G., Darby, S., & Wu, F. (2003). *Geodynamics*. New York: CRC Press.
- Audemard, F. A. (2000). Major Active Faults of Venezuela. En *International Geological Congress, Rio de Janeiro. Brasil (extended abstract)*.
- Ávila, G. J. (2005). *Modelado Bidimensional de la Corteza en la Zona de Colisión Caribe-Suramérica, Región Oriental de Venezuela (Estado Anzoátegui)*. Sartenejas, Caracas, Venezuela: Trabajo Especial de Grado, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad Simón Bolívar.
- Badell, C. (1990). Notas Sobre Geodesia Física. Escuela de Ingeniería Geodésica. Maracaibo: Escuela de Ingeniería Geodésica. Universidad del Zulia (L.U.Z.).
- Ballestrini Acuña, M. (s.f.). *Como Se Elabora El Proyecto De Investigación*. Caracas, Venezuela.
- Barthelmes, F. (04 de Septiembre de 2009). *Scientific Technical Report STR 09/02: Definition of Functionals of the Geopotential and their Calculation from Spherical Harmonic Models*. Recuperado el 23 de Octubre de 2009, de ICGEM: International Center for Global Earth Models: <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/theory/str-0902.pdf>
- Becerra, E. (1984). Sistema de Procesamiento e Interpretación de Datos Gravimétricos SPIDGRA. Caracas, Venezuela: Universidad Central de Venezuela.
- Bezada, M. (2005). *Modelado Bidimensional de la Corteza en la Zona de Colisión Caribe - Sudamérica, Región Occidental de Venezuela (Estados Falcón y Lara)*. Sartenejas, Caracas, Venezuela: Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad Simón Bolívar.
- Blanco, R., Bosh, M., & Merchan, J. (2008). *Modelado tridimensional de la estructura litosférica de la región nor-occidental de Venezuela y norte de Colombia con*

base en datos de tiempos de viaje, gravedad y magnetismo. Caracas, Venezuela: Ponencia presentada en el XIV Congreso Venezolano de Geofísica.

Bochkarev, V., Guerra, C., Solorzano, E., & Morales, E. (2007). *Estudio Geológico en Area Junin*. PDVSA y LUKOIL Oil Company.

Bowie, W. (1917). *Special Publication N° 40: Investigations of Gravity and Isostasy*. Washington, U.S.A.: Department of Commerce, U.S. Coast and Geodetic Survey.

Bowie, W. (1927). *Isostasy. The Science of the Equilibrium of the Earth's Crust*.

Bujana, D., & Guevara, V. (2004). Metodología para la Determinación de Ondulaciones del Geoide con Datos Geodésicos Heterogéneos. *Trabajo Especial de Grado, Departamento de Ingeniería Geodésica y Agrimensura, Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.*

Cantos Figuerola, J. (s.f.). *Tratado de geofísica aplicada*. Madrid: Litoprint.

Carnevali, J.; Lugo, J.; Audemard, F.; Porras, L.; Parraga, F.; Ysaccis, R.; Pereira, J.; Blanco, B.; Giraldo, C.; Cohen, M.; Di Croce, J.; Loureiro, D.; Gallango, O.; Bernardo, L.; Hernández, O.; Golcalves, A.; Tarache, C.; Lilia, A.; Bally, A. (2000). Proyecto de Exploración por Hidrocarburos Costa Afuera de Venezuela. . En *Informe Técnico. PDVSA/CVP Exploración*.

Carson Aerogravity, a. d., Petroleo, I. B., Geofisicos, S. B., & Petroleo, A. B. (2000). *Aerogravity Course*.

Carson Helicopters, I. (Octubre, 1988). *Reporte Final: Levantamiento Aerogravimétrico y Aeromagnético para MARAVEN S.A. Área de Catatumbo - El Vigía, Estados Zulia, Mérida y Trujillo, Venezuela. Tercera Parte: Separación Regional - Residual e Interpretación y Modelaje*. Perkasie, Pennsylvania. U.S.A.

Castejón, B., Márquez, C., & Urbáez, M. (1986). *Modelo de corteza en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo*. Caracas, Venezuela: Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela.

Castillo, E. (2005). *Modelado 2D Gravimétrico y Magnético de un Transecto O-E en la Cuenca Oriental de Venezuela*. Sartenejas, Caracas, Venezuela: Trabajo Especial de Grado, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad Simón Bolívar.

- Cazenave, A., & Fu, L. (2001). *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications*. California: Academic Press.
- Chalbaud, D. (2000). *Determinación del Espesor Cortical del Escudo de Guayana a Partir de Análisis de información Sísmica de Retracción*. Sartenejas, Caracas, Venezuela: Trabajo Especial de Grado, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad Simón Bolívar.
- Chen, J. Y. (1981). Formulae for Computing Ellipsoidal Parameters. En *Bulletin Geodesique Vol. 55* (págs. 170-178). Peking: Research Institute of Geodesy and Photogrammetry .
- Cid, R., & Ferrer, S. (1997). Geodesia Geométrica, Física y por Satélites. En I. G. Nacional.
- Committee, N. A. (September, 2003). *Recommended Standards and Format for the North American Gravity Database*. USA: Standards /Format Working Group,.
- Computación, C. d. (1997). *Enciclopedia de informatica y compuatacion*. Madrid España: Facultad de informática. Universidad politécnica de Madrid. Cultural SA.
- Crovetto, C. B.; Introcaso, A. (2005). *Estudio Isostático en una Sección Andina en 20°S Utilizando Ondulaciones del Geoide y Anomalías de Gravedad*. Recuperado el 23 de Mayo de 2009, de www.unicen.edu.ar/crecic/analesafa/vol17/m1.pdf.
- Darling, F. (1949). *Special Publication N°243: Fundamental Tables for the Deflection of the Vertical*. Washington, U.S.A.: U.S. Department of Commerce, Coast and Geodetic Survey.
- Di Croce, J., Bally, A., & Vail, P. (1999). Sequence stratigraphy of the eastern Venezuelan Basin Caribbean Basins. En *Sedimentary Basins of the World, 4 editado por P. Mann* (pág. 419 a 476). Series Editor: K.J. Hsu.
- Di Croce, J. (1995). *Eastern Venezuelan Basin: Sequence Stratigraphy and Structural Evolution*. Houston: PhD Thesis, Rice University.
- Diaz G, P. (1994). *Modelaje geofísico integrado de la zona este de la Cuenca Oriental de Venezuela*. Caracas, Venezuela: Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela.
- Dobrin, M. (1961). *Introducción a la Prospección Geofísica*. Barcelona: Omega España.

- Dugarte N., J. H. (2008). *Estudio Estratigráfico de la Secuencia Oligo-Miocena al Sur del Area Junín en la Faja Petrolífera del Orinoco Aplicando Registros de Alta Tecnología*. Caracas, Venezuela: Trabajo Especial de Grado No Publicado, Universidad Central de Venezuela.
- Erlich, R., & S., B. (1992). Petroleum Geology of The Eastern Venezuelan Foreland Basin in Foreland Basins and Fold Belts. . En *Memorias de la AAPG 55*: (pág. 341 a 362). Editores R.W.Macqueen and D.A.Leckie.
- Fernández, F., & Passalacqua, H. (1990). Procesamiento e interpretación de datos gravimétricos y magnéticos en la Cuenca oriental de Venezuela. En *Memoria V Congreso Venezolano de Geofísica* (pág. 86 a 93). Caracas, Venezuela.
- Fernández, F., Fonseca, A., & Graterol, V. (1974). Estudio Gravimétrico del Valle de Caracas. *Ponencia presentada en el I Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica*. Caracas, Venezuela: Colegio de Ingenieros de Venezuela.
- Fischer, I. (26-30 de Noviembre de 1973). Deflections At Sea . *Ponencia Presentada en The International Symposium on The Earth's Gravitational Field and Secular Variations in Position*. . Sydney, Australia: Defense Mapping Agency Topographic Center.
- Fonseca, A. (1993). Procedimiento Gravimétrico Para El Cálculo del Geoide Ponencia presentada en el Taller para la determinación del geoide de Venezuela. Caracas, Venezuela: Universidad Central de Venezuela.
- Fonseca, A. (2008). *La Gravimetría en Venezuela. Trabajo de Ascenso*. Caracas, Venezuela: Universidad Central de Venezuela.
- Fonseca, A., & Graterol, V. (1978). *Gravimetría en Venezuela. Volumen XÇIII Número 24* . Caracas, Venezuela: Ministerio de Energía y Minas.
- Fonseca, A., Fernandez, F., & Graterol, V. (Octubre, 1974). *Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica: Estudio Gravimétrico del Valle de Caracas*. Caracas, Venezuela: Asociación Venezolana de Ingeniería Estructural.
- Forsberg, R. (1985). Gravity Field Terrain Computations by FFT. En *Bulletin Geodesique vol. 59* (pág. 342 a 360).
- Frisch, W., Meschede, W., & Sick, M. (1992). Origin of the Central American Ophiolites, Evidence from Paleomagnetic Results. En *Geological Society American Bulletin Vol 104* (pág. 1301 a 1314).

- Garland, G. (1971). *Introduction to Geophysics, Mantle, Core and Crust*. Philadelphia: Saunders.
- Garland, G. (1977). *The Earth's shape and Gravity*. Oxford: Pergamon Press.
- Gascón, J. (1982). *El Mapa, el Contenido y su Lectura*. Caracas, Venezuela: Fundación de Educación Ambiental.
- GEOSOFT. (2007). *Geosoft Technical Note: Calculating Isostatic Residual*. Recuperado el 20 de Octubre de 2009, de <http://www.geosoft.com/http://updates.geosoft.com/downloads/files/tutorials/zips/montajIsostaticResidual71.zip>
- GEOSOFT. (2008). *Tutorial and Manual Guide: Montaj Gravity & Terrain Correction, Gravity Data Processing Extension*. Recuperado el 06 de 2009, de Geosoft Downloads: <http://www.geosoft.com/resources/tutorials/>
- Giraldo, C. (1990). Determinación del campo actual de esfuerzos en la Región Caribe, a partir de datos sísmicos y neotectónicos. En *V Congreso Venezolano de Geofísica* (pág. 70 a 77). Caracas, Venezuela.
- Goncalves Da Corte, W. (2006). *Inversión Gravimétrica 3D de la Subcuenca de Maturín*. Caracas, Venezuela: Trabajo Especial de Grado No Publicado, Universidad Simón Bolívar.
- Gonzalez de Juana, C., Arozena, J., & Picard Cadillat, X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Funinves Ed .
- Grafarend, E., & Krumm, F. (2006). *Map Projections, Cartographic Information Systems*. Berlin, Germany: Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Grant, F., & Vest, G. (1965). *Interpretation Theory in Applied Geophysics* . New York: Mc Graw-Hill.
- Graterol, V. (1993). Mapa de anomalía de Bouguer de la República de Venezuela. Compilación 1993. En *Memorias VII Congreso Venezolano de Geofísica* (págs. 162-169.). Caracas, Venezuela.
- Graterol, V. (de 1968 a 1988). *Mapa de Anomalías de Bouguer de la República de Venezuela. Escala 1:2.000.000*. Caracas, Venezuela: Instituto Geográfico de Venezuela "Simón Bolívar" IGVSB.
- Graterol, V., C. Rey, B. L., Cerón, J., & Vargas, C. (s.f.). *Bouguer Total Anomalies Map for Colombia*. Recuperado el Mayo de 2010, de Agencia Nacional de

Hidrocarburos

(ANH):

www.anh.gov.co/media/infogeologica./bougier_250_dpi.pdf

Guedez, R. (2003). *Estudio cortical en el área centro norte y noroccidental de Venezuela a partir de datos de sísmica de refracción*. Caracas, Venezuela: Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela.

Hackley, P., Urbani, F., Karlsen, A., & Garrity, C. (2005). *Geologic Shaded Relief Map of Venezuela: Sheet 1 of 2*. USGS, U.S. Department Of The Interior U.S. Geological Survey y FVIS Escuela de Geología y Minas UCV.

Hackley, P., Urbani, F., Karlsen, A., & Garrity, C. (s.f.). *Geologic shaded relief map of Venezuela*. Recuperado el 03 de 2010, de U.S. Geological Survey: <http://pubs.usgs.gov/of/2005/1038/>

Hamblin, K., & Christiansen, E. (2001). *Earth Dynamic Systems*. New Jersey: Prentice Hall.

Heiskanen, W. (1951). *Sobre la Estructura Isostática de la Corteza Terrestre Talleres del Instituto Geográfico y Catastral*. Madrid.

Heiskanen, W. A. (1965). *Present Problems of Physical Geodesy*. Helsinki, Finlandia: Annales Academiae Scientiarum Fennicae.

Helmert, F. R. (1880). *Die Mathematischen und Physikalischen Theorien der Höheren Geodäsie. (Las Teorías Matemáticas y Físicas de la Geodesia Superior)*. Leipzig, Alemania.

Hinze W, et al. (2004). *New standards for reducing gravity data: The North American gravity database*. Recuperado el Mayo de 2009, de The University of Texas at El Paso, Research and Sponsored Projects: http://research.utep.edu/Portals/73/PDF/Hinze_NAGDB_GEOPHYSICS_reprint.pdf

Hoffman Wellenhof, B., & Moritz, H. (2005). *Physical Geodesy*. Graz, Austria: Springer Verlag Wien.

Hurtado, J. (2005). *Cómo Formular Objetivos de Investigación*. Caracas: Ediciones Quirón.

IGVSB, I. G. (1977). *Mapa de Güiría la Cruz. Hoja NC20-I. Escala 1:500.000. Edición 1*. Caracas, Venezuela: Dirección de Cartografía Nacional DCN.

- IGVSB, I. G. (1977). *Mapa de Puerto la Cruz. Hoja NC20-IV. Escala 1:500.000. Edición 1*. Caracas, Venezuela: Dirección de Cartografía Nacional DCN.
- IGVSB, I. G. (2001). *Mapa Físico de la República Bolivariana de Venezuela. Escala 1:2500000*. Caracas, Venezuela.
- Imhof, E. (1982). *Cartographic Relief Presentation*. Alemania: Walter de Gruyter.
- Introcaso, A. (2006). Geodesia Física. En *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología, Volumen Especial N°1* (pág. 78 a 88). Rosario, Argentina.
- Introcaso, A., & Crovetto, C. B. (2000). *Isostatic Analysis on an Andean Profile at 20°S Using Geoid Undulations and Gravity Anomalies*. Argentina.
- Introcaso, A., & Miranda, S. (2000). Anomalías de Ondulación del Geoide Isostático para los Andes Centrales de Bolivia en 20° Sur. En *Actas del Vigésimo Congreso de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas* (pág. 207 a 211). Mendoza, Argentina.
- Introcaso, A., Crovetto, C., & Molinari, R. (2006). Aproximaciones para el Cálculo del Geoide Isostático. En *Revista de la Asociación Geológica Argentina N° 61* (pág. 336 a 346). Argentina.
- Jacoby, W., & Smilde, P. (2009). *Gravity Interpolation: Fundamentals and Applications of Gravity Inversion and Geological Interpolation*. Berlin, Alemania: Springer Verlag Berlin Heidelberg.
- Jácome, M. L., Kuszniir, N., Audemard, F., & Flint, S. (2003). Formation of the Maturin Foreland Basin, eastern Venezuela: Thrust sheet loading or subduction dynamic.
- Kane, M. (1962). A comprehensive system of terrain collections using a digital computer.
- Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration. 3 Edition*. New York: Blackwell Science LTD.
- Klarica, S. (2009). *La Física y La Tierra*. Mérida, Venezuela: Universidad de Los Andes, Facultad de Ciencias, Departamento de Física, Grupo de Geofísica.
- Lilliu, A. (1990). *Geophysical interpretation of Maturfn foreland, Northeastern Venezuela*. Msc. Thesis, University of Houston.

- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics. 2 Edition*. Cambridge University Press.
- M., K., & Kopp, S. (2000). *Understanding Map Projections, GIS by ESRI*. New York, USA: ESRI ARCGIS.
- Martins, A. (2002). *Estructura cortical en la Cuenca Oriental con énfasis en la determinación del espesor de la capa de sedimentos*. Sartenejas, Caracas, Venezuela: Trabajo Especial de Grado, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad Simón Bolívar.
- Martins, A., Schmitz, M., Sánchez, J., & Castilla, R. (2002). Adquisición de dos Transectos Sísmicos Profundos en el Oriente de Venezuela para Investigar la Corteza Terrestre. En P. FUNVISIS, *Informe Preliminar* (pág. 2705 a 2733).
- Menéndez V., D. A. (2002). *Estudio Geológico y Geotécnico de un Area Ubicada en la Localidad de Carenero, Estado Miranda*. Caracas Venezuela: Trabajo Especial de Grado No Publicado, Universidad Central de Venezuela.
- MENEVEN. (1985). *Posicionamiento Inercial de Puntos Geodésicos Estratégicos: Listado de los Datos Geodésicos Ajustados*. Caracas, Venezuela.
- MENEVEN. (1986). *Informe del Levantamiento de Puntos Geodésicos Estratégicos Utilizando el Método de Posicionamiento Inercial*. Puerto La Cruz, Venezuela.
- Milson, J. (2003). *Field Geophysics: The Geological Field Guide Series. 3rd Edition*. England: Willey.
- Minster, J., & Jordan, T. (1978). Present day plate motions. En *Journal of Geophysical Research. Vol. 83* (pág. 5331 a 5354).
- Mirabella Villalobos, C. (2008). *Estudio Integrado de Datos Sísmicos de Refracción Profunda y Gravimetría a lo Largo de dos Transectos N-S que Atraviesan la Cuenca Oriental de Venezuela*. Caracas, Venezuela: Trabajo Especial de Grado No Publicado, Universidad Simón Bolívar.
- Mironov, N. (1977). *Curso de Prospección Gravimétrica*. Madrid, España: Editorial Reverte S.A.
- Monsalve, T. (1985). *Guía de Metodología Operacional*. Caracas, Venezuela: Contexto Editores.

- Mooney, W. G. (1998). *CRUST 5.1: A global crustal model at 5° x 5°*. Journal of Geophysical Research, v. 103, pp.
- Mooney, W., Laske, G., & Guy Masters, T. (1998). CRUST 5.1: A global crustal model at 5° x 5°. En *Journal Geophysical Research* (pág. 727 a 747).
- Moritz, H. (1975). *Fundamental Geodetic Constants*. Grenoble: XVI General Assembly of IUGG/IAG.
- Moritz, H. (1980). Geodetic Reference System 1980. En *Bulletin Geodesique*, Vol. 54 (pág. 395 a 405).
- Nagy, D. (1964). *The Gravitational Effect of Three - Dimensional Bodies of Arbitrary Shape*. Canada: Department of Mines and Technical Surveys, Observatories Branch.
- Nagy, D. (1966). The gravitational attraction of a right rectangular prism. En *Geophysics*, vol. 31.
- Nagy, D. (1996). Gravitational Attraction of a Right Rectangular Prism. En *Geophysics*, vol XX- XI, No. 2 (pág. 362 a 371).
- Nettleton, L. (1971). *Elementary Gravity and Magnetism for Geologist and Seismologist*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.
- Nettleton, L. (1976). *Gravity and Magnetism in Oil Prospecting*. New York: McGraw Hill.
- Nettleton, L. L. (1971). *Gravity and Magnetism in Oil Prospecting*. New York: McGraw-Hill.
- NIMA Report, N. I. (2000). *Technical Report: World Geodetic System 1984: It Definitions and Relationships with Local Geodetic Systems*. Bethesda, USA: Department of Defense.
- Niu, F., Bravo, T., Pavlis, G., Vernon, F., Rendon, H., Bezada, M., y otros. (2007). *Receiver Function Study of the Crustal Structure of the Southeastern Caribbean Plate Boundary and Venezuela*.
- Núñez, D. (2005). *Modelado Gravimétrico y Magnético de un Perfil Oeste-Este a lo Largo del Paralelo 9°N en la Cuenca Barinas-Apure*. Sartenejas, Caracas, Venezuela: Trabajo Especial de Grado, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad Simón Bolívar.

- Orihuela, N. (1994). *Estructura Cortical del Caribe Central; revisión de la sismicidad en los bordes oriental y occidental de la placa Caribe*. Caracas, Venezuela: Trabajo de Ascenso. Inédito. Universidad Central de Venezuela.
- Orihuela, N., & Ruiz, F. (1990). Modelado gravimétrico de un perfil comprendido entre los poblados de Altagracia de Orituco, Edo. Guárico y Caraballeda, Dtto. Federal, Venezuela. En *V Congreso Venezolano de Geofísica* (pág. 468 a 473). Caracas, Venezuela.
- Ostos, M. (1990). Evolución tectónica del margen Sur-Caribe del Caribe basado en datos geoquímicos. En *Geos (30)* (pág. 1 a 294).
- Parasnis. (1971). *Geofísica Minera*. Paraninfo.
- Passalacqua, H., Fernandez, F., Gou, Y., & Roure, F. (1995). Crustal Architecture and Strain Partitioning in the Eastern Venezuelan Ranges. En A. Tankard, R. Suarez, & H. Welsink, *Petroleum basins of South America, Memorias de la AAPG* (pág. 667 a 679).
- Pavlis, N. K., Holmes, S., Kenyon, S., & Factor, J. K. (2008). *An Earth Gravitational Model to degree 2160: EGM2008*. Vienna, Austria: Presented at the 2008 General Assembly of the European Geosciences Union.
- PDVSA-Intevep. (s.f.). *IE Léxico Estratigráfico de Venezuela*. Recuperado el 03 de 2010, de Petróleos de Venezuela S.A.: [http : //www.pdvsa.com/lexico](http://www.pdvsa.com/lexico)
- Pindell, J. L. (1994). Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. En S. K. (Edits.), *Caribbean Geology: An Introduction* (pág. 13 a 39). Kingston, Jamaica: University of the West Indies Publisher's Association.
- Pindell, J. L., & Barrett, S. F. (1990). Geological Evolution of the Caribbean Region: A Plate - Tectonic Perspective en DEXGO G y CASE J.E. En *The Caribbean Region, Volume H* (pág. 405 a 432). Geological Society of America, The Geology of North America.
- Pindell, J., & Dewey, J. (1982). Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. En *Tectonics 1 (2)* (pág. 179 a 211).
- Pindell, J., Cande, S., Pitman, W., Rowley, D., Dewey, J., Lebreque, J., y otros. (1988). A plate – kinematic framework for models of Caribbean evolution. En *Tectonophysics, Vol. 155* (pág. 121 a 138).

- Pratt, J. H. (1855). On the attraction of the Himalaya Mountains, and of the elevated regions beyond them, upon the plumb line in India. En *Philosophical Transactions of The Royal Society of London* (pág. 53 a 100).
- Rengifo A., R. Y. (2009). *Modelo Estructural del Subsuelo en el Campo Guara Este Edo. Anzoátegui, Mediante la Integración de Datos Geofísicos*. Caracas Venezuela: Trabajo Especial de Grado No Publicado, Universidad Central de Venezuela.
- Ruíz, S. (2007). *Modelado Bidimensional de la Corteza en la Zona de Colisión Caribe-Suramericana, Región Nororiental de Venezuela Y Noroccidental de Trinidad (Transecto TRIN)*. Sartenejas, Caracas, Venezuela: Trabajo Especial de Grado, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad Simón Bolívar.
- Schmitz, M., & al, e. (2005). *The Major Features of the Crustal Structure in North-Eastern Venezuela from Deep Wide-Angle Seismic Observations and Gravity Modelling*.
- Schmitz, M., Avila, J., Bezada, M., Vieira, E., Yáñez, M., Levander, A., y otros. (2008). Crustal Thickness Variations in Venezuela from Deep Seismic Information. En *Tectonophysics*.
- Schmitz, M., Chalbaud, D., Castillo, J., & Izarra, C. (2002). The Crustal Structure of the Guayana Shield, Venezuela, from seismic refraction and gravity data. En *Tectonophysics*, 345 (1-4) (pág. 103 a 118).
- Schmitz, M.; Avila, J.; Bezada, M.; Vieira, E.; Yanez, M.; Levander, M.; Zelt, C. A.; Jacome, M. I.; Magnani, M. B.; group, the BOLIVAR active seismic working. (2006). *Crustal Thickness Variations in Venezuela from Deep Seismic Observations*. *Tectonophysics*.
- Seeber, G. (2003). *Satellite Geodesy. 2nd Edition*. Berlin, Alemania: Walter de Gruyter .
- Serna, L., & Montes, L. y. (2008). *Modelamiento Geofísico de un Área de la Zona de Cerritos, Municipio de Pereira (Risaralda)*. Recuperado el 12 de 03 de 2010, de Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (ACCEFYN): http://www.accefyn.org.co/revista/Vol_32/123/157169.pdf
- Sideris, M. (1984). Computation of Gravimetric Terrain Corrections using Fast Fourier Transform Techniques. Division of Surveying Engineering, The University of Calgary.

- Simpsons, R. W., Jachens, R., & Blakely, R. J. (1986). A New Isostatic Residual Gravity Map of the Conterminous United States with a Discussion on the Significance of Isostatic Residual Anomalies. En *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, N° B8 (pág. 8348 a 8372). California.
- Smith, W. H., & Sandwell, D. T. (1997). Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science* v. 277.
- Sosa Torres, R. (1977). Determinación del Geoide a Partir De Datos Heterogéneos. Canada: Universidad de New Brunswick.
- Suarez, L. (2006). *Modelado Gravimétrico integrado en la Ensenada de Barcelona*. Caracas, Venezuela: Trabajo Especial de Grado. Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad Simón Bolívar.
- Subieta, T. C., & Hunter, V. (1988). Evolución Tectonoestratigráfica de la Serranía del Interior y de la Subcuenca de Maturín, in . En A. Bellizzia, A. Escoffery, & I. Bass, *III Simposio Bolivariano: Sociedad Venezolano de Geólogos, Vol. 2* (pág. 549 a 578). Caracas, Venezuela.
- Sykes, L., W., M., & A., K. (1982). Motion of the Caribbean plate during the last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. En *Journal of Geophysical Research*, Vol 87 (pág. 10656 a 10676).
- Tarbuck, E., & Lütgens, F. (2003). *Ciencias de la Tierra: una introducción a la geología física*. Madrid: Prentice Hall.
- The Ohio State University, D. o. (1978). *Applications of Geodesy to Geodynamics*. Columbus, Ohio, U.S.A.
- Tomeček, S. M. (2009). *Science Foundations: Plate Tectonics* . New York: Chelsea House Publishers.
- Torge, W. (1991). *Geodesy. Second Edition*. Berlin: Walter de Gruyter.
- Turcotte, D. L., & Schubert, G. (2007). *Geodynamics*. New York: Cambridge University Press.
- Ughi, A. (2002). *Modelaje geofísico integrado de la región central de Venezuela por medio del análisis de flexión de placas en la sección 67° 00' W*. Caracas, Venezuela: Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica, Universidad Central de Venezuela.

- Ughi, A., Reyes, J., & Rodríguez, I. (2004). *Modelado geodinámico por medio del análisis de flexión de placas en la región central de Venezuela*. Recuperado el Octubre de 2009, de Ponencia presentada en el Congreso de Geofísica: [http://www.congresogeofisica-sovg.org/FTPCONG2004/online Papers Sesion7 64356UghiBarrosoA.pdf](http://www.congresogeofisica-sovg.org/FTPCONG2004/online_Papers_Sesion7_64356UghiBarrosoA.pdf)
- University, R. (s.f.). *Earth Science Website*. Recuperado el 07 de 2010, de <http://earthscience.rice.edu/research>
- Urbani, F., & Rodríguez, J. A. (2003). *Atlas Geológico de la Cordillera de la Costa de Venezuela*. Caracas, Venezuela: FONINVES.
- USGS, U. S. (November, 1999). *Map Accuracy Standards. Fact Sheet FS-171-99*. USA.
- Vanicek, P., & Christou, N. T. (1993). *Geoid and its Geophysical Interpretations*. CRC Press.
- Vanicek, Petr; T. Christou, Nikolaos. (1994). *Geoid and its Geophysical Interpretations*. CRC Press.
- Vieira Pacheco, E. J. (2005). *Modelado Bidimensional de la Corteza en la Zona de Colisión Caribe Sur Americana, Región Central de Venezuela (Estados Aragua y Guárico)*. Sartenejas, Caracas, Venezuela: Trabajo Especial de Grado, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad Simón Bolívar.
- Wahr, J. (1996). *Geodesy and Gravity Class Notes*. Colorado: Samizdat Press.
- Watts, A. B. (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge, Oxford: University Press.
- Yáñez, M. (2005). *Modelado Bidimensional de la Corteza en la Zona de Colisión Caribe Suramericana, Región nororiental de Venezuela (Estados Sucre y Monagas)*. Caracas, Venezuela: Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela.
- Zakatov, P. (1983). *Curso de Geodesia Superior*. Moscú: Mir.
- Zamora M., J. C. (2009). *Interpretación Sismoestratigráfica y Estructural de la Secuencia Sedimentaria (Cretácico Terciario) del Bloque 5 y 6 del Area de Boyacá y Bloques 1 y 2 del Area Junín, Faja Petrolífera del Orinoco*. Caracas Venezuela: Trabajo Especial de Grado No Publicado, Universidad Central de Venezuela.

APENDICES

Apéndice 1

Discontinuidad de Moho

La discontinuidad de Mohorovicic (conocida como Moho) reconocida primeramente como un nivel donde ocurría un marcado aumento de la velocidad sísmica, de un promedio aproximado de 6.5 km/s hacia 8.2 km/s debajo del límite. Debido a las relaciones generales de velocidad y densidad y tomando en cuenta las consideraciones de la variación de la densidad con la profundidad en el campo gravitatorio, se consideró que este nivel presentaba un marcado cambio en las densidades, de 2.8 g/cc³ a 3.3 g/cc³ debajo de Moho (Nettleton, 1976).

Es importante mencionar que la principal diferencia entre la Corteza Continental y la Corteza Oceánica radica en el espesor o la profundidad a la que se encuentra el Moho, esta varía de 20 a 70 km debajo de los continentes y de 5 a 15 km en las regiones oceánicas; con valores promedio de 38 y 12.6 km respectivamente (Mooney et al., 1998).

En la discontinuidad de Moho existe un contraste de densidad entre la corteza y el manto que produce una contribución a la anomalía gravimétrica que se observa en la superficie, por ello la anomalía gravimétrica es la suma de las anomalías producto del contraste de densidad presente en los sedimentos y la anomalía derivada del contraste de densidad en la superficie de Moho (Figura 100).

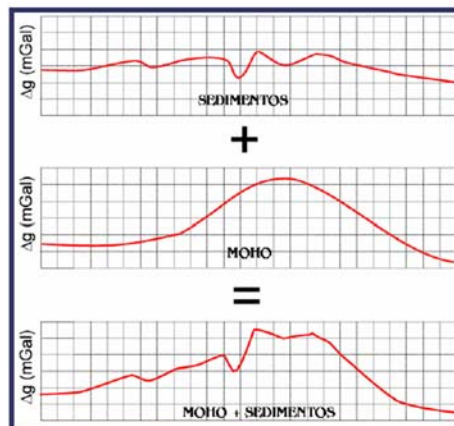


Fig. 100. Esquema comparativo de las contribuciones al valor de la anomalía gravimétrica observada en superficie (Tornado de la Facultad de Ciencias,

Apéndice 2

Primeras ideas sobre Isostasia⁸⁶

Algunas de las primeras ideas sobre el equilibrio de las capas externas de la Tierra fueron originadas por el ingeniero, artista y humanitario. Leonardo da Vinci (1452-1519). Traducciones de cuadernos de Da Vinci por E. MacCurdy (1928. 1956), muestran que él había pensado sobre cómo la Tierra podría responder a los cambios en las cargas sobre su superficie.

Por ejemplo, la siguiente cita (Delaney, 1940) muestra cómo da Vinci pensaba que la remoción de sedimentos de una montaña puede provocar que se levante: “La parte de la superficie de cualquier cuerpo pesado se hará más distante de su centro de gravedad, por lo que se convierte a una mayor ligereza. La tierra por lo tanto, el clemente por el cual los ríos se llevan las laderas de las montañas y la depositan a la mar, es el lugar desde el cual se extrae una gravedad tal, que hará que se aligere. Las cumbres de las montañas en el transcurso del tiempo suben continuamente.”

Sin embargo, no fue sino hasta casi 200 años después, cuando se hicieron los primeros intentos para determinar la forma de la Tierra, que fue posible determinar el estado de equilibrio de las montañas. En el siglo 18, había dos principales escuelas de pensamiento acerca de la forma de la Tierra: una inglesa y una francesa.

La escuela Inglesa, dirigida por I. Newton (1642-1727) consideraba que la Tierra era achatada en los polos, mientras que la escuela francesa, liderada por J. Cassini (1677-1756) pensaba que la Tierra era plana en el ecuador. La Académie Royale des Sciences, bajo la dirección de Luis XV patrocinó un equipo de científicos para viajar a diferentes partes de la Tierra para medir la longitud de un grado del meridiano con el fin de resolver la controversia.

El primer equipo, dirigido por Charles Marie de La Condamine (1698-1758). Realizo las mediciones en la región del ecuador, cerca de Quito, mientras que el segundo equipo, liderado por el señor de Maupertius (1698-1759) realizo mediciones la región del Círculo Ártico, cerca de Tornio. Finlandia.

⁸⁶ Traducción propia del Capítulo 1 de Watts, A. B. Isostasy and Flexure of the Lithosphere, Department of Earth Sciences, Oxford University Oxford United Kingdom, 2001



Fig. 101 Retratos, a la Izquierda: Charles La Condamine y a la Derecha: Pierre Maupertius.

En Las técnicas utilizadas por Condamine y Maupertius se midieron la distancia entre dos puntos de posición conocida. Las posiciones se determinaron astronómicamente mediante la medición del ángulo de elevación entre la estrella polar (Polaris) y el horizonte, indicado por el nivel de burbujas en un astrolabio.

La distancia entre las posiciones astronómicas se determinó por triangulaciones resultando que la longitud del grado meridiano medido por Condamine era mucho menor que la medida por Maupertius. Además, la duración del grado meridiano en el Círculo Polar Ártico fue mayor, por unos 900 m. que la longitud determinada con anterioridad, cerca de París, y la longitud cerca del ecuador fue menor, por un valor ligeramente distinto.

Estos resultados convencieron tanto Condamine como a Maupertius de que la Tierra era achatada en los polos, como había sugerido Newton. El aplanamiento se estimó en alrededor de $1/216.8$. Las mediciones de Condamine y de Maupertius resolvieron la controversia de la forma global de la Tierra, aunque quizás no de la manera en que su patrocinador, la Corte Real de París, había anticipado.

Un miembro del grupo de Condamine, P. Bouguer (1698-1758) no se convenció con los resultados, sin embargo, dejó el asunto ahí. Bouguer no estaba ganando de la consistencia de los resultados ya que las mediciones cerca del ecuador se obtuvieron en la presencia de topografía mucho mayor que las mediciones que se hicieron cerca del Círculo Ártico. Supuso (Bouguer. 1749) que la masa de la montañas en las cercanías de Quito eran suficientemente grande que debería haber causado desviación de la plomada local de la vertical.

Esta desviación debería introducir errores en las posiciones astronómicas, porque la elevación de una estrella lejana se mide en una mesa con el nivel burbujas de manera que la medición se hace con respecto a la dirección local de plomada. Al parecer las posiciones astronómicas, no estaban en error, sin embargo, esto llevo a Bouguer a concluir que la atracción de las montañas en las cercanías de Quito es mucho menor de lo

esperado por masa de la materia contenida en las montañas. Unos años más tarde, el astrónomo y matemático italiano. R G Boscovich (1711-1787) ofreció una explicación del problema que desconcertaba a Bouguer, cita Watts de Boscovich⁸⁷:



Fig. 102. Rogelio José Boscovich Bettera

“Las montañas. Creo que el arco que se explica principalmente como debido a la expansión térmica del material contenido en profundidad, mediante el cual las capas de rocas cerca de la superficie se han levantado. Esta elevación no significa un flujo de entrada o adición de material en la profundidad, el vacío dentro de la montaña compensa la masa suprayacente.”

Este pasaje es el primero en utilizar el término compensación. Boscovich especula que el exceso de masa de la montaña se compensa de alguna manera por una deficiencia de masa en profundidad. Por lo tanto, la desviación de una línea de plomada cerca de una cordillera bien puede ser pequeña, como Bouguer había sospechado.

Nada más parece haber sido dicho sobre el asunto por otros 100 años. Las declaraciones de Boscovich sobre la compensación de las montañas tuvieron poco impacto con geólogos líderes del pensamiento de la época.

A principios de los años 1800 pensamiento geológico en Europa estuvo dominado por la teoría de la contracción. Según esta teoría, las características de la superficie terrestre se cree que fue la consecuencia de un enfriamiento gradual de la Tierra tras su formación. Las montañas eran

⁸⁷ De inaequalitatibus quas Saturnus et Jupiter sibi mutuo videntur inducere praesertim circa tempus conjunctionis (1756)

consideradas como las regiones que no se había enfriado tanto como regiones oceánicas. La teoría tiene su origen en el trabajo de G. Barón von Leibnitz (1646-1716) y R. Descartes (1596-1650). Barón J. Fourier (1768-1830) Posteriormente, se valoran el gradiente de temperatura a poca profundidad en la Tierra, concluyendo que estaba de acuerdo con las predicciones de la teoría de la contracción.

El eminente geólogo británico C. Lyell (1797-1875). Se mostró escéptico sobre la teoría contracción. En 1833 había completado su libro ampliamente aclamado. Principios de Geología (Lyell. 1832-1833), en la que presenta la opinión de que la superficie de la Tierra está continuamente sujeta a los períodos de descanso y el cambio. No está de acuerdo fuertemente con las teorías de las catástrofes para explicar fenómenos geológicos y con ideas como las presentadas por el Sr. L. Elie de Beaumont (1798-1874) en Francia y H. de la Beche (1796-1855) en Inglaterra que los procesos geológicos, tales como la construcción de montaña, fueron los acontecimientos mundiales que ocurren en momentos similares en regiones muy distantes entre sí.

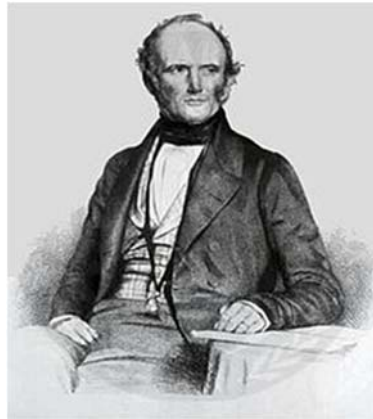


Fig. 103. C. Lyell

Entre los muchos amigos influyentes de Lyell estaba J. Herschel hijo del astrónomo W. Herschel quien en 1836 escribió una carta a Lyell en la que le decía que él tampoco estaba de acuerdo con la teoría de la contracción, en su opinión, la capa más externa de corteza de la tierra se encontraba de alguna forma en equilibrio con el sustrato subyacente o “mar de lava”.



Fig. 104. John Frederick William Herschel

El escribió: “el conjunto de (corteza) flotando en un océano de lava”, según Herschel, si la corteza era cargada con sedimentos, se hundiría, de esta forma la lava debajo de la carga fluiría hacia las regiones circundantes. Figura abajo

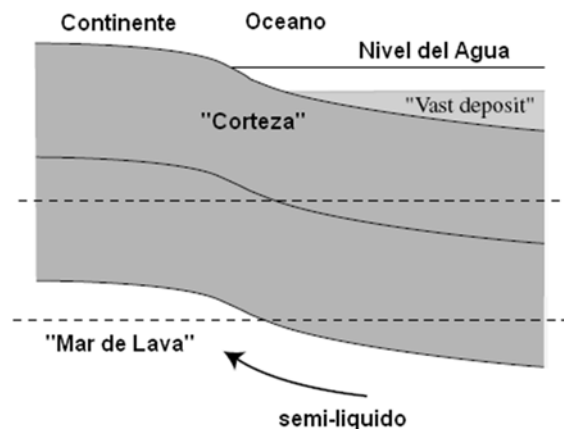


Fig. 105. Ajuste de la corteza por un “vas deposit” por el desplazamiento del “mar de lava” inferior, según Herschel (1836).

Lyell apoyo esta teoría y se opuso a la de contracción que proponía que los fenómenos de subsidencia y surgencia, son consecuencia de una expansión y contracción termal global.

Otro avance en la comprensión del equilibrio de la corteza de la tierra, surgió de la medición de la longitud del arco de meridiano en la India, estas mediciones fueron realizadas por G Everest entre 1840 y 1859. Quien fue el jefe encargado de la realización del mapa de la India. La técnica usada por Everest difirió un poco de la que usaron Condamine y Maupertius, porque considero el acatamiento de la tierra. Las mediciones de astronómicas y

geodésicas de Everest fueron referidas, al plano ecuatorial, la posición astronómica es definida como el ángulo entre el plano ecuatorial y la línea de la plomada local, mientras que la posición geodésica es definida como el ángulo entre el plano ecuatorial y la normal local al elipsoide de mejor ajuste.

La dirección de la plomada normal local no tiene necesariamente la misma dirección de la plomada normal al elipsoide debido a la distribución de las masas en el interior de la tierra. La cantidad en la que la plomada se refleja de la normal local se conoce como deflexión de la vertical.

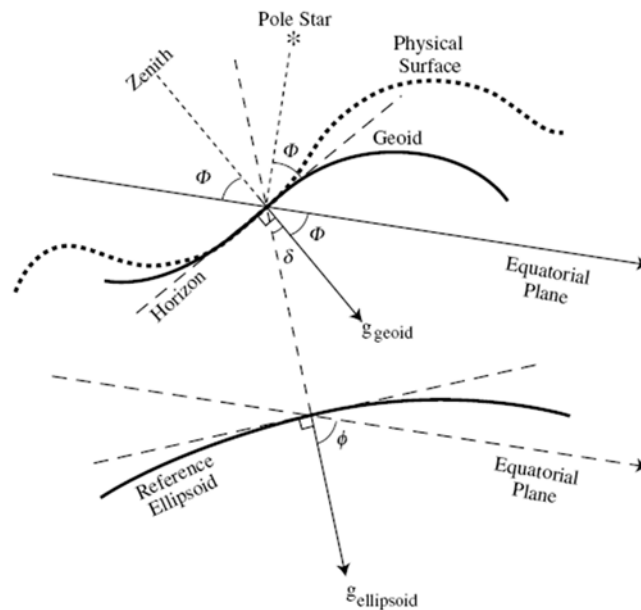


Fig. 106. La determinación de la deflexión de la vertical.

Everest calculó las posiciones geodésicas de un gran número de sitios, en los cuales ya se habían determinado la posición astronómica y encontró diferencias de latitud menor que las determinadas astronómicamente. Everest pensó que esta discrepancia no fue debida a las mediciones astronómicas, sino más bien a pequeños errores en las mediciones de triangulaciones o de referencia al elipsoide.

Pero J H Pratt un matemático quien estudió en Cambridge y que en ese momento era Archiduque de la India, no estaba de acuerdo con Everest, pensaba que las discrepancias en los resultados estaban relacionados de alguna forma con efectos perturbadores por la cercanía de los Himalayas. Las mayores discrepancias en las mediciones surgieron en lugares al sur del pie de monte de los Himalayas, tal como había pensado poco antes Bouguer, la atracción gravitacional de las montañas cercanas crearía una perturbación de la dirección de la plomada local y por lo tanto en las mediciones astronómicas.

Pratt presento un trabajo sobre sus cálculos de la atracción debido a las montañas, para esto el dividió las montañas en compartimiento y la sumatoria de cada compartimiento como el resultado total. Uno de los problemas que tuvo fue la determinación aceptable de la topografía de los Himalayas y áreas cercanas, debido a lo poco explorado de la región, Pratt tuvo que basarse en entrevistas con personas que habían estado allí y regresado.

Considerando la ley de gravitación y cálculos pocos complejos determino la componente de atracción en un punto debido a la masa, encontró que el efecto gravitacional calculado fue mucho más grande que la deflexión observada.

Apéndice 3

Expresiones para la determinación de la corrección de terreno utilizadas por el Modulo Gravity de Oasis Montaj

En esta sección se ilustra y las listas de las ecuaciones utilizadas para calcular la corrección de terreno en cada zona.

i. Zona Cero, Triangulo Solapado

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

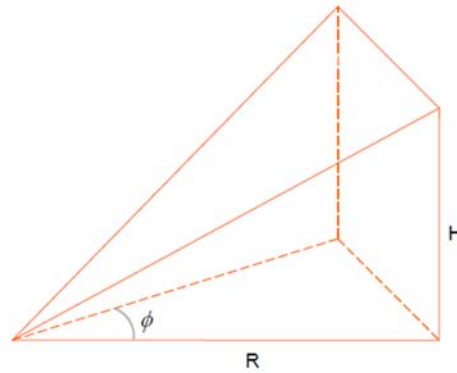


Fig. 107. Se pueden observar los elementos geométricos de ésta fórmula

ii. Caso 2: Zona 1, Prisma

La atracción gravitacional de un prisma rectangular recto

$$g = -GD \left| \begin{array}{c} z_2 | x_2 \\ z_1 | x_1 \end{array} \right| \left| \begin{array}{c} y_2 \\ y_1 \end{array} \right| \left| \begin{array}{c} x_2 \\ x_1 \end{array} \right| x \bullet \ln(y + R) + y \bullet \ln(x + R) + Z \arctan \frac{Z \bullet R}{x \bullet y} \left| \right| \left| \right|$$

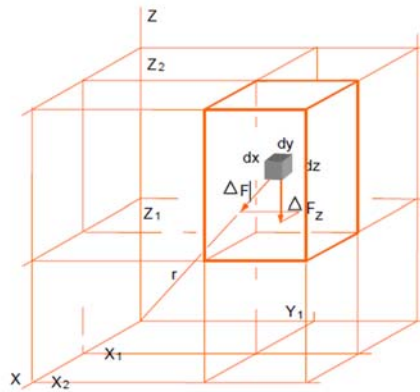


Fig. 108. La Atracción Gravitatoria de un Prisma Rectangular

iii. Zona 2 (y más allá), anillo sectorial

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

En dónde:

g: atracción de la gravedad

G: constante gravitacional

D: densidad

A: longitud del lado horizontal del prisma

R₁: radio del círculo íntimo de anillo anular

R₂: Radio de la circunferencia exterior del anillo anular

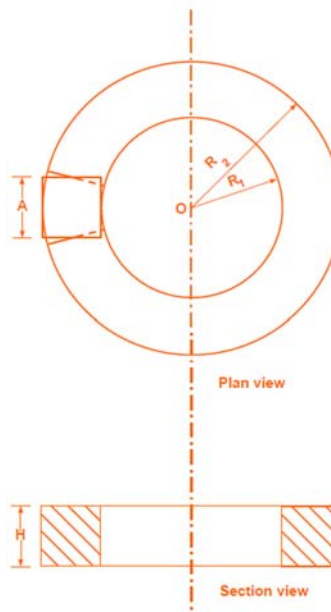


Fig. 109. Vista de planta, donde H = altura del anillo anular o prisma.

Apéndice 4

Calculo de Errores

Para el cálculo de errores y de otros parámetros, se requirió la aplicación de ciertos conceptos provenientes de la estadística. En la siguiente sección éstos se explicarán de manera breve.

Media aritmética

La media aritmética consiste en la suma de una serie finita de términos dividida entre el número de los mismos, así como se muestra en la ecuación. En algunos estudios de estadística se define como

$$\bar{g} = \sum_{i=1}^N \frac{g_i}{N}$$

Donde g está compuesto por la suma N elementos.

Varianza

Representa una manera de medir la desviación de todos los puntos de un conjunto de datos con respecto al valor de la media aritmética. Este valor se eleva al cuadrado para evitar la compensación entre variaciones con cambio de signo. La expresión matemática de la varianza se encuentra en la expresión:

$$\sigma^2 = \sum_{i=1}^N \frac{(\bar{g}_i - \bar{g})^2}{N-1}$$

Donde g es una serie de N términos sumados y g corresponde a la media aritmética.

Desviación raíz media cuadrática

Se calcula comúnmente para estimar la diferencia entre una curva estimada y una teórica; en varias oportunidades se define como residual. Este concepto se define matemáticamente en la expresión

$$RMSD = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{(x_{1,i} - x_{2,i})^2}{N}}$$

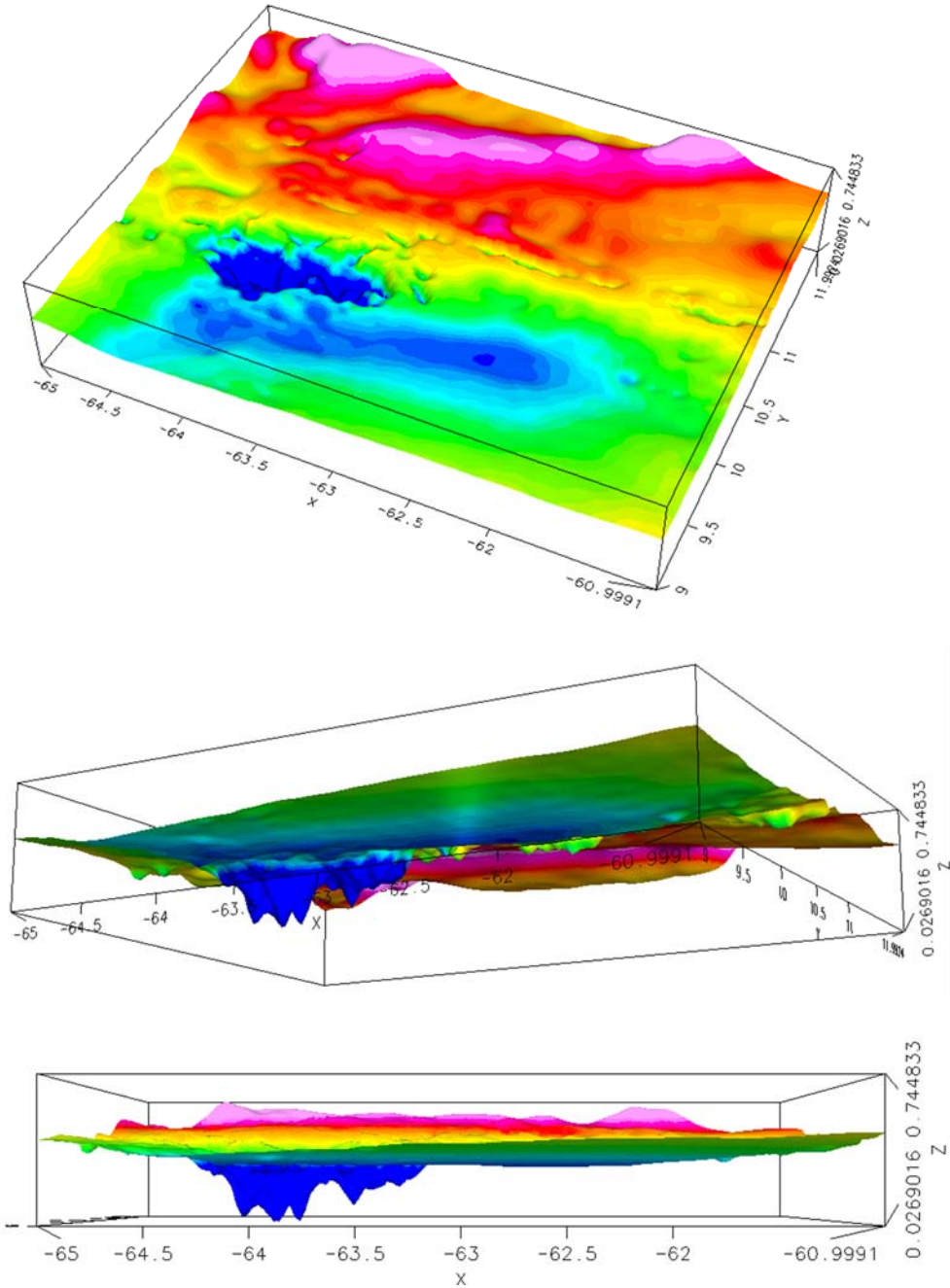
Una manera útil de expresar la diferencia entre dos curvas es por medio de porcentajes NRMSE normalized root mean squared error: Se puede estimar por medio de la ecuación, dicha expresión consiste en la división de la fórmula, entre el rango de datos, es decir, la diferencia entre el máximo y mínimo valor.

$$NRMSE = \frac{RMSD}{x_{\max} - x_{\min}} \cdot 100$$

ANEXOS

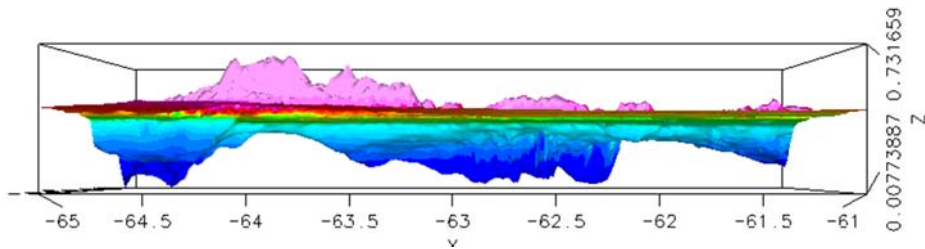
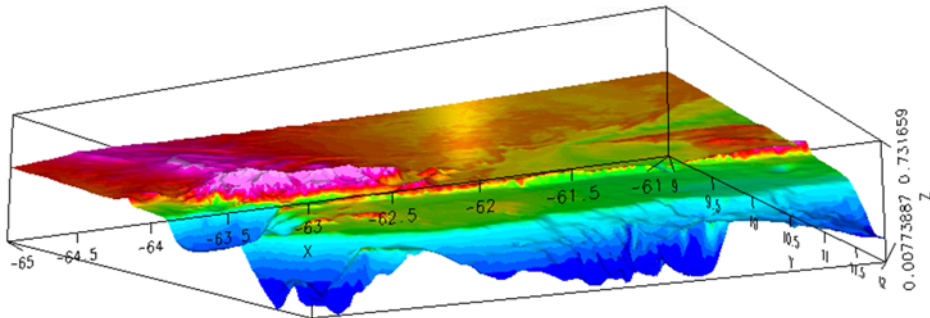
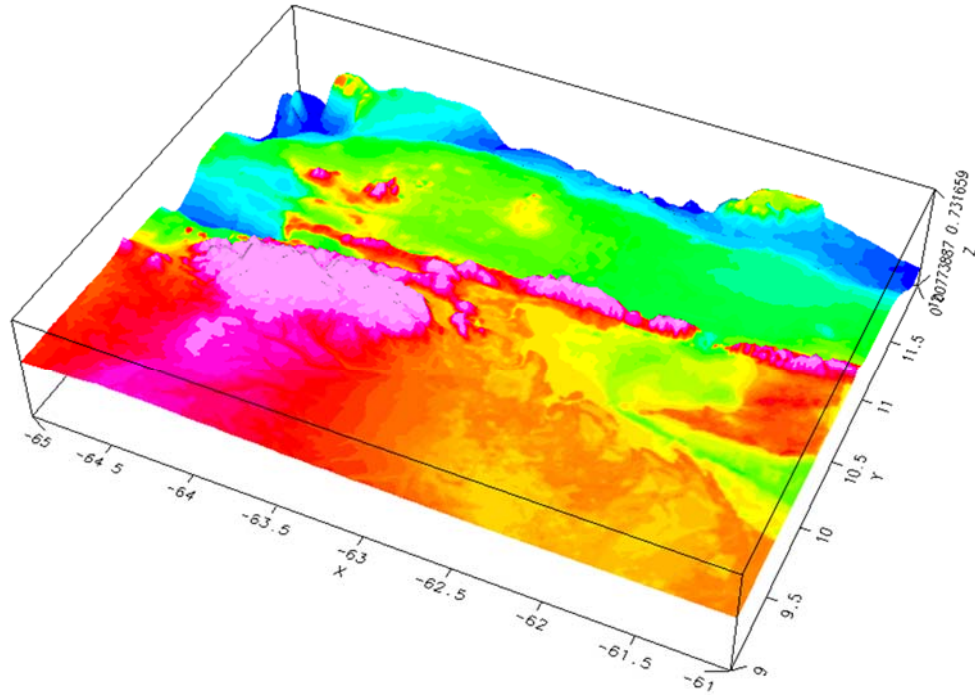
Visualizaciones de Superficies de Mapas en 3D Anexo A

Visualizaciones de Superficie Generada a Partir de Mapa de Gravedad



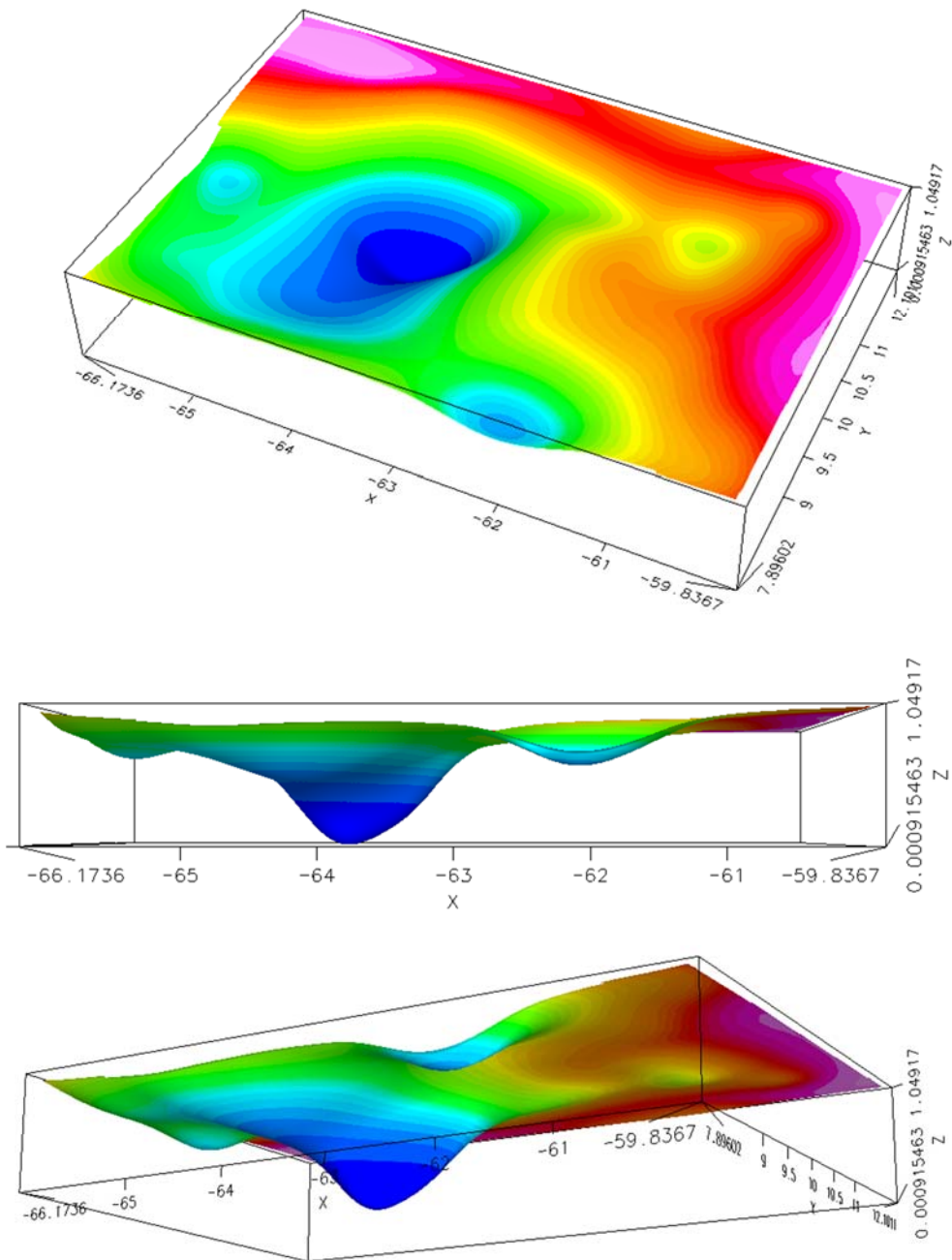
Anexo B

Visualizaciones de Superficie Generada a Partir de Mapa de Elevaciones



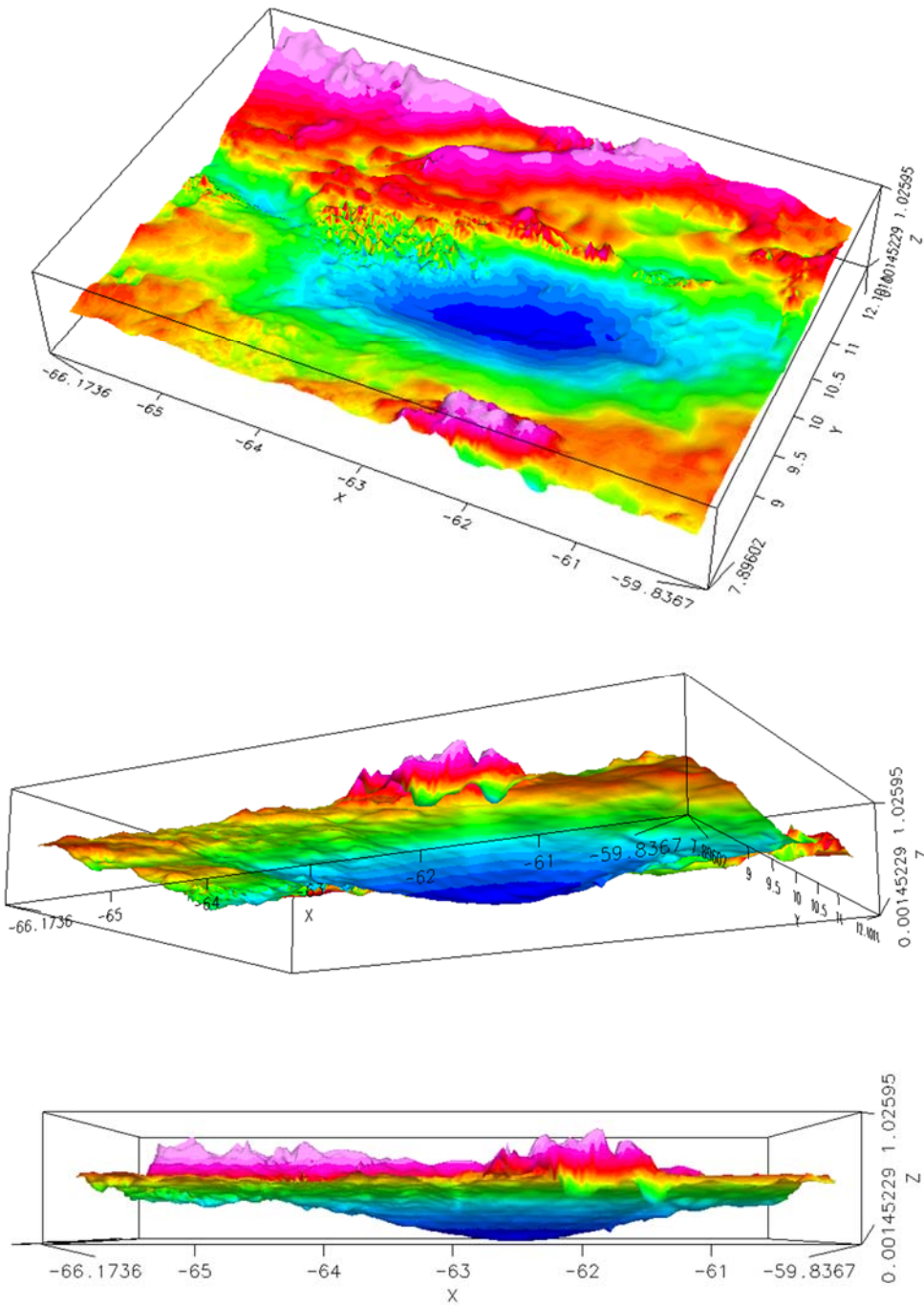
Anexo C

Visualizaciones de Superficie Generada a Partir de Mapa de Anomalías Regionales Isostáticas (Hipótesis de Airy)



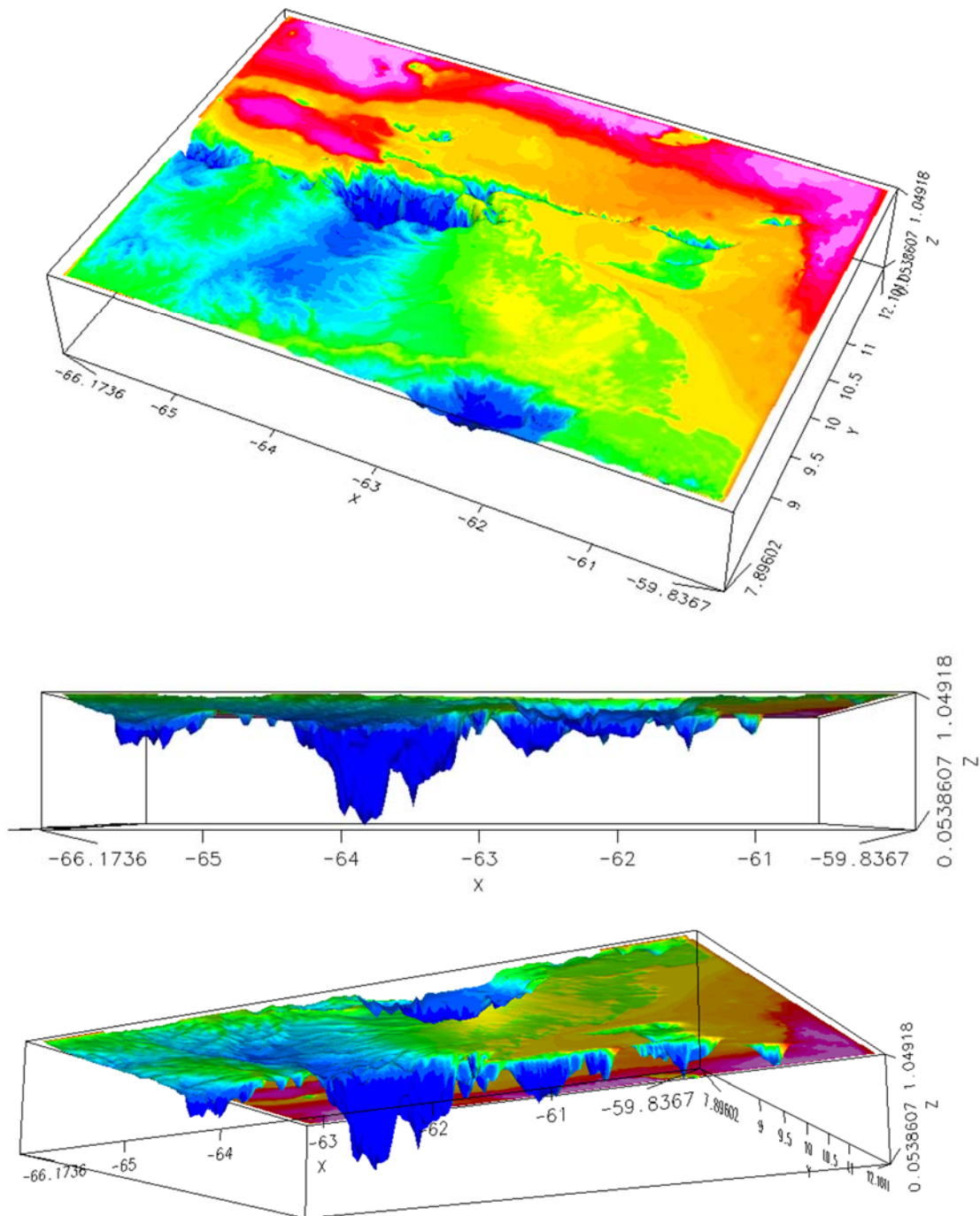
Anexo D

Visualizaciones de Superficie Generada a Partir de Mapa de Anomalías Residuales Isostáticas (Caso Airy)



Anexo E

Visualizaciones de Superficie Generada a Partir de Mapa de Raíces Isostáticas (Caso Airy)



Datos del Perfil de Estudio

Anexo F

x	y	h	P	Ar o Ar'	Nivel de Comp.	AAL	ACB
902947.97	1331307.11	-351.3	2.67	-963.37	-32036.62	99.32	130.33
903131.35	1330657.73	-302.61	2.67	-823.66	-32171.33	101.39	129.19
9031157.2	1329763.11	-270.29	2.67	-740.15	-32230.31	101.9	129.31
903619.39	1328899.11	-220.07	2.67	-709.13	-32290.36	106.61	129.03
903333.15	1328029.73	-361.31	2.67	-717.02	-32292.97	107.61	129.33
90117.31	1327160.11	-363.93	2.67	-736.13	-32263.36	103.26	130.03
901331.7	1326291.12	-273.67	2.67	-763.1	-32236.39	103.11	130.36
901535.03	1325421.79	-291.62	2.67	-733.35	-32201.11	103.1	130.39
901333.33	1324552.16	-316.31	2.67	-866.73	-32133.26	107.31	131.17
903022.73	1323683.11	-339.92	2.67	-930.32	-32063.17	106.31	132.12
903236.37	1322813.32	-362.06	2.67	-991.16	-32003.33	101.31	131.11
903320.12	1321944.5	-377.33	2.67	-1033.96	-31966.03	102.16	129.73
903731.26	1321073.13	-377.5	2.67	-1033.73	-31966.26	99.33	127.03
903833.09	1320203.37	-332.09	2.67	-1016.31	-31953.63	96.3	123.33
906221.93	1319336.33	-111.3	2.67	-1207.97	-31792.02	93.11	121.9
906133.75	1318467.21	-510.3	2.67	-1130.39	-31519.1	37.75	121.96
906639.33	1317597.93	-633.11	2.63	-1733.75	-31366.21	32.23	122.39
906923.1	1316723.62	-703.91	2.63	-1911.21	-31053.75	77.32	123.73
907132.22	1315853.31	-767.33	2.63	-2102.71	-30807.23	72.71	123.61
907331.01	1314990	-309.26	2.63	-2216.02	-30733.97	63.7	120.5
907621.36	1314120.7	-333.33	2.63	-2231.91	-30713.05	33.25	111.71
907533.67	1313251.1	-311.2	2.63	-2311.7	-30633.29	32.11	110.36
903092.17	1312382.09	-317.11	2.63	-2319.76	-30630.23	16.91	105.29
903326.23	1311512.3	-319.31	2.63	-2325.79	-30671.2	10.13	99.25
903360.03	1310643.5	-351.33	2.63	-2310.32	-30639.17	31.75	90.02
903733.33	1309774.2	-366.3	2.63	-2372.23	-30627.76	21.69	31.65
909027.63	130901.91	-332.37	2.63	-2116.79	-30533.2	13.6	79.03
909231.17	1308135.61	-301.39	2.63	-2163.3	-30531.69	12.26	73.76
909133.26	1307266.32	-311.12	2.63	-2303.99	-30496	1.23	63.3
909729.01	1306397.03	-321.65	2.63	-2323.73	-30476.21	-1.36	60.71
909623.33	1305527.74	-336.01	2.63	-2333.71	-30461.25	-5.67	57.01
910196.61	1304653.15	-326.71	2.63	-2337.66	-30462.33	-9.39	33.12
910130.39	1303783.17	-321.33	2.63	-2331.31	-30463.13	-11.33	13.69

910661.16	130209.55	-911.71	2.68	-2301.57	-30495.12	-17.7	41.77
910897.93	1301930.6	-595.76	2.68	-2152.9	-30517.09	-19.55	41.9
911131.7	130181.32	-571.53	2.68	-2391.77	-30603.22	-21.53	39.11
911365.17	1300212.01	-530.97	2.68	-2330.21	-30669.75	-23.09	36.31
911599.23	1299312.76	-519.36	2.68	-2215.05	-30751.91	-21.03	33.63
911832.99	129873.18	-733.12	2.68	-2141.15	-30853.51	-21.38	31.44
912066.75	1297601.2	-736.79	2.68	-2071.6	-30932.39	-21.33	28.74
912300.5	1296731.93	-655.13	2.68	-1791.93	-31205.06	-23.57	25.12
912534.26	1295865.66	-539.3	2.67	-1613.72	-31336.27	-23.09	21.44
912768.01	1294996.39	-515.32	2.67	-1493.33	-31306.16	-22.21	18.44
913001.75	1294127.11	-501.19	2.67	-1372.15	-31627.51	-21.21	16.21
913235.49	1293257.81	-430.44	2.67	-1253.11	-31741.55	-19.51	14.43
913469.24	1292388.53	-430.73	2.67	-1132.17	-31817.32	-17.91	13.32
913702.97	1291519.31	-363.1	2.67	-995.11	-32001.53	-16.31	11.32
913936.71	1290650.01	-311.01	2.67	-851.65	-32133.31	-15.05	9.4
914170.44	1289780.73	-271.41	2.67	-751.43	-32233.36	-13.65	7.31
914404.17	1288911.52	-213.93	2.67	-663.11	-32331.55	-11.9	7.31
914637.9	1288042.26	-211.55	2.67	-537.33	-32412.46	-10.5	6.64
914871.62	1287173	-186.65	2.67	-511.2	-32488.57	-9.51	5.53
915105.34	1286303.71	-155.06	2.67	-421.62	-32573.57	-8.65	4.23
915339.06	1285434.43	-129.79	2.67	-333.5	-32666.49	-7.73	2.9
915572.78	1284565.22	-101.33	2.67	-277.61	-32722.33	-6.57	1.96
915806.49	1283695.97	-91.79	2.67	-251.35	-32743.64	-6.03	1.66
916040.2	1282826.71	-83.29	2.67	-223.91	-32771.05	-5.16	1.76
916273.91	1281957.46	-76.73	2.67	-210.25	-32799.74	-4.22	2.21
916507.62	1281088.21	-71.19	2.67	-195.73	-32814.21	-3.18	2.66
916741.32	1280218.96	-66.11	2.67	-181.01	-32833.95	-2	3.55
916975.02	1279349.71	-62.23	2.67	-170.11	-32829.53	-0.82	4.41
917208.72	1278480.46	-58.63	2.67	-163.11	-32836.55	0.43	5.32
917442.41	1277611.21	-57.33	2.67	-157.51	-32842.15	2.1	6.67
917676.11	1276741.96	-56.26	2.67	-151.06	-32845.93	4.23	8.57
917909.8	1275872.72	-55.36	2.67	-142.93	-32817.01	6.1	10.79
918143.49	1275003.47	-51.51	2.67	-150.11	-32819.53	8.51	12.75
918377.17	1274134.23	-53.01	2.67	-115.17	-32851.32	11.09	15.19
918610.85	1273264.99	-50.33	2.67	-130.2	-32860.79	14.52	18.61
918844.53	1272395.73	-43.21	2.67	-132.1	-32867.39	13.15	21.99
919078.21	1271526.51	-45.33	2.67	-121.27	-32873.72	21.47	24.55
919311.89	1270657.27	-42.46	2.67	-116.23	-32883.71	21.57	28.04

919515.36	1269788.03	-39.37	2.67	-107.82	-3292.17	25.88	32.11
919779.23	1268918.79	-36.5	2.67	-99.95	-3290.04	32.97	36.21
920012.9	1268049.55	-34.73	2.67	-93.1	-3291.89	36.19	39.13
920246.36	1267180.32	-32.8	2.67	-89.81	-3290.18	39.41	42.13
920480.23	1266311.09	-29.17	2.67	-79.9	-3292.09	43.22	45.74
920713.89	1265441.85	-31.22	2.67	-66.33	-3293.66	46.97	49.8
920947.55	1264572.62	-18.55	2.67	-50.64	-3294.35	49.99	52.15
921181.2	1263703.39	-13.37	2.67	-36.62	-3293.37	52.71	54.27
921414.86	1262834.16	-13.33	2.67	-36.51	-3293.18	55.88	56.97
921648.51	1261964.93	-17.41	2.67	-47.69	-3295.23	59.3	60.63
921882.16	1261095.7	-21.52	2.67	-58.93	-3294.06	62.24	63.4
922115.8	1260226.47	-21.8	2.67	-67.93	-3293.06	64.72	66.03
922349.45	1259357.24	-27.37	2.67	-74.97	-3292.02	67.64	69.26
922583.09	1258488.01	-29.56	2.67	-80.95	-32919.04	71.18	73.27
922816.73	1257618.79	-30.99	2.67	-84.57	-32913.12	74.45	76.62
923050.37	1256749.56	-31.39	2.67	-85.96	-32914.03	77.02	79.31
923284.01	1255880.34	-31.01	2.67	-85.01	-32914.98	79.78	82.16
923517.64	1255011.11	-30.45	2.67	-83.39	-32916.6	83.01	85.4
923751.27	1254141.89	-30.1	2.67	-82.42	-32917.37	86.02	88.4
923984.9	1253272.67	-30.09	2.67	-82.41	-32917.58	88.13	90.46
924218.53	1252403.45	-30.23	2.67	-82.79	-32917.2	90.1	92.37
924452.15	1251534.23	-30.13	2.67	-83.34	-32916.65	92.1	94.39
924685.77	1250665.01	-30.63	2.67	-84.03	-32915.96	93.33	96.26
924919.39	1249795.79	-30.71	2.67	-84.1	-32915.89	94.92	97.23
925153.01	1248926.57	-29.61	2.67	-84.1	-32918.89	95.64	97.95
925386.63	1248057.35	-27.35	2.67	-74.91	-32925.08	95.99	98.22
925620.24	1247188.13	-23.4	2.67	-64.1	-32933.89	96.01	97.99
925853.85	1246318.92	-22.07	2.67	-60.13	-32939.36	95.75	97.42
926087.46	1245449.7	-23.95	2.67	-65.59	-32934.1	95.18	96.63
926321.07	1244580.49	-27.32	2.67	-74.82	-32925.17	94.3	96.01
926554.68	1243711.27	-30	2.67	-82.16	-32917.83	92.89	94.8
926788.28	1242842.06	-30.55	2.67	-84.5	-32913.19	90.94	92.94
927021.88	1241972.84	-29.18	2.67	-79.92	-32920.07	89.05	91.15
927255.48	1241103.63	-27.42	2.67	-73.08	-32924.91	87.62	89.72
927489.08	1240234.42	-36.41	2.67	-72.33	-32927.66	86	87.99
927722.67	1239365.2	-36.15	2.67	-71.63	-32928.36	83.96	85.84
927956.27	1238495.99	-36.52	2.67	-72.63	-32927.36	82.05	83.95
928189.86	1237626.78	-27.55	2.67	-75.16	-32924.53	80.93	82.86

928123.15	1236737.57	-29	2.67	-79.12	-32920.57	79.82	81.81
928657.01	1235883.36	-31.33	2.67	-85.8	-32911.19	78.57	80.65
928890.62	1235019.15	-32.71	2.67	-89.58	-32901.11	77.31	79.41
929121.21	1234149.94	-32.17	2.67	-88.91	-32911.08	76.16	78.75
929357.79	1233280.73	-31.1	2.67	-85.98	-32911.01	73.7	78.02
929591.57	1232411.53	-30.1	2.67	-83.21	-32916.75	71.85	77.09
929821.95	1231542.32	-29.61	2.67	-81.17	-32918.82	71	76.11
930053.52	1230673.11	-29.52	2.67	-80.81	-32919.15	73.27	75.31
930292.1	1229803.9	-29.57	2.67	-80.99	-32919	72.51	74.59
930525.67	1228934.7	-29.11	2.67	-80.51	-32919.15	71.57	73.66
930759.24	1228065.49	-29.2	2.67	-79.98	-32920.01	70.5	72.55
930992.81	1227196.28	-29.32	2.67	-80.29	-32919.7	69.12	71.18
931226.38	1226327.08	-29.55	2.67	-80.91	-32919.05	68.37	70.17
931459.94	1225457.87	-29.2	2.67	-79.98	-32920.01	66.91	68.97
931693.51	1224588.67	-27.95	2.67	-76.53	-32923.16	61.78	66.82
931927.07	1223719.46	-27.05	2.67	-71.09	-32925.9	62.66	61.7
932160.63	1222850.26	-26.55	2.67	-73.51	-32926.15	60.91	62.91
932394.19	1221981.06	-27.17	2.67	-73.21	-32921.75	58.78	60.7
932627.74	1221111.85	-28.12	2.67	-77.81	-32922.15	55.38	57.32
932861.3	1220242.65	-29.55	2.67	-80.93	-32919.06	52	53.98
933094.85	1219373.44	-30.18	2.67	-83.19	-32916.5	49.53	51.61
933328.41	1218504.24	-31.05	2.67	-85.01	-32911.95	46.57	49.13
933561.95	1217635.04	-31.73	2.67	-86.89	-32913.1	42.81	41.92
933795.5	1216765.84	-33.16	2.67	-90.81	-32909.18	38.71	40.76
934029.05	1215896.63	-33.16	2.67	-97.11	-32902.88	35.61	37.33
934262.59	1215027.43	-37.1	2.67	-102.13	-32907.56	32.76	35.28
934496.14	1214158.23	-38.82	2.67	-106.32	-32903.67	28.77	31.32
934729.68	1213289.03	-39.63	2.67	-108.53	-32901.16	21.13	27.01
934963.22	1212419.83	-39.91	2.67	-109.39	-32900.6	21.12	28.81
935196.76	1211550.62	-40.31	2.67	-110.1	-32899.39	18.52	21.31
935430.29	1210681.42	-40.75	2.67	-111.6	-32888.39	15.32	18.09
935663.83	1209812.22	-40.81	2.67	-111.75	-32888.21	11.61	11.37
935897.36	1208943.02	-40.23	2.67	-110.18	-32889.81	8.86	11.61
936130.89	1208073.82	-39.23	2.67	-107.15	-32922.51	7.26	10.02
936364.43	1207204.62	-38.59	2.67	-105.69	-32911.3	5.89	8.59
936597.95	1206335.42	-38.27	2.67	-101.8	-32905.19	1.68	7.37
936831.48	1205466.21	-38.19	2.67	-101.58	-32905.11	3.63	6.28
937065.01	1204597.01	-38.25	2.67	-101.71	-32905.25	3.21	5.88

95293.53	1204727.31	-33	2.67	-10.108	-32993.91	3.51	6.16
957532.06	1202533.61	-37.17	2.67	-10.18	-32993.19	1.12	6.72
957765.53	1201939.11	-36.52	2.67	-10.001	-32993.98	5.7	8.26
957999.1	1201302.21	-35.73	2.67	-9.731	-32992.15	7.16	9.93
938232.62	1200251.01	-31.16	2.67	-9.136	-32993.63	9.11	11.57
938466.14	1199331.31	-33.26	2.67	-9.109	-32983.9	10.32	13.2
938699.65	1198512.61	-33.15	2.67	-9.077	-32989.22	13.11	15.72
938933.17	1197643.1	-33.29	2.67	-9.117	-32983.32	16.05	18.31
939166.68	1196774.2	-32.73	2.67	-9.077	-32980.22	18.04	20.34
939400.19	1195905	-31.92	2.67	-8.743	-32982.56	19.68	21.93
939633.7	1195035.8	-31.56	2.67	-8.642	-32983.57	21.53	23.68
939867.21	1194166.6	-30.93	2.67	-8.135	-32981.11	23.31	25.19
940100.72	1193297.1	-29.61	2.67	-8.11	-32983.89	21.59	26.71
940334.23	1192428.19	-28.31	2.67	-7.751	-32922.15	25.39	27.11
940567.73	1191558.99	-27.25	2.67	-7.163	-32923.36	26.02	27.93
940801.24	1190689.79	-26.33	2.67	-7.221	-32927.75	26.15	28.36
941034.74	1189820.59	-25.3	2.67	-7.065	-32929.31	26.67	28.51
941268.24	1188951.33	-25.22	2.67	-6.893	-32930.91	26.76	28.57
941501.74	1188082.13	-21.26	2.67	-6.643	-32933.56	26.73	28.54
941735.24	1187212.93	-23.26	2.67	-6.371	-32936.23	26.16	28.13
941968.74	1186343.77	-23.17	2.67	-7.711	-32922.35	26.25	27.94
942202.24	1185474.57	-30.6	2.67	-10.16	-32911.53	26.19	28.25
942435.74	1184605.37	-33.67	2.67	-11.699	-3293	26.19	29.04
942669.23	1183736.16	-62.17	2.67	-17.026	-32929.73	21.19	28.36
942902.72	1182866.96	-60.17	2.67	-163.53	-32931.11	21.33	26.13
943136.22	1181997.75	-16.11	2.67	-12.713	-32922.31	19.19	23.72
943369.71	1181128.55	1.19	2.66	13.63	-33013.63	16.63	19.1
943603.2	1180259.34	77.91	2.66	316.31	-33316.31	16.3	15.36
943836.69	1179390.13	103.61	2.66	133.32	-33133.32	19.31	11.3
944070.17	1178520.93	95.73	2.66	126.25	-33126.25	20.33	13.3
944303.66	1177651.72	92.21	2.66	110.31	-33110.31	13.39	10.15
944537.15	1176782.51	112.33	2.66	302.33	-33202.33	16.13	5.95
944770.63	1175913.31	115.61	2.66	311.62	-33301.62	11.32	1.31
945004.12	1175044.1	95.6	2.66	125.12	-33125.12	12.13	2.13
945237.6	1174174.89	82.19	2.66	363.76	-33363.76	7.33	-2.13
945471.08	1173305.63	71.26	2.66	330.17	-33330.17	2.05	-6.13
945704.56	1172436.47	51.9	2.66	211.33	-33211.33	-2.75	-9.23
945938.04	1171567.26	33.12	2.66	117.12	-33117.12	-7.92	-12.33

91671.32	1170693.05	20.91	2.66	93.05	-33093.05	-12.99	-16.11
91610.5	1169233.81	11.19	2.66	19.79	-33019.79	-16.65	-13.1
916633.17	1168939.63	5.26	2.66	23.11	-33023.11	-20.99	-21.33
916571.95	1168990.12	1.2	2.66	18.72	-33018.72	-23.91	-23.95
917105.12	1167221.21	6.82	2.66	30.35	-33030.35	-21.5	-21.5
917333.9	1166352	11.07	2.66	62.63	-33062.63	-22.93	-23.21
917572.57	1165182.73	27.21	2.66	121.11	-33121.11	-22.05	-22.19
917905.81	116463.57	63.21	2.66	303.63	-33303.63	-20.11	-23.35
918020.31	1163744.35	161.13	2.66	717.25	-33717.25	-9.91	-21.3
918227.8	1162573.11	257.37	2.66	1116.21	-34116.21	9.29	-9.13
918306.25	1162003.92	291.61	2.66	1311.7	-34311.7	21.32	1.19
918739.72	1161367.1	271.79	2.66	1209.13	-34209.13	19.22	-7.16
91873.19	1160267.19	235.32	2.66	1271.93	-34271.93	1.15	-33.99
919206.66	1159393.27	372.35	2.66	1636.93	-34636.93	-6.31	-16.21
919110.12	1158529.06	125.15	2.65	1391.95	-34391.95	-0.95	-16.3
919673.39	1157639.81	121.31	2.65	1390.11	-34390.11	5.29	-11.37
919907.05	1156790.62	391.13	2.65	1733.21	-34733.21	1.71	-13.27
920110.32	1155921.1	311.52	2.66	1533.13	-34533.13	-1.29	-30.61
920373.93	1155032.13	290.77	2.66	1293.91	-34293.91	-16.15	-30.19
920607.11	1154182.96	253.63	2.66	1137.73	-34137.73	-23.07	-53.3
920310.9	1153313.73	216.01	2.66	1091.57	-34091.57	-16.93	-16.63
921071.37	1152444.51	221.95	2.66	1001.05	-34001.05	-9.51	-36.16
921307.33	1151573.29	179.05	2.66	796.3	-33796.3	-11.11	-31.37
921511.29	1150706.06	132.27	2.66	677.61	-33677.61	-19.91	-33.23
921771.71	1149836.81	132.73	2.66	313.17	-33313.17	-22.33	-39.71
922003.2	1148967.61	216.79	2.66	1093.22	-34093.22	-11.53	-32.61
922211.66	1148093.33	256.03	2.66	1139.57	-34139.57	-1.02	-23.67
922473.12	1147229.16	222	2.66	937.9	-33937.9	-1.75	-26.97
922703.57	1146359.93	367.31	2.66	1190.15	-34190.15	-15.61	-10.13
922912.03	1145490.7	366.73	2.66	1632.13	-34632.13	-16.5	-30.31
923173.13	1144621.47	132.77	2.65	2011.35	-35011.35	-7.31	-15.59
923403.91	1143732.21	531.67	2.65	2363.96	-35363.96	-0.57	-11.11
923612.39	1142833.01	613.79	2.65	2733.62	-35733.62	2.61	-17.73
92373.35	1142032.77	720.6	2.65	3206.67	-36206.67	2.11	-70.3
92400.3	1141144.51	313.21	2.61	3611.9	-36611.9	3.06	-72.13
924312.75	1140253.31	926.3	2.61	4121.29	-37121.29	20.39	-70.39
924576.2	1139406.07	1023.1	2.61	4523.1	-37523.1	33.07	-82.71
924899.66	1138536.33	1091.51	2.61	4870.6	-37870.6	51.5	-57.03

955013.11	1137667.6	1170.81	2.63	5210.21	-3820.21	69	-50.11
955276.36	1136793.36	1202.31	2.63	5350.3	-3830.3	8273	-11.95
955510.01	1135929.12	1130.76	2.61	5031.88	-3803.88	8191	-13.96
955713.16	1135073.88	1001.26	2.61	4163.88	-37163.88	7309	-17.73
955976.9	1134190.61	910.22	2.61	4030.32	-37030.32	4871	-57.93
956210.35	1133321.39	830.8	2.61	3697.07	-36697.07	2163	-70.9
956413.8	1132452.15	773.5	2.61	3151.01	-36151.01	1617	-75.52
956677.25	1131582.91	818.01	2.61	3610.18	-36610.18	2633	-83.76
956910.7	1130713.66	952.36	2.61	4233.01	-37233.01	5532	-16.51
957111.11	1129844.41	1009.33	2.61	4193.71	-37193.71	8103	-22.52
957377.39	1128975.17	931.12	2.61	4363.88	-37363.88	9703	-10.33
957611.01	1128105.92	931.27	2.61	4157.33	-37157.33	915	-11.57
957811.18	1127236.67	833.8	2.61	3710.13	-36710.13	6537	-33.36
958077.93	1126367.42	712.37	2.65	3170.07	-36170.07	2911	-66.15
958311.37	1125498.17	712.51	2.65	3301.18	-36301.18	3.81	-37.91
958511.32	1124628.91	831.21	2.61	3699.05	-36699.05	0.5	-89.22
958773.36	1123759.66	863.69	2.61	3365.7	-36365.7	2.76	-93.29
959011.71	1122890.4	853.12	2.61	3797.73	-36797.73	-5.23	-105.16
959215.15	1122021.14	881.1	2.61	3922.21	-36922.21	-11.67	-119.1
959473.6	1121151.89	1000.62	2.61	4132.79	-37132.79	-11.06	-116.16
959712.01	1120282.63	1029.55	2.61	4581.19	-37581.19	2.18	-101.23
959915.18	1119413.37	883.3	2.61	3932.95	-36932.95	-7.26	-103.23
960173.93	1118544.11	713.01	2.65	3323.79	-36323.79	-12.11	-129.11
960412.37	1117674.81	686.53	2.65	3053.31	-36053.31	-63.35	-145.77
960615.81	1116805.53	673.51	2.65	3006.16	-36006.16	-70.53	-110.65
960879.25	1115936.31	679.21	2.65	3022.19	-36022.19	-19.99	-119.63
961112.7	1115067.05	630.26	2.65	2501.65	-3301.65	-31.79	-91.26
961316.11	1114197.78	526.19	2.65	2312.91	-3312.91	-37.39	-91.66
961579.53	1113328.51	433.76	2.65	1930.25	-3190.25	-30.27	-100.12
961833.02	1112459.24	353.1	2.66	1593.37	-31393.37	-36.13	-93.93
962016.47	1111589.97	270.39	2.66	1203.27	-31203.27	-39.59	-90.13
962279.91	1110720.69	203.67	2.66	906.33	-3206.33	-63.39	-91.97
962533.35	1109851.42	161.61	2.66	719.3	-33719.3	-35.03	-101.63
962716.79	1108982.14	123.01	2.66	517.33	-33517.33	-93.67	-111.66
962980.23	1108112.87	99.32	2.66	411.23	-33111.23	-93.17	-111.16
963233.67	1107243.59	93.67	2.66	339.12	-33139.12	-96.29	-107.39
963417.12	1106374.31	101.79	2.66	466.32	-33166.32	-93.19	-107.65
963630.36	1105505.03	103.11	2.66	481.13	-33181.13	-93.12	-111.36

96391	101637.1	107.18	2.66	47.83	-3347.83	-105.09	-118.1
96117.41	103766.16	103.01	2.66	45.51	-3345.51	-111.97	-121.01
96130.88	10297.17	98.15	2.66	43.12	-3343.12	-115.65	-127.15
96161.32	10207.88	94.82	2.66	41.98	-3341.98	-119.08	-129.88
96184.77	10158.6	91.16	2.66	40.68	-3340.68	-122.58	-132.9
96208.21	10028.31	86.16	2.66	38.41	-3338.41	-126.79	-137.11
96231.65	109120.01	80.28	2.66	37.27	-3337.27	-130.07	-139.93
96254.09	108530.72	79.07	2.66	35.87	-3335.87	-132.1	-142.05
96278.53	107681.43	101.51	2.66	45.85	-3345.85	-131.69	-142.81
96601.97	109682.13	113.1	2.66	50.165	-3350.165	-130.86	-142.89
96624.42	1093042.83	109.67	2.66	48.01	-3348.01	-131.35	-143.95
96648.86	1092073.53	105.21	2.66	46.82	-3346.82	-132.76	-145.15
96673.3	1091201.23	106.11	2.66	47.55	-3347.55	-131.03	-146.53
96697.74	1093331.93	111.89	2.66	49.91	-3349.91	-133.47	-147.59
96712.19	1092163.62	103.93	2.66	46.53	-3346.53	-133.32	-149.8
96745.63	1091306.32	90.02	2.66	40.59	-3340.59	-142.6	-153.17
96769.07	1090727.01	82.29	2.66	36.21	-3336.21	-146.51	-156.12
96782.52	1089857.7	83.89	2.66	37.31	-3337.31	-148.36	-157.87
96815.96	1088888.39	90.16	2.66	40.21	-3340.21	-148.61	-158.52
96839.41	108819.07	91.21	2.66	41.26	-3341.26	-148.6	-158.91
96852.85	1087219.76	92.8	2.66	42.97	-3342.97	-149.36	-159.91
96886.29	1086380.44	87.93	2.66	39.32	-3339.32	-150.97	-161.15
96909.74	1085511.13	83.71	2.66	37.51	-3337.51	-152.45	-162.33
96923.18	1084641.81	79.95	2.66	35.82	-3335.82	-153.88	-163.29
96936.63	1083772.49	72.32	2.66	32.81	-3332.81	-156.47	-164.81
96970.07	1082903.16	61.29	2.66	27.76	-3327.76	-159.13	-166.48
96993.52	1082033.84	53.3	2.66	24.09	-3324.09	-159.72	-166.69
97016.96	1081164.51	72.18	2.66	32.51	-3332.51	-156.57	-164.81
97040.41	1080295.18	92.07	2.66	40.72	-3340.72	-151.18	-160.5
97063.86	1079425.85	100.06	2.66	44.27	-3344.27	-146.73	-157.48
97087.31	1078556.52	100.98	2.66	44.1	-3344.1	-144.51	-155.95
97110.75	1077687.19	98.86	2.66	43.93	-3343.93	-141	-153.48
97134.2	1076817.85	95.25	2.66	43.86	-3343.86	-141.35	-155.09
97157.65	1075948.51	90.01	2.66	40.67	-3340.67	-143.19	-155.81
97181.1	1075079.17	85.08	2.66	37.862	-3337.862	-146.11	-156.47
97204.55	1074209.83	81.7	2.66	36.59	-3336.59	-146.71	-156.28
97228	1073340.49	78.61	2.66	34.96	-3334.96	-147.23	-156.37
97251.45	1072471.14	74.91	2.66	33.36	-3333.36	-148.05	-156.73

972819	1071601.8	71.32	2.66	317.39	-33317.39	-118.76	-157.01
973018.35	1070732.15	70.18	2.66	313.61	-33313.61	-118.71	-156.81
973251.8	1069863.1	71.51	2.66	311.72	-33311.72	-117.59	-155.88
973485.25	1068994.71	71.89	2.66	311.26	-33311.26	-116.1	-151.9
973718.71	1068121.39	71.3	2.66	317.29	-33317.29	-116.13	-151.19
973932.16	1067255.03	68.35	2.66	305.07	-33305.07	-115.92	-153.97
974155.61	1066385.67	67.17	2.66	298.91	-33298.91	-115.01	-152.77
974419.07	1065516.31	65.88	2.66	293.18	-33293.18	-111.1	-151.68
974622.52	1064646.95	64.23	2.66	285.82	-33285.82	-113.01	-150.16
974835.98	1063777.58	62.19	2.66	278.1	-33278.1	-111.26	-148.19
975019.13	1062908.22	61.6	2.66	271.13	-33271.13	-113.96	-146.13
975322.89	1062038.85	61.61	2.66	271.32	-33271.32	-117.02	-144.16
975536.35	1061169.18	62.13	2.66	276.18	-33276.18	-113.17	-142.32
975819.81	1060300.1	62.33	2.66	277.38	-33277.38	-112.79	-139.96
976033.27	1059430.73	62.11	2.66	277.73	-33277.73	-110.03	-137.23
976286.73	1058561.35	62.6	2.66	278.57	-33278.57	-127.91	-135.08
976520.19	1057691.97	62.65	2.66	278.8	-33278.8	-126.52	-133.72
976733.65	1056822.59	62.73	2.66	279.19	-33279.19	-125.03	-132.25
976957.11	1055953.2	63.33	2.66	281.83	-33281.83	-123.26	-130.12
977220.57	1055083.82	63.99	2.66	281.79	-33281.79	-121.72	-128.82
977451.03	1054211.13	61.1	2.66	285.26	-33285.26	-120.63	-127.81
977657.5	1053345.01	65.12	2.66	291.11	-33291.11	-119.18	-126.3
977920.96	1052475.65	65.95	2.66	293.5	-33293.5	-117.91	-125.35
978151.13	1051606.25	65.61	2.66	292.09	-33292.09	-116.27	-123.73
978387.89	1050736.86	65.51	2.66	291.68	-33291.68	-111.89	-122.11
978621.36	1049867.16	65.86	2.66	293.11	-33293.11	-113.11	-120.97
978851.83	1048998.06	65.57	2.66	291.82	-33291.82	-111.26	-118.85
979088.3	1048128.65	66.51	2.66	296.13	-33296.13	-108.99	-116.62
979321.76	1047259.25	68.05	2.66	302.83	-33302.83	-107.21	-111.87
979555.23	1046389.81	68.71	2.66	305.92	-33305.92	-105.52	-113.26
979788.71	1045520.13	68.38	2.66	301.32	-33301.32	-103.12	-111.25
980022.18	1044650.01	67.66	2.66	301.13	-33301.13	-101.28	-109.08
980255.65	1043781.6	66.71	2.66	297	-33297	-99.73	-107.38
980489.12	1042912.18	65.11	2.66	293.9	-33293.9	-98.58	-106.17
980722.6	1042042.76	63.6	2.66	288.05	-33288.05	-97.32	-104.82
980956.07	1041173.31	62.95	2.66	290.13	-33290.13	-95.81	-103.17
981189.55	1040303.91	62.11	2.66	277.75	-33277.75	-91.17	-101.69
981423.03	1039434.19	61.5	2.66	273.69	-33273.69	-93.1	-100.58

981636.51	1038365.06	61.09	2.66	271.87	-33271.87	-92.35	-99.5
981889.98	1057695.63	61.62	2.66	271.22	-33271.22	-91.03	-98.06
982123.17	1036826.19	61.83	2.66	273.17	-33273.17	-89.75	-96.63
982356.95	1033936.76	60.19	2.66	269.18	-33269.18	-88.57	-95.81
982590.13	1032057.32	58.61	2.66	260.81	-33260.81	-88.21	-95.08
982823.91	103127.87	57.5	2.66	258.88	-33258.88	-87.15	-93.82
983057.1	1033318.13	57.21	2.66	251.61	-33251.61	-85.76	-92.38
983290.88	1032173.88	58.36	2.66	259.73	-33259.73	-84.11	-91.06
983524.57	1031609.53	59.66	2.66	265.5	-33265.5	-82.91	-89.68
983757.86	1030740.88	60.81	2.66	270.61	-33270.61	-81.13	-88.27
983991.31	1029870.63	61.08	2.66	271.82	-33271.82	-79.51	-86.11
984224.83	1029001.7	59.65	2.66	265.15	-33265.15	-77.89	-84.61
984458.32	1028131.71	58.81	2.66	218.51	-33218.51	-77.15	-83.65
984691.82	1027262.25	52.83	2.66	235.13	-33235.13	-76.85	-83.1
984925.31	1026392.79	55.5	2.66	216.98	-33216.98	-75.65	-81.92
985158.8	1025523.32	61.96	2.66	273.76	-33273.76	-73.27	-79.79
985392.3	1024653.85	65.31	2.66	290.78	-33290.78	-70.66	-77.36
985625.8	1023784.38	65.63	2.66	292.06	-33292.06	-68.63	-75.96
985859.29	1022914.9	66.55	2.66	296.15	-33296.15	-67.12	-74.79
986092.79	1022045.42	68.1	2.66	303.07	-33303.07	-65.67	-73.39
986326.29	1021175.94	69.19	2.66	309.26	-33309.26	-64.22	-72.03
986559.79	1020306.46	70.76	2.66	311.91	-33311.91	-62.86	-70.57
986793.3	1019436.98	70.89	2.66	315.17	-33315.17	-61.51	-69.22
987026.8	1018567.49	67.91	2.66	302.33	-33302.33	-60.22	-68.36
987260.31	1017698	61.98	2.66	273.83	-33273.83	-59.18	-67.5
987493.81	1016828.5	56.17	2.66	219.95	-33219.95	-59.82	-67.13
987727.32	1015959.01	52.71	2.66	231.58	-33231.58	-60.63	-67.3
987960.83	1015089.51	55.08	2.66	215.1	-33215.1	-61.06	-67.67
988194.31	1014220.01	61.63	2.66	287.62	-33287.62	-60.11	-66.82
988427.85	1013350.5	76.26	2.66	339.37	-33339.37	-58.18	-65.17
988661.37	1012480.99	83.2	2.66	370.27	-33370.27	-55.05	-62.91
988894.88	1011611.48	81.03	2.66	373.95	-33373.95	-52.09	-60.65
989128.4	1010741.97	82.62	2.66	367.63	-33367.63	-50.11	-59
989361.91	1009872.45	90.5	2.66	353.22	-33353.22	-49.13	-58.12
989595.43	1009002.94	78.1	2.66	318.9	-33318.9	-48.65	-57.62
989828.95	1008133.41	77.25	2.66	313.77	-33313.77	-48.2	-57.12
990062.47	1007263.89	75.91	2.66	337.95	-33337.95	-47.59	-56.21
990296	1006394.36	73.16	2.66	326.92	-33326.92	-46.96	-55.17

990529.32	1005521.83	73.27	2.66	326.09	-33326.09	-46.27	-51.8
990763.05	1001655.3	76.23	2.66	339.26	-33339.26	-45.19	-53.76
990996.57	10037337.6	73.57	2.66	333.1	-33333.1	-43.89	-52.3
991230.1	1002916.22	70.32	2.66	312.96	-33312.96	-43.3	-51.51

Pagina dejada intencionalmente en blanco

INDICE

INTRODUCCION	1
CAPITULO I. EI PROBLEMA.....	2
1.1 Planteamiento del Problema.....	2
1.2 Importancia y Justificación de la Investigación	3
1.3 Objetivos	4
1.3.1 Objetivo General:.....	4
1.3.2 Objetivos Específicos:	4
1.4 Alcances de la Investigación.....	4
1.4.1 Alcance Técnico:	4
1.4.2 Alcance Geográfico:	4
1.5 Recursos y Limitaciones de la Investigación	5
CAPITULO II. MARCO TEORICO	7
2.1 Antecedentes de la Investigación.....	7
2.1.1 Antecedentes a Nivel Internacional:.....	7
2.1.2 Antecedentes a Nivel Nacional:	9
2.1.3 Antecedentes a Nivel Regional:	14
2.2 Definiciones y Términos	16
2.2.1 Las Geociencias o Ciencias de la Tierra	16
2.2.1.1 Geología.....	16
2.2.1.2 Geofísica.....	16
2.2.1.3 Geografía	17
2.2.1.4 Geodinámica	17
2.2.1.5 La Geodesia	17
2.2.1.5.1 La Geodesia Física.....	18
2.2.1.5.1.1 La Gravimetría.....	18
2.3 El Campo de Gravedad Terrestre y Gravedad Observada	19
2.3.1 El Campo Gravitatorio Terrestre	19
2.3.2 Intensidad del Campo Gravitatorio Terrestre o Gravedad.....	19
2.3.3 Medición de la Gravedad Terrestre	19
2.3.3.1 Corrección por Deriva.....	20

2.3.3.2 Corrección por Marea	20
2.4 El Geopotencial	21
2.5 El Campo Gravitatorio del Elipsoide Normal y Gravedad Normal	21
2.5.1 Gravedad Normal en el Elipsoide o Gravedad Teórica (γ_T):.....	22
2.5.2 Gravedad Teórica Sobre el Elipsoide (γ_S):	24
2.6 Geodesia Satelital y Mediciones Satelitales del Campo de Gravedad	25
2.6.1 Definición Geodesia Satelital	25
2.6.2 Clasificación de Geodesia Satelital	26
2.6.3 Aplicaciones de la Geodesia Satelital	27
2.7 El Potencial Gravitacional de la Tierra	28
2.7.1 Esféricos Armónicos y el Campo de Gravedad	30
2.8 Técnicas de Medición en Geodesia Satelital	35
2.8.1 Satellite-to-Satellite Tracking (SST)	35
2.8.2 Satellite Gravity Gradiometry (SGG).....	35
2.8.2.1 Fundamentos de la Gradiometría.....	36
2.9 Reducciones y Anomalías Gravimétricas.....	38
2.9.1 Reducciones al Geoide.....	38
2.9.1.1 Reducción por Latitud:.....	39
2.9.1.2 Anomalía de Aire Libre (A_{AL}) y Corrección de Aire Libre (C_{AL}):	40
2.9.1.3 Corrección y Anomalía de Bouguer.....	41
2.9.1.4 Corrección por Terreno o Corrección Topográfica:	43
2.9.1.4.1 Métodos de Plantillas:.....	43
2.9.1.4.2 Método de Nagy	44
2.9.1.4.3 Método de McMillan:.....	45
2.9.1.4.4 Métodos Basados en la FFT:	45
2.9.1.4.5 Corrección Regional de Terreno	46
2.10 Isostasia.....	48
2.10.1 Definiciones de la Isostasia.....	48
2.10.2 Modelo de Compensación Isostática de Airy - Heiskanen.....	49
2.10.3 Modelo de Compensación Isostática de Pratt-Hayford	55
2.10.4 Modelo de Compensación Isostática de Vening – Meinesz	59
2.10.5 Correcciones y Anomalías Isostáticas.....	60

2.11 Modelado Gravimétrico.....	61
2.11.1 Fundamentos Modelado Gravimétrico.....	61
2.11.1.1 Método de Talwani	62
2.12 Cartografía	64
2.12.1 Definiciones de la Cartografía.....	64
2.12.2 Coordenadas Geográficas (Longitud, Latitud):	66
2.12.3 Proyección Cónica Conforme de Lambert:	67
2.12.4 Cartas Gravimétricas	69
CAPITULO III. CASO DE ESTUDIO	71
3.1 Características Geográficas de la Zona	71
3.1.1 Aspectos Relevantes del Relieve Terrestre:.....	71
3.1.2 Aspectos Relevantes del Relieve Marino:	73
3.2 Marco Geológico de la Zona.....	74
3.2.1 Cuenca Oriental de Venezuela (COV).....	74
3.2.2 Geología de la Zona de Estudio por Estados	76
3.3 Resumen Geodinámica de la Zona.....	78
3.3.1 Evolución Geológica	79
3.3.2 Límite de las Placas del Caribe y Suramérica	81
3.4 Resumen de Modelos Estructurales en la Zona de Estudio.....	84
CAPITULO IV. METODOLOGIA.....	93
4.1 Descripción de Datos para el Estudio	93
4.1.1 Datos Gravimétricos – Altimétricos	93
4.1.2 Datos Geodésicos y Cartográficos	98
4.1.3 Mapas Temáticos:	99
4.2 Descripción del Perfil de Estudio.....	102
4.3 Procesos	106
4.3.1 Metodología Aplicada a los Datos para Análisis y filtrado.....	106
4.3.2 Metodología para la Obtención de Anomalías	107
4.3.3 Metodología para la Determinación del Perfil Gravimétrico Isostático.....	108
4.3.4 Construcción de Salidas Cartográficas.....	109
4.3.5 Esquema Grafico.....	110
CAPITULO V. RESULTADOS Y ANALISIS	111

5 Resultados y Análisis	111
5.1 Filtrado de Datos y Conformación de la Base de Datos:.....	111
5.2 Krigging para Datos de Elevaciones:	114
5.3 Krigging para los Datos de Gravedad:	119
5.4 Determinación del Área de Cobertura de Datos	124
5.5 Obtención de Mapas-Productos.....	125
5.5.1 Mapas de Datos Definitivos	125
5.5.2 Mapas Gravimétricos.....	125
5.5.3 Mapas Isostáticos.....	128
5.6 Estudio de los Datos del Perfil	132
5.7 Cálculo de Parámetros de las Teorías Isostáticas sobre el Perfil.....	134
5.8 Análisis de los Modelos de GMSYS.....	136
CAPITULO 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	147
6.1 Conclusiones.....	147
6.2 Recomendaciones.....	150
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	152
APENDICES	166
Apéndice 1	166
Apéndice 2.....	167
Apéndice 3.....	174
Apéndice 4	176
ANEXOS.....	177
Visualizaciones de Superficies de Mapas en 3D	177
Anexo A	177
Anexo B	178
Anexo C.....	179
Anexo D.....	180
Anexo E	181
Datos del Perfil de Estudio	182
Anexo F	182

Lista de Figuras

FIG. 1 UBICACIÓN RELATIVA DEL ÁREA DE ESTUDIO. SEGMENTO DEL MAPA FÍSICO DE LA REPÚBLICA BOLIVARIANA DE VENEZUELA. TOMADO DE (IGVSB, 2001).	5
FIG. 2. UBICACIÓN DE LOS PERFILES DE REFRACCIÓN UTILIZADOS EN EL CÁLCULO DE ESPESORES GLOBALES, MODELO CRUST 5.1 (TOMADO DE MOONEY ET. AL., 1998).	8
FIG. 3. MAPA DE ESPESORES DE CORTEZA CON INTERVALO DE CONTORNO DE 10KM, OBTENIDO DEL MODELO CRUST 5.1 8	
FIG. 4. PROYECTOS EJECUTADOS EN VENEZUELA UTILIZANDO SÍSMICA DE REFRACCIÓN. EN LÍNEAS ROJAS COLM, ECOGUAY, ECCO Y MAR Y TIERRA. TOMADO DE (GUEDEZ, 2003).....	11
FIG. 5. SE MUESTRAN LOS PERFILES SÍSMICOS QUE COMPONEN LOS PROYECTOS BOLIVAR Y GEODINOS.....	12
FIG. 6. MAPA DE ESPESORES CORTICALES OBTENIDO POR EL PROYECTO GEODINOS (TOMADO DE SCHMITZ ET AL., 2005)	13
FIG. 7. DR. FRIEDERICH HELMERT Y SU DEFINICIÓN DE LA GEODESIA. TOMADO DE (HELMERT, 1880)	17
FIG. 8 ESFEROIDE Y SUS ELEMENTOS.....	22
FIG. 9. RELACIÓN EN EL DESARROLLO DEL POTENCIAL GRAVITACIONAL.....	29
FIG. 10. EJEMPLOS DE LOS ARMÓNICOS ESFÉRICOS $P_{L,M}(\sin \phi) \cos m\lambda$ [DESDE -1 (AZUL) HASTA +1 (MORADO)] ...	32
FIG. 11. DIFERENTES CONCEPTOS APLICADOS A LA MEDICIÓN SATELITAL DEL CAMPO DE GRAVEDAD, (A) SST-HL, (B) SST-LL Y (C) SGG. TOMADO Y MODIFICADO DE (SEEBER, 2003)	36
FIG. 12. GRADIÓMETRO DEL GOCE. TOMADO DE WWW.ESA.INT/ESALP/LPgoce.html	38
FIG. 13. PLANTILLA DE HAMMER	44
FIG. 14. MÉTODOS DE PRISMAS.....	45
FIG. 15. ZONAS DE CONTRIBUCIÓN, DE CORRECCIÓN REGIONAL DE TERRENO.	47
FIG. 16. EXTRACTO DE LA PUBLICACIÓN DE AIRY.....	50
FIG. 17. AFIRMACIÓN DE GEORGE AIRY ACERCA DE SU HIPÓTESIS ISOSTÁTICA.	50
FIG. 18. ESQUEMA DE LA DISPOSICIÓN DE LOS BLOQUES VERTICALES EN LA HIPÓTESIS DE AIRY-HEISKANEN.....	51
FIG. 19. ESQUEMA DE PRISMAS VERTICALES DE MASA HOMOGÉNEA.	51
FIG. 20. MODELO TEÓRICO DE LA HIPÓTESIS DE AIRY-HEISKANNEN.	52
FIG. 21. EXTRACTO DE LA PUBLICACIÓN DE LA IDEA ISOSTÁTICA DE PRATT.....	55
FIG. 22. EXTRACTO TEORÍA ISOSTÁTICA DE PRATT.....	55
FIG. 23. ESQUEMA DE LA COMPENSACIÓN ISOSTÁTICA SEGÚN PRATT-HAYFORD	56
FIG. 24. ESQUEMA DE LA HIPÓTESIS ISOSTÁTICA DE PRATT-HAYFORD	57
FIG. 25. EXTRACTO HIPÓTESIS ISOSTÁTICA DE VENING MEINESZ.....	59
FIG. 26. PROF. PH. D. MANIK TALWANI	62
FIG. 27. CAPTURA DE PANTALLA SOFTWARE GMSYS DE GEOSOFT	64
FIG. 28. SISTEMA DE COORDENADAS GEODÉSICAS.....	67
FIG. 29. PROYECCIÓN CÓNICA CONFORME DE LAMBERT. (A) CASO TANGENTE, (B) CASO SECANTE.....	68
FIG. 30. ELEMENTOS DEL CASO CÓNICO CONFORME DE LAMBERT CUANDO ES SECANTE. TOMADO Y MODIFICADO DE (M. & KOPP, 2000).....	68
FIG. 31. ELIPSE DE TISSOT APLICADA EN UNA PROYECCIÓN CÓNICA CONFORME (SECANTE) DE LAMBERT, PARA UN CASO DE REPRESENTACIÓN MUNDIAL.....	69
FIG. 32. MAPA DE LA CORDILLERA ORIENTAL: (1) SUCRE, (2) ANZOÁTEGUI, (3) MONAGAS	72

FIG. 33. PICO DE TURIMIQUIRE. TOMADA DE PANORAMIO.COM	72
FIG. 34. LOCALIZACIÓN Y BATIMETRÍA DE LA FOSA DE CARIACO. TOMADA DE PROYECTO CARIACO ((INTECMAR), 2007).....	74
FIG. 35. UBICACIÓN DE LA CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA Y SUBCUENCAS, GUÁRICO Y MATURÍN. TOMADO DE BOCBKAREV, ET AL. 2007.	75
FIG. 36. SECCIÓN AMPLIADA DEL MAPA GEOLÓGICO ESTRUCTURAL DE VENEZUELA. TOMADO Y MODIFICADO DE (HACKLEY P., URBANI, KARLSEN, & GARRITY, 2005)	77
FIG. 37. DIAGRAMA DE LA GEOMETRÍA ACTUAL DE LOS BLOQUES SUBYACENTES. TOMADO DE HTTP://EARTHSCIENCE.RICE.EDU/RESEARCH	79
FIG. 38. MAPA BATIMÉTRICO MOSTRANDO LAS PRINCIPALES UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DEL CARIBE. TORNADO DE VIEIRA (2005).	79
FIG. 39. CUATRO ESTADOS DEL DESARROLLO DEL LÍMITE DE LA PLACA CARIBE, CON LA MIGRACIÓN DE LA PLACA CARIBE HACIA EL ESTE.	80
FIG. 40. PRINCIPALES ESTRUCTURAS Y RASGOS TECTÓNICOS DE LA CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA. (TOMADO Y MODIFICADO DE (ERLICH & S., 1992)	82
FIG. 41. MODELO PREFERIDO PARA LA CARGA GENERADA DEL SOBRE-CORRIMIENTO. PMT: ESPESOR DEL MARGEN PASIVO. TOMADO DE (JÁCOME, KUSZNIR, AUDEMARD, & FLINT, 2003).....	85
FIG. 42. TRAZADO DE RAYOS A LO LARGO DE 64° O, SOBRE SECCIONES: CARÚPANO, JUSEPIN Y PERIOCOCO. TOMADO DE (SCHMITZ ET AL., 2008)	86
FIG. 43. MODELO DE VELOCIDAD PARA EL PERFIL TERRESTRE 64W (PROPUESTA N° 1). EL OVALO AMARILLO REPRESENTA LAS PROFUNDIDADES DE CONTROL DEL MOHO 1. (TOMADO Y MODIFICADO DE YÁNEZ, 2005).	87
FIG. 44. MODELO DE VELOCIDAD PARA EL PERFIL TERRESTRE 64W (PROPUESTA N° 2). EL OVALO AMARILLO REPRESENTA LAS PROFUNDIDADES DEL MOHO 1. EL OVALO AZUL CLARO REPRESENTA LAS PROFUNDIDADES DEL MOHO 2. (TOMADO Y MODIFICADO DE YÁNEZ, 2005).....	87
FIG. 45. MODELO 1 PROPUESTO POR LA SÍSMICA PARA EL PERFIL BOL28-64°W EXTENDIDO A PARTIR DE LOS 300 KM AL SUR. CON LAS ESTACIONES SÍSMICAS: J: JUSEPIN; P: PERIOCOCO; CRUV: CARUPANO. LAS LÍNEAS MAGENTA MUESTRAN LOS REFLECTORES SÍSMICOS QUE NO SE MANTUVIERON EN TODOS LOS MODELOS. TOMADO DE (MIRABELLA VILLALOBOS, 2008)	89
FIG. 46. MODELO 2 PARA EL PERFIL BOL28-64°W. TOMADO DE (MIRABELLA VILLALOBOS, 2008).....	89
FIG. 47. MODELO 3 PARA EL PERFIL BOL28-64°O BASADO EN NIU ET AL. (2007) LAS INICIALES REPRESENTAN LAS ESTACIONES SÍSMICAS. LOS TRIÁNGULOS DE COLORES REPRESENTAN LAS REDES SÍSMICAS DE LA ZONA,	91
FIG. 48. MODELO 4 PARA EL PERFIL BOL28-64°W. LAS INICIALES REPRESENTAN LAS ESTACIONES SÍSMICAS. LAS LÍNEAS TURQUESA REPRESENTAN LOS REFLECTORES SÍSMICOS QUE SE MANTUVIERON EN TODOS LOS MODELOS. TOMADO DE (MIRABELLA VILLALOBOS, 2008)	92
FIG. 49. DATOS 1A: RED INERCIAL DE VENEZUELA EN EL ÁREA DE ESTUDIO	94
FIG. 50. DATOS 1B: RED GRAVIMÉTRICA INERCIAL DE VENEZUELA EN EL ÁREA DE ESTUDIO	94
FIG. 51. DATOS 1, COMBINACIÓN DE DATOS 1A Y 1B	95
FIG. 52. DATOS 2: BASE DE DATOS DEL PROF. VÍCTOR GRATEROL EN LA ZONA DE ESTUDIO	96
FIG. 53. SRTM30_PLUS TOPOGRAFÍA Y BATIMETRÍA MUNDIAL, TOPOGRAFÍA GLOBAL DE 30 DE ARCOS DE SEGUNDOS	97
FIG. 54. DATOS 3 ELEVACIONES PROVENIENTES DEL MODELO SRTM30_PLUS.....	100
FIG. 55. DATOS 3 GRAVEDADES ABSOLUTAS PROVENIENTES DEL MODELO EGM08	100
FIG. 56. MAPA GEOLÓGICO ESTRUCTURAL DE LA ZONA. TOMADO Y MODIFICADO DE (URBANI, ET AL., 2006).....	101

FIG. 57. PERFIL DE ESTUDIO.....	102
FIG. 58. FALLAS SÍSMICAS QUE ATRAVIESA EL PERFIL DE ESTUDIO	103
FIG. 59. FORMACIONES GEOLÓGICAS PRESENTES EN LA ZONA DE ESTUDIO	104
FIG. 60. ESQUEMA GRAFICO DE LA METODOLOGÍA.....	110
FIG. 61. ESTADÍSTICA DE LOS DATOS DE ELEVACIÓN	111
FIG. 62. ESTADÍSTICA DE LOS DATOS DE GRAVEDAD OBSERVADA	112
FIG. 63. DIFERENCIAS CUADRÁTICAS DE ELEVACIÓN CON RESPECTO A LAS DEL MODELO SRTM30_PLUSV6 Y DIFERENCIAS CUADRÁTICAS DE GRAVEDAD PARA LOS DATOS REFERENTES A LA GRAVEDAD PROVENIENTES DE EGM08.....	114
FIG. 64. KRIGGING DE ELEVACIONES (DATOS 1).....	116
FIG. 65. KRIGGING DE ERRORES PARA LAS ELEVACIONES (DATOS 1)	116
FIG. 66. KRIGGING DE ELEVACIONES PARA DATOS 2.....	117
FIG. 67. KRIGGING DE ERRORES PARA LAS ELEVACIONES EN DATOS 2	117
FIG. 68. HISTOGRAMA PARA EL KRIGGING DE ERRORES PARA LA ELEVACIÓN DE DATOS 1	118
FIG. 69. HISTOGRAMA PARA EL KRIGGING DE ERRORES PARA LA ELEVACIÓN DE DATOS 2	118
FIG. 70. HISTOGRAMA DE KRIGGING DE LOS DATOS DE ELEVACIÓN PARA DATOS 3.....	118
FIG. 71. KRIGGING PARA LAS OBSERVACIONES DE GRAVEDAD DE DATOS 1	120
FIG. 72. ERRORES OBTENIDOS EN EL KRIGGING DE GRAVEDADES DE DATOS 1	121
FIG. 73. HISTOGRAMA PARA EL KRIGGING DE ERRORES PARA LA GRAVEDAD DE DATOS1	121
FIG. 74. ESTIMACIÓN PARA LAS GRAVEDADES DE DATOS 2.....	122
FIG. 75. ERRORES OBTENIDOS EN EL KRIGGING DE GRAVEDADES DE DATOS 2	123
FIG. 76. HISTOGRAMA PARA EL KRIGGING DE ERRORES PARA LA GRAVEDAD DE DATOS 2	123
FIG. 77. HISTOGRAMA DE KRIGGING LOS DATOS 3 DE GRAVEDAD.....	124
FIG. 78. MAPA DE ANOMALÍAS DE AIRE LIBRE.....	127
FIG. 79. MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER COMPLETA.....	127
FIG. 80. MAPA DE ANOMALÍAS REGIONALES ISOSTÁTICAS (CASO AIRY)	129
FIG. 81. MAPA DE ANOMALÍAS RESIDUALES ISOSTÁTICAS (CASO AIRY).....	129
FIG. 82. MAPA DE RAÍCES ISOSTÁTICAS (CASO AIRY)	131
FIG. 83. MAPA DE CARGAS DE MASA SOBRE LA LITOSFERA	131
FIG. 84. PERFIL A, PERFIL SOBRE SET DE DATOS DE ELEVACIONES	132
FIG. 85. PERFIL B, PERFIL SOBRE SET DE DATOS DE ANOMALÍAS DE AIRE LIBRE	132
FIG. 86. PERFIL C.....	132
FIG. 87. PERFIL D, PERFILES A, B, C SUPERPUESTOS.....	132
FIG. 88. VISUALIZACIÓN DE LAS ELEVACIONES DEL PERFIL, EN HOJA DE CÁLCULO AIRY, GRAFICA DE DISPERSIÓN (X,Y) CON LÍNEA SUAVIZADA	134
FIG. 89. VISUALIZACIÓN DE DETERMINACIÓN DE LAS RAÍCES Y ANTI-RAÍCES, NIVEL DE COMPENSACIÓN SOBRE EL PERFIL.	134
FIG. 90. GRAFICA DETERMINACIÓN DE CONDICIÓN DE EQUILIBRIO PARA CASO PRATT POR HOJA DE CÁLCULO.	135
FIG. 91. GRAFICA DETERMINACIÓN DE DENSIDADES, PARA PRATT POR HOJA DE CÁLCULO	135
FIG. 92. PROPUESTA 1 MIRABELLA, 2008	138
FIG. 93. 2DO CASO	139
FIG. 94. 3ER CASO	140
FIG. 95. CUARTO CASO	141

FIG. 96. 5TO CASO	142
FIG. 97. 6TO CASO	143
FIG. 98. 7MO CASO	144
FIG. 99. 8VO CASO	145
FIG. 100. ESQUEMA COMPARATIVO DE LAS CONTRIBUCIONES AL VALOR DE LA ANOMALÍA GRAVIMÉTRICA OBSERVADA EN SUPERFICIE (TORNADO DE LA FACULTAD DE CIENCIAS, DEPARTAMENTO DE FÍSICA DE LA UNIVERSIDAD DE ALBERTA EN CANADÁ, EN LA PÁGINA WEB WWW-GEO.PHYS.UALBERTA.CA).....	166
FIG. 101. RETRATOS, A LA IZQUIERDA: CHARLES LA CONDAMINE Y A LA DERECHA: PIERRE MAUPERTIUS.	168
FIG. 102. ROGELIO JOSÉ BOSCOVICH BETTERA	169
FIG. 103. C. LYELL	170
FIG. 104. JOHN FREDERICK WILLIAM HERSCHEL	171
FIG. 105. AJUSTE DE LA CORTEZA POR UN “VAS DEPOSIT” POR EL DESPLAZAMIENTO DEL “MAR DE LAVA” INFERIOR, SEGÚN HERSCHEL (1836).....	171
FIG. 106. LA DETERMINACIÓN DE LA DEFLEXIÓN DE LA VERTICAL.	172
FIG. 107. SE PUEDEN OBSERVAR LOS ELEMENTOS GEOMÉTRICOS DE ÉSTA FÓRMULA.....	174
FIG. 108. LA ATRACCIÓN GRAVITATORIA DE UN PRISMA RECTANGULAR	175
FIG. 109. VISTA DE PLANTA, DONDE H = ALTURA DEL ANILLO ANULAR O PRISMA.	175

Lista de Tablas

TABLA 1. RESUMEN DE LOS PRINCIPALES ESTUDIOS CORTICALES EJECUTADOS EN VENEZUELA. TOMADO DE (RUÍZ, 2007)	14
TABLA 2 RESUMEN DE LOS PARAMETROS DEL WORLD GEODETIC SYSTEM 1984 (WGS84). TOMADO DE (NIMA REPORT, 2000).....	23
TABLA 3 EJEMPLO DE LA RESOLUCIÓN DE LOS ARMÓNICOS ESFÉRICOS EN FUNCIÓN DE LOS DIÁMETROS, TOMADO Y MODIFICADO DE (BARTHELMES, 2009).....	34
TABLA 4. RESUMEN DE DENSIDADES UTILIZADAS EN TRABAJOS PREVIOS. TOMADO DE (GONCALVEZ DA CORTE, 2006) ..	88
TABLA 5. ESTACIONES SÍSMICAS Y PROFUNDIDADES DE MOHOROVICIC PARA EL TRANSECTO 64° W. TOMADO Y MODIFICADO DE (NIU, ET AL., 2007).	90
TABLA 6. RESUMEN DE LAS DENSIDADES DE BLOQUE TOMADAS EN EL ESTUDIO DE (MIRABELLA VILLALOBOS, 2008)	92
TABLA 7. MODELO GLOBAL DE ELEVACIONES BATIMETRÍA Y TOPOGRAFÍA SRTM30_PLUS.....	98
TABLA 8. LÍMITES DEL PERFIL DE ESTUDIO EN COORDENADAS GEOGRÁFICAS (WGS84)	102
TABLA 9. FORMACIONES LITOLÓGICAS	104
TABLA 10 RESUMEN DE LAS PRECISIONES NECESARIAS MAPA ESC. 1:500.000	114
TABLA 11. PORCENTAJE DE COBERTURA DE DATOS.....	124
TABLA 12 RESUMEN DE LAS DIFERENCIAS OBTENIDAS DE LOS MODELOS TEÓRICOS.....	137

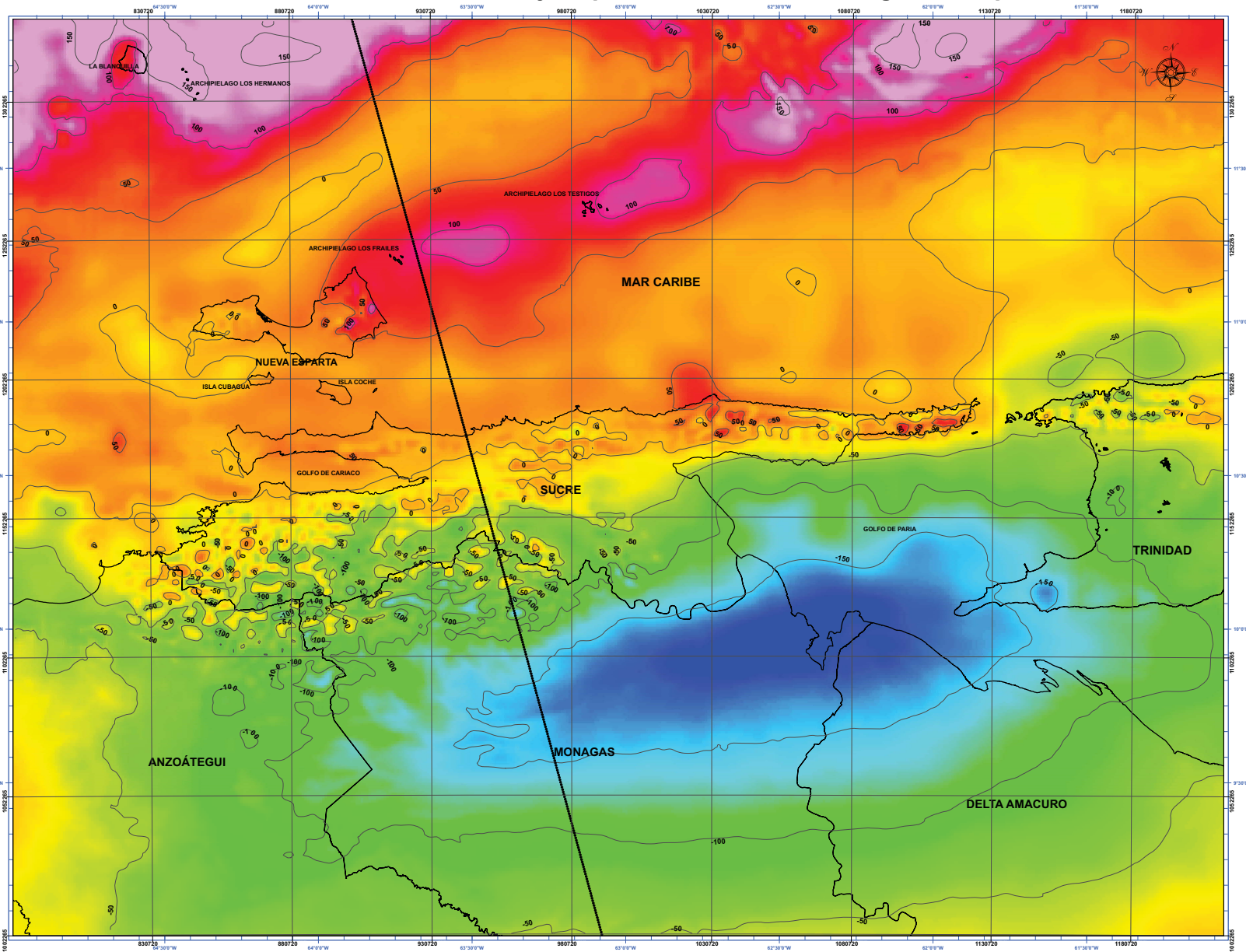
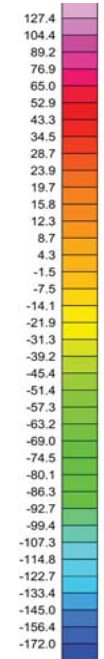
Lista de Símbolos y Abreviaturas

ACB	Anomalía Completa de Bouguer
BeiDou	(COMPASS) Navigation Satellite System
BOLIVAR	es un acrónimo inglés de: Broadband Ocean and Land Investigations of Venezuela and the Antilles Arc Region
CRM	Coastal Relief Model
DCN	Dirección de Cartografía Nacional
DEM	Digital Elevation Model
DMA	Agencia de Cartografía de la Defensa de los Estados Unidos
Etopo-5	En inglés: Earth Topography 5'x5'. Es un modelo global de altimetría,
FFT	Fast Fourier Transform
FONACIT	Fondo Nacional de Ciencia, Tecnología e Investigación
FUNVISIS	Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas
Gal	Unidad de aceleración del Sistema Internacional
GEODINOS	Geodinámica reciente del límite norte de la placa Sudamericana
GLONASS	del ruso: GLObalnaya NAvigationnaya Sputnikovaya Sistem
GNSS	Global Navigaton Satelital System, Sistema de Navegación Global por Satélite
GOCE	Gravity Ocean Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer. En español: Explorador de la Circulación Oceánica y de Gravedad
GPS	Global Positioning System
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment. En español: Experimento de Clima y Recuperación Gravitatoria.
GRS80	Global Reference System 1980
GTOPO30	Global Digital Elevation Model tiene una Resolución de 30 Arcos de Segundos
IAGS	Inter-American Geodetic Survey
IBCAO	International Bathymetric Chart of the Oceans
ICGEM	International Center for Global Gravity Field Model
IGSN71	International Gravity Standardization Net 1971
INTEVEP	Instituto de Tecnología Venezolana para el Petróleo
ITRF	International Terrestrial Reference Frame
IUGG	International Union of Geodesy and Geophysics
JAMSTEC	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology
LDEO	Lamont-Doherty Earth Observatory
LEO	Low Earth Orbiter. En español: Orbitador Terrestre Bajo.

Mgal	1 mGal= 1 mili Gal = 1×10^{-3} Gal
MARNR	Ministerio del Ambiente y los Recursos Naturales Renovables
MEN	Ministerio de Energia y Minas
MOP	Ministerio de Obras Publicas
MOHO	La discontinuidad de Mohorovicic es una zona de transición entre la corteza y el manto terrestre
NAGDC	North American Gravity Database, Comité Americano de Bases de Datos Gravimétricos
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NGA	National Geospatial-Intelligence Agency
NGDC	National Geophysical Data Center
NSF	National Science Foundation
OBSIP	son las siglas en inglés para: Ocean Bottom Seismography Instrument Pull
PSAD56	Datum provisional para Sur América 1956
pul ³	pulgada cubica
RMSP	Ridge Multibeam Synthesis Project
RSN	Red Sismológica Nacional
SGG	En español: Gravimetría Gradiométrica Satelital
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
SSTI	Satellite-to-Satellite Tracking Instrument, Instrumento SST.
STT	Traducción al Español: Rastreo Satélite a Satélite
SWBD	Water Body Data
USGS	United States Geological Service
WGS84	World Geodetic System 1984

Perfil Isostatico y Mapa de Anomalias de Bouguer Completa

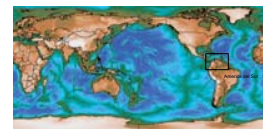
Escala de Colores Anomalías de Bouguer mGal



Legenda

- Perfil de Estudio
- Contorno de Isoanomalías
- Límites Nacionales e Internacionales

Situación Relativa Mundial



Situación Relativa Nacional



Sistemas de Coordenadas Geodesicos:

Proyeccion: Conica Conforme de Lambert
 Primer Paralelo Estandar: 9° N
 Segundo Paralelo Estandar: 12° N
 Meridiano Central: 63° O
 Falso Este: 1.000.000 m
 Separacion de la Cuadrícula: 50.000 m

Sistema de Coordenadas Geograficas
 Separacion de 30' y subintervalos cada 1'

Datum Horizontal y Vertical WGS84

Escala 1: 500.000



Intervalo de Curvas de Isoanomalías
 Principales cada 50 mGal

Datos Implícitos:
 Elevación tomada del Modelo SRTM Plus V6
 Gravidades Absolutas derivadas del Modelo EGM08
 Procesamiento de los Datos realizado:
 Corrección por Latitud
 Corrección de Aire Libre
 Corrección de Terreno
 Corrección Simple y Completa de Bouguer



Universidad Central de Venezuela
 Facultad de Ingeniería
 Escuela de Ingeniería Civil
 Depto de Ingeniería Geodésica y Agrimensura

T.E.G.: Determinación de un Perfil Isostatico Gravimetrico de Mayor Ajuste para una Zona en la Region Nor-Oriental de Venezuela

Elaborado por:
Méyre Nuñez y Otman Pérez
 Tutor: Angel Fonseca

Escala: 1:500.000 Fecha: Septiembre 2010

