



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Exploración Gravimétrica en Isla Socorro,
Archipiélago de Revillagigedo, México.**

T E S I S

Que para obtener el título de:

INGENIERO GEOFÍSICO

Presenta:

JULIO ALBERTO PAVÓN MORENO

Director:

Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi



Ciudad Universitaria, México DF, 2009.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco profundamente al Doctor Jaime Urrutia Fucugauchi por las facilidades brindadas para poder realizar este trabajo, por su disponibilidad, amabilidad y sabiduría, al igual que a la doctora Ligia Perez Cruz, que como investigadores son excelentes, pero como personas son aún mejores.

A mis sinodales Adela Monreal, Osvaldo Sánchez y David Escobedo, por la revisión, sus comentarios y aceptar ser parte del jurado.

A mi padre el cual es la razón por la que hoy estoy aquí, por su confianza, su fe, por todo el sacrificio que ha realizado, por ser padre y madre durante toda mi vida, gracias por todo.

A mi madre (qepd), a mis hermanas: Paola, por su apoyo y confianza, a Carmen gracias por todo, por ser mi cómplice y siempre ayudarme.

A Marisol por ser mi compañera, amiga y una gran persona.

A la brigada móvil terrestre en Isla Socorro.

Al instituto de geofísica por la beca otorgada durante la realización de la tesis.

A todos mis amigos que me dedicaron tiempo y apoyo para terminar este trabajo.

GRACIAS.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN

I.	INTRODUCCIÓN.....	1
	I.1. Objetivos.....	2
II.	ZONA DE ESTUDIO.....	3
	II.1. Archipiélago de Revillagigedo.....	3
	II.2. Isla Socorro.....	7
	II.3. Estudios Previos.....	10
	II.4. Geología de Isla Socorro.....	11
	II.5. Tectónica de Placas.....	18
III.	MARCO TEÓRICO.....	21
	III.1. Introducción.....	21
	III.2. Método Gravimétrico.....	21
	III.3. Densidades de las Rocas.....	24
	III.4. Gravímetro LaCoste & Romberg.....	25
	III.5. Correcciones Gravimétricas.....	26
	III.6. Filtrado de la Anomalía.....	29
	III.7. Modelado de la Anomalía.....	31

IV. MÉTODOS.....	32
IV.1. Adquisición de Datos.....	32
IV.2. Procesamiento.....	37
IV.3. Densidades de las rocas de Isla Socorro.....	39
IV.4. Perfiles Gravimétricos.....	41
V. INTERPRETACIÓN.....	43
V.1. Mapas Gravimétricos.....	43
V.2. Modelos Gravimétricos Teóricos.....	49
V.3. Modelos Gravimétricos.....	55
VI. CONCLUSIONES.....	60
BIBLIOGRAFÍA.....	62

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

Índice de Figuras

Figura 1. Ubicación del Archipiélago de Revillagigedo.	3
Figura 2. Islas del Archipiélago de Revillagigedo.	6
Figura 3. Ubicación de Isla Socorro.	7
Figura 4. Puntos de referencia en Isla Socorro.	8
Figura 5. Mapa Geológico simplificado de Isla Socorro.	11
Figura 6. Formación Lomas Coloradas.	13
Figura 7. Formación Cerro Evermann.	14
Figura 8. Mapa Geológico de la zona sureste de la Isla Socorro.	14
Figura 9. Mapa morfovolcánico de Isla Socorro.	17
Figura 10. Mapa Tectónico de la parte noroeste del Océano Pacífico.	18
Figura 11. Batimetría del mar en el segmento norte de la dorsal de los Matemáticos.	19
Figura 12. Principio de operación de los gravímetros.	23
Figura 13. Principio de operación del gravímetro LaCoste & Romberg.	25
Figura 14. Componentes del gravímetro LaCoste & Romberg.	26
Figura 15. Mapa Topográfico de Isla Socorro.	33
Figura 16. Ubicación de las estaciones del Perfil 1.	34
Figura 17. Lecturas del Perfil 1.	34
Figura 18. Ubicación de las estaciones del Perfil 2.	35
Figura 19. Lecturas del Perfil 2.	36

Figura 20. Mapa Topográfico 3D con la ubicación de las estaciones de los dos perfiles.	36
Figura 21. Lecturas corregidas del Perfil 1.	37
Figura 22. Lecturas corregidas del Perfil 2.	38
Figura 23. Campo Gravimétrico vs Distancia del Perfil 1.	38
Figura 24. Campo Gravimétrico vs Distancia del Perfil 2.	39
Figura 25. Sitios de Muestreo.	40
Figura 26. Histograma de Densidades.	41
Figura 27. Mapa de Alturas con Perfiles Gravimétricos A y B.	42
Figura 28. Mapa comparativo de alturas de GPS con altimetría de INEGI.	43
Figura 29. Mapa de Anomalía de Bouguer.	44
Figura 30. Mapa de Continuación Ascendente y Descendente.	45
Figura 31. Mapa de Continuación Descendente y Mapa de Primera Derivada Vertical.	46
Figura 32. Mapa Regional y Residual de tercer grado.	47
Figura 33. Ubicación del Perfil C en el Mapa Topográfico.	49
Figura 34. Modelo Teórico no. 1 de la Isla Socorro.	50
Figura 35. Modelo Teórico no. 2 de la Isla Socorro.	50
Figura 36. Modelo Teórico no. 3 de la Isla Socorro.	51
Figura 37. Modelo Teórico no. 4 de la Isla Socorro.	51
Figura 38. Modelo Teórico no. 5 de la Isla Socorro.	52
Figura 39. Modelo Teórico no. 6 de la Isla Socorro.	52
Figura 40. Modelo Teórico no. 7 de la Isla Socorro.	53
Figura 41. Grafica comparativa de las anomalías regionales y residuales del perfil 1.	55

Figura 42. Grafica comparativa de las anomalías regionales y residuales del perfil 2.	55
Figura 43. Modelo 1 del Perfil A.	56
Figura 44. Modelo 1 del Perfil B.	56
Figura 45. Modelo 2 del Perfil A.	57
Figura 46. Modelo 2 del Perfil B.	58
Figura 47. Comparación de Anomalías.	59

Índice de Tablas

Tabla 1. Tabla de densidades de las rocas ígneas.	24
Tabla 2. Densidades promedio.	41
Tabla 3. Síntesis de mapas.	48
Tabla 4. Síntesis de los modelos teóricos.	54

RESUMEN

En esta Tesis se presentan los resultados e interpretación del estudio gravimétrico de la Isla Socorro, Archipiélago de las Revillagigedo en el Océano Pacífico. La Isla Socorro es la isla mayor en el Archipiélago y está localizada en el sector norte de la dorsal de los Matemáticos en la zona de intersección con la Fractura Clarión. Los trabajos de campo de exploración se efectuaron en mayo de 2008, como parte del Crucero Revillagigedo a bordo del buque oceanográfico El Puma y el Proyecto de Geofísica Marina de Revillagigedo. La isla está construida por erupciones volcánicas de tipo escudo y composiciones silíceas-peralcalinas, dando a Socorro características únicas entre las islas del Pacífico.

El estudio comprendió dos perfiles de gravimetría, en la zona sureste de la isla. El primer perfil atraviesa la zona de la caldera y el flanco del volcán Evermann, y consta de una longitud de alrededor de 5 km en dirección NE-SW. El segundo perfil continúa sobre el flanco del volcán y cruza los centros volcánicos como Lomas Coloradas, con longitud aproximada de 6 km en dirección NW-SE. Los datos fueron obtenidos con un gravímetro LaCoste & Romberg modelo G, corregidos y procesados. En conjunto a la exploración se realizó una recolección de muestras de las diferentes unidades volcánicas para estimar los contrastes de densidad empleados en los modelos.

En este trabajo se presentan los siguientes resultados gravimétricos: mapas gravimétricos de anomalía de Bouguer, mapas regionales y residuales de tercer grado, mapas de continuación ascendente y descendente y un mapa de primera derivada vertical. También se generaron modelos gravimétricos a partir de la anomalía residual y una serie de modelos teóricos de la Isla Socorro, planteando las diferentes estructuras del subsuelo que se podrían presentar en la Isla.

Los mapas y modelos gravimétricos plantean una geometría basada en las diferentes etapas eruptivas de la Isla Socorro. El modelo gravimétrico plantea una estructura para la Isla y volcán de escudo Evermann involucrando procesos de colapso de la caldera, en conjunto con una cámara magmática somera.

I. INTRODUCCIÓN

El Archipiélago de Revillagigedo se localiza en el Pacífico Mexicano y constituye la porción más occidental del territorio insular. Está formado por cuatro islas volcánicas: Socorro, San Benedicto, Clarión y Roca Partida, las cuales están ubicadas en el extremo norte de la dorsal de los matemáticos, que es un rasgo topográfico submarino que marca el sitio en donde hubo expansión del fondo oceánico hace 3.5 Ma (Mammerickx, et al., 1988).

La Isla Socorro es la más grande de las 4 que conforman el archipiélago, data del Pleistoceno (Brattstrom, 1990), y constituye la parte superior del volcán de escudo Evermann, que se levanta a casi 4000 m desde el fondo del océano. El Evermann se caracteriza por erupciones explosivas de composición silícica, que se localizan en zonas altas. En las zonas de baja elevación predominan las erupciones efusivas de composición basáltica. El volumen total estimado del volcán de escudo es de 2 400 km³, pero de éste sólo menos del 2% (40 km³) que conforma al volcán Evermann, está sobre el nivel del mar.

Las islas volcánicas como la Isla Socorro, son edificaciones volcánicas que datan de millones de años y sólo una pequeña parte de su historia eruptiva es conocida a través de los afloramientos, sin embargo, con ayuda de los datos obtenidos a través de estudios geofísicos es posible obtener una mejor comprensión de las construcciones volcánicas y de sus estructuras internas.

Existen diversos métodos geofísicos para conocer las características del subsuelo, entre los principales están los métodos potenciales, gravimétricos y magnetométricos; los electromagnéticos y los sismológicos. Los resultados obtenidos de una exploración geofísica pueden ser representados de forma gráfica para una mejor y más fácil interpretación, en donde la geometría de las anomalías puede ser asociada a la geología que presenta el subsuelo.

En particular, los estudios gravimétricos en áreas volcánicas pueden proveer rasgos únicos en las variaciones de densidad en superficies someras asociadas con la historia magmática y estructural de un sistema activo de volcanes (Rymer y Brown, 1986).

Uno de los propósitos principales de este trabajo es el de procesar los datos gravimétricos obtenidos en mayo del 2008 en la Isla Socorro, con el fin de definir y caracterizar las anomalías gravimétricas presentes en la isla, para así investigar la estructura cortical con base en los modelos gravimétricos en dos dimensiones.

I.1. Objetivos

Entre los objetivos más importantes planteados a partir del estudio gravimétrico en Isla Socorro están:

- Definir y caracterizar las anomalías gravimétricas asociadas a las unidades volcánicas en Isla Socorro.
- Investigar y documentar la estructura cortical de la Isla Socorro, con base en los modelos gravimétricos.
- Investigar la estratigrafía volcánica en Isla Socorro.

II. ZONA DE ESTUDIO

II.1. Archipiélago de Revillagigedo

Como se mencionó en la Introducción, el Archipiélago de Revillagigedo está formado por un conjunto de 4 islas: Socorro, Clarión, Roca Partida y San Benedicto, estas islas y numerosos montes submarinos en la dorsal de los matemáticos representan la actividad volcánica, después del abandono de ésta y que ha continuado hasta el presente (Batiza y Vanko 1985).

Localización

El Archipiélago de Revillagigedo se localiza en el Pacífico Mexicano (Fig. 1) aproximadamente a 380 km de Cabo San Lucas, Baja California Sur y a 650 km de Manzanillo, Colima, estado al cual pertenece. El Archipiélago está comprendido entre las coordenadas geográficas $18^{\circ}20'$ y $19^{\circ}20'$ de latitud norte y los $110^{\circ}45'$ y $114^{\circ}50'$ de longitud oeste.

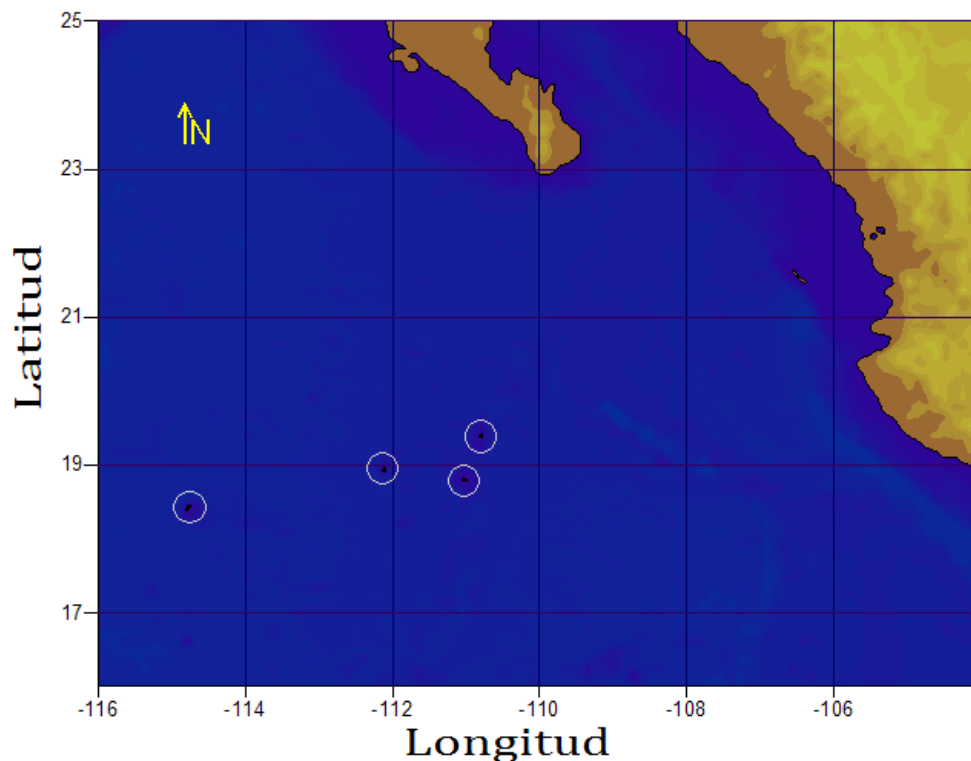


Figura 1. Ubicación del Archipiélago de Revillagigedo.

Antecedentes Históricos

El Archipiélago de Revillagigedo fue descubierto entre 1533 y 1615. La Isla Socorro o Santo Tomás fue descubierta por el navegante español Hernando de Grijalva en 1533; Clarión (Santa Rosa) por Joris Spielbergen en 1615; San Benedicto (Anublada o Nublada) y Roca Partida fueron descubiertos por Ruy López de Villalobos en 1542 y 1569 respectivamente.

En 1793, el capitán James Colnett de la marina británica fue el primero en hacer cartas detalladas de las islas y denominó al grupo como Revillagigedo en honor del virrey de la Nueva España, don Juan Vicente de Güemes Pacheco de Padilla, segundo conde de Revillagigedo. El capitán Martín Yáñez de Armita bautizó a la isla más grande con el nombre de su esposa Socorro, Hernando de Grijalva dio nombre a la isla de San Benedicto.

En 1811, el Barón Alejandro de Humbolt publicó un documento y un mapa sobre las islas; en 1825 el Capitán Edward Belcher fue al mando de las corbetas inglesas Sulphur y Starling. De este viaje surgió el trabajo "La botánica del viaje del H. M. S. Sulphur", publicado en 1844.

El 25 de julio de 1861, el presidente Juárez expidió un decreto que otorgó una concesión para explotar el archipiélago. En 1862, se llevó a cabo una expedición comandada por Longinos Banda, a bordo del barco María realizando estudios de geografía, flora y fauna del archipiélago, la cual fue auspiciada por el estado de Colima. El informe se publicó en 1863 en el Boletín de la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística, siendo el primer estudio científico mexicano sobre las islas. El 27 de enero de 1868 el Gobierno del Estado de Colima tomó posesión de la Isla Socorro.

De mayo a julio de 1903, la Academia de Ciencias de California realizó su primera expedición a las islas del archipiélago; posteriormente, en el año 1905, el representante de esta academia, Joseph R. Slevin, hizo un viaje a las Galápagos y sobre la ruta determinó algunas posiciones geográficas en Isla Socorro.

El 6 de junio de 1994, se estableció al Archipiélago de Revillagigedo como reserva de la biosfera, por decreto del presidente Carlos Salinas de Gortari.

Las Islas

Roca Partida es una isla pequeña que representa la cima de un estratovolcán submarino que ha dado lugar a traquiandesitas. Habitan en ella aves marinas. Su edad geológica no se ha determinado pero se considera que es más joven que Clarión y más vieja que San Benedicto y Socorro (Brattstrom, 1990).

San Benedicto es la más joven de las 4 islas, con una edad del Pleistoceno Tardío. El origen de San Benedicto radica en los movimientos de distensión asociados con fisuras, cañones y montañas submarinas. La isla, de hecho, es la cúspide de una montaña submarina. El primer estudio geológico de la isla en 1862, señala que su constitución petrográfica es de basaltos, traquitas, porfiritas y piedra pómez. En agosto de 1952, el volcán más importante de la isla, el Bárcena, nació, teniendo el índice más alto de explosividad que ningún otro volcán en el Océano Pacífico. La fauna consiste en aves marinas y la vegetación en pasto y hierbas (Brattstrom, 1990).

Isla Clarión se encuentra en la parte más occidental del Archipiélago y es aparentemente la más vieja (Plioceno Temprano). Se han identificado 2 periodos de actividad volcánica. En el primer periodo hubo erupción de basalto, traquita y cuarzo, a lo largo de las fisuras que se extienden desde el oeste hasta el este de la isla. El segundo periodo consistió en erupciones de basalto y tobas, seguido de traquibasaltos y traquiandesitas (Bryan, 1967). Su flora es principalmente pasto y se encuentran áreas con árboles, su fauna consiste en tortugas y serpientes principalmente (Brattstrom, 1990). Este es el punto más cercano entre la Zona Económica Exclusiva de México y Francia.

Isla Socorro es un ejemplo único de la cuenca del Pacífico, constituye un área montañosa en la cual la elevación más alta es el volcán Evermann, desde su base en la profundidad del océano alcanza casi los 4000 m de altura y aproximadamente 1000 m sobre el nivel del mar (Ortega-Sánchez, 1985). Las primeras erupciones que dieron lugar a la Isla datan del Pleistoceno Temprano (Brattstrom, 1990) y su geología principalmente es de composición alcalina y peralcalina (Bohrson, 1996). Socorro es la más grande y diversa en vegetación y topografía, su fauna es muy variada, va desde aves marinas hasta aves terrestres, y también se encuentran lagartos y tortugas (Brattstrom, 1990).



Figura 2. Islas del Archipiélago de Revillagigedo.¹

Las islas del Archipiélago de Revillagigedo (Fig. 2) constituyen un laboratorio natural desde diferentes puntos de vista (biológico, geológico, geofísico, oceanográfico). Es muy importante por la variedad de especies únicas de flora y fauna que existen en las islas, que a su vez se ven sometidos a diferentes procesos climáticos. Además, el archipiélago es reconocido como zona de alimentación, crecimiento y anidación de cuatro de las seis especies de tortugas marinas que habitan en las costas de México.

Por otra parte, la actividad volcánica continua le otorga mayor importancia, ya que permite el estudio de los fenómenos de vulcanismo, tectónica de placas y riesgos sísmicos, por lo que durante las tres últimas décadas han sido visitadas por investigadores nacionales y extranjeros.

Desde el punto de vista económico y político, el Archipiélago de Revillagigedo es estratégico para México, ya que amplía el territorio nacional mexicano en el mar, particularmente la Zona Económica Exclusiva, y eleva el potencial de recursos marinos, pesqueros y turísticos disponibles para el desarrollo económico del país.

¹ www.panoramio.com

II.2. Isla Socorro

Localización

La Isla Socorro se localiza a los $18^{\circ}41'57''$ de latitud norte y a los $110^{\circ}56'33''$ de longitud oeste (Fig. 3). Su ancho máximo es de 15,629 km y 16,813 km su longitud máxima, con una superficie de 13,206 ha (UCANP, 2004). Está situada a 716 km al oeste del puerto de Manzanillo, Colima y a 480 [km] de la Península de Baja California.

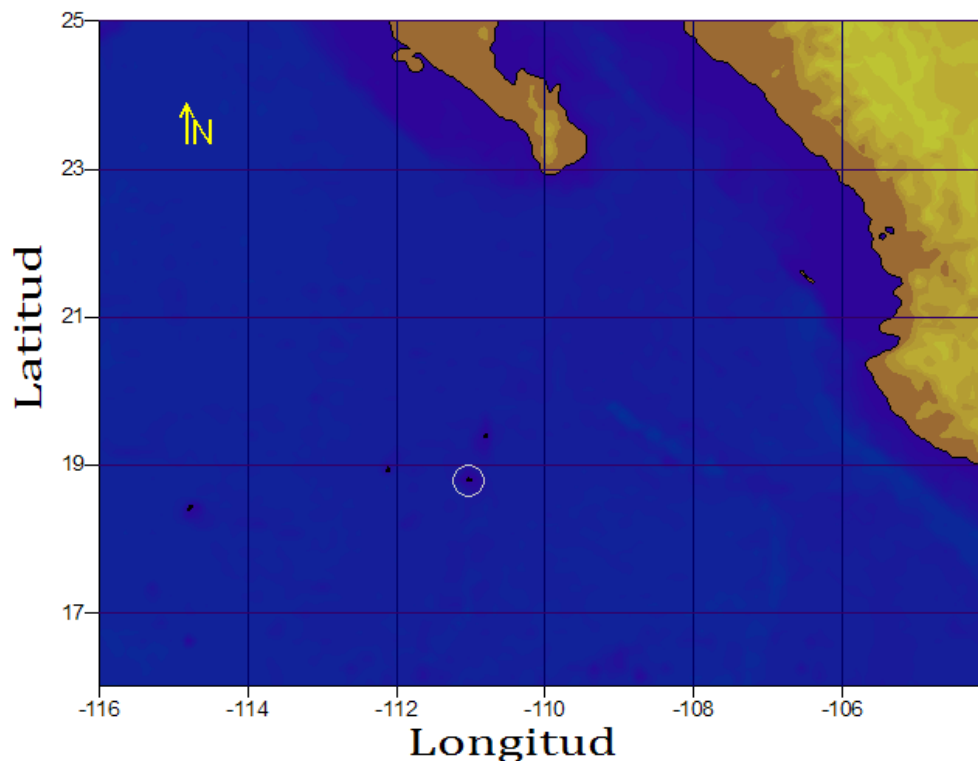


Figura 3. Ubicación de Isla Socorro.

Puntos de Referencia

La isla tiene como puntos de referencia (Fig. 4), los siguientes:

1. En el extremo de la porción norte, el Cabo Middleton, que presenta dos ensenadas: Bahía Fonton en la porción occidental y Bahía Academia en la zona oriental.
2. En la región este, el Cabo Pearce.

3. En la zona más occidental de la isla, destacan dos puntos geográficos: al oeste de Playa Blanca, Cabo Henslow y al sur de éste, Punta Tosca.

En el sureste de Isla Socorro, se encuentran las instalaciones del sector naval que cuenta con casas habitación, sección sanitaria, comedor, comandancia, muelle y una evaporadora que proporciona parte del agua dulce.

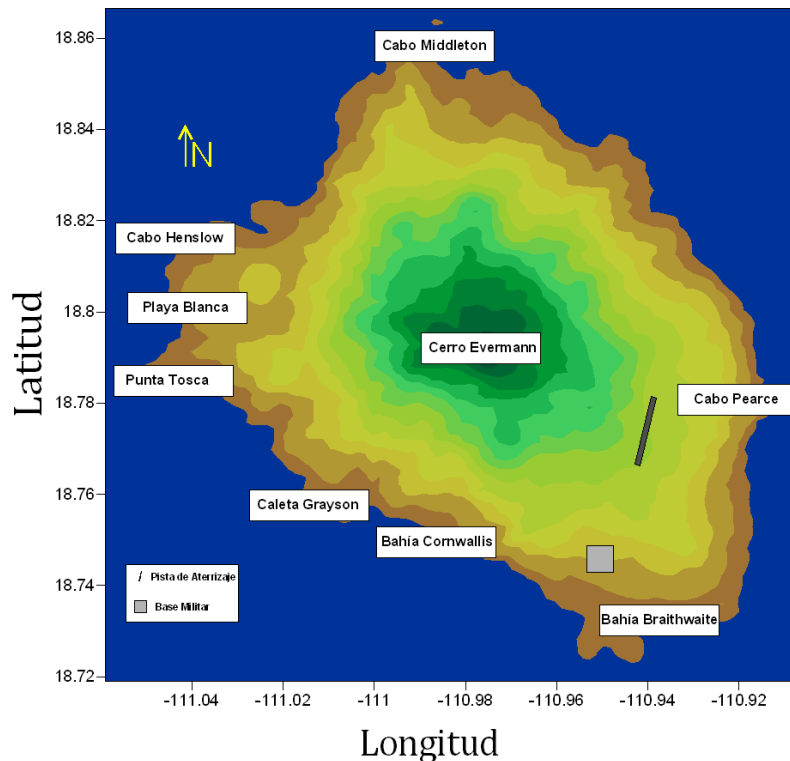


Figura 4. Puntos de referencia en Isla Socorro.

Antecedentes Históricos

El 21 de diciembre de 1533, Hernando de Grijalva, descubrió una isla que no se encontraba en las cartas de navegación. Le tomó cinco días acercarse y desembarcar, y al estar en tierra tomó posesión de esta isla en nombre del Rey de España, poniéndole por nombre Santo Tomás, hoy Socorro, en honor del santo que se festejaba ese día. En el año 1541, Domingo del Castillo elaboró un mapa de Baja California, que incluye la Isla Santo Tomás.

En 1608, Martín Yáñez de Armida cambió el nombre de la Isla Santo Tomás por el de Isla Socorro, en honor a su esposa; en 1848, se registró una erupción del Volcán Evermann; en 1869, canadienses y australianos establecieron un poblado en la isla, introduciendo borregos y ganado vacuno; en 1933, la Escuela Nacional de Agricultura realizó una expedición para obtener rasgos topográficos; en 1957, la Armada de México estableció un destacamento militar y construyó instalaciones logísticas, tales como el subsector naval, la pista de aterrizaje y una carretera; en 1960 la Secretaría de Marina solicitó la cooperación de la Universidad Nacional Autónoma de México para una serie de estudios básicos; en 1982, la Dirección General de Oceanografía Naval de la SEMAR, realizó estudios técnicos para sustentar el Archipiélago de Revillagigedo como área natural protegida.

Ruta de Acceso

Debido a que esta isla es una reserva de la biosfera y también una base naval, su acceso está muy restringido, sólo se puede visitar por medio de embarcaciones que están debidamente autorizadas por la SEMARNAT, las cuales zarpan desde la Península de Baja California y realizan un recorrido de aproximadamente 24 horas hasta llegar al Archipiélago. Además, la Secretaría de Marina envía provisiones a la base militar de Isla Socorro, cada 15 ó 30 días, desde el Puerto de Manzanillo.

II.3. Estudios Previos

En la Isla Socorro se han realizado algunos estudios geofísicos previos. El primero fue realizado en enero de 1958, en una expedición multidisciplinaria solicitada por la Secretaria de Marina a la UNAM, encabezada por el Dr. Julián Adem del Instituto de Geofísica. El objetivo de dicho estudio fue realizar un reconocimiento de la zona, en el cual se determinó la posición geográfica de la isla, se realizó un mapa cartográfico, al igual que estudios de flora, fauna y biología marina.

Otro estudio fue realizado en junio de 1999 en la zona sureste de la Isla, donde se hizo una exploración sísmica para conocer la mejor localización en la cual se podría instalar una estación de fase T, debido al “Tratado para la Prohibición Completa de Ensayos Nucleares”, firmado por México en septiembre de 1996.

El estudio más reciente de carácter geofísico fue realizado en el 2006(UC-MEXUS) en donde se tomaron las primeras mediciones de gravimetría y magnetometría, por parte de los Dres. Ligia Pérez Cruz y Jaime Urrutia Fucugauchi del Instituto de Geofísica de la UNAM.

Como parte de los proyectos en Oceanografía Física y sobre Riesgos asociados a Tsunamis en las costas del Océano Pacífico, se han realizado varios cruceros y proyectos en Isla Socorro a cargo de los Dres. David Salas y Adela Monreal del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM, que incluyen la instalación de una Boya Oceanográfica e instrumentación complementaria.

Se han realizado estudios de geología por parte de Bryan (1959, 1964, 1966, 1976), Bohrson y Reid (1995, 1997), Bohrson et al. (1996), Ortega (1985), Richards (1959), Taran (2002) y Siebe (1995).

A la fecha se han hecho varios estudios de índole científico, principalmente flora y fauna marina por parte de varias instituciones nacionales e internacionales.

II.4. Geología de Isla Socorro

La historia eruptiva en Isla Socorro se clasificaba en dos principales eventos (Bohrson y Reid, 1995; Bryan, 1996): precaldera y postcaldera, pero Bohrson en 1996 planteó un tercer evento llamado sincaldera (Fig. 5).

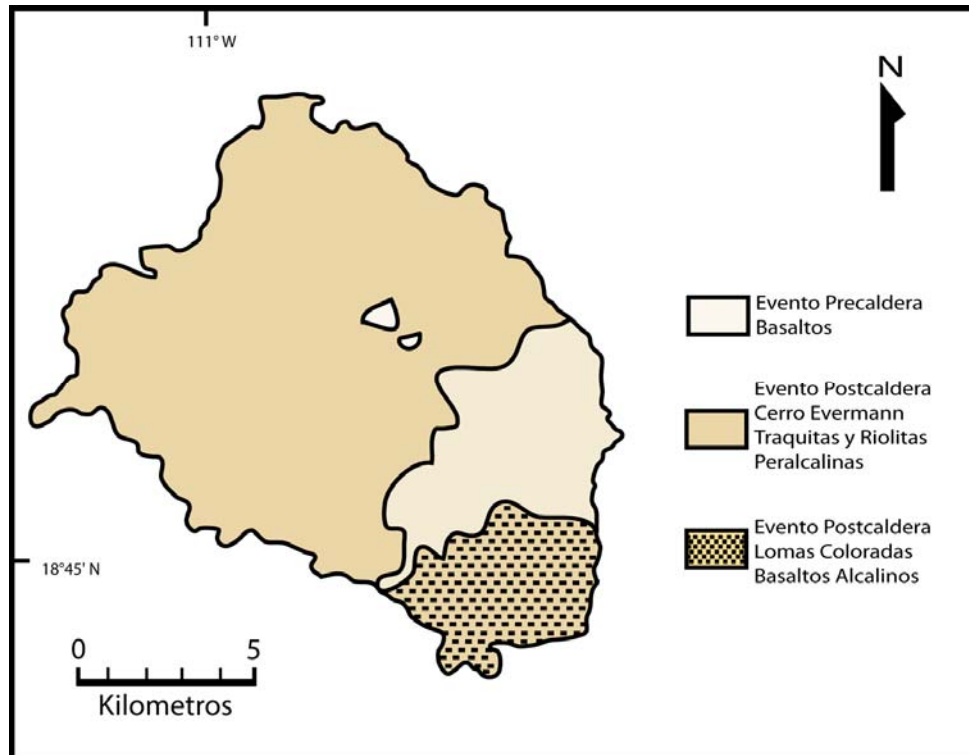


Figura 5. Mapa Geológico simplificado de Isla Socorro. Fases precaldera y postcaldera(modificado de Bohrson, 1996).

EVENTOS ERUPTIVOS

Precaldera

El evento precaldera está limitado en el lado este de la isla y está caracterizado por erupciones explosivas. Las rocas más antiguas son de gran volumen y de composición basáltica, mientras que las más jóvenes son de menor volumen y están compuestas de comendita, que es el equivalente peralcalino de una riolita (Bohrson y Reid, 1995).

Muchos de los depósitos peralcalinos precaldera son tobas de flujos de ceniza. Al noreste de Bahía Braithwaite la composición de los depósitos es de pómez con fragmentos de roca. En la base del acantilado sur de Cabo Pearce los basaltos precaldera se encuentran cubiertos por depósitos de sílice peralcalina.

Sincaldera

En el lado sureste de la cima de la isla a aproximadamente 600 m de elevación, un acantilado arqueado y bien definido conforma la frontera este de una depresión rellena de aluvión. Esto probablemente fue la pared de la caldera (Bryan, 1959). Sólo el 30% de la pared de la caldera está expuesto. Usando la trayectoria de exposición y la línea de contorno, las dimensiones de la caldera serían de aproximadamente 4.5 × 3.8 km, en dirección NW-SE.

En la zona sureste de la pared de la caldera se encuentra un flujo de lava de riolita peralcalina vesicular y vítrea. Además, se puede reconocer un domo de riolita peralcalina dentro de la caldera, que fue confinado por la pared este, de la misma estructura (Bohrson *et al.*, 1996).

En base a las edades del piso y pared de la caldera, aproximadamente 182 y 370 ka respectivamente, Bohrson (1996) propone que si la caldera se formó en 370 ka, el colapso de la caldera pudo haber ocurrido en una erupción explosiva del sector sureste, pero si la formación de la caldera ocurrió después de la erupción, entonces el colapso pudo haber sido causado por la migración lateral del magma o por el repliegue de magma en profundidad, que en cualquier caso provocaría el desprendimiento del soporte del techo. Bryan (1966) plantea que la caldera pudo haber sufrido una falla que hizo descender la mitad de la caldera para ser posteriormente sepultada, aunque no existe evidencia de dicha falla.

Evidencia estructural sugiere que la formación de la caldera no ocurrió en cada uno de los eventos explosivos, esto es visible en los depósitos que componen la pared de la caldera, que fluyen hacia fuera desde su fuente antes de la formación de la caldera y no están emplastados en una caldera más antigua (Bohrson *et al.*, 1996)

Postcaldera

Las formaciones pertenecientes a la fase eruptiva postcaldera son contemporáneas y se encuentran sobre la superficie total de la isla (Fig. 8) (Bohrson y Reid, 1995). El magmatismo silíceo y basáltico durante la fase postcaldera puede ser explicado si se supone una cámara magmática estratificada, compuesta de riolita alcalina, yaciendo encima de una columna de magma basáltico (Siebe *et al.* 1996).

Bohrson (1996) plantea que el volcanismo silíceo peralcalino postcaldera fue principalmente efusivo e inició hace aproximadamente 180 ka y continuó por lo menos hasta hace 15 ka. A este evento se le ha dividido en dos formaciones geológicas según su composición y localización geográfica: Formación Lomas Coloradas (Fig. 6) y Formación Cerro Evermann (Fig.7).

Formación Lomas Coloradas

Cubre aproximadamente el 20% de la isla, está conformada por conos y flujos de lava de basaltos alcalinos, restringidos en el cuadrante sureste de la isla. Se han identificado 17 conos de ceniza esparcida de basalto. La morfología de los flujos de lava principalmente es pahoehoe y en menor cantidad flujos de lava tipo aa (Bohrson et al., 1996).



Figura 6. Formación Lomas Coloradas.

Formación Cerro Evermann.

Cubre aproximadamente el 70% de la isla, está conformada de traquitas y riolitas peralcalinas que hicieron erupción en los flancos norte sur y oeste de la caldera. Está conformada principalmente por domos, conos y flujos de lava. Se pueden encontrar algunas evidencias de actividad explosiva menor que se ve reflejada en delgadas capas de pómez de sílice que se han preservado en suelos y sedimentos (Bohrson et al, 1996).



Figura 7. Formación Cerro Evermann.

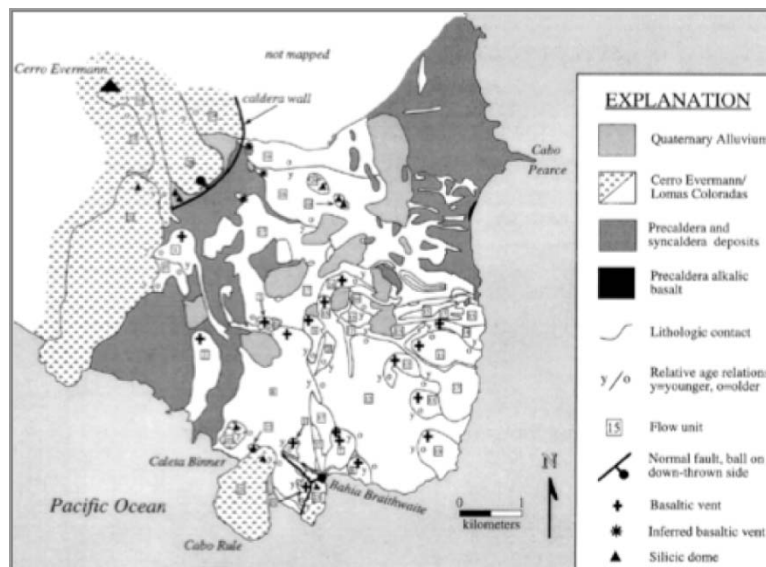


Figura 8. Mapa Geológico de la zona sureste de Isla Socorro.²

² Bohrson et al, 1996

Actividad Silícica Peralcalina

Bohrson y Reid (1987) plantean una hipótesis que explicaría el por qué la Isla Socorro es una de las pocas islas en el Océano Pacífico que está dominada por erupciones de composición silícica peralcalina. La hipótesis propone cámaras magmáticas someras con un magma de composición basáltica y suavemente alcalino con tasas moderadas de extensión.

Para mantener la historia de actividad silícica peralcalina, es probable que una recarga máfica mantuviera la viabilidad térmica del reservorio de magma, el cual estaría localizado dentro del edificio volcánico o en la parte más somera de la corteza oceánica. Evidencia de diferenciación a bajas presiones para las rocas basálticas postcaldera (Bohrson y Reid, 1995), en conjunto con la contemporaneidad de las erupciones silícicas y basálticas postcaldera, apoyan la idea de que el magma silícico y basáltico coexistió en niveles someros.

La transición de un periodo eruptivo explosivo a un periodo efusivo seguido de la formación de la caldera sobre la isla, sugiere un cambio en el sistema de flujo de lava. Los factores que controlan la explosividad (cambios en la viscosidad del magma, profundidad de formación de vesículas, etc.) o los parámetros de ascenso del magma, fueron fuertemente influenciados por abundancia de elementos volátiles y por la desgasificación del magma, más que por los cambios en la profundidad de la cámara magmática o por la composición del magma, del periodo precaldera-sincaldera hacia el periodo postcaldera.

Comparando la tasa de erupción de Isla Socorro y de los demás edificios volcánicos que no están localizados en las dorsales o que no son hotspot, la tasa de erupción de Socorro es de mayor magnitud, por lo que el magmatismo de la isla, no sólo es producto del material residual del manto asociado con el abandonamiento de la dorsal (Bohrson et al., 1996).

Migración de la Actividad Volcánica

La cámara magmática impide el ascenso del magma basáltico y lo obliga a transportarse por los conductos laterales, provocando erupciones en los flancos del volcán (Bohrson 1993). Las erupciones presentes en Isla Socorro han tendido a migrar hacia fuera y hacia abajo, así como las ventilas localizadas en los niveles más altos. La migración es evidente en el sector sur, donde las erupciones basálticas de Lomas Coloradas por encima de los 300 m de elevación fueron seguidas por erupciones de traqui-basalto y traquita en las

ventilas cerca del nivel del mar de la Bahía Braithwaite y en la Bahía Vargas Lozano, al igual que en las ventilas localizadas en el lado oeste del Cerro Evermann. Estas migraciones probablemente están relacionada con el taponamiento de la ventila principal (Siebe et al., 1996).

Bryan (1966) sugiere que las erupciones de riolita peralcalina de altitudes mayores son contemporáneas con las erupciones basálticas de bajas altitudes y estas se restringen a los flancos de las ventilas, que producen domos de riolita peralcalina, sin vesículas y sin erupciones explosivas preliminares.

Siebe (1996) propone que la Isla Socorro está conformada por un escudo volcánico, creado por el volcanismo basáltico de gran extensión y volumen. El desarrollo del escudo puede ser considerado el escenario más maduro de un volcanismo relacionado a la dorsal, ocurrido después de que un basalto derivado del manto es lo suficientemente vasto en un área local para producir un gran volumen de magma residual que impide el ascenso de los fluidos basálticos.

Morfología de los Flujos de Lava

La disposición de las corrientes de lava muestra que no fue únicamente el Evermann el emisor de las rocas, sino que existieron varios focos volcánicos de tanto o mayor antigüedad que él, aunque ninguno de ellos alcanzó tanta altura (Fig. 9).

Las rocas traquíticas quedaron sepultadas por rocas de tipo basáltico provenientes del Evermann y sus adventicios; formaron primero una gran plataforma submarina, y después, una serie de corrientes dispuestas en terrazas escalonadas. Las estructuras correspondientes a estas rocas constan de corrientes con depósitos de lapilli-pómez y ceniza, con espesores individuales de 6 a 20 m, dispuestas con inclinaciones radiales a partir de varios centros. Ésta topografía quedó sepultada y sobre sus elementos se encuentran con visible discordancia las rocas del edificio basáltico, agrupadas también a partir de varios focos volcánicos más numerosos.

Ortega y Sánchez (1985) mencionan que la parte meridional de la isla, consta de pequeños conos cineríticos poco erosionados y extensos derrames basálticos que surgieron, por lo general, de los flancos o las cimas de los conos. La disposición de los conos basálticos sugiere emergencia de magmas a favor de la dirección NW.

Existen también varios conos de roca félsica con paredes abruptas en las que se observan hasta tres o cuatro derrames sobrepuestos. Los conos cineríticos tienen perfiles simétricos

con pendientes suaves a moderadas (15° a 30°). Los cráteres de los conos son circulares y de escasa profundidad; en un sólo caso, el Volcán Bañuelos, el fondo del cráter se encuentra ocupado por una laguna intermitente con un diámetro aproximado de 400 m (Ortega y Sánchez, 1985).

Las lavas del Evermann forman una gran terraza anular constituida por peñascos de aristas angulares y disposición caótica. Las proyecciones de arenas y cenizas basálticas son considerables y se encuentran intercaladas con las corrientes de lava, formando a su vez terrazas de superficies planas o de corta pendiente, y constituyen principalmente los conos secundarios al Evermann. La mayoría de los derrames de lava alcanzó la orilla del mar y avanzó hacia el fondo marino.

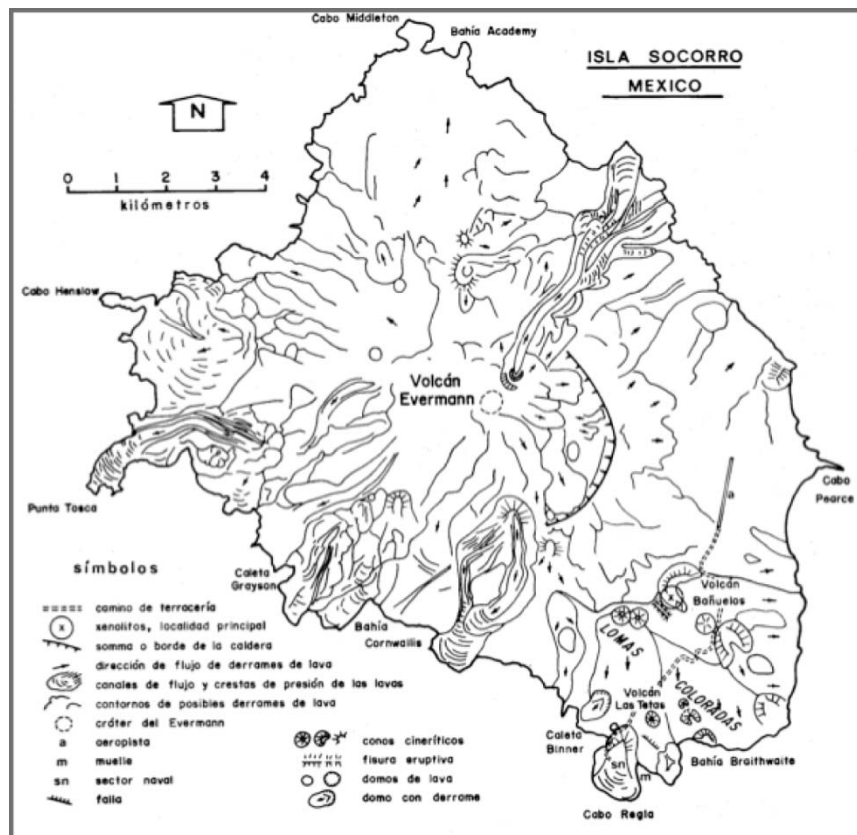


Figura 9. Mapa morfológico de Isla Socorro.³

II.5. Tectónica de Placas

³ Ortega y Sanchez, 1985

Estudios de topografía regional y paleomagnetismo del piso marino, sugieren que la Dorsal de los Matemáticos es un centro de crecimiento fallado que estuvo activo desde 6.5 Ma hasta 3.15 Ma, y que fue abandonado durante la reorganización de las placas, provocando que se moviera el sitio de crecimiento hasta su posición actual en la Cordillera del Pacífico Este (Mammerickx *et al.*, 1988).

La Cordillera del Pacífico Este (Fig. 10), es un abultamiento ancho con tendencia norte sobre el sureste del océano Pacífico y se encuentra atravesada por numerosas fracturas o fallas transformantes con tendencia este. La Cordillera del Pacífico Este corresponde al punto más joven en la historia evolutiva del océano Pacífico.

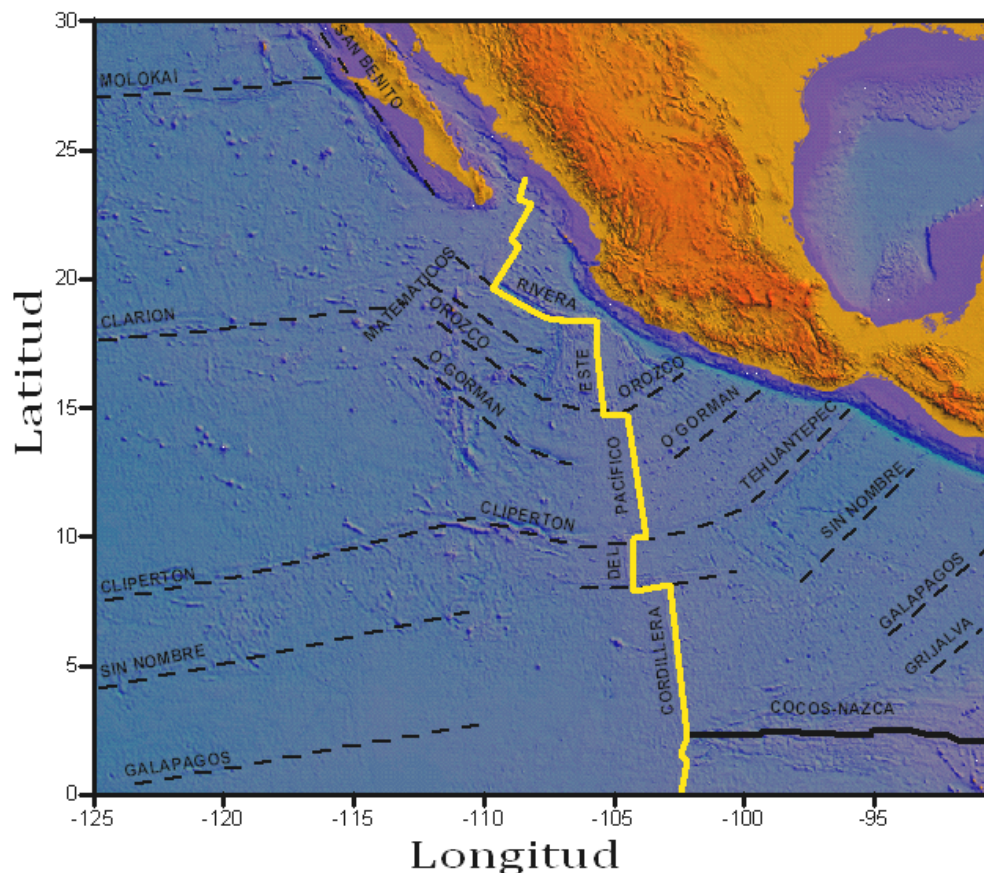


Figura 10. Mapa Tectónico de la parte noroeste del Océano Pacífico.

Las cuatro placas involucradas en la historia post-Oligoceno de la Cordillera del Pacífico Este, entre las fracturas son: Pacífica, Guadalupe, Rivera y Cocos; la placa Guadalupe ha evolucionado dentro de las placas Rivera y Cocos. La reorganización del movimiento de estas placas alteró la tendencia del centro de crecimiento y modificó las fronteras de las placas (Moore, 1970). El movimiento de las placas es trazado por las zonas de fracturas, indicando una dirección hacia fuera del centro de crecimiento.

Existen dos zonas de fracturas importantes en el área del Pacífico Este: la Zona de la Fractura Tamayo, en la boca del golfo de Baja California y la Zona de la Fractura Rivera, 400 km al sur, en una latitud 19°N (Moore, 1970).

La Zona de la Fractura Rivera parece ser la extensión este de la Fractura de Clarión, la cual comienza a más de 3000 km al oeste del Archipiélago de Revillagigedo. La Zona de la Fractura de Rivera se separa de la Cordillera del Pacífico Este por alrededor de 400 km en sentido lateral derecho. Algunos epicentros de terremotos se localizan a lo largo de la Fractura Rivera; Chase y Regard (1970, citados por Moore, 1970) consideran que es un segmento actualmente activo del sistema de fallas de transformación de Clarión.

El Archipiélago de Revillagigedo se encuentra dentro de la brecha entre el final oeste de la Zona de la Fractura de Rivera y el final este de la Zona principal de la Fractura de Clarión, en el lado oeste de la Cordillera del Pacífico Este y al extremo norte de los Montes Matemáticos (Fig. 11).

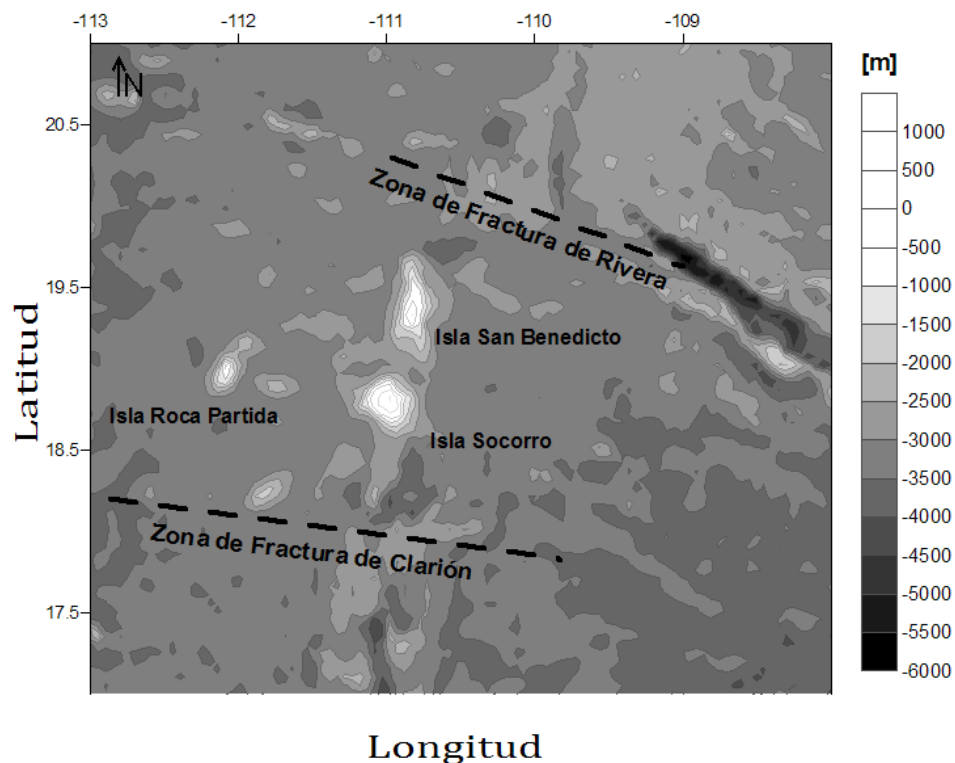


Figura 11. Batimetría del mar en el segmento norte de la dorsal de los Matemáticos.

Las causas que explican el desarrollo del Archipiélago de Revillagigedo están en la separación de la Placa de Cocos con respecto a la Placa Pacífica. Esta última, presenta un movimiento de dirección sureste-noroeste, mientras que la Placa de Cocos tiene un

movimiento de dirección oeste-este y choca con la Placa Norteamericana dando origen a la subducción o trinchera mesoamericana en la región adyacente al continente (de Cserna, 1992, citado por UCANP 2004).

La Isla Socorro se encuentra ubicada sobre una dorsal volcánica abandonada y su producto representa los magmas formados después de que cesó la generación de piso oceánico.

III. MARCO TEÓRICO

III.1. Introducción

El método gravimétrico involucra mediciones de las variaciones en el campo gravitacional de la Tierra, originadas por las diferencias de densidad de las rocas existentes en el subsuelo. Un ejemplo es imaginar una unidad de roca con densidad diferente a las unidades que la rodean, ésta unidad representa una zona de masa anómala que produce una anomalía gravimétrica significativa. La interpretación de las anomalías gravimétricas permite una estimación de la profundidad y forma del cuerpo causal.

III.2. Método Gravimétrico

El método gravimétrico está basado en la Ley de Gravitación Universal de Isaac Newton; ésta establece que la fuerza de atracción F entre dos masas m_1 y m_2 es directamente proporcional al cuadrado de la distancia r entre los centros de masas, está dada por:

$$F = \frac{Gm_1 m_2}{r^2} \dots (1)$$

donde G es la constante de gravitación universal $6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$.

Si se considera la atracción gravitacional de la Tierra como homogénea, esférica y sin rotación de masa M y radio R sobre una pequeña masa m en su superficie, es relativamente simple mostrar que la masa de una esfera es concentrada en el centro, y sustituyendo en la ecuación (1) donde la fuerza de atracción es equivalente al peso de la masa m :

$$F = \frac{GM}{R^2} m = mg \dots (2)$$

El término $g = \frac{GM}{R^2}$ es conocido como la aceleración gravitacional en unidades de metro sobre el segundo al cuadrado. El peso de la masa está dado por mg .

En la Tierra previamente descrita, la gravedad sería constante, pero la forma del elipsoide, rotación, el relieve de la superficie irregular y la distribución interna de masas causa que la gravedad varíe sobre su superficie.

El campo gravitacional es más útil definido en términos de potencial gravitacional U :

$$U = \frac{GM}{r} \dots (3)$$

La aceleración gravitacional es un vector cuantitativo, teniendo dirección y magnitud, y el potencial gravitacional U es un escalar teniendo solamente magnitud. La primera derivada de U en cualquier dirección, da la componente gravitacional en esa dirección. Las superficies equipotenciales se pueden definir cuando U es constante. La superficie del nivel del mar o el geoide, son las superficies equipotenciales más fácilmente reconocidas, donde son horizontales en cualquier lugar.

Unidades de la Gravedad

El valor principal de la aceleración de la gravedad en la superficie de la Tierra es de 9.8 ms^{-2} . El orden de variación de la aceleración de la gravedad causado por las variaciones de la densidad en la superficie es de $100 \mu\text{ms}^{-2}$. Esta unidad del micrómetro sobre segundo al cuadrado es referido como la unidad de gravedad gu . En levantamientos gravimétricos en tierra se tiene una exactitud de $\pm 0.1 gu$, corresponde a alrededor de la cienmillonesima parte del campo gravitacional normal. En el mar la exactitud obtenida es menor, de alrededor de $\pm 10 gu$. Las unidades de la aceleración de la gravedad en c. g. s. es el miligal ($1 \text{ mgal} = 10^{-3} \text{ gal} = 10^{-3} \text{ cms}^{-2}$), equivalente a $10 gu$.

Mediciones de la Gravedad

La medición de un valor absoluto de la gravedad es un procedimiento complejo, requiere aparatos complicados y largos periodos de observación. Anteriormente, tales mediciones eran realizadas usando péndulos grandes o técnicas de cuerpos en caída libre, con una precisión de $0.01 gu$, los instrumentos para medir la gravedad absoluta en el campo eran pesados, caros y muy tardados para las mediciones. Las primeras generaciones de instrumentos para medir las variaciones de gravedad estaban basadas en péndulos pequeños o en la oscilación de la torsión de las fibras, eran portables y su tiempo de

medición era considerable. Los instrumentos modernos son capaces de obtener mediciones rápidas y son conocidos como **gravímetros**.

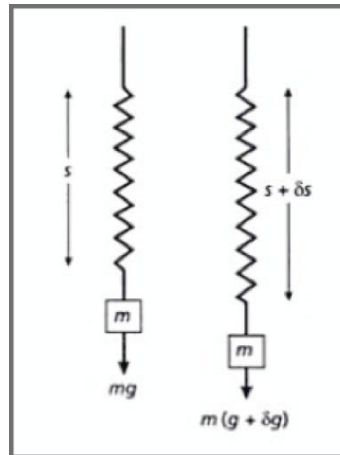


Fig. 12. Principio de operación de los gravímetros⁴.

Los gravímetros son básicamente resortes balanceando una masa constante. Las variaciones en el peso de la masa causado por los cambios de la gravedad ocasionan que la longitud del resorte se modifique y proporcione una medición del cambio de la gravedad. En la figura 12 se muestra un resorte con una longitud inicial s ha sido estirado por una cantidad δs como resultado de un incremento en la gravedad δg aumentando el peso de la masa suspendida m . La extensión del resorte es proporcional a la fuerza aplicada (Ley de Hooke), esto es:

$$m\delta g = k\delta s$$

y

$$\delta s = \frac{m}{k} \delta g \dots (4)$$

donde k es la constante de elongación del resorte.

⁴ Instruction Manual LaCoste & Romberg

Existen dos tipos de gravímetros los estables y los inestables, en los estables el resorte tiene una función dual, soportar la masa y actúa como dispositivo de medición, aunque una desventaja de este tipo de gravímetros es que su sensibilidad se restringe debido a la función dual, los gravímetros inestables emplean una fuerza adicional que actúa en el mismo sentido, como extensión (o contracción) del resorte y consecuentemente amplifica directamente el movimiento.

III.3. Densidades de las Rocas

Las anomalías gravimétricas resultan de diferencia de densidad o de los contrastes de densidad, entre los cuerpos de roca y sus alrededores. La mayoría de los tipos de rocas comunes tienen densidades en un rango de ente 1.60-3.20 g/cm³.

Tabla. 1. Tabla de densidades de las rocas ígneas (Telford, 1990).

<i>Tipo de Roca</i>	<i>Rango (g/ cm³)</i>		<i>Promedio (g/ cm³)</i>
Vidrio de Riolita	2.2	2.28	2.24
Obsidiana	2.2	2.4	2.30
Vitrófico	2.36	2.53	2.45
Riolita	2.35	2.7	2.53
Dacita	2.35	2.8	2.58
Fonolita	2.45	2.71	2.58
Traquita	2.42	2.8	2.61
Andesita	2.4	2.8	2.60
Nefelita-Sienita	2.53	2.7	2.62
Granito	2.5	2.81	2.66
Granodiorita	2.67	2.79	2.73
Pórfido	2.6	2.89	2.75
Sienita	2.6	2.95	2.78
Anortosita	2.64	2.94	2.79
Cuarzo diorita	2.62	2.96	2.79
Diorita	2.72	2.99	2.86
Lavas	2.8	3	2.90
Diabasa	2.5	3.2	2.85
Norita	2.7	3.24	2.97
Basalto	2.7	3.3	3.00
Gabro	2.7	3.5	3.10
Hornblenda	2.98	3.18	3.08
Peridotita	2.78	3.37	3.08
Piroxenita	2.93	3.34	3.14

La densidad de la roca depende de su composición mineral y porosidad. La mayoría de las rocas ígneas y metamórficas tienen porosidad insignificante, y su composición es la principal causa de las variaciones de la densidad. Los rangos de densidad de las rocas ígneas se presentan en la tabla 1.

El conocimiento de la densidad de la roca es necesario para la corrección de Bouguer y para la interpretación de las anomalías gravimétricas.

III.4. Gravímetro LaCoste & Romberg

El gravímetro LaCoste & Romberg es de tipo inestable. El principio de medición consiste en una masa soportada en un punto por una viga, la cual está sostenida por un resorte de longitud cero. El resorte de longitud cero es aquel en el cual la tensión es proporcional a la longitud actual del resorte, el resorte dentro del gravímetro está a 45 grados desde la horizontal.

La medición es leída por la anulación de la posición de la masa, es decir, se suma o resta una pequeña cantidad de fuerza a la masa para regresarla a la misma posición de lectura. Esto es realizado por el levantamiento en el extremo superior del resorte. Esto debe hacerse con gran precisión y se realiza con una serie de barra, que a su vez se mueven por tornillos de alta precisión que se giran por una caja de engranes.

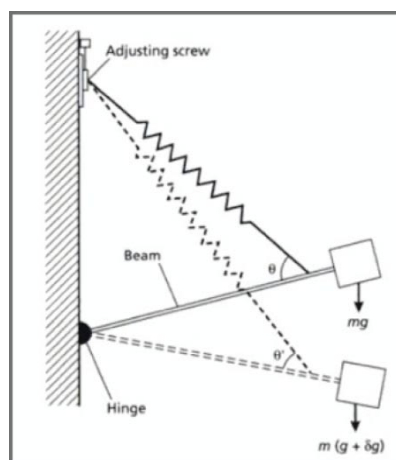


Fig. 13. Principio de operación del gravímetro LaCoste & Romberg⁵.

⁵ Instruction Manual LaCoste & Romberg

El sistema de barras y tornillos se calibra con precisión en todo su rango, por esta razón los factores de calibración no cambian con el tiempo, como en otros gravímetros.

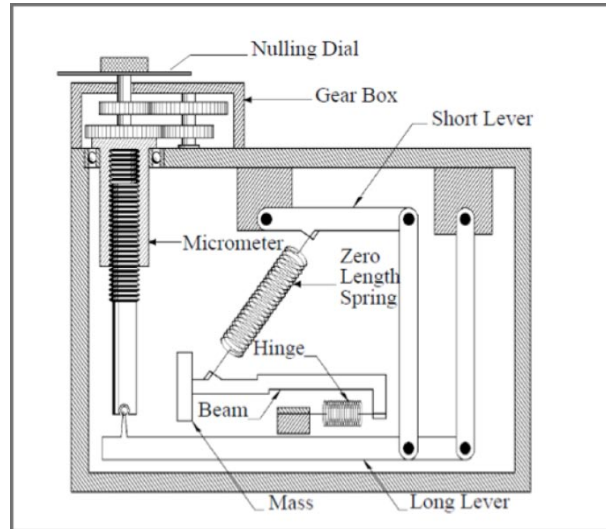


Fig. 14. Componentes del gravímetro LaCoste & Romberg⁶.

III.5. Correcciones Gravimétricas

Las mediciones realizadas en la superficie se utilizan para calcular las anomalías gravimétricas. En la mayoría de las veces no se tiene directamente la gravedad en el modelo matemático definido (elipsoide) debido a la serie de factores que influyen en la gravedad, que sumados de forma escalar, constituyen el valor observado.

Las ecuaciones descritas a continuación están basadas conforme a los nuevos estándares de gravedad dados por el *U. S. Geological Survey* (USGS) y el *Standards/Format Working Group of the North American Gravity Database Committee*.

⁶ Instruction Manual LaCoste & Romberg

Gravedad Teórica del Elipsoide

La ecuación para el cálculo de la gravedad teórica del elipsoide (g_T) está basado en el Sistema de Referencia Geodésico de 1980 (GRS80) que sirve para predecir la gravedad en cualquier altura y latitud (φ) norte o sur (Hildebrand et al., 2002):

$$g_T = g_e \frac{1 + k \operatorname{sen}^2 \varphi}{\sqrt{1 - e^2 \operatorname{sen}^2 \varphi}} \dots (5)$$

donde los valores para el elipsoide de referencia GRS80 son:

$$g_e = 978032.67715 \text{ mGal}$$

$$k = 0.001931851353$$

$$e^2 = 0.00669438002290$$

Efecto Atmosférico

La masa de la atmósfera está incluida en el cálculo de la gravedad teórica y ésta decrece con el incremento de la elevación de las estaciones, esto disminuye el efecto atmosférico de la gravedad (g_{atm}). La corrección atmosférica usa la altura (h) de la estación gravimétrica en metros por encima del elipsoide GRS80 en la siguiente ecuación (Hildebrand et al., 2002):

$$g_{atm} = 0.874 - 9.9 \times 10^{-5} h + 3.56 \times 10^{-9} h^2 \dots (6)$$

Corrección por Altura

Las mediciones de la gravedad observada disminuyen con el incremento de la distancia al centro de la tierra. Con el fin de comparar estos valores con la gravedad teórica en el mismo lugar, las alturas (h) de las estaciones de gravedad deben ser corregidas al elipsoide de referencia (Hildebrand et al., 2002):

$$g_h = -(0.3087691 - 0.0004398 \operatorname{sen}^2 \varphi) h + 7.2125 \times 10^{-8} h^2 \dots (7)$$

Corrección por Terreno

La corrección por terreno (g_t) es el efecto que ejercen los valles y colinas próximos a la estación gravimétrica, esta corrección se calcula con las plantillas de Hammer (Hammer, 1939).

Corrección de Bouguer

La corrección de Bouguer (g_b) es la atracción gravitacional que ejerce una capa de la Tierra con un espesor igual a la diferencia de alturas entre las estaciones y el elipsoide. La densidad de esta capa de masa normalmente es el promedio de la densidad continental, que es de $2.67 \frac{g}{cm^3}$. La ecuación para la corrección de Bouguer que toma en cuenta la curvatura de la Tierra (Hildebrand et al., 2002):

$$g_b = 2\pi G\rho(\mu h - \lambda R) \dots (8)$$

donde μ y λ son coeficientes adimensionales. G es la constante gravitacional donde $G = 6.673 \pm 0.001 \times 10^{-11} m^3 kg^{-1} s^{-2}$, h es la altura de la estación gravimétrica por encima del elipsoide de referencia km , y ρ es la densidad de la capa esférica, $2670 kg m^{-3}$, y R es la altura combinada de la estación gravimétrica y el promedio del radio de la Tierra en km .

Anomalías Gravimétricas

La diferencia entre el valor medido y el valor teórico de la gravedad en la estación se denomina Anomalía Gravimétrica. El tipo de anomalía depende de las correcciones que se hayan hecho al valor observado.

Anomalía Gravimétrica de Bouguer

La anomalía gravimétrica de Bouguer elimina la masa que existe entre la estación gravimétrica y el elipsoide de referencia, la ecuación para calcular la anomalía es la siguiente (Holom, 2007):

$$\Delta g_B = g_{obs} - (g_T + g_h - g_{atm} + g_b - g_t) \dots (9)$$

donde:

g_{obs} = Gravedad Observada

g_T = Gravedad Teórica

g_h = Corrección por Altura

g_{atm} = Efecto Atmosférico

g_b = Corrección de Bouguer

g_t = Corrección por Terreno

III.6. Filtrado de la Anomalía

A un mapa de anomalías gravimétricas se le pueden aplicar herramientas matemáticas para obtener una información específica. Mapas de derivadas pueden mostrar, por ejemplo, anomalías que han sido filtradas por tamaño y muestran las fuentes profundas o superficiales. Otras técnicas de derivadas pueden magnificar el gradiente gravimétrico, lugares donde el campo gravimétrico cambia de alto a bajo, estos lugares marcan los bordes de unidades de rocas o fallas. Todos estos mapas se pueden usar en conjunto para obtener una mejor aproximación de la geología.

Anomalía Regional-Residual

La anomalía gravimétrica es la suma de la superposición de los efectos gravimétricos de dos o más estructuras geológicas separadas, de dimensiones y profundidades variables, y

un criterio objetivo de la separación no es posible. “El Regional es lo que quitas para que lo que quede sea la estructura” (Nettleton, 1976).

El mapa residual debe contener los efectos locales de las masas cercanas a la superficie. El propósito principal de este mapa sería modelar la topografía del subsuelo de todas las unidades geológicas expuestas en la superficie (Gupta y Ramani, 1980).

El mapa regional debe contener los efectos de las características de la corteza profunda (Gupta y Ramani, 1980).

El campo regional es aproximado con una superficie polinomial de orden n , y el campo residual es la diferencia entre la superficie polinomial y el mallado del mapa.

Continuación Ascendente y Descendente

Debido a que el campo potencial es continuo, es posible determinar matemáticamente como sería un campo potencial si la medición fuera realizada en un nivel diferente. Por lo tanto podemos proyectar los valores de la anomalía de Bouguer a varios niveles para aumentar las anomalías regionales y locales.

La continuación ascendente proyecta el mapa de anomalías de Bouguer a niveles más altos, lo que resulta en un mapa que ilustra cómo sería si las mediciones hubieran sido hechas en elevaciones mayores. Las fuentes someras serían suprimidas y el campo regional sería aumentado (Kearey, 2002).

La continuación descendente proyecta el mapa de anomalías de Bouguer a niveles más bajos. La continuación descendente brinda una posición de observación más cercana de las fuentes someras, aumentando las anomalías, y atenúa aquellas relacionadas a fuentes profundas (Kearey, 2002).

Filtros Basados en Derivadas

Las derivadas horizontales y verticales de cualquier orden pueden ser calculadas a partir del campo observado, para acentuar las anomalías de longitud de onda corta, resultantes de las fuentes superficiales.

La primera derivada vertical es una operación que nos permite acentuar y mejorar las anomalías de alta frecuencia o de baja longitud de onda debidas generalmente a fuentes someras, que quedan enmascaradas por las anomalías de larga longitud de onda (regionales), que son debidas generalmente a fuentes más profundas.

La segunda derivada vertical mejora las anomalías residuales causadas generalmente por cuerpos someros. La principal propiedad de los mapas de segunda derivada vertical de anomalías de Bouguer, es que donde su valor es cero nos está indicando un punto de inflexión en la maya original, luego nos marca exactamente el contacto entre cuerpos superficiales con alto contraste de densidad.

III.7. Modelado de la Anomalía

Las anomalías gravimétricas reflejan las variaciones de las densidades. Un perfil de anomalía gravimétrica puede ser ajustado a un modelo de la distribución de las anomalías de las densidades positivas o negativas en la corteza o en el manto superior. Las anomalías calculadas y las anomalías observadas son comparadas, y el modelo es modificado hasta que su ajuste sea satisfactorio.

Modelado Directo

Talwani et al., (1959) presentaron la fórmula para calcular la anomalía gravimétrica de cuerpos en dos dimensiones (2D) teniendo polígonos de n-lados atravesando la sección y con contrastes de densidades uniformes. La fórmula de Talwani et al., (1959) fue la base de otros para estudiar como la anomalía gravimétrica dada por un prisma poligonal con contrastes de densidad variables puede ser calculada (Zhang, 1996). Los cuerpos en dos dimensiones fueron modificados después para tener una longitud finita en dirección del rumbo (Rasmussen y Pedersen, 1979, citado por Nabighian 2005).

IV. MÉTODOS

IV.1. Adquisición de Datos

El instrumento de medida utilizado para determinar los valores de la gravedad observada fue el gravímetro de tipo inestable LaCoste & Romberg modelo G del instituto de Geofísica de la UNAM, con una sensibilidad de $\pm 0.01 \text{ mgal}$.

Para la localización espacial de las estaciones se utilizó un GPS modelo Etrex de la marca Garmin.

Los datos para el mapa de la topografía de Isla Socorro se obtuvieron del Sistema Nacional de Información Estadística y Geográfica (SNIEG) del INEGI⁷, con la siguiente ventana de coordenadas (Fig. 15),

Latitud Norte: $18^{\circ}40' - 18^{\circ}52'$

Longitud Oeste: $111^{\circ}4' - 110^{\circ}54'$

Para fines prácticos de despliegue de los mapas se ha optado tomar la Longitud Oeste como negativa.

⁷ Instituto Nacional de Estadística Geografía Informática, 2009

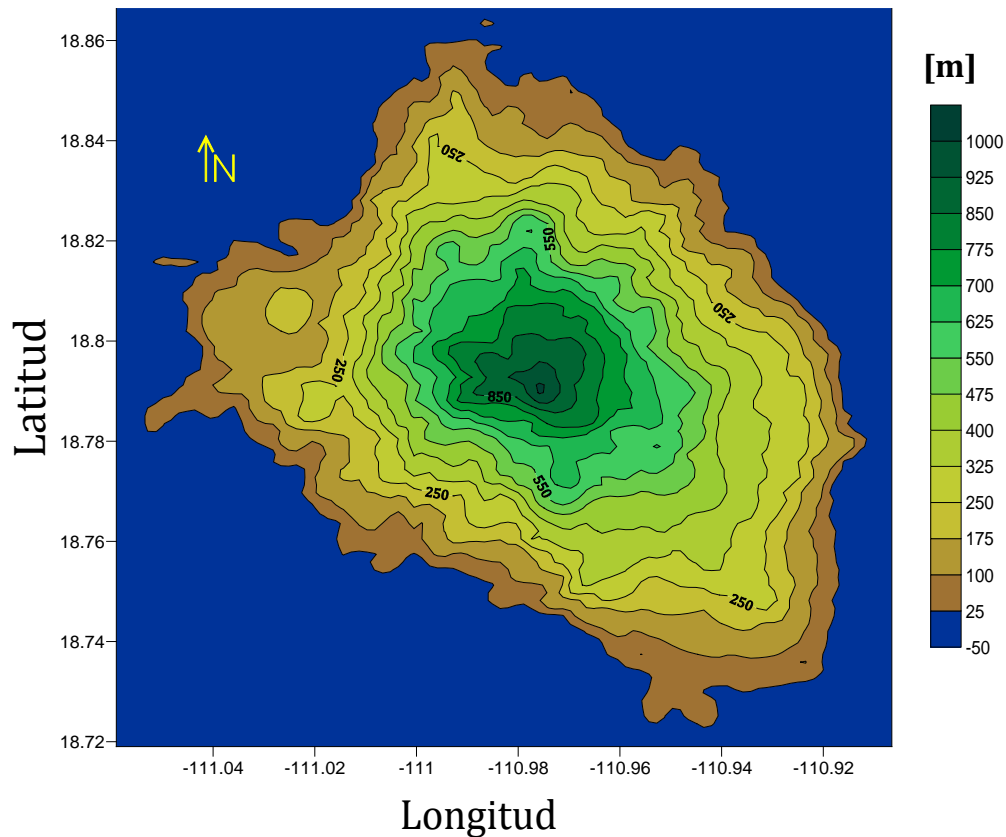


Figura 15. Mapa Topográfico de Isla Socorro.

La región que abarca los perfiles es un área muy grande y de difícil acceso, por lo que la técnica más adecuada consistió en realizar las mediciones con el método de línea sobre cada perfil de manera continua y, en un lugar determinado, cerrando el circuito en la estación más cercana al sector militar.

Perfil 1

Se realizó el perfil 1, desde la pista de aterrizaje hasta la base militar, en dirección NE-SW y con longitud aproximada de 6 km. En esta área se incluyen 13 estaciones, con un espaciamiento aproximado entre ellas de 500 metros. En la figura 16 se muestra la distribución de las estaciones gravimétricas del perfil 1, denotando su ubicación con un triángulo de color azul.

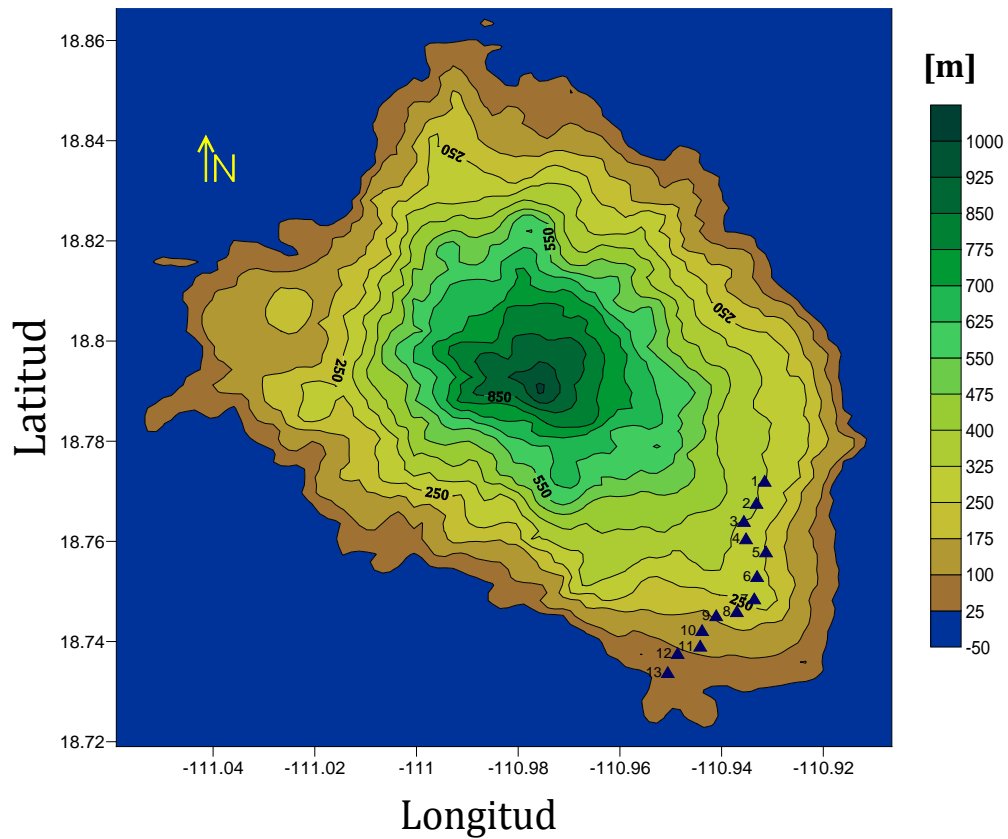


Figura 16. Ubicación de las estaciones del Perfil 1.

Los datos obtenidos de este perfil se presentan en la figura 17:

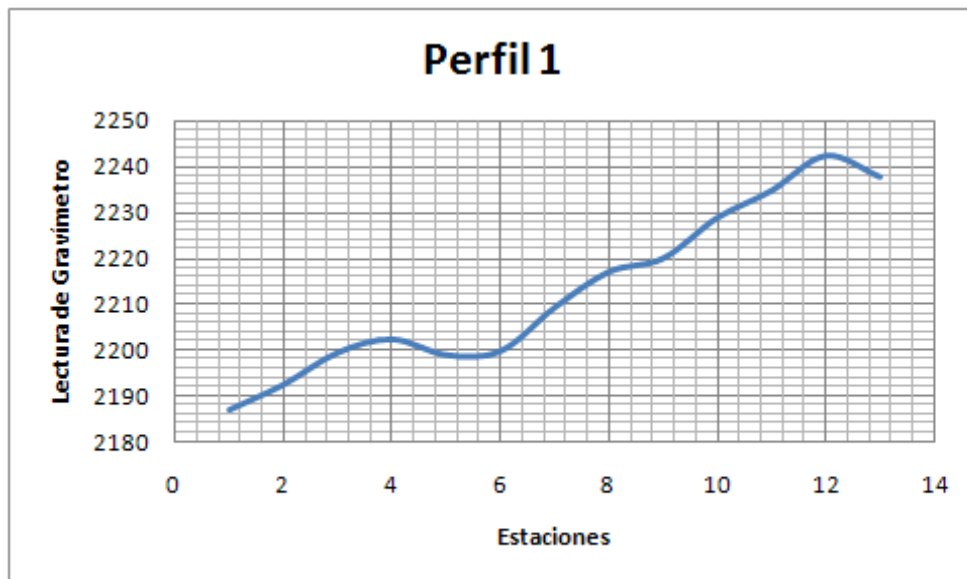


Figura 17. Lecturas del Perfil 1.

Perfil 2

Se realizó el perfil 2 en dirección NW-SE con una longitud aproximada de 5 km, desde un punto cercano a la cima del volcán Evermann y en dirección al camino que lleva a la pista de aterrizaje.

En esta área se incluyen 18 estaciones, que a causa de la irregularidad del terreno presente en esta zona, el espaciamiento entre ellas es desigual, oscilando entre los 200 y 500 m. En la figura 18 se muestra la distribución de las estaciones gravimétricas del perfil 2, denotando su ubicación con un triángulo de color rojo.

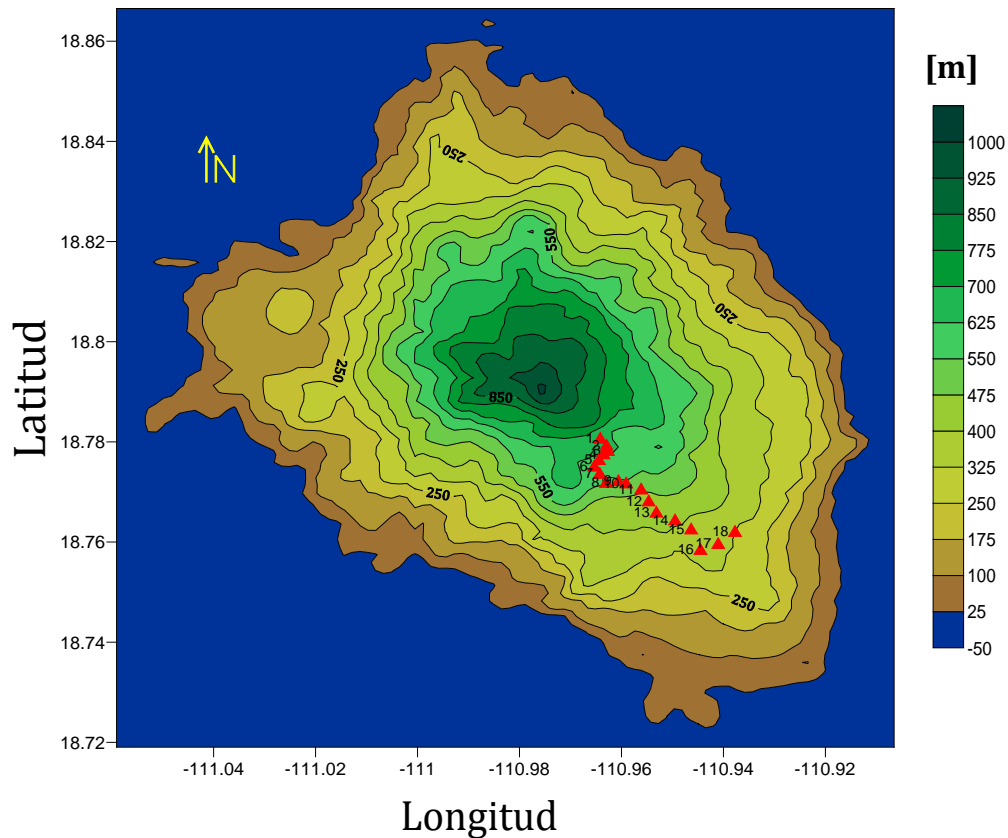


Figura 18. Ubicación de las estaciones del Perfil 2.

La figura 19 muestra los datos obtenidos de este perfil:

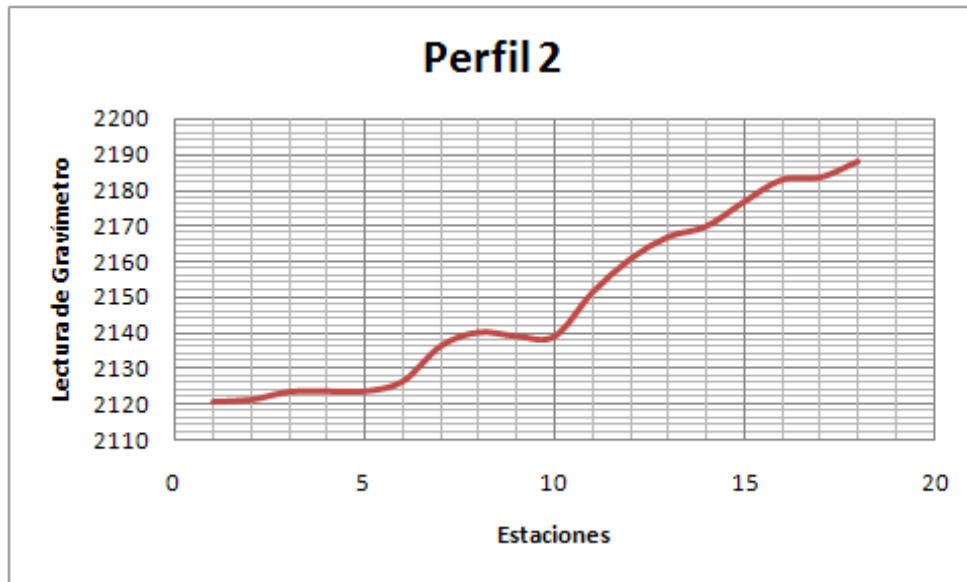


Figura 19. Lecturas del Perfil 2.

En la figura 20, se presenta una versión del mapa topográfico en tres dimensiones, en la cual se muestra los dos perfiles. Este mapa nos permite visualizar un alto relieve en la zona central asociado a la formación Cerro Evermann.

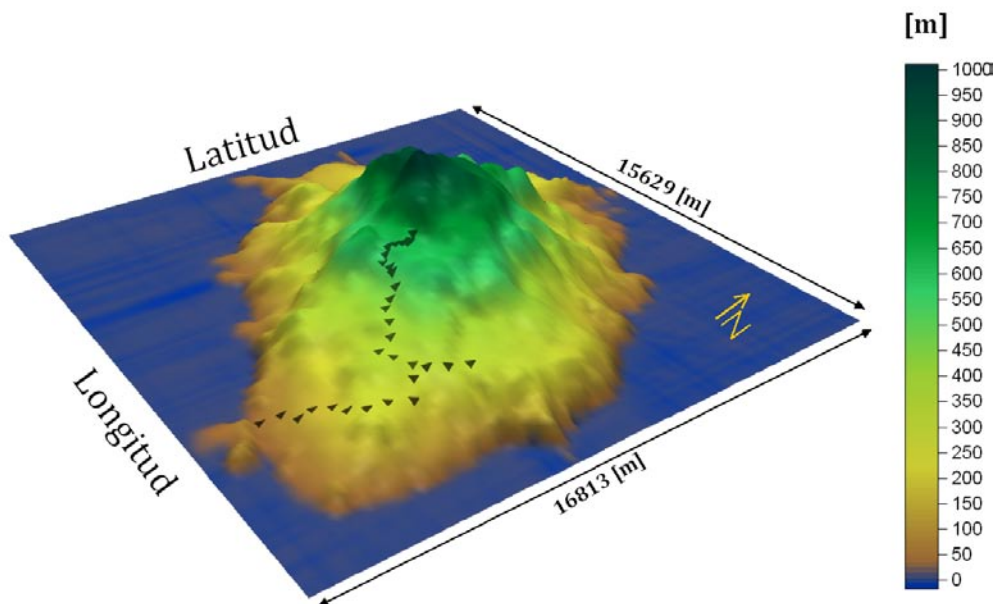


Figura 20. Mapa Topográfico 3D con la ubicación de las estaciones de los dos perfiles.

IV.2. Procesamiento

El procesamiento de los datos obtenidos en campo se realizó con ayuda de una hoja de cálculo. Lo primero que se llevó a cabo fue la conversión de la lectura del gravímetro a miligales, multiplicando dicha lectura por un factor definido por el proveedor del gravímetro.

Las figuras 21 y 22 muestran las conversiones de las lecturas del Gravímetro a lo largo de los perfiles 1 y 2, respectivamente.

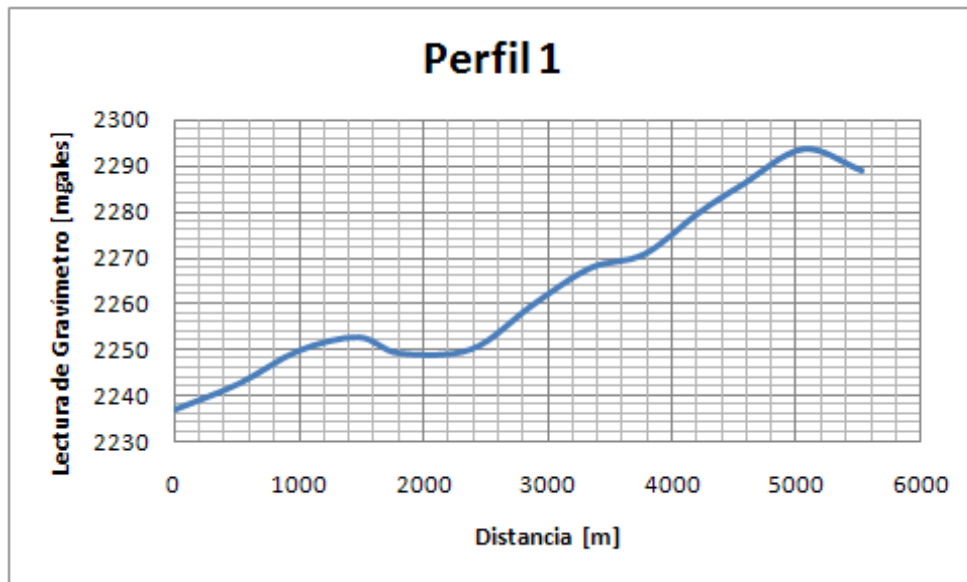


Figura 21. Lecturas corregidas del Perfil 1.

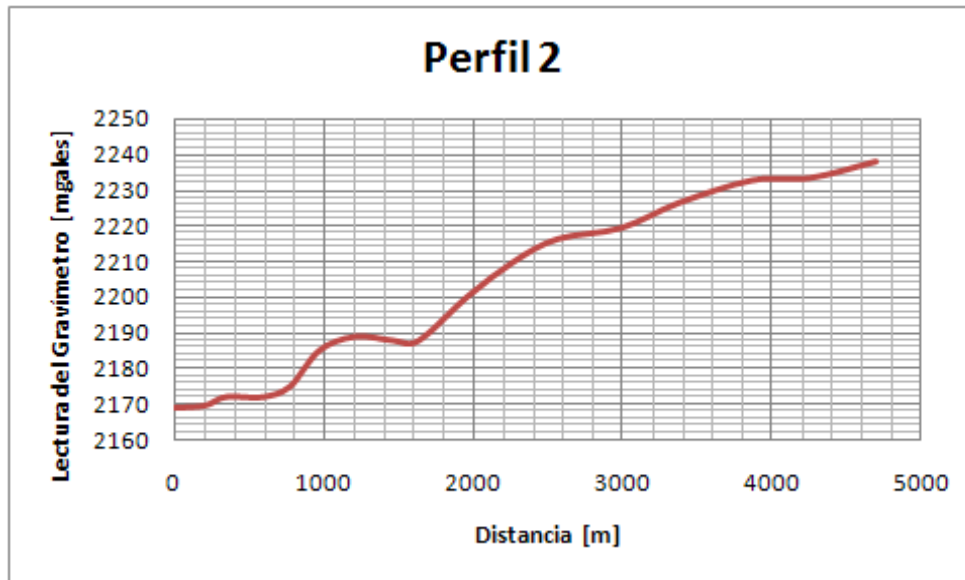


Figura 22. Lecturas corregidas del Perfil 2.

Posteriormente se emplearon las fórmulas propuestas en el capítulo anterior para obtener el valor de la anomalía de Bouguer (ecuación 9). Debido al carácter regional del estudio, y a que los intervalos de tiempo en los que se hicieron las mediciones fueron relativamente cortos, se desprecian las correcciones por deriva y por marea.

Las figuras 23 y 24 muestran la anomalía de Bouguer a lo largo de los perfiles 1 y 2, respectivamente.

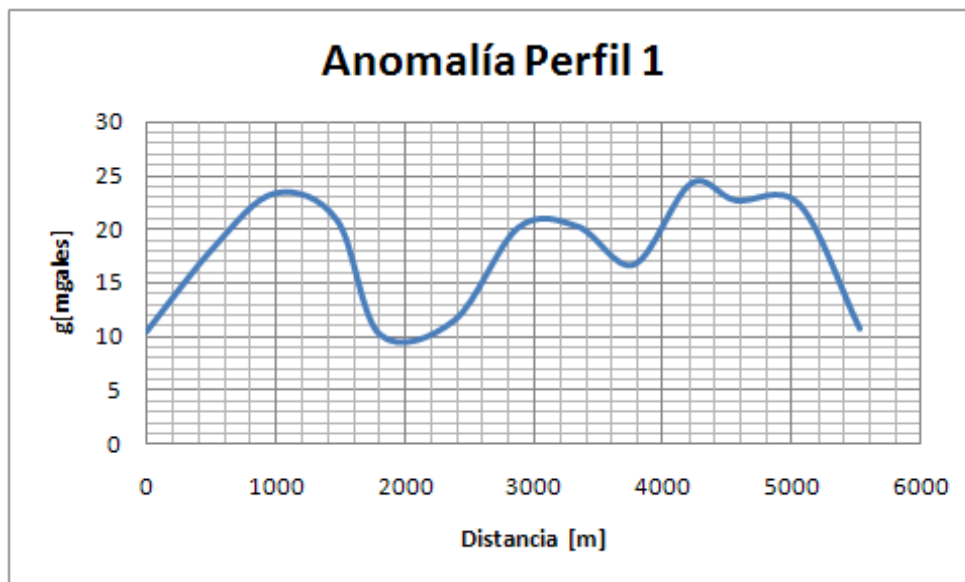


Figura 23. Campo Gravimétrico vs Distancia del Perfil 1.

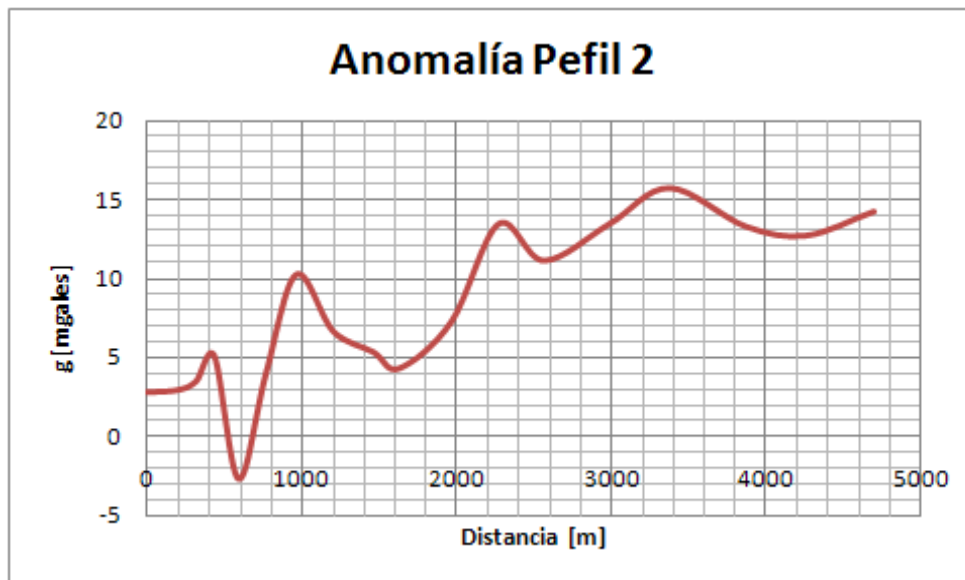


Figura 24. Campo Gravimétrico vs Distancia del Perfil 2.

Los mapas de anomalías se generaron con ayuda del modulo MAPS del programa WinGlink, y Surfer, cuyos resultados se muestran en el Capítulo V.

IV.3. Densidades de las rocas de Isla Socorro

De manera complementaria a la exploración gravimétrica se realizó recolección de muestras de roca, para su caracterización física. Las muestras se dividieron en 4 grupos según su zona de muestreo (Fig. 25).

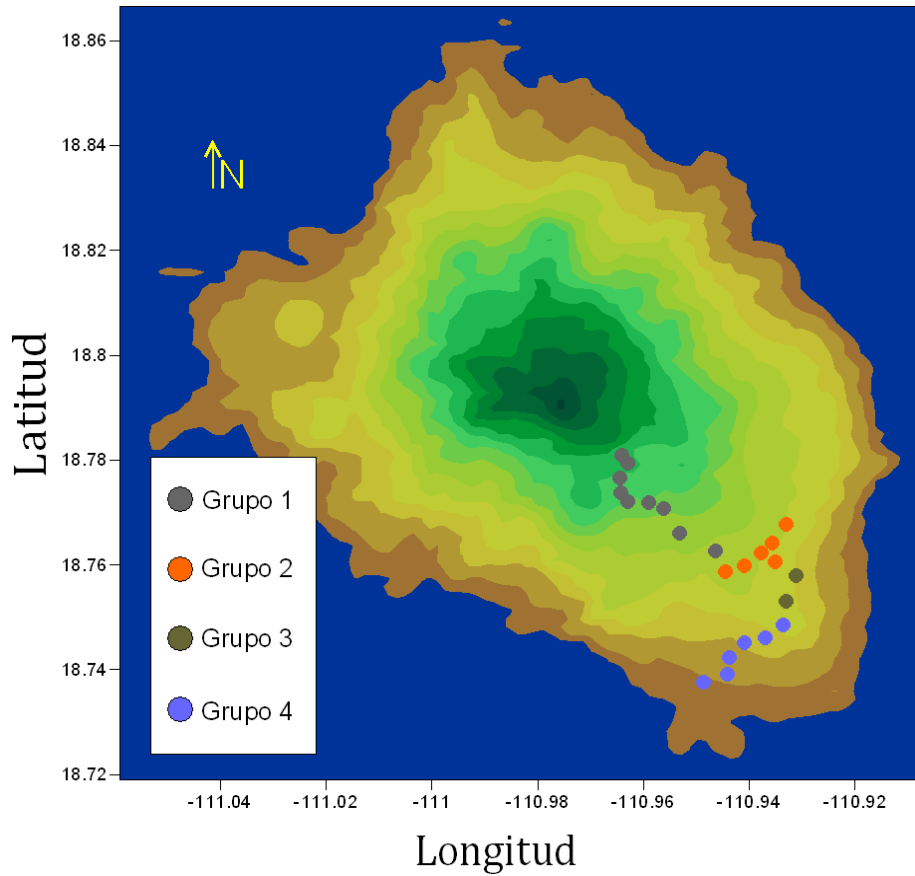


Figura 25. Sitios de Muestreo.

Se obtuvieron las densidades (ρ) de las muestras con el método del desplazamiento de un volumen (V) de agua y obteniendo su masa (m) con una balanza analítica, a través de la relación $\rho = \frac{m}{V} \text{ g/cm}^3$. Para cada muestra se realizó el mismo proceso tres veces, y se obtuvo el promedio (fig. 26).

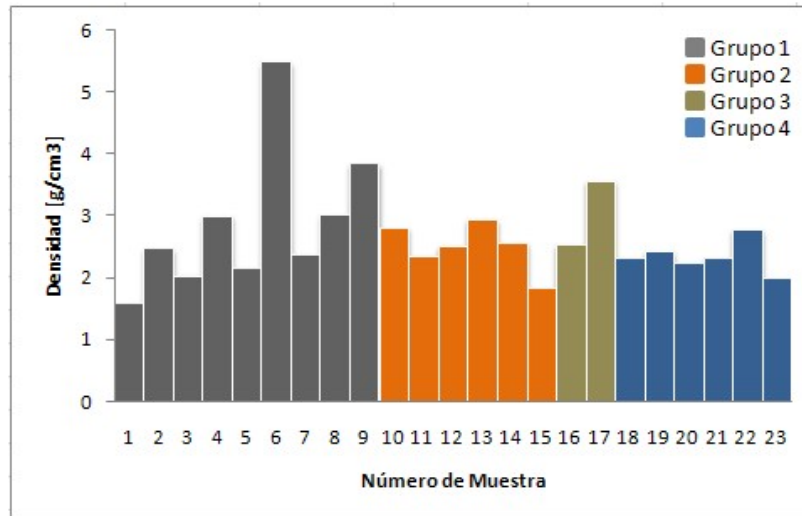


Figura 26. Histograma de Densidades.

Es importante conocer la densidad de las rocas, debido a que dicha propiedad física se utiliza para estimar los contrastes del subsuelo en el momento del modelado. A continuación se presenta una tabla 2 con los promedios por grupos de las muestras obtenidas en la isla.

Tabla 2. Densidades Promedio.

Grupo	Densidad [g/cm ³]
Grupo 1	2.809580128
Grupo 2	2.477316667
Grupo 3	2.720978788
Grupo 4	2.381442974

IV.4. Perfiles Gravimétricos

Se plantearon dos perfiles gravimétricos para el modelado (Fig. 27), el Perfil A que abarca la parte superior del estudio con una longitud aproximada de 6.5 km, y el perfil B con una longitud aproximada de 3 km en dirección suroeste.

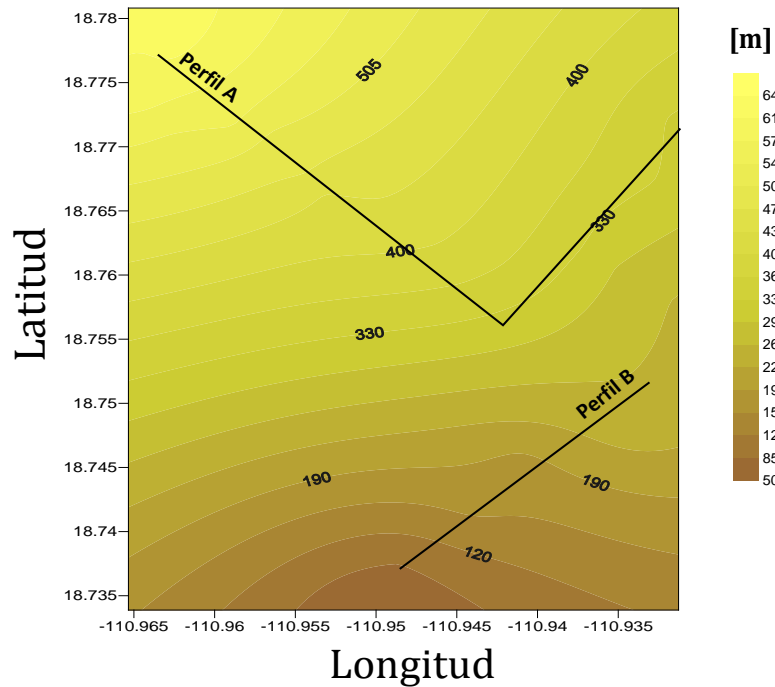


Figura 27. Mapa de Alturas con Perfiles Gravimétricos A y B.

En la modelación de los diferentes perfiles se utilizó el módulo 2.5D Modeling del programa WinGlink, basado en el algoritmo bidimensional de Talwani et al. (1959) modificado por Rasmussen y Pedersen (1979). En este proceso se consideró la información geológica planteada en el capítulo II, así como los valores de las densidades de la Tabla 2.

El programa de modelado es usado para crear, editar y manejar modelos de densidades de rocas. Cada modelo es asociado a un perfil de la base de datos. Uno o más modelos pueden ser asociados a cada perfil.

Los resultados de los modelos son planteados en el siguiente capítulo.

V. INTERPRETACIÓN

V.1. Mapas Gravimétricos

A partir de los datos obtenidos de las correcciones se obtiene el mapa de anomalía de Bouguer (Fig. 29) y posteriormente con ayuda del filtrado se realizaron seis mapas de anomalías: mapa de continuación ascendente a 500 m, mapa de continuación descendente a 100 m y 200 m, mapas regionales y residuales de tercer grado, y un mapa de primera derivada vertical de anomalía de Bouguer.

Estos mapas se obtuvieron interpolando los datos obtenidos en las correcciones y en el filtrado. Se probaron dos métodos distintos de interpolación: Kriging y Distancia Inversa Ponderada. El método de interpolación elegido fue el Kriging, debido a que este método genera un resultado más suavizado. Todos los procesos de interpolación se realizaron con ayuda del programa Surfer.

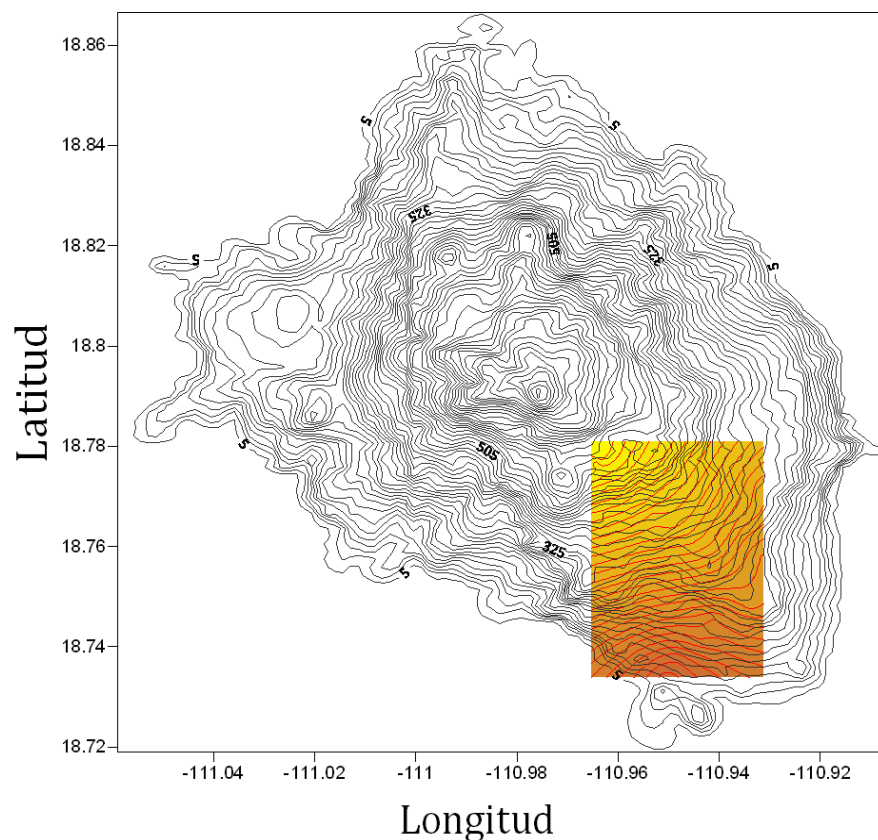


Figura 28. Mapa comparativo de alturas de GPS con altimetría de INEGI.

Para validar el método Kriging, se comparó el mapa topográfico generado en el proceso de interpolación con la altimetría del INEGI (Fig. 28), teniendo resultados muy similares.

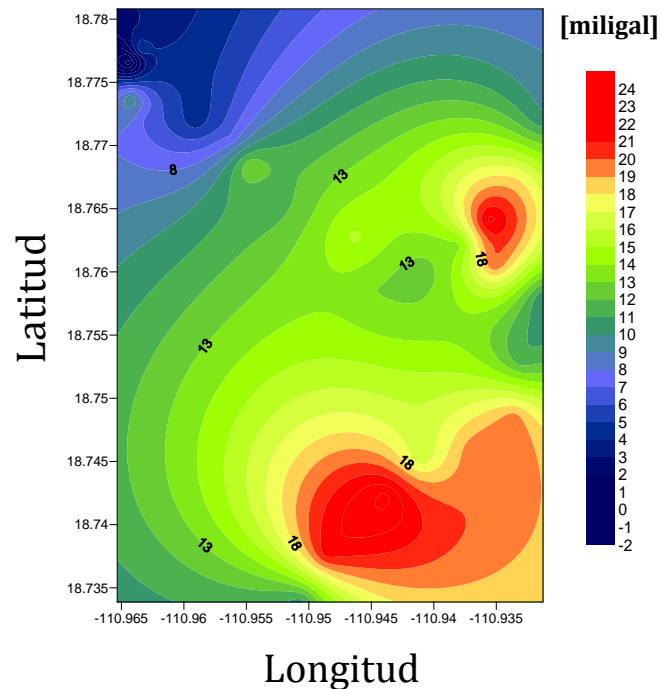


Figura 29. Mapa de Anomalía de Bouguer.

Los valores de la anomalía de Bouguer son negativos en la zona noroeste, con un valor de ≈ -2 mgal, producido por el borde de la caldera. También se observan dos zonas con valores positivos: el primero en la zona sureste con dimensiones de aproximadamente 2×1.5 km, que es asociado con un conjunto de conos cineríticos, con un valor de anomalía de aproximadamente 22 mgal, y el segundo de menores dimensiones (500×250 m) en la zona noreste, es debido a la cercanía del volcán Bañuelos, con un valor de anomalía de ≈ 22 mgal (Fig. 29).

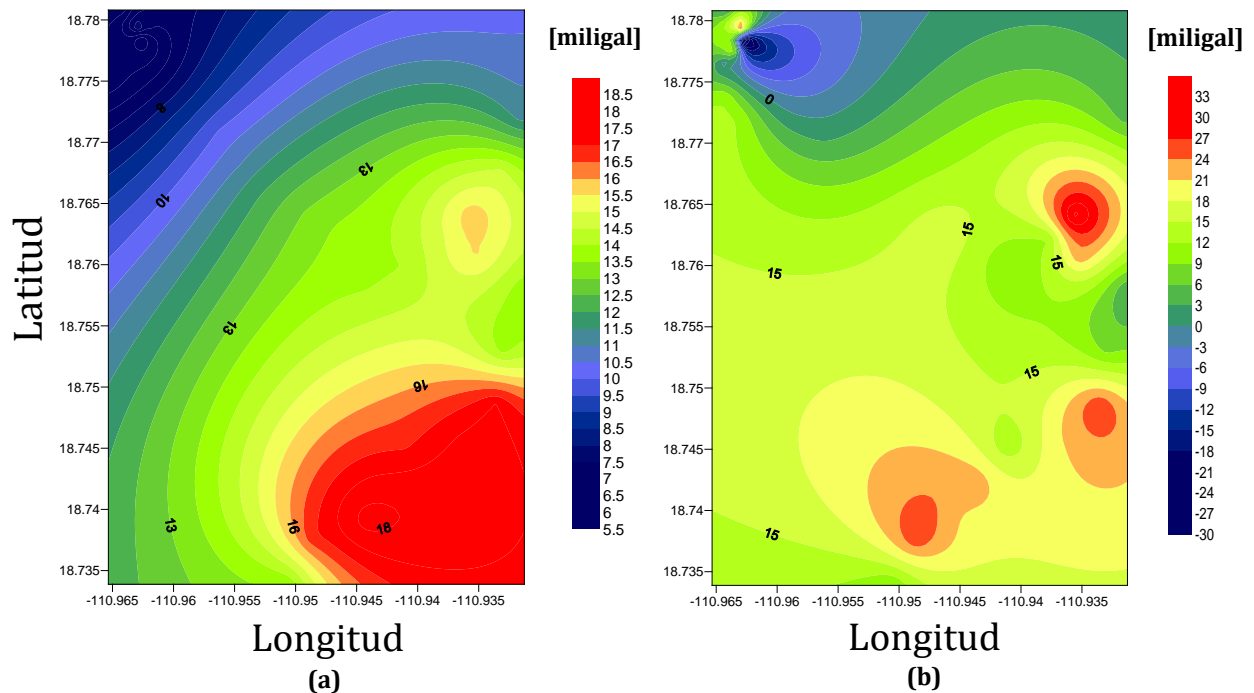


Figura 30. (a) Mapa de Continuación Ascendente a 500 m y (b) Mapa de Continuación Descendente a 100 m.

El mapa de continuación ascendente a 500 m (Fig. 30a), se construyó con la finalidad de poder observar el comportamiento de las anomalías regionales. Analizando este mapa, se perciben las tendencias de la zona sureste perteneciente a la formación de Lomas Coloradas, así como en la zona noroeste de la formación Cerro Evermann. La continuación ascendente se realizó a 500 m debido a que a distancias mayores, el mapa no sufría cambios significativos, y en menores distancias, aún se podían observar las anomalías locales.

El mapa de continuación descendente a 100 m (Fig. 30b), se construyó con la finalidad de poder observar el comportamiento de los cuerpos someros. En el mapa se observan 4 cuerpos: uno en la zona sur, asociado con el Volcán las Tetras, uno en la zona sureste, asociado con un conjunto de conos cineríticos, otro en la zona noreste, producido por la cercanía con el Volcán Bañuelos y el último en la zona noroeste, debido al borde de la caldera, siendo este último el único negativo.

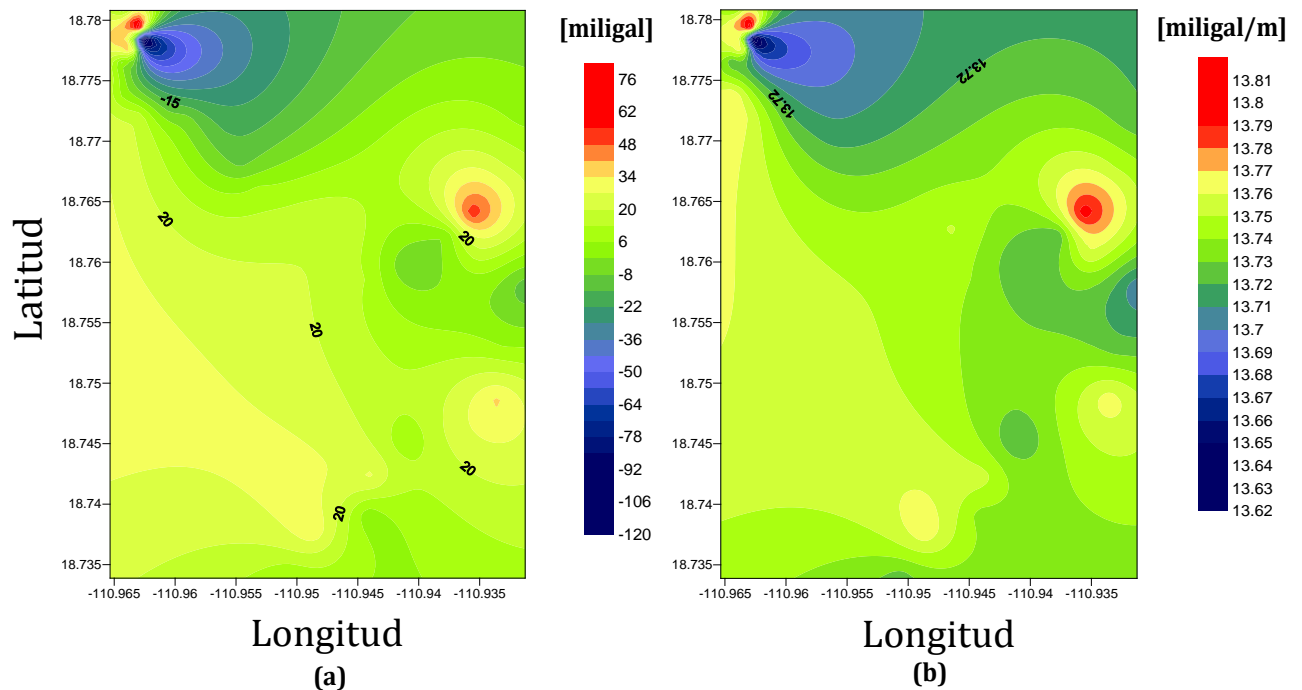


Figura 31. (a) Mapa de Continuación Descendente a 200 m y (b) Mapa de Primera Derivada Vertical.

El mapa de continuación descendente a 200 m (Fig. 31a), se construyó para observar el comportamiento de las anomalías producidas por los cuerpos antes descritos a profundidad. En el mapa se observa que sólo dos cuerpos persisten: el perteneciente al borde de la caldera y el del Volcán Bañuelos. Cabe aclarar que los mapas de continuación descendente no son muy confiables debido a la amplificación del ruido en el proceso, por tal motivo no se realizaron mapas de continuación descendente a mayores profundidades.

El mapa de la figura 31b, se construyó aplicando un filtro de primera derivada vertical a los datos de la anomalía de Bouguer, con la finalidad de poder observar el comportamiento de los cuerpos someros, resaltando así, la presencia de los cuerpos antes descritos: el borde de la caldera y el Volcán Bañuelos.

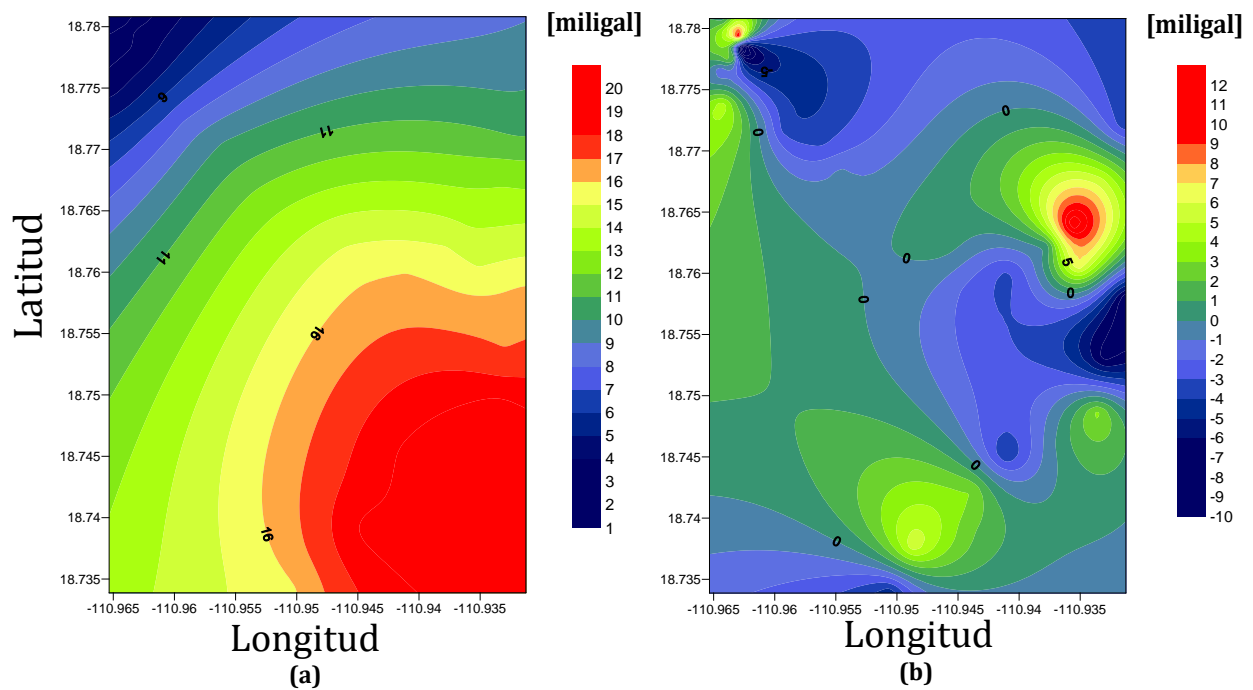


Figura 32. (a) Mapa Regional y (b) Residual de tercer grado.

Con base en el mapa de continuación ascendente se hizo la separación de las anomalías regional y residual. Se comparó el mapa de continuación ascendente a 500 m con los mapas regionales de segundo, tercer y cuarto grado en magnitud y forma, y se concluyó que el mejor ajuste es el de tercer grado (Fig. 32a). Al igual que en el mapa de continuación ascendente a 500 m, se puede observar el aporte a la anomalía de la zona sureste perteneciente a la Formación de Lomas Coloradas, y el aporte de la zona noroeste de la Formación Cerro Evermann.

El mapa residual de tercer grado (Fig. 32b), se construyó con base en la resta de los valores del regional con la anomalía observada, con el objetivo de mostrar los cuerpos someros. En el mapa se observan una distribución de máximos y mínimos a mayor detalle, haciendo posible observar las anomalías que habían sido enmascaradas debido a la tendencia regional. En este mapa, es posible observar nuevamente 4 cuerpos, aunque algunos a mayor detalle: uno en la zona sur, asociado con el Volcán las Tetras, con un valor de 5 mgal, uno en la zona sureste, asociado con un conjunto de conos cineríticos, con un valor de 4 mgal, otro en la zona noreste, producido por la cercanía con el volcán Bañuelos, con un valor de 12 mgal y el último en la zona noroeste, debido al borde de la caldera, teniendo un valor negativo de -10 mgal.

En la tabla 3 se presenta un resumen de los mapas realizados.

Tabla 3. Síntesis de mapas.

Mapa	Objetivo	Descripción
Anomalía de Bouguer Figura 29	Conocer el tipo de Anomalía presente en la Isla	-Valores negativos en zona noroeste, debido al borde de caldera -Valores positivos en zona sureste, debido a conos cineríticos -Valor positivo en zona noreste, debido al Volcán Bañuelos
Continuación Ascendente 500 m Figura 30a	Observar el comportamiento de las anomalías regionales	-Valores negativos en zona noroeste, debido a la Formación Cerro Evermann -Valores positivos en zona sureste, debido a Formación Lomas Coloradas
Continuación Descendente 100 m Figura 30b	Observar el comportamiento de los cuerpos someros	Se distinguen 4 cuerpos: zona sur, Volcán las Tetras; zona sureste, conos cineríticos; zona noreste, Volcán Bañuelos; zona noroeste, borde de la caldera.
Continuación Descendente 200 m Figura 31a	Observar el comportamiento de los cuerpos someros	Se distinguen dos cuerpos: zona noreste, Volcán Bañuelos; zona noroeste, borde de la caldera.
Primera Derivada Vertical Figura 31b	Observar el comportamiento de los cuerpos someros	Se distinguen dos cuerpos: zona noreste, Volcán Bañuelos; zona noroeste, borde de la caldera.
Regional Figura 32a	Observar el comportamiento de las anomalías regionales	-Valores negativos en zona noroeste, debido a la Formación Cerro Evermann -Valores positivos en zona sureste, debido a Formación Lomas Coloradas
Residual Figura 32b	Observar el comportamiento de los cuerpos someros	Se distinguen 4 cuerpos: zona sur, Volcán las Tetras; zona sureste, conos cineríticos; zona noreste, Volcán Bañuelos; zona noroeste, borde de la caldera.

V.2. Modelos Gravimétricos Teóricos

Los modelos teóricos de Isla Socorro se plantean con el fin de poder conocer el tipo de anomalía que se podría presentar según la geometría de los cuerpos presentes en la isla, y posteriormente asociarlos con los modelos gravimétricos propuestos.

Se planteó un Perfil C el cual atraviesa toda la isla en dirección NW-SE, pasando por las formaciones Cerro Evermann y Lomas Coloradas (Fig. 33).

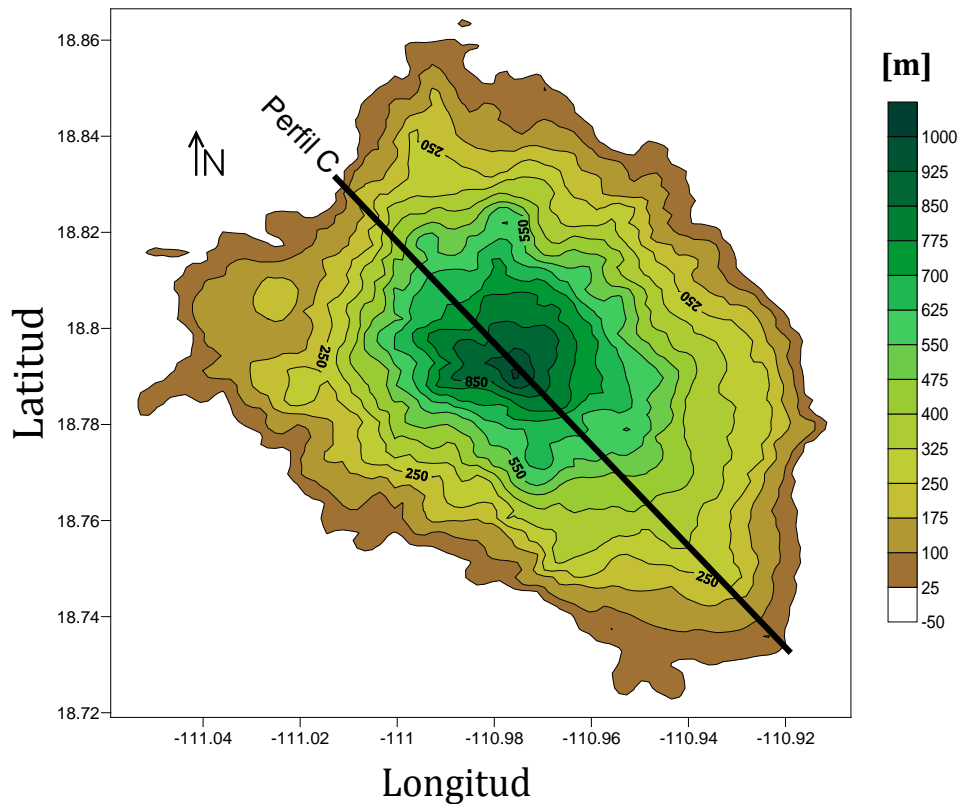


Figura 33. Ubicación del Perfil C en el Mapa Topográfico.

Se crearon una serie de modelos teóricos (Figs. 34-39) basados en las hipótesis planteadas en trabajos previos. Estos modelos muestran un basamento con densidad de 2.67 g/cm^3 , con un conjunto de capas paralelas entre sí, que representan los diferentes eventos eruptivos de la isla, con densidades que van disminuyendo gradualmente conforme se van acercando a la cima.

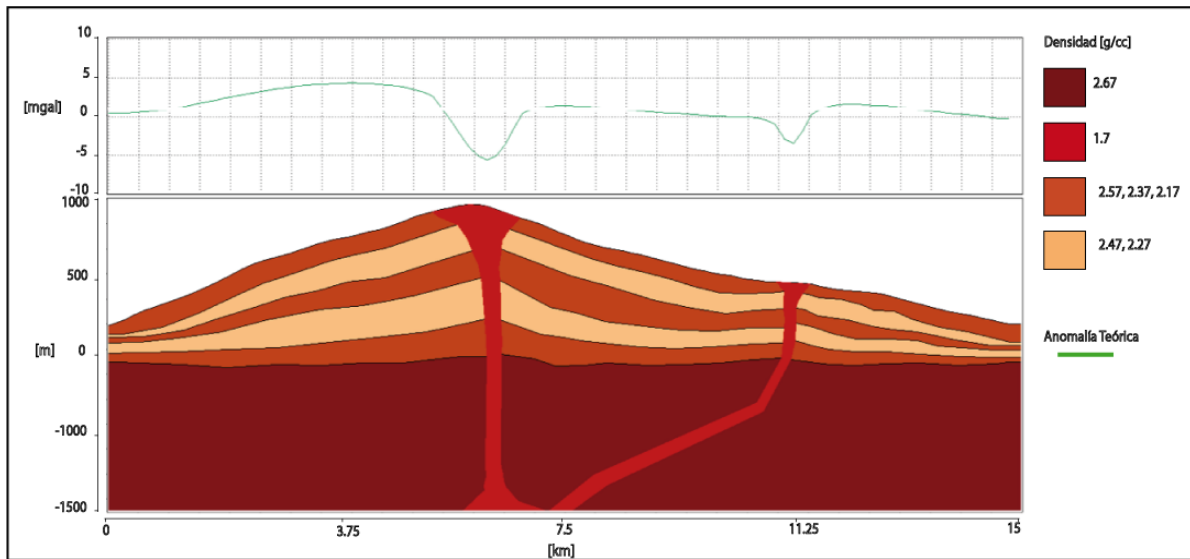


Figura 34. Modelo Teórico no. 1 de la Isla Socorro.

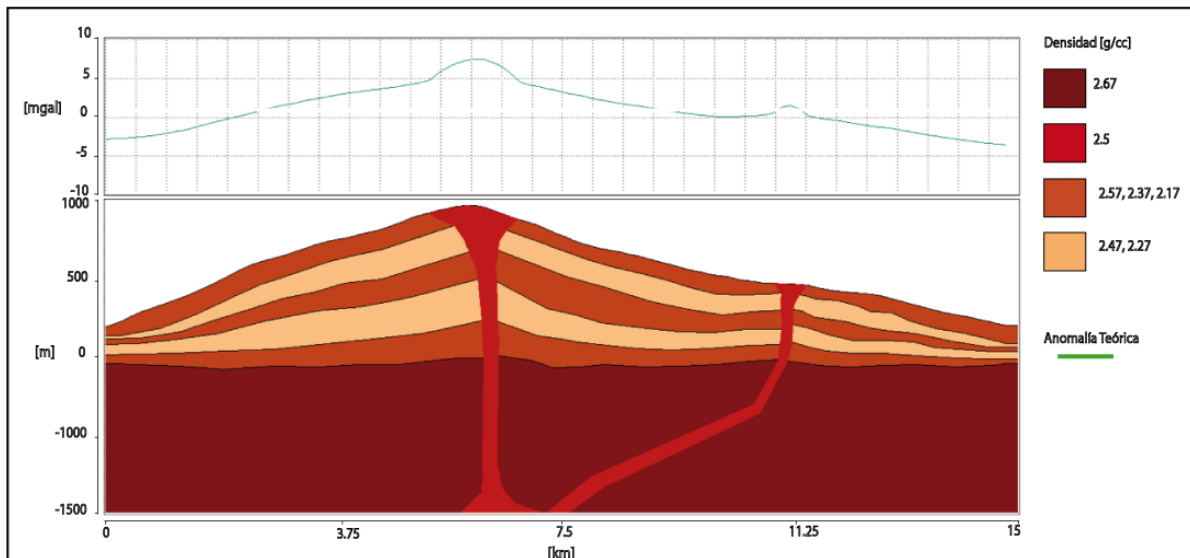


Figura 35. Modelo Teórico no. 2 de la Isla Socorro.

En los modelos teóricos 1 y 2 se plantea una geometría idéntica, la diferencia radica en las densidades que se plantean para el cono principal y el cono adventicio, los cuales corresponderían a la Formación cerro Evermann y la Formación Lomas Coloradas respectivamente. En la figura 34 se maneja una densidad de 1.7 g/cm^3 , en el caso en el cual el volcán estaría activo; se observa una anomalía negativa en los conos. En la figura 35 se maneja una densidad de 2.5 g/cm^3 , que es el caso en el cual el volcán estaría inactivo, con lo que se observa una anomalía negativa en los flancos y positiva en los conos.

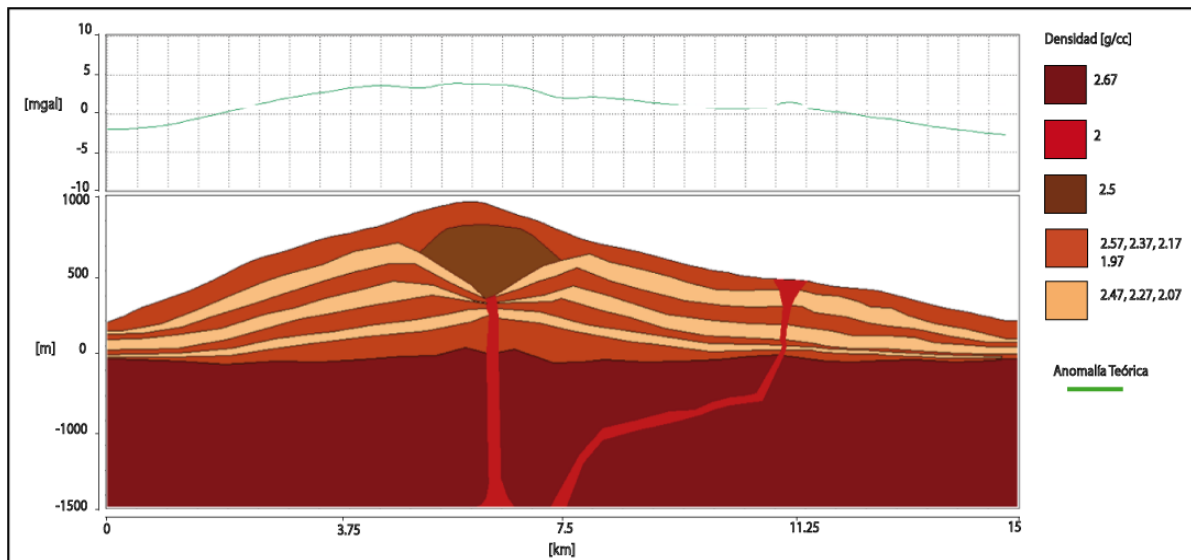


Figura 36. Modelo Teórico no. 3 de la Isla Socorro.

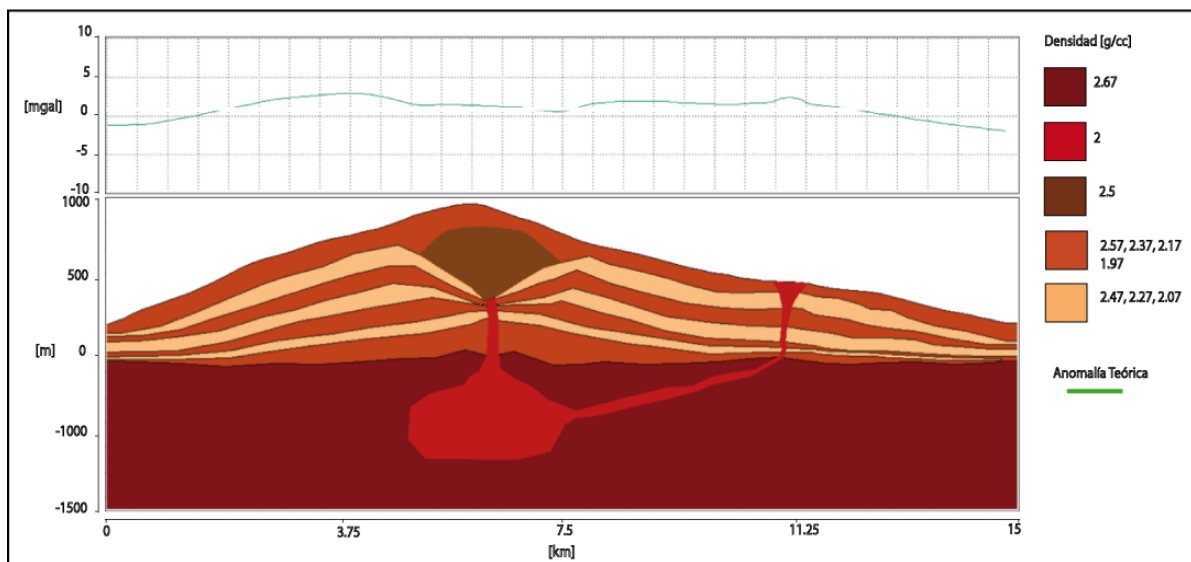


Figura 37. Modelo Teórico no. 4 de la Isla Socorro.

En los modelos teóricos 3 y 4 se plantea el colapso de la caldera y el cambio en profundidad de la cámara magmática. Conforme la cámara magmática es más somera la anomalía tiende a ser negativa en el cono principal (Fig. 37.). El colapso de la caldera se observa como un pequeño desnivel, y se aprecia de mejor forma en la figura 36. Estos modelos se construyeron con base en la hipótesis de Bohrson y Reid (1987), en donde se propone una cámara magmática somera. En estos modelos se observa cómo sería el cambio de la anomalía si la cámara magmática fuese somera o profunda.

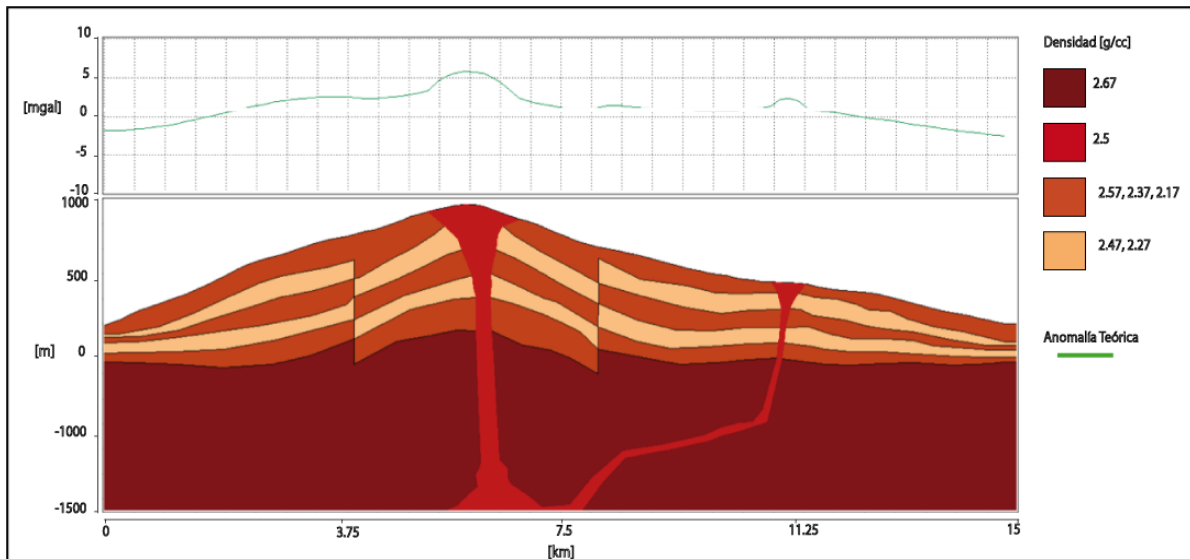


Figura 38. Modelo Teórico no. 5 de la Isla Socorro.

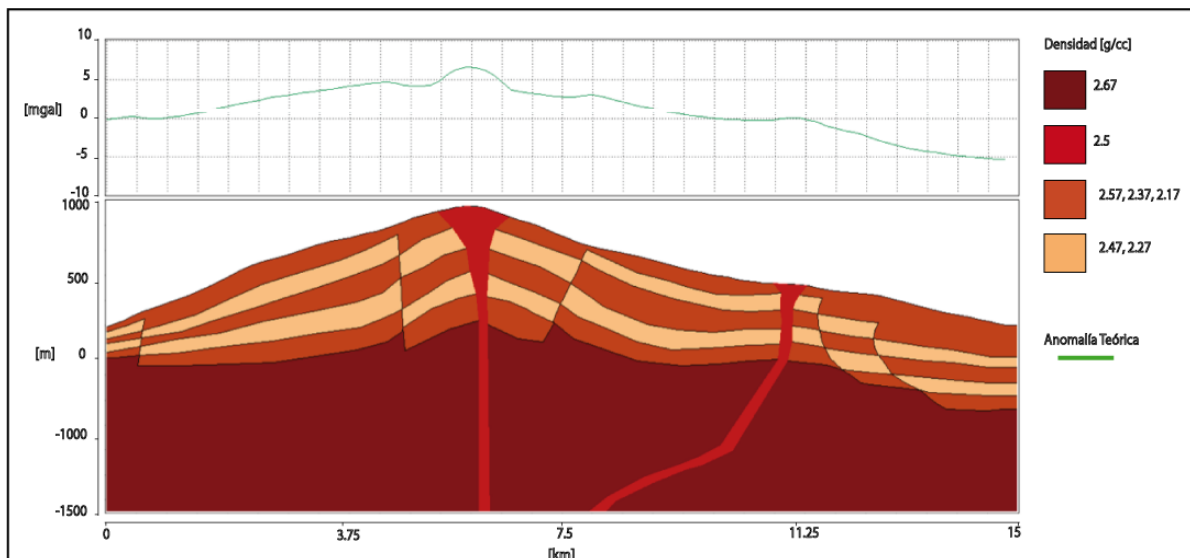


Figura 39. Modelo Teórico no. 6 de la Isla Socorro.

En los modelos teóricos 3 y 4 se plantean un sistema de fallas. El primer modelo (Fig. 38.) maneja una falla normal en el centro del volcán, observando que la anomalía presenta un desnivel en donde se encuentran la falla, mientras que el modelo de la figura 39 integra un sistema de fallas un poco más complejo, teniendo fallas lístricas en el flanco derecho y una falla normal en el flanco izquierdo. El centro del volcán está fallado pero en diferente ángulo, siendo más pronunciada la falla del lado derecho que la del izquierdo. La anomalía es positiva en el centro y negativa en los flancos, pero donde se encuentran las fallas lístricas la anomalía es mucho más negativa que en el otro costado. Con respecto al ángulo de inclinación de las fallas, se puede observar que cuando la falla tiende a ser vertical hay

un pequeño desnivel en la anomalía, y cuando el ángulo de inclinación aumenta, se observa claramente el desnivel y se atenúa la anomalía. La presencia de fallas en los volcanes es muy común, debido al aumento de densidad en las partes centrales.

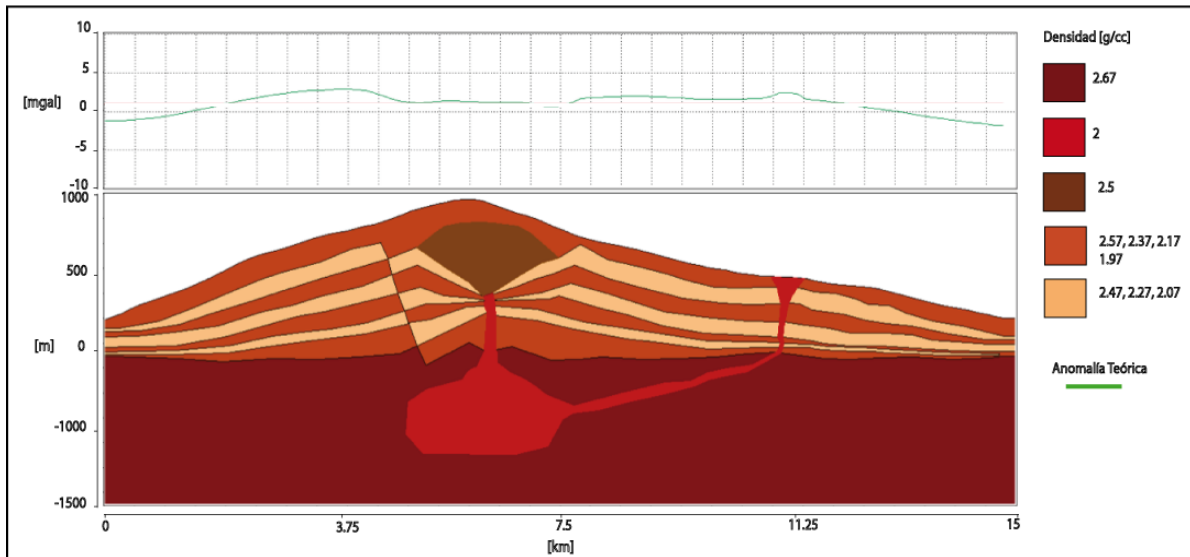


Figura 40. Modelo Teórico no. 7 de la Isla Socorro.

El modelo de la figura 40 se construyó de acuerdo a la hipótesis de Bohrson y Reid (1987) y Bryan (1966), planteando una cámara magmática somera y una falla que hizo descender la mitad de la caldera para ser posteriormente sepultada. Se puede observar un máximo en la anomalía en el lugar donde se encuentra la falla y una tendencia negativa si la cámara magmática es somera.

En la tabla 4 se presenta un resumen de los modelos teóricos realizados.

Tabla. 4. Síntesis de modelos teóricos.

Modelo	Anomalía asociada	Descripción
1 Figura 34	Tendencia negativa en cono principal y secundario	Volcán Activo
2 Figura 35	Tendencia positiva en cono principal y secundario	Volcán Inactivo
3 Figura 36	Tendencia positiva pero en los flancos de la caldera tiende a ser negativa	Colapso de caldera con cámara magmática profunda (Bohrson y Reid)
4 Figura 37	Tendencia positiva en cono secundario y tendencia negativa en el cono principal	Colapso de caldera con cámara magmática somera(Bohrson y Reid)
5 Figura 38	Tendencia positiva en cono principal y secundario, pero en donde se encuentran las falla tiende a ser negativa	Falla normal en el centro del volcán (Bryan)
6 Figura 39	Tendencia positiva en cono principal y secundario, pero en donde se encuentran las falla lístricas tiende a ser muy negativa	Sistema de falla (Bryan)
7 Figura 40	Tendencia positiva en cono secundario y tendencia negativa en el cono principal	Colapso de caldera con cámara magmática somera y falla en el flanco izquierdo. (Bohrson y Reid, Bryan)

V.3. Modelos Gravimétricos

En las gráficas 41 y 42 se comparan las anomalías residuales y regionales de segundo y tercer grado, de los datos obtenidos en la exploración gravimétrica en Isla Socorro (perfil 1 y 2):

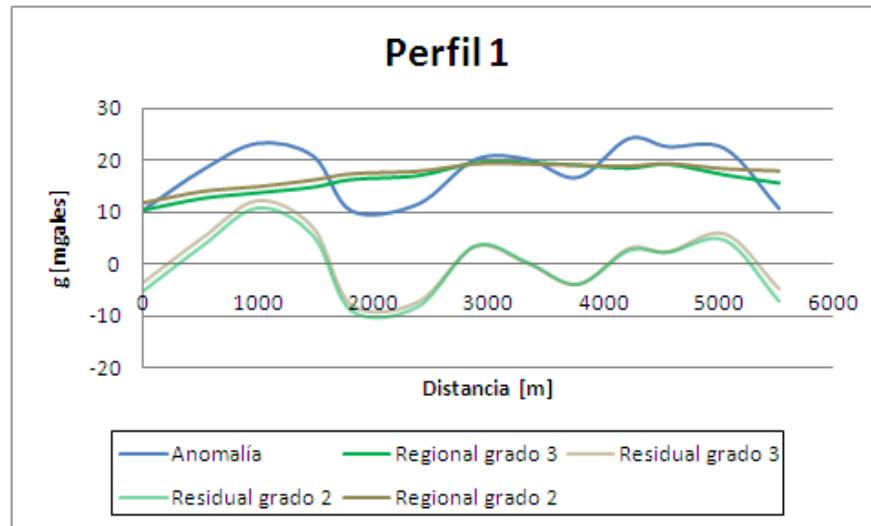


Figura 41. Gráfica comparativa de las anomalías regionales y residuales del perfil 1.

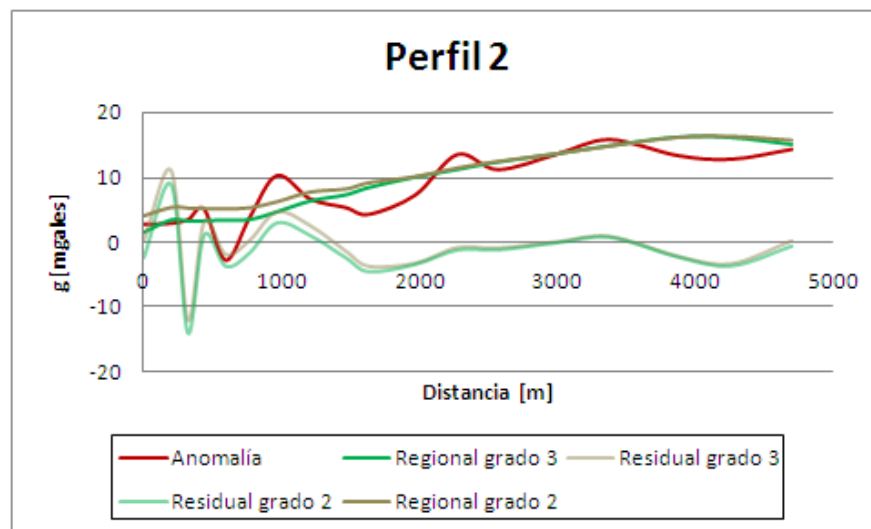


Figura 42. Gráfica comparativa de las anomalías regionales y residuales del perfil 2.

Los siguientes modelos gravimétricos se construyeron con los valores de la anomalía residual de tercer grado, y siguen la trayectoria de los perfiles planteados en la figura 27.

Modelo 1

Perfil A

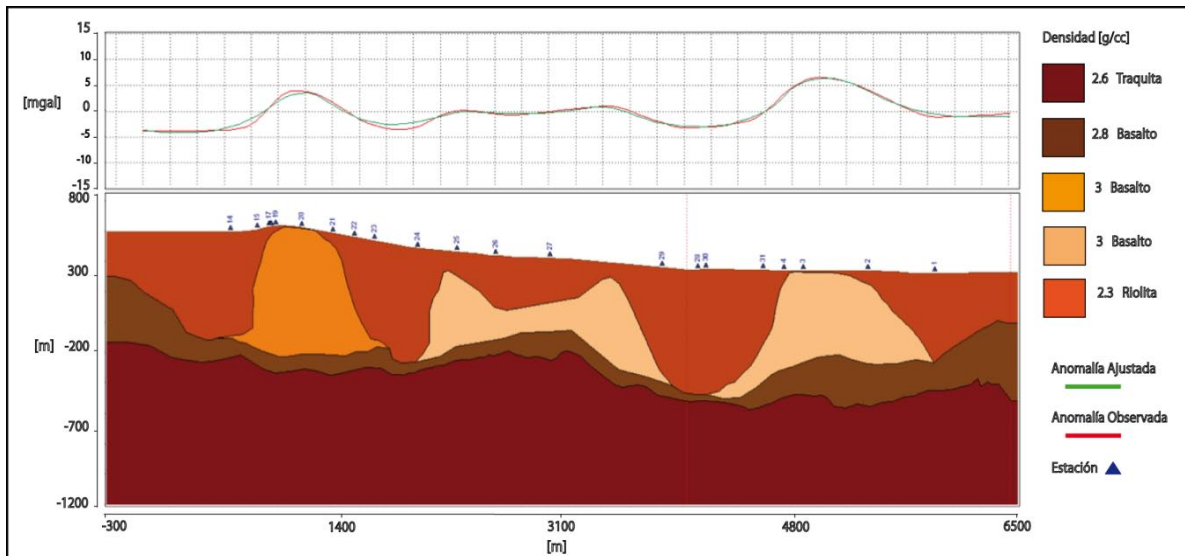


Figura 43. Modelo 1 del Perfil A.

Perfil B

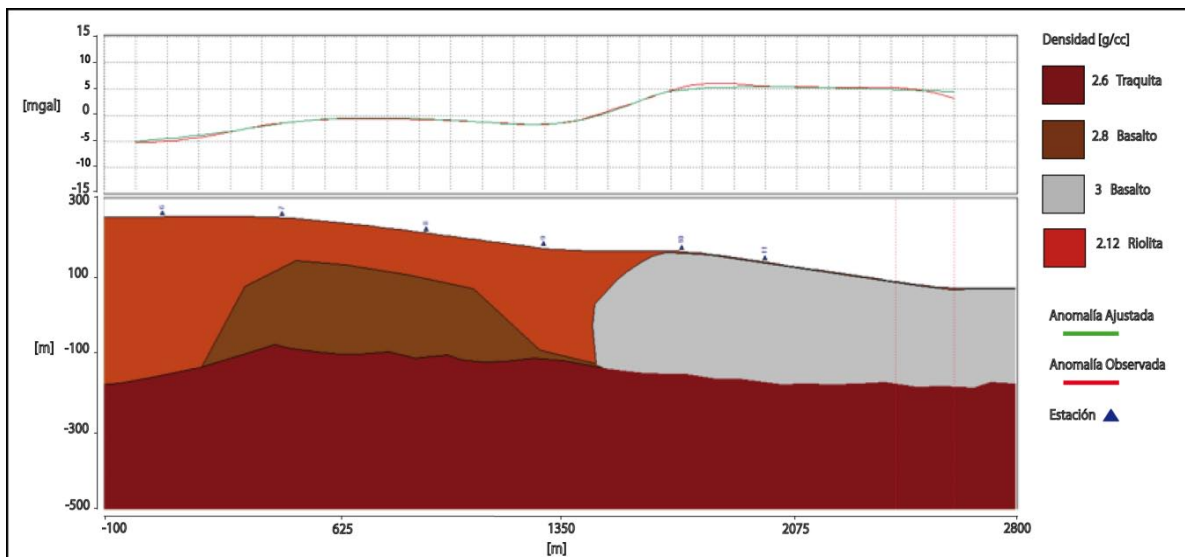


Figura 44. Modelo 1 del Perfil B.

Explicando el Modelo 1 para el perfil A (Fig. 43) y B (Fig. 44), se propone en la base una unidad con densidad de 2.6 g/cm^3 de traquita, cuyo techo se encuentra a 150 m, debajo del nivel del mar; yaciendo sobre esta se encuentra una unidad con densidad de 2.8 g/cm^3 de basalto, cuyo espesor es de aproximadamente 300 m. Sobre esta unidad se encuentran

2 cuerpos de basalto con densidad de 3 g/cm^3 pero de diferentes espesores: uno con un espesor que oscila alrededor de 500 m, el cual representaría el borde de la caldera (color anaranjado) y el segundo cuerpo con un espesor de $\approx 600 \text{ m}$, el cual estaría constituyendo el Volcán Bañuelos (café claro). Sobre estos cuerpos se encuentra una capa de riolita de $\approx 200 \text{ m}$ de espesor y de densidad de 2.3 g/cm^3 ; esta capa se presenta en ambos perfiles (Fig. 40).

Por último, encontramos un cuerpo de espesor de $\approx 350 \text{ m}$ que representa al Volcán las Tetras (color gris claro), el cual descansa directamente sobre el basamento.

Modelo 2

Perfil A

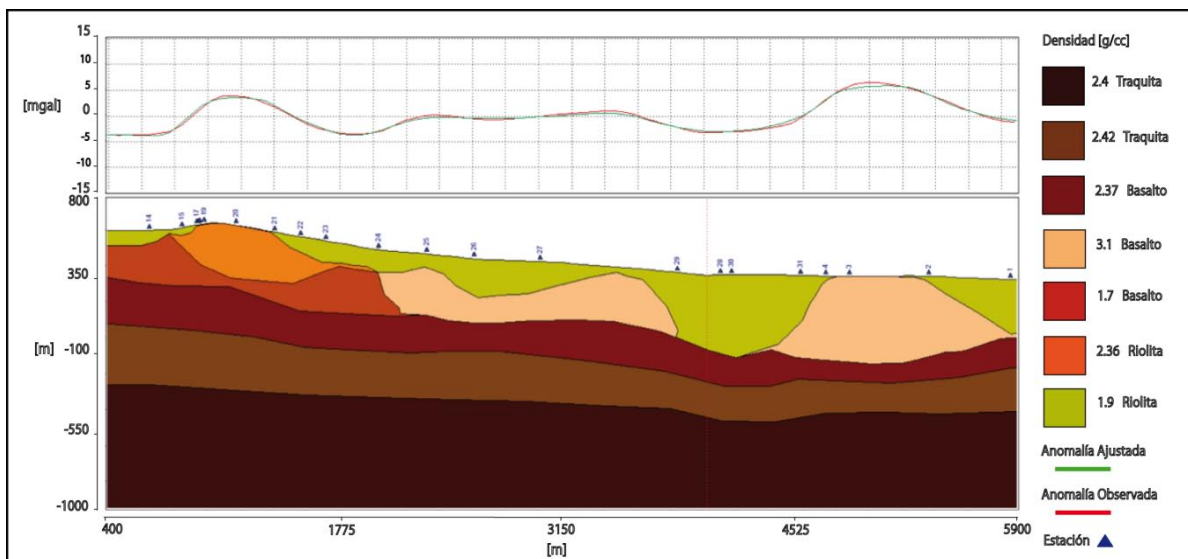


Figura 45. Modelo 2 del Perfil A.

Perfil B

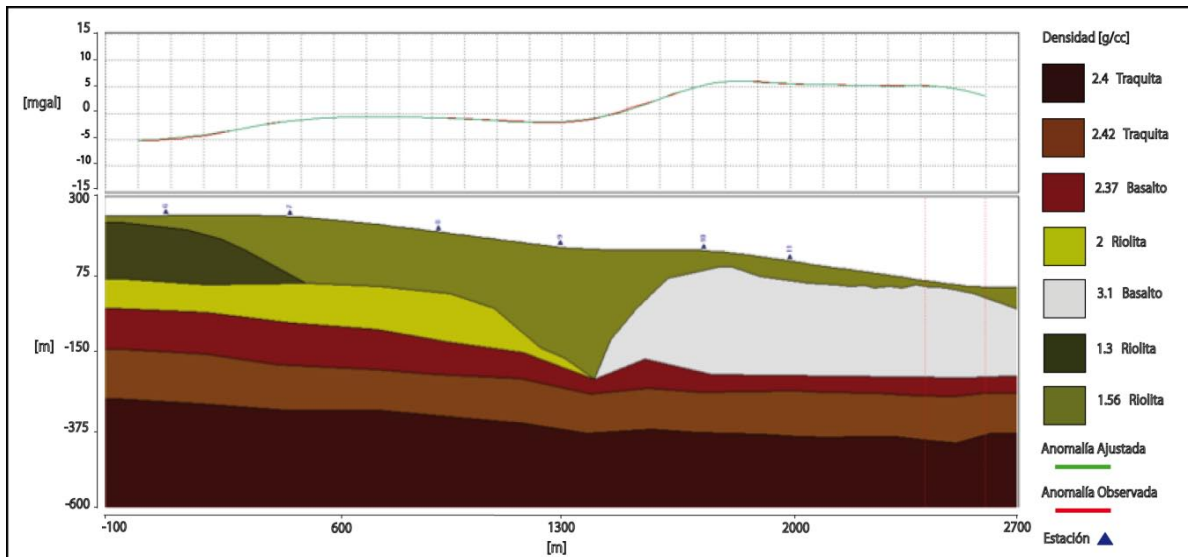


Figura 46. Modelo 2 del Perfil B.

Explicando el segundo modelo para el perfil A (Fig. 45) y B (Fig. 46), se proponen 3 unidades paralelas: una base de traquita con densidad de 2.4 g/cm^3 , cuya cima se encuentra a 250 m por debajo del nivel del mar, la segunda unidad de traquita con un espesor de $\approx 300 \text{ m}$ con densidad de 2.42 g/cm^3 y la tercera unidad de basalto con densidad de 2.37 g/cm^3 con espesor de $\approx 250 \text{ m}$. Sobre esta última unidad se encuentran 3 cuerpos: el primero con densidad de 1.7 g/cm^3 de basalto con un espesor de 300 m y longitud de $\approx 2.2 \text{ km}$, el segundo representaría a el Volcán Bañuelos (color café claro) con densidad de 3.1 g/cm^3 de basalto y espesor de $\approx 500 \text{ m}$, y el tercero con espesor de $\approx 250 \text{ m}$ y densidad de 3.1 g/cm^3 , también de basalto, el cual constituye al Volcán las Tetras (color gris claro). Yaciendo sobre el primer cuerpo antes descrito se encuentra uno más, el cual se asocia el borde de la caldera (color anaranjado) con densidad de 2.36 g/cm^3 de composición riolítica y con un espesor de $\approx 200 \text{ m}$ y longitud de $\approx 1 \text{ km}$.

Cubriendo todas las unidades se encuentran dos derrames: el primero de composición riolítica con densidad de 1.9 g/cm^3 , el cual se extiende sobre todo el perfil A y abarca alrededor de 400 m del perfil B, teniendo espesores muy variables. Sobre este derrame se encuentra otro cuerpo de riolita con densidad de 1.3 g/cm^3 . El segundo derrame con densidad de 1.56 g/cm^3 de riolita, se ubica solamente en el perfil B.

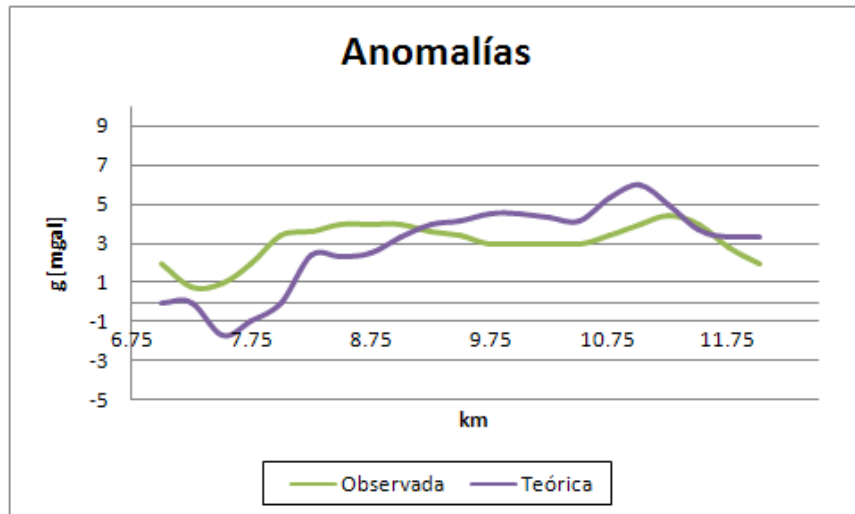


Figura 47. Comparación de Anomalías

Analizando los modelos Gravimétricos con los modelos Teóricos, se puede observar que la geometría de los materiales volcánicos es similar en su disposición en todos los modelos, sin tomar en cuenta las estructuras locales, que en los modelos teóricos no tienen aporte a la anomalía. Comparando el comportamiento de la anomalía gravimétrica observada con la anomalía de cada uno de los modelos teóricos planteados, se observa que el modelo teórico número 4, en donde se plantea una cámara magmática somera, es el que mejor se aproxima al comportamiento de la anomalía observada. Analizando la gráfica (fig 47) de la anomalía observada con la gráfica de la anomalía teórica, se podría interpretar que la tendencia local de la anomalía observada es debido a la cámara magmática.

VI. CONCLUSIONES

La Isla Socorro es la mayor en el Archipiélago de Revillagigedo y está localizada en el sector norte de la Dorsal de los Matemáticos en la zona de intersección con la Fractura Clarión. Está construida a partir de erupciones volcánicas de tipo escudo y composiciones silícicas-peralcalinas.

Este estudio geofísico consistió en el procesamiento de datos gravimétricos obtenidos en dos perfiles en la zona sureste de Isla Socorro, con el fin de definir y caracterizar las anomalías gravimétricas e investigar la estructura cortical con base en los modelos gravimétricos en dos dimensiones.

El primer perfil pasa por la zona de la caldera y flanco del volcán Evermann y tuvo una longitud de alrededor de 5 km en dirección NE-SW. El segundo perfil continúa sobre el flanco del volcán y cruza los centros volcánicos como Lomas Coloradas, con longitud aproximada de 6 km en dirección NW-SE. Los datos fueron obtenidos en el año 2008 y fueron corregidos y procesados para obtener la anomalía de Bouguer.

El procesado y modelado de las anomalías de Bouguer incluyó la generación de: mapas gravimétricos de anomalía de Bouguer, mapas regionales y residuales de tercer grado, mapas de continuación ascendente y descendente y un mapa de primera derivada vertical. Los modelos se construyen a partir de las anomalías residuales y una serie de modelos teóricos de la Isla Socorro. Los análisis e interpretación de los mapas y modelos gravimétricos plantean una geometría basada en las diferentes etapas eruptivas de los volcanes de la Isla Socorro.

Las conclusiones principales de los resultados obtenidos son:

Se reconoció una anomalía de Bouguer negativa en la zona noroeste del estudio, relacionada con la Formación Cerro Evermann, así mismo una anomalía de Bouguer positiva en la parte sureste, relacionada con la Formación Lomas Coloradas.

En los resultados del filtrado de continuación descendente a 100 y 200 m se observan dos cuerpos relativamente someros: el borde de la caldera y el Volcán Bañuelos, los cuales también aparecen en el mapa de primera derivada vertical, y se plantean en los modelos gravimétricos.

La anomalía teórica que mejor ajusta con la anomalía observada es la del modelo que plantea un colapso de caldera en conjunto con un cámara magmática somera, que coincide con la hipótesis del origen silícico peralcalino de Isla Socorro. Tomando en consideración que en el volcán Evermann se tiene una cámara magmática somera, entonces la tendencia regional de la anomalía de Bouguer puede ser debida a la cámara y no a la Formación Cerro Evermann.

El modelo gravimétrico plantea una estructura para la Isla y volcán de escudo Evermann involucrando procesos de colapso de la caldera, en conjunto con una cámara magmática somera.

Es importante señalar que el fallamiento en los volcanes es una etapa relevante en su evolución, por lo tanto se plantearon modelos teóricos con fallas a lo largo de toda la isla (perfil C), pero no se plantean fallas en los modelos gravimétricos del perfil A y B. La exclusión de las fallas en estos últimos modelos se debió a que los perfiles se encuentran alejados de los flancos, y en caso de existir, éstas fueron cubiertas por derrames contemporáneos, que además, debido a la resolución obtenida en el estudio no es posible observarlas.

Para analizar y evaluar el problema asociado a la no unicidad en los estudios de campos potenciales se tomó en cuenta la geología planteada en el capítulo dos de los diferentes estudios realizados previamente, así como los resultados del muestreo y la información aportada por el proceso de filtraje. Los modelos quedan como una propuesta de las estructuras geológicas de la Isla, para estudios posteriores.

BIBLIOGRAFÍA

- Adem, J.**, et al, 1960. *La Isla Socorro. Archipiélago Revillagigedo*, Universidad Nacional Autónoma de México Monografías del Instituto de Geofísica, p. 1-234.
- Aranda, J. J.**, et al, 2005. *El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión*, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen conmemorativo del Centenario, Temas selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVII, no. 3, p. 187-225.
- Batiza, R.**, Vanko D. A., 1985. *Petrologic Evolution of Large Failed Rifts in the Eastern Pacific: Petrology of Volcanic and Plutonic Rocks from the Mathematician Ridge Area and the Guadalupe Trough*, Journal of Petrology, v. 26, no. 3, p. 564-602.
- Bohrson, W. A.**, Reid, M. R., 1995. *Petrogenesis of alkaline basalts from Socorro Island, Mexico; trace element evidence for contamination of ocean island basalt in the shallow ocean crust*: Journal of Geophysical Research, v. 100, no. B12, p. 24555-24576.
- Bohrson, W. A.**, et al, 1996. *Prolonged history of silicic peralkaline volcanism in the eastern Pacific Ocean*, Journal of Geophysical Research, v. 101, no. B5, p. 11457-11474.
- Bohrson, W. A.**, Reid, M. R., 1997. *Genesis of silicic peralkaline volcanic rocks in an ocean island setting by crustal melting and open-system processes; Socorro Island, México*: Journal of Petrology, v. 38, p. 1137- 1166.
- Brattstrom, B. H.**, 1990. *Biogeography of the Islas Revillagigedo, Mexico*, Journal of Biogeography, no. 17, p. 177-183.
- Bryan, W. B.**, 1959. *High-silicic lavas of Clarion and Socorro island, Mexico, their genesis and regional significance*: Madison, Wisconsin, University of Wisconsin, Thesis.
- Bryan, W. B.**, 1964. *Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association: evidence from Clarion and Socorro Islands, Revillagigedo Islands, Mexico*, Journal of Geophysical Research v. 69, p. 3047-3049.
- Bryan, W. B.**, 1966. *History and mechanism of eruption of soda-rhyolite and alkali basalt Socorro Island, México*: Bulletin of Volcanology, no. 29, p. 453-479.
- Bryan, W. B.**, 1967. *Geology and Petrology of Clarion Island, Mexico*, GSA Bulletin, v. 78, p. 1461-1476.

- Bryan, W. B.**, 1976. *A basalt-pantellerite association from Isla Socorro, Islas Revillagigedo, Mexico*, en Aoki, H., Iizuka, S. (eds.), *Volcanoes and tectonosphere*: Tokyo, Japan, Tokai University Press, 75-91.
- Burger, H.R.**, 1992. *Exploration Geophysics of the Shallow Subsurface*, Prentice Hall.
- De Cserna, Z.**, 1992. *Carta Tectónica. Escala 1:4'000,000. Atlas Nacional de México. Volumen II*. Instituto de Geografía. UNAM México.
- Dobrin, Milton. B.**, 1988. *Introduction to Geophysical Prospecting*, McGraw-Hill, Singapore, Fourth Edition.
- Gupta, V. K., Ramani, N.**, 1980. *Some aspects of regional-residual separation of gravity anomalies in a Precambrian terrain*, *Geophysics* v. 45 no. 9. p. 1412-1426.
- Hammer, S.**, 1939. *Terrain corrections for gravimeter stations*, *Geophysics*, no. 4, p. 184-194.
- Hildenbrand, T. G. et al**, 2002. *Rationale and Operational Plan to Upgrade the U.S Gravity Database*, USGS.
- Hinze, W. et al.**, 2005. *New standards for reducing gravity data: The North American gravity database*. *Geophysics*, v. 70 (4), p. 125-132.
- Holom, D. I., Oldow J. S.**, 2007. *Gravity reduction spreadsheet to calculate the Bouguer anomaly using standardized methods and constants*, *Geosphere*.
- Instruction Manual Model G & D gravity meters**, Texas, U.S.A., 2004.
- Kearey, P.**, et al, 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration*, John Wiley, & Sons, United Kingdom, Third Edition.
- Ketchum, T. J., y Bonilla R. H.**, 2001. *Taxonomía y distribución de los corales hermatípicos (Scleractinia) del Archipiélago de Revillagigedo, México*, *Revista Biológica Tropical*, v. 49, n. 3-4.
- Milsom, J.**, 2003. *Field Geophysics: The Geological Field Guide Series*, John Wiley & Sons, England.
- Magron, F.**, et al., 2006. *General Bathymetry of the Pacific Ocean*, SPC Fisheries Newsletter no. 117, p. 49-52.
- Mammerickx, J.** 1982. *Northern East Pacific Rise Evolution From 25 m.y.B.P. to the Present*, *Journal of Geophysical Research*, v. 87, p. 6751-6759.

- Mammerickx, J.**, et al., 1988. *The mathematician paleoplate*, Journal of Geophysical Research, v. 93, no. B4, p. 3025-3040.
- Moore, G. J.**, 1970. *Submarine Basaltic Region from the Revillagigedo Islands Region, Mexico*, Marine Geology, v.9, p. 331-345.
- Nabighian, M. N.** et al, 2005. *75th Anniversary Historical development of the gravity method in exploration*, Geophysics, v. 70 no. 6.
- Nettleton, L. L.**, 1976. *Gravity and magnetics in oil prospecting: New York*, McGraw-Hill Book Co., Inc.
- Ortega, G. F.** y Sánchez R. G., 1985. *Xenolitos Plutónicos de Isla Socorro, Archipiélago de Revillagigedo*, UNAM Inst. Geol. Revista, v. 6, p. 37-47.
- Parasnis, D. S.**, 1986. *Principles of Applied Geophysics*, Chapman and Hall, Great Britain Fourth Edition.
- Richards, A. F.**, Brattstrom B. H., 1959. *Bibliography, cartography, discovery, and exploration of the Isla Revillagigedo*, Proc. Calif. Acad. Sci., v. 4, no. 29, p. 315-360.
- Rymer, H.**, Brown, G. C., 1986. *Gravity fields and the interpretation of volcanic structures: geological discrimination and temporal evolution*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 27, 229-254.
- Sánchez, R. G.** 1970. *Excursión a las Islas Revillagigedo*. Reunión Comercial Manzanillo, Colima, Unión Geofísica Mexicana.
- Siebe, C.** et al., 1995. *Submarine eruption near Socorro Island, Mexico: Geochemistry and scanning electron microscopy studies of floating scoria and reticulate*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 68, p. 239-271.
- Standard/Format Working Group North American Gravity Database Committee**, 2003, *Recommended Standards and Format for the North American Gravity Database*.
- Taran, Y. A.**, et al., 2002, *Geochemistry of hydrothermal fluids from an intraplate ocean island: Everman volcano, Socorro Island, México*, Chemical Geology 188, p. 51-63.
- Telford, W.M.** 1976. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press. Londres.
- Unidad Coordinadora de Áreas Naturales Protegidas (UCANP)- Instituto Nacional de Ecología (INE) – SEMARNAP**, 2004. *Programa de Conservación y Manejo Reserva de la Biosfera Archipiélago de Revillagigedo*, CONANP.

Urrutia, J. et al., 1999. Crustal structure of the Colima rift, western Mexico: Gravity models revisited. *Geofísica Internacional*, v. 38, no. 4, p. 205-216

Valenzuela, W. R., et al., 2003. *Seismic survey in southeastern Socorro Island: Background noise measurements, seismic events, and T phases*, *Geofísica Internacional* 2005, v. 44, n. 1, p. 23-38.

Yarza, L. E., 1948. *Los volcanes de México*, Soc. Mex. Congr. Estadist.

Zhang, J., 1996. *Formula and program for calculating gravity anomaly of two-dimensional bodies of irregular cross-section with variable density*, *Computers and Geosciences*, v. 22, n. 7.

Fuentes Consultas en Línea

- Fotografías del Archipiélago de Revillagigedo, <http://www.panoramio.com>, julio 2009.
- Información Histórica y estadística del Archipiélago de Revillagigedo, <http://www2.ine.gob.mx>, abril 2009.
- Sistema de descarga del Continuo de Elevaciones Mexicano, <http://www.inegi.org.mx>, mayo 2009.
- Carta General Batimétrica de los Océanos, <http://www.gebco.net>, agosto 2009.