

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE
EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA**



**ESTRUCTURA DE LA LITÓSFERA EN LA MARGEN CONTINENTAL DE CHI-
LE (27°S), INFERIDA MEDIANTE ANÁLISIS DE ADMITANCIA, SISMICIDAD Y
MODELADO GRAVIMÉTRICO**

TESIS

MAESTRIA EN CIENCIAS

JORGE MANUEL CAÑUTA CAÑUTA

ENSENADA, B. C.

FEBRERO DE 2003.

TESIS DEFENDIDA POR
JORGE MANUEL CAÑUTA CAÑUTA
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

Dr. Juan García Abdeslem
Director del Comité

Dr. Carlos Francisco Flores Luna
Miembro del Comité

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Miembro del Comité

Dr. Jorge Abelardo Cáceres Martínez
Miembro del Comité

Dr. Juan García Abdeslem
Jefe Departamento de Geofísica Aplicada

Dr. Luis Alberto Delgado Argote
Director de Estudios de Posgrado

14 de febrero de 2003

Resumen de la Tesis que presenta JORGE MANUEL CAÑUTA CAÑUTA como requisito parcial para obtener el grado de MAESTRO EN CIENCIAS en Ciencias de la Tierra con orientación en GEOFÍSICA APLICADA. Ensenada, Baja California, México. Febrero de 2003.

ESTRUCTURA DE LA LITÓSFERA EN LA MARGEN CONTINENTAL DE CHILE (27°S), INFERIDA MEDIANTE ANÁLISIS DE ADMITANCIA, SISMICIDAD Y MODELADO GRAVIMÉTRICO

Resumen aprobado por:

Dr. Juan García Abdeslem
Director de Tesis

RESUMEN

Con el propósito de inferir la estructura de la litósfera en la margen continental de Chile, en la región comprendida entre las latitudes 26° y 28°S las longitudes 67° y 74°W, se han modelado anomalías gravimétricas en tres transectos, que con longitud de 700 km abarcan la región oceánica y continental. Dada la no unicidad en la solución del problema inverso en gravimetría, se ha restringido la geometría del modelo inicial que explica las anomalías de gravedad observada, utilizando inferencias independientes. En la región continental se ha utilizado la sismicidad registrada instrumentalmente a distancias telesísmicas, para construir la geometría de la zona Wadati-Benioff. Se utilizó la teoría de admitancia para determinar la geometría de la discontinuidad de Mohorovicic, a través del análisis e inversión del cociente espectral entre la anomalía de Bouguer y la topografía. El grosor de la litósfera oceánica se calculó a partir de un modelo de difusión térmica, en donde el grosor de la litósfera es proporcional a la raíz cuadrada de su edad, la cual fue determinada de la edad de alineamientos magnéticos observados en el piso oceánico adyacentes a la margen continental de Chile.

Del análisis de admitancia se puede concluir que la porción continental de la zona estudiada se encuentra en equilibrio isostático, el cual puede ser explicado tanto por un mecanismo de compensación local, como por uno de compensación regional caracterizado por una baja rigidez flexural. La estructura de la litósfera que resulta de modelar las anomalías de gravedad, acotada con información independiente, ha permitido obtener un modelo robusto, en donde el máximo grosor cortical, del orden de 60 km, se encuentra justo por debajo de la Cordillera Principal de los Andes. El modelo obtenido sugiere que, a partir de 100 km de profundidad, el ángulo de subducción decrece paulatinamente, de manera consistente con los resultados de otros estudios.

Palabras clave: litósfera, isostasia, gravimetría, sismicidad, admitancia gravimétrica, modelado gravimétrico 2-D, Copiapó, Chile.

ABSTRACT

With the purpose of inferring the structure of the lithosphere in the Chilean margin, in the region comprised between the latitudes 26° and 28°S longitudes 67° and 74°W, gravity anomalies were modeled along three 700 km long transects that include both the oceanic and continental regions. Because of the non-uniqueness characteristic in the inverse gravity problem, the initial geometry of the model that explains the observed gravity was constrained using the following independent inferences. For the continental region, instrumentally recorded earthquakes at teleseismic distances were used to infer the Wadati-Benioff zone. The admittance theory was used to determine the geometry of the Mohorovicic discontinuity, by the analysis and inversion of the spectral ratio between the Bouguer gravity and topography. The thickness of the oceanic lithosphere was computed using a thermal diffusion model, where the thickness of the lithosphere is proportional to the square root of its age, and that determined using the age of magnetic lineation observed at the sea floor adjacent to the Chilean continental margin.

The admittance analysis allows concluding that the continental portion of the study area is in isostatic equilibrium, which can be explained either by a local compensation mechanism, or by a regional compensation mechanism, characterized by low flexural rigidity. The structure of the lithosphere that results from gravity modeling, constrained using independent information, results in a robust model, where the maximum thickness of the continental crust, of about 60 km, occurs just under the Andes Principal Cordillera. The obtained model suggests that the subduction angle slightly but continuously decreases at depths greater than 100 km, in agreement with results from other studies.

Key words: lithosphere, isostasy, gravimetry, seismicity, gravity admittance, 2-D gravity modeling, Copiapó, Chile.

AGRADECIMIENTOS

“He finalizado mi trabajo por tanto ...”

Quiero agradecer a la “**Organización de los Estados Americanos (OEA)**”, por la Beca otorgada para realizar los estudios de Maestría en el “**Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE)**”, y en particular a las autoridades chilenas y mexicanas. Me es muy grato reconocer el respaldo del “**Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN)**”, en especial a su Director, Señor Ricardo Troncoso y al Ex-Subdirector Nacional de Geología, Señor Constantino Mpodozis. Al formidable esfuerzo de mi esposa Olga e hijo Jorge, por el constante apoyo en todos los sentidos para llevar a cabo los estudios.

Vayan mis más sinceros agradecimientos por la valiosa colaboración, sugerencias y liderazgo que me brindó en todo momento, el Profesor y Asesor Don Juan García Abdeslem, cuyos conocimientos y observaciones me han permitido enriquecer el presente trabajo.

Una palabra de gratitud y reconocimiento por el compromiso adquirido en el desarrollo de la tesis a los profesores de la Comisión Sr. Luis Delgado Argote, Sr. Carlos Flores Luna, y al profesor externo Sr. Jorge Cáceres Martínez del Departamento de Acuicultura de la División Oceanología.

Por último, pero no con menor énfasis, me gustaría agradecer de manera muy especial a mis compañeros y amigos: Sergio Peralta, Sergio Paz, Aaron del Valle, Juan Gabriel, Adriana, Jorge, Cristián y Héctor Palma. A la gente de la Biblioteca Amelia y Cecilia, a mis compañe-

ros de SERNAGEOMIN; Evelyn, M^a Teresa, Myriam, Pauline y Sandra. A la División Ciencias de la Tierra del CICESE por quienes guardo el más profundo agradecimiento por sus enseñanzas, buena fe y su generosa acogida.

“A Todos mil gracias”

CONTENIDO

INTRODUCCIÓN	1
I.1 ANTECEDENTES DE LA ISOSTASIA	3
I.2 UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	5
I.3 RELIEVE DE LA REGIÓN	5
I.4 GEOMORFOLOGÍA DE LA REGIÓN	7
I.4.1 COSTA	7
I.4.2 CORDILLERA DE LA COSTA	7
I.4.3 DEPRESIÓN INTERMEDIA	9
I.4.4 PRECORDILLERA	9
I.4.5 CORDILLERA PRINCIPAL DE LOS ANDES	10
I.4.6 LA FOSA CHILENA	11
I.5 DATOS UTILIZADOS EN ESTE ESTUDIO	11
I.5.1 ANTECEDENTES GRAVIMÉTRICOS CONTINENTALES Y MARINOS	11
I.5.2 ANTECEDENTES DEL MODELO TOPOGRÁFICO Y BATIMÉTRICO	13
I.5.3 ANTECEDENTES SÍSMICOS DE LA REGIÓN EN ESTUDIO	15
I.6 GRAVIMETRÍA	15
I.6.1 DESCRIPCIÓN DE LA ANOMALÍA DE AIRE LIBRE	16
I.6.2 LA ANOMALÍA DE BOUGUER	18
I.6.3 DESCRIPCIÓN DE LA ANOMALÍA DE BOUGUER	19
MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	21
II.1 MARCO TECTÓNICO DE LOS ANDES CENTRALES	21
II.2 GEOLOGÍA DE LA ZONA EN ESTUDIO	23
ISOSTASIA	26
III.1 MODELOS ISOSTÁTICOS DE COMPENSACIÓN LOCAL	26
III.1.1 TEORÍA DE PRATT	28
III.1.2 TEORÍA DE AIRY	29
III.1.3 TEORÍA DE AIRY-HEISKANEN	29
III.2 MODELO ISOSTÁTICO DE COMPENSACIÓN REGIONAL	31
III.2.1 DESARROLLO TEÓRICO DEL MODELO DE COMPENSACIÓN REGIONAL	32
III.3 ANÁLISIS ESPACIAL DE LOS MODELOS DE COMPENSACIÓN ISOSTÁTICA	39
LA FUNCIÓN DE ADMITANCIA	44
IV.1 MÉTODO DE DORMAN Y LEWIS	44
IV.2 ADMITANCIA TEÓRICA	46
IV.3 CÁLCULO DE LA ADMITANCIA PARA DATOS SINTÉTICOS	48
IV.4 ADMITANCIA OBSERVADA	52
EL PROBLEMA INVERSO	56
V.1 LA FUNCIÓN DE ADMITANCIA LOCAL Y REGIONAL	56
V.2 PROBLEMA INVERSO APLICANDO EXPANSIÓN ESPECTRAL	57
V.3 RESULTADOS DE LA INVERSIÓN APLICANDO EXPANSIÓN ESPECTRAL	61
V.4 EL PROBLEMA INVERSO APLICANDO PROGRAMACIÓN LINEAL	63
V.5 RESULTADOS DE LA INVERSIÓN APLICANDO PROGRAMACIÓN LINEAL	66

V.6 ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS RESULTADOS	67
MODELADO GRAVIMÉTRICO	69
VI.1 CONSIDERACIONES PARA EL MODELADO GRAVIMÉTRICO	69
VI.2 MODELOS GRAVIMÉTRICOS CORTICALES	73
RESULTADOS Y CONCLUSIONES	78
LITERATURA CITADA	81

LISTADO DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio.	6
Figura 2. Esquema geomorfológico de la zona de estudio. Chile Continental	8
Figura 3. Distribución de estaciones gravimétricas en zona continental.	12
Figura 5. Distribución de sismos de magnitud (Mb) 3 a 6.5 y hipocentro calculado con 40 0 más estaciones sismológicas.	16
Figura 6. Isométrico de hipocentros de la figura 5.	17
Figura 7. Proyección de los hipocentros en la dirección oeste-este de todos los sismos de la figura 5.	18
Figura 9. Mapa de anomalía de Bouguer	20
Figura 10. Mapa geológico regional de la zona de estudio.	25
Figura 11. Esquema de la compensación isostática de una región oceánica y otra montañosa según la hipótesis de Pratt.	28
Figura 12. Esquema de la compensación isostática de una región oceánica y otra montañosa según la hipótesis de Airy-Heiskanen.	30
Figura 13. Caracterización geométrica de una viga flexionada.	33
Figura 14. Diagrama de cuerpo libre de una sección de una viga.	33
Figura 15. Esquema del modelo de compensación isostática regional.	37
Figura 16. Modelo de elevación de cerro Solo correspondiente a los 670 m de la cumbre.	40
Figura 17. Curvas de nivel de cerro Solo.	41
Figura 18. Curvas de las raíces de cerro Solo.	41
Figura 19. Flexión debido a la carga de cerro Solo calculada con una rigidez de $1.0e18$ N-m.	42
Figura 20. Flexión debido a la carga de cerro Solo calculada con una rigidez de $1.0e18$ N-m.	42
Figura 21. Modelo sintético de elevación.	48
Figura 22. Morfología de la raíz del modelo de compensación local y deflexión del modelo de compensación regional obtenida de la topografía sintética.	50

Figura 23. Sección de la anomalía gravimétrica producida por el modelo de compensación local y el modelo de compensación regional.	50
Figura 24. Respuesta de la función de admitancia observada comparada con la admitancia teórica del modelo de compensación local.	51
Figura 25. Respuesta de la función de admitancia observada comparada con la admitancia teórica del modelo de compensación regional.	51
Figura 26. Respuesta de la función de admitancia observada versus las curvas de admitancia teórica correspondientes al modelo de compensación local.	53
Figura 27. Respuesta de la función de admitancia observada versus las curvas de admitancia teórica correspondientes al modelo de compensación regional.	54
Figura 28. Espectro de coherencia.	55
Figura. 29. Resultados de la inversión de la admitancia según el modelo de compensación local.	61
Figura. 30. Resultados de la inversión de la admitancia según el modelo de compensación regional.	62
Figura 31. Modelo de las raíces considerando baja rigidez, $D=1e16$ Nm.	70
Figura 32. Estimación de la geometría de la placa Nazca	72
Fig. 34. Modelo gravimétrico 2D a la latitud UTM Norte 7000 km ($27^{\circ}7'S$).	74
Fig. 33. Modelo gravimétrico 2D a la latitud UTM Norte 7060 km ($26^{\circ}34'S$).	75
Fig. 35. Modelo gravimétrico 2D a la latitud UTM Norte 6960 km ($27^{\circ}28'S$).	76

**ESTRUCTURA DE LA LITÓSFERA EN LA MARGEN CONTINENTAL DE
CHILE (27°S), INFERIDA MEDIANTE ANÁLISIS DE ADMITANCIA,
SISMICIDAD Y MODELADO GRAVIMÉTRICO**

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

El objetivo planteado en esta tesis consistió en construir un modelo bidimensional de la geometría y densidad de la litósfera que explicara las anomalías de Bouguer y Aire Libre observadas en la región de Copiapó, Chile, en un transecto que cubriera desde el Océano Pacífico, la región de la fosa Perú-Chile y la cordillera Principal de los Andes, extendiéndose hasta la zona occidental de Argentina.

Debido a la no unicidad inherente en la solución del problema inverso a partir de datos gravimétricos, se consideró importante introducir información independiente con el propósito de acotar el número de soluciones compatibles con los datos a interpretar. Considerando las características del estudio, se seleccionaron tres condicionantes para realizar el modelado. La primera de ellas planteó el problema de inferir la geometría y profundidad de la zona Wadati-Benioff, a partir de la sismicidad registrada instrumentalmente. La segunda condicionante consistió en determinar la geometría y profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic a través de la topografía y del modelo de compensación isostática de tipo local y posteriormente, de un modelo de compensación regional. La tercera condicionante consistió en la utilización del modelo estándar de difusión térmica donde el grosor de la litósfera oceánica resulta ser proporcional a la raíz cuadrada de su edad.

Posteriormente, buscando la manera de discernir entre los mecanismos de compensación isostática en forma cuantitativa, se recurrió al cálculo de la admitancia, definida en for-

ma general como el cociente espectral entre la anomalía de Bouguer y la topografía, incluyendo el cálculo de la función de admitancia teórica para los mecanismos de compensación isostática de tipo local y regional.

En una etapa más avanzada del proyecto de investigación, se planteó el problema inverso de inferir la variación del contraste de densidad con la profundidad y la variación del gradiente de densidad con la profundidad, a partir de la admitancia calculada, mediante el método de expansión espectral y de programación lineal.

Por último, habiéndose determinado que el mecanismo de compensación compatible con la admitancia observada corresponde a uno de compensación regional con baja rigidez flexural, y utilizando la información independiente antes citada, se procedió a modelar tres transectos con longitud de 700 km, que expliquen la anomalía de Bouguer en un tramo continental y la de Aire Libre en la marina.

Los tópicos pertinentes a este trabajo de investigación se dividen en siete capítulos. En el Capítulo I se presentan los aspectos básicos de la información sobre la cual se cimienta el desarrollo de esta tesis, como son: los antecedentes históricos del concepto de isostasia, la descripción de la zona de estudio que incluye su geomorfología y relieve topográfico-batimétrico, la distribución y calidad de los datos gravimétricos y sísmicos, y la descripción cualitativa del carácter y lineamientos observados en los mapas de las anomalías gravimétricas de aire libre y de Bouguer. En el Capítulo II se describe el marco tectónico de los Andes y las principales unidades geológicas y estructuras presentes en el área de estudio, reconociendo una estratigrafía continua desde el Paleozoico tardío (300 Ma) hasta el Cuaternario. En el Capítulo III se desarrollan, completamente, los aspectos teóricos de los mecanismos de compensación isostática local y regional, con la intención de entender los principios que los rigen, relacionar los conceptos y proposiciones a modelos simples, permitiendo formularlos y otor-

garles significado de acuerdo al marco teórico planteado. En el Capítulo IV se trata la teoría y el cálculo numérico de la admitancia a partir de la transformada de Fourier de la anomalía de Bouguer y de la topografía; se presenta un ejemplo con datos sintéticos de topografía, y se aplica la teoría expuesta al cálculo de la admitancia al área de estudio, incluyendo un análisis de coherencia y su comparación con la función de admitancia teórica, teniendo en cuenta los modelos de compensación local y regional. En el Capítulo V se estudian los aspectos básicos de la inversión lineal utilizando el método de expansión espectral y el de programación lineal. En este capítulo se entregan los resultados obtenidos de cada proceso de inversión. En el Capítulo VI se presentan y examinan los elementos utilizados para realizar la modelación de la anomalía de aire libre y Bouguer sobre tres transectos de orientación W-E, utilizándose para ello información geofísica independiente para acotar el número de soluciones compatibles con los datos gravimétricos que se interpretan. En el capítulo VII se analizan los resultados obtenidos y las conclusiones alcanzadas en esta investigación.

I.1 ANTECEDENTES DE LA ISOSTASIA

A mediados del siglo XIX fueron propuestos dos modelos conceptualmente simples para explicar la desviación de la vertical observada en la India, al pie de los Himalayas. En el año 1855, John Henry Pratt calculó la atracción gravitacional ejercida por los Himalayas en Kalia y Kaliampur, y publicó sus resultados en un texto de 75 páginas, donde describe que el efecto gravitacional debido a los Himalayas era suficientemente grande como para desviar la plomada de su vertical más de tres veces el valor observado, concluyendo que no entendía la causa de la discrepancia y que el problema debía ser investigado a profundidad.

Un mes después de la publicación de Pratt, George Biddell Airy, en una nota corta, ofreció una sencilla explicación a la discrepancia reportada por Pratt. Airy sugirió que las capas más externas de la Tierra constituían una corteza delgada que sobreyace un estrato

fluido de gran densidad. Airy comparó a la corteza yaciendo sobre lava con un bloque de madera flotando en agua, explicando que la desviación de la vertical en la proximidad de una cadena montañosa de la magnitud de los Himalaya se debe a la presencia de un defecto de masa a profundidad.

En 1859 Pratt postuló que los continentes estaban constituidos por una serie de bloques de diferente altura y densidad, de modo que la densidad de cada bloque era inversamente proporcional a su elevación, requiriendo que a cierta profundidad, definida como la profundidad de compensación, la presión ejercida por cada bloque debía ser la misma.

Posteriormente en 1931, Vening Meinesz modificó el concepto de compensación de Airy, suponiendo que la corteza es capaz de comportarse elásticamente bajo una carga topográfica, espacialmente, corresponde a una versión suavizada de las raíces del modelo de compensación isostática de Airy.

En 1970, Dorman y Lewis desarrollaron un método para calcular la respuesta isostática a partir de la información gravimétrica y topográfica observada sin establecer a priori una hipótesis de compensación isostática. Esta técnica supone que el mecanismo de compensación isostático es lineal e isotrópico para una carga puntual, donde la respuesta del campo gravimétrico puede ser representada como la convolución bidimensional de la topografía con la respuesta isostática de la Tierra. A esta relación entre las anomalías gravimétricas y la topografía se le denomina admitancia.

La determinación de la admitancia, a partir de la razón espectral entre la gravedad y la topografía, es generalmente calculada en el dominio de la frecuencia espacial o número de onda. Su comparación con las funciones de admitancia teóricas correspondientes a los modelos de compensación local y regional permitirá discriminar, en principio, el mecanismo de compensación isostática más probable.

Los resultados obtenidos por Dorman y Lewis (1970), fueron estudiados por otros investigadores, entre ellos citamos a Banks *et al.* (1977 y 1978) y McNutt (1979, 1983, 1984). Banks *et al.* (1977) aplicaron la técnica de programación lineal y programación cuadrática para invertir la respuesta isostática para la zona continental de Estados Unidos, utilizando la teoría de Dorman y Lewis (1970). Banks *et al.* (1977) analizaron la función de respuesta isostática para una carga aplicada a la placa en el techo de la misma, bajo el punto de vista de los modelos clásicos de compensación.

Forsyth (1981), sugirió que los valores de rigidez flexural deducido de los estudios de admitancia pueden ser subestimados si la litósfera es cargada desde la base o dentro de la placa.

I.2 UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona en estudio se encuentra ubicada en Chile, comprende la región entre los 26°-28°S y los 74°-66°W, abarcando parte del océano Pacífico, la Hoja Copiapó, escala 1:500.000, y la parte occidental de Argentina (Figura 1).

I.3 RELIEVE DE LA REGIÓN

Al sur del río Salado (22°20'S, 68°35'W), las cuatro provincias fisiográficas, Planicies Litorales, Cordillera de la Costa, la Depresión Intermedia y la cordillera Principal de los Andes, pierden sus rasgos longitudinales con la aparición de una serie de cordones transversales de relieve que se desprenden del macizo andino para unirse a la cordillera de la Costa, formándose así los Valles transversales. La cordillera Principal de los Andes se presenta en esta región como la sección más elevada de toda el área de estudio y del país. El monte más alto de la región de estudio y también de Chile es el Nevado Ojos del Salado con 6893 m sobre el nivel medio del mar. La Depresión Intermedia desaparece, después de la cuenca de

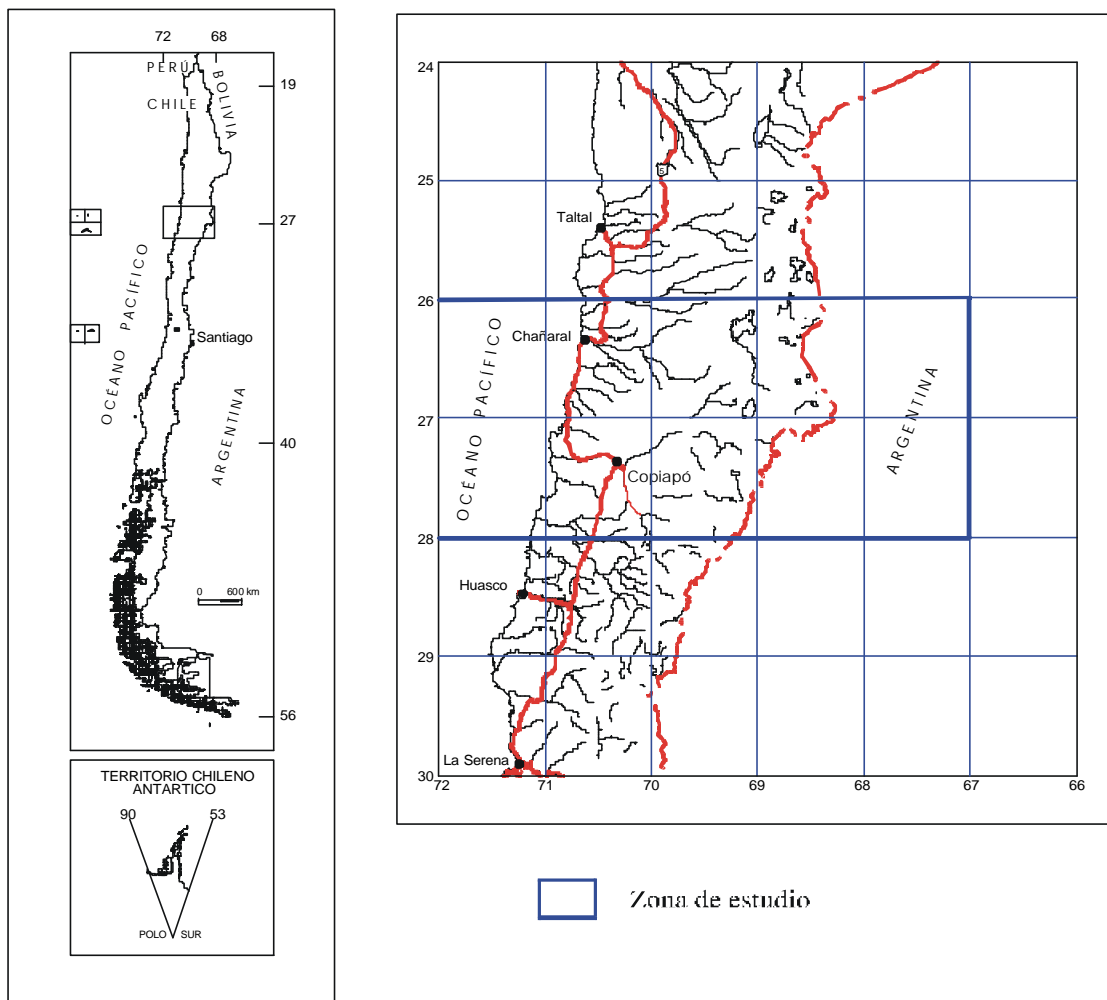


Figura 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio.

Diego de Almagro ($26^{\circ}23'S$, $70^{\circ}02'W$), para ser reemplazada por los cordones montañosos que se extienden hacia el oeste y por las mesetas que quedan entre ellos. La Cordillera de la Costa se ve atravesada por ríos mostrando sierras aisladas. Las planicies litorales se van haciendo cada vez más amplias, llegando a desplazar a la cordillera de la Costa, muy erosionada. Frente a la Hoja Copiapó, se encuentra la fosa de chilena con casi 8000 m de profundidad.

I.4 GEOMORFOLOGÍA DE LA REGIÓN

A continuación se describe la geomorfología correspondiente a Chile continental de la zona de estudio (Figura 2), cuyos antecedentes están tomados de Börgel (1983).

I.4.1 COSTA

a) Farellón Costero

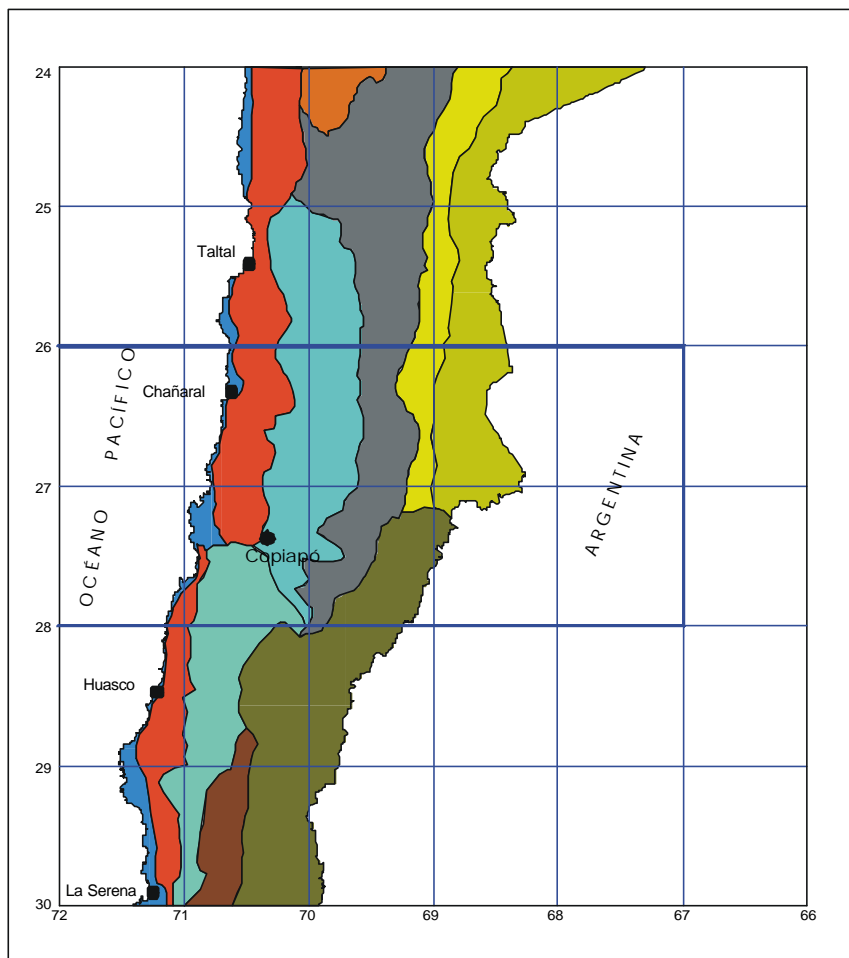
El farellón costero se levanta desde la línea de costa, hasta alturas del orden de los 1000 m sobre el nivel del mar. La altura del farellón disminuye paulatinamente en la medida que se avanza al sur. El poblado de Taltal marca el límite entre la zona caracterizada por un farellón alto y la otra, más deprimida. En toda su extensión a lo largo del litoral, el acantilado costero está bien conservado y sólo parcialmente roto por gargantas profundas de quebradas secas que logran llegar al mar.

Desde la actividad orogénica del Cretácico, el área costera ha estado siempre sobre el nivel del mar. Las planicies litorales se extienden como límite en altura hasta los 300 m s.n.m. En la mayor parte de este litoral nortino, las acciones abrasivas del mar han dominado sobre un estrán rocoso.

I.4.2 CORDILLERA DE LA COSTA

a) Cordillera de la Costa

Se considera cordillera de la Costa aquellos paños y alineamientos de cerros altos que sobresalen del nivel general de la pampa, por encima de los 1500 m s.n.m. Considerando la altura media de las depresiones locales, la altura promedio de los cerros que conforman esta cordillera sería del orden de 400 a 600 m. La Cordillera de la Costa conserva el carácter de cerros aislados, empinándose sólo algunas centenas de metros por encima del plano alto de la pampa.



Leyenda







	Costa		Precordillera
	Farellón costero y/o planicies fluvio-marinas		Precordillera de Domeyco
	Cordillera de la Costa		Cordillera Principal de los Andes
	Cordillera de la Costa		Gran Fosa Prealtiplánica
	Cordones Transversales		Cordillera Prealtiplánica
	Depresión Intermedia		Sierras Transversales
	Desierto de Atacama		
	Pampa Ondulada		
	Pampa Transicional		

Figura 2. Esquema geomorfológico de la zona de estudio. Chile Continental

I.4.3 DEPRESIÓN INTERMEDIA

a) Pampa Ondulada o Austral

Corresponde a la porción de la depresión intermedia instalada entre las sierras Vicuña Mackenna ($24^{\circ}27'S$, $70^{\circ}02'W$), del Muerto ($24^{\circ}48'S$, $70^{\circ}08'W$) y Peñafiel ($24^{\circ}50'S$, $69^{\circ}35'W$) por el norte y el río Copiapó ($27^{\circ}22'S$, $70^{\circ}20'W$) por el sur. Con 250 km de eje N-S y 70 km en el sentido E-W, la pampa ondulada se estrecha entre las planicies litorales y los planos inclinados, ya en extinción.

b) Pampa Transicional

Se desarrolla entre el río Copiapó por el norte y el río Elqui ($29^{\circ}53'S$, $71^{\circ}15'W$), por el sur. Cubriendo una extensión N-S estimada en 300 km y ancho medio de unos 55 km, es una zona donde los efectos erosivos del paisaje se manifiestan con mayor vigor y donde las pampas y llanos áridos se estrechan en medio de una red anárquica de lomas, sierras y cerros aislados.

Debido a los agentes erosivos que han trabajado su superficie, la Pampa Transicional se presenta cruzada por lomas y sierras, lo cual determina que sus depresiones internas adopten forma de embudo, estrechándose en un extremo y ensanchándose en el opuesto. A través de estas depresiones se establecen las comunicaciones terrestres, constituyendo las cuevas el vínculo de unión entre las depresiones vecinas.

I.4.4 PRECORDILLERA

a) Precordillera de Domeyco

La precordillera andina, en la región septentrional de las pampas desérticas y cordilleras prealtiplánicas, se extiende desde el volcán Tacora ($17^{\circ}43'S$, $69^{\circ}46'W$ y 5420 m) en el

norte hasta el curso superior de la quebrada de Paipote en el sur, situada al SE de Copiapó. El sector presente en el mapa geomorfológico corresponde al sector de la precordillera denominada precordillera de Domeyco. Esta precordillera se origina en el Oligoceno como una serraña baja, pero su altura y envergadura actuales corresponden a las dislocaciones tectónicas pliocénicas, luego de las grandes efusiones de riolitas que cubren las cordilleras altiplánicas.

I.4.5 CORDILLERA PRINCIPAL DE LOS ANDES

a) La gran fosa

Esta sección otorga su nombre, por extensión, a todo el ámbito depresivo prealtiplánico, ya que es la más característica desde el punto de vista geomorfológico, su alineamiento en dirección NNE. Aquí se ubican los salares de Pedernales ($26^{\circ}12'S$, $69^{\circ}08'W$), con una extensión N-S de 30 km y E-W de 18 km, y el Salar de Maricunga ($26^{\circ}55'S$, $69^{\circ}05'W$), con dimensiones N-S 20 km y E-W 10 km.

b) Cordillera Prealtiplánica

Al oriente de las depresiones y fosas descritas en el punto anterior se levanta un conjunto muy variado de alturas. En general, estas cordilleras se caracterizan por su gran altura y el carácter volcánico, por la persistencia de la nieve, el hielo en sus cumbres y por constituir un verdadero biombo climático para las masas de aire que provienen de la cuenca amazónica. En vastos sectores constituyen el límite natural que separa internacionalmente a Chile de sus vecinos situados al oriente.

c) Sierras Transversales

Al este de la Pampa Transicional se extienden algunas sierras y cordilleras en disposición oblicua, caracterizadas por un franco drenaje exorréico. Todas ellas forman parte de un tronco alto y tabular, que constituye el encadenamiento principal de la cordillera de Los An-

des. Esta zona se extiende desde el nevado Ojos del Salado ($27^{\circ}06'S$, $68^{\circ}32'W$ y 6893 m) hasta el cerro Juncal ($32^{\circ}56'S$, $70^{\circ}11'W$, 4520 m) por el sur, con un ancho medio de 90 km y una extensión longitudinal de aproximadamente 630 km. En el sector más alto de la cordillera, sobre el límite fronterizo, se instalan las alturas máximas, tales como, cerro Tres Cruces ($27^{\circ}07'S$, $68^{\circ}53'W$ y 5438 m) y cerro Solo ($27^{\circ}06'S$, $68^{\circ}42'W$ y 6213 m).

I.4.6 LA FOSA CHILENA

Uno de los rasgos fisiográficos más prominentes en el área de estudio corresponde a la fosa Chilena. Esta fosa tiene una extensión de ~5900 km, un ancho medio de 70 km, y una profundidad máxima de 8 km. Esta fosa tiene la particularidad de estar muy próxima a la cordillera Principal de los Andes (250 km), un arco volcánico que alcanza en la región de estudio una elevación media de 5000 m s.n.m.

La fosa al norte de los $27^{\circ}S$ se caracteriza porque los sedimentos que cubren su eje son de poco espesor o no existen, entre los $27^{\circ}S$ hasta los $33^{\circ}S$ se produce una zona de transición, cuya característica más notable es la disminución de la profundidad en el eje de la fosa. Al sur de los $33^{\circ}S$ comienza a ser llenada con sedimentos hasta la latitud de $45^{\circ}S$, y más al sur la fosa aparece casi cubierta por sedimentos.

I.5 DATOS UTILIZADOS EN ESTE ESTUDIO

Para realizar este estudio geofísico se dispuso de información generada y recopilada por diferentes organismos, las cuales se detallan a continuación: a) gravedad (Figura 3); b) topografía y batimetría (Figura 4); y c) sismicidad (Figuras 5 a 7).

I.5.1 ANTECEDENTES GRAVIMÉTRICOS CONTINENTALES Y MARINOS

La información más importante son los datos de gravedad y esta comprende tres fuen-

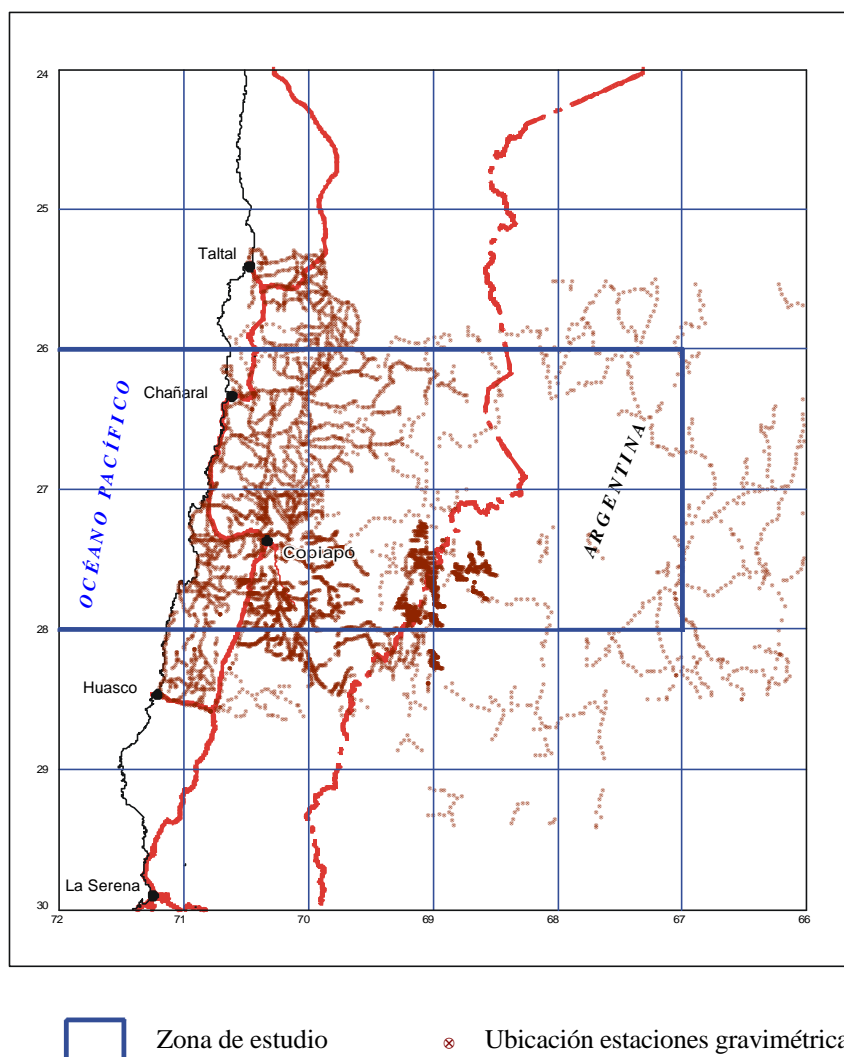


Figura 3. Distribución de estaciones gravimétricas en zona continental.

tes de información: a) 6700 estaciones gravimétricas distribuidas por los diversos caminos de accesos de la región, y con perfiles de campo logrando una cobertura entre los 25°30' hasta los 28°30'S y que corresponde a información adquirida por el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN); b) 1100 estaciones gravimétricas distribuidas al este del límite Internacional Chile-Argentina hasta los 64°W, cuya fuente de información son las bases de datos Gravity Land and Global del National Geophysical Data Center and National

Ocean Service (1999); c) y por último la información gravimétrica del proyecto Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS 1 Satellite Altimetry (Sandwell y Smith, 1997) seleccionada de la margen chilena hasta los 75°W, obtenida de la base de datos que mantiene el Scripps Institution of Oceanography, IGPP.

La información de la zona continental chilena fue obtenida por los señores Héctor Zúñiga, Claudio Bello y por el autor de esta investigación entre los años 1994 a 1996, teniendo en cuenta las facilidades de acceso, buena determinación de cota y posición del lugar de medición. Se establecieron una serie de estaciones distribuidas por toda la zona correspondiente a la Hoja Copiapó y que conforman distintas redes (primarias, secundarias y de enlace). Debido a que con el instrumento utilizado (Scintrex CG-3) sólo es posible medir valores relativos de gravedad y no valores absolutos, fue necesario establecer una red de enlace a la Base Gravimétrica situada en la plaza principal de la ciudad Copiapó (978984.9 mGal). La metodología de observación fue en circuitos cerrados para controlar la deriva del gravímetro y los cierres altimétricos.

1.5.2 ANTECEDENTES DEL MODELO TOPOGRÁFICO Y BATIMÉTRICO

La topografía y la batimetría que cubre el segmento marino continental entre las latitudes 24° a 30°S tienen las siguientes fuentes de información: a) en el sector Chile continental entre las latitudes 26° y 28°S, y la línea de costa hasta el límite internacional entre Chile y Argentina la topografía corresponde a digitalizaciones de 77 cartas regulares del Instituto Geográfico Militar de Chile (IGM) a escala 1:50.000. Un grado de latitud al norte y sur del área mencionada tiene una cobertura extraída de las cartas regulares del IGM a escala 1:250.000 Taltal, Salar de la Isla, Vallenar y Tránsito, complementada con puntos de nivelación y vértices geodésicos. Topografía con Datum Provisorio Sudamericano 1956 La Canoa, Elipsoide de Referencia Internacional 1924 y Proyección Universal de Mercator.

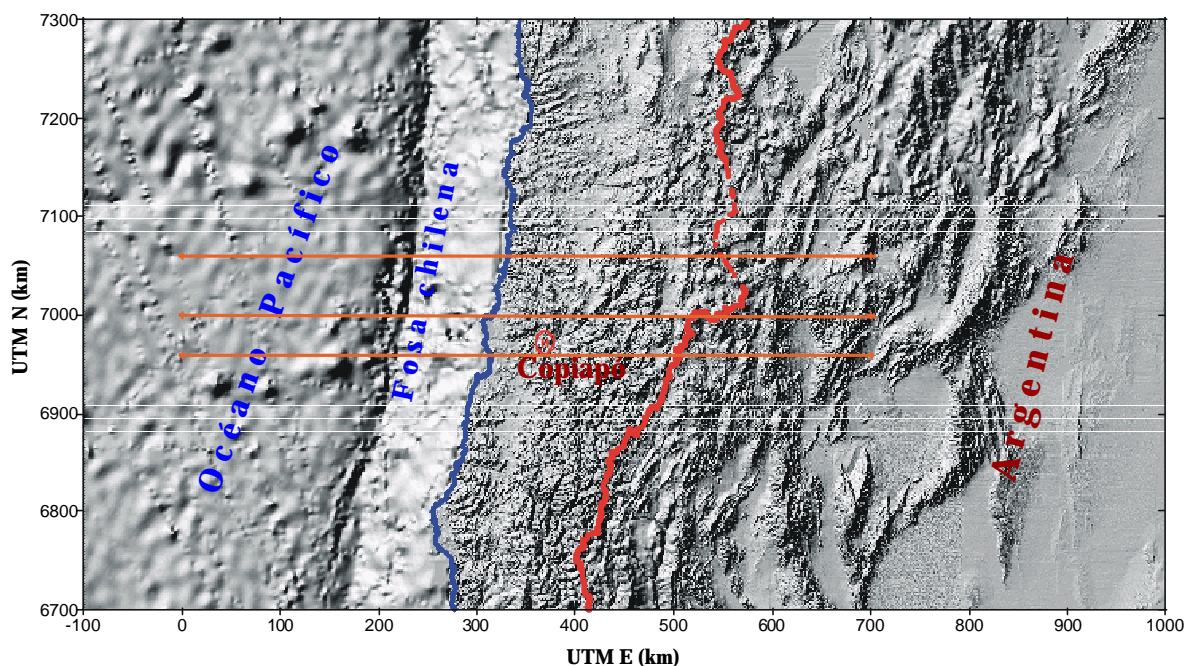


Figura 4. Modelo de elevación de las superficies continental y marina. Las líneas rectas indican la ubicación de los transectos gravimétricos entre las UTM Este 0 a 700 km.

La información topográfica al este del límite internacional hasta los 63°E , y un grado de latitud hacia el norte de los 25°S y un grado hacia el sur de los 29°S , fue obtenida de la base de datos Global Topography Digital Elevation Model (GTOPO30, 1996), del United States Geological Survey EROS Data Center (EDC). Información regularmente espaciada a una longitud de arco de 30 segundos (aproximadamente 1 km), Proyección Geográfica, Datum WGS84 y Esferoide WGS84. b) La batimetría del margen chileno hasta los 75°W corresponde al proyecto de investigación Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings (Smith y Sandwell, 1997), información con Proyección Geográfica, Datum WGS84 y Esferoide WGS84.

La figura 4 muestra el modelo de elevación de la superficie continental y marina obtenido a escala de una porción de la superficie de la Tierra entre las latitudes UTM N 6700 a 7300 km y UTM E -100 a 1000 km, (aproximadamente entre los 24° a 30°S y los 75° a los

64° W). Muestra detalladamente la morfología, observando planicies, cerros, montañas, la fosa chilena y el piso marino.

I.5.3 ANTECEDENTES SÍSMICOS DE LA REGIÓN EN ESTUDIO

Los antecedentes de la sismicidad registrada instrumentalmente y utilizada en este estudio corresponde de la base de datos Preliminary Determinations of Epicenters (PDE) del National Earthquake Information Center del United States Geological Survey (USGS), información obtenida, principalmente, mediante la red mundial de sismógrafos, a distancias telesísmicas y, por lo tanto, adolece de los errores propios de este tipo de redes. La precisión con que es posible localizar los epicentros y determinar su profundidad focal es muy variable, depende de la distribución relativa de las estaciones más cercanas respecto al epicentro (distancia y azimut), y de las propiedades locales de la corteza terrestre en la zona epicentral, por lo tanto, la precisión con que es posible determinar los epicentros de los sismos (longitud, latitud y profundidad focal), mediante una red telesísmica, puede variar de unos pocos kilómetros hasta varias decenas de kilómetros.

Las figuras 5 a 7, ilustran como los focos de los terremotos se distribuyen cerca de la trinchera y conforme profundizan se alejan de la misma. La principal causa de la sismicidad que se observa a lo largo de toda la costa del continente sudamericano se debe a la subducción de la placa Nazca bajo la Sudamericana. La subducción en esta zona se realiza en un plano inclinado de aproximadamente 30° hacia el este, definido por la zona de contacto entre placas, denominada comúnmente zona de Wadati-Benioff.

I.6 GRAVIMETRÍA

La interpretación de las observaciones gravimétricas para fines geológicos y geodésicos se realiza sobre un conjunto de valores observados de la aceleración de la gravedad (g), donde

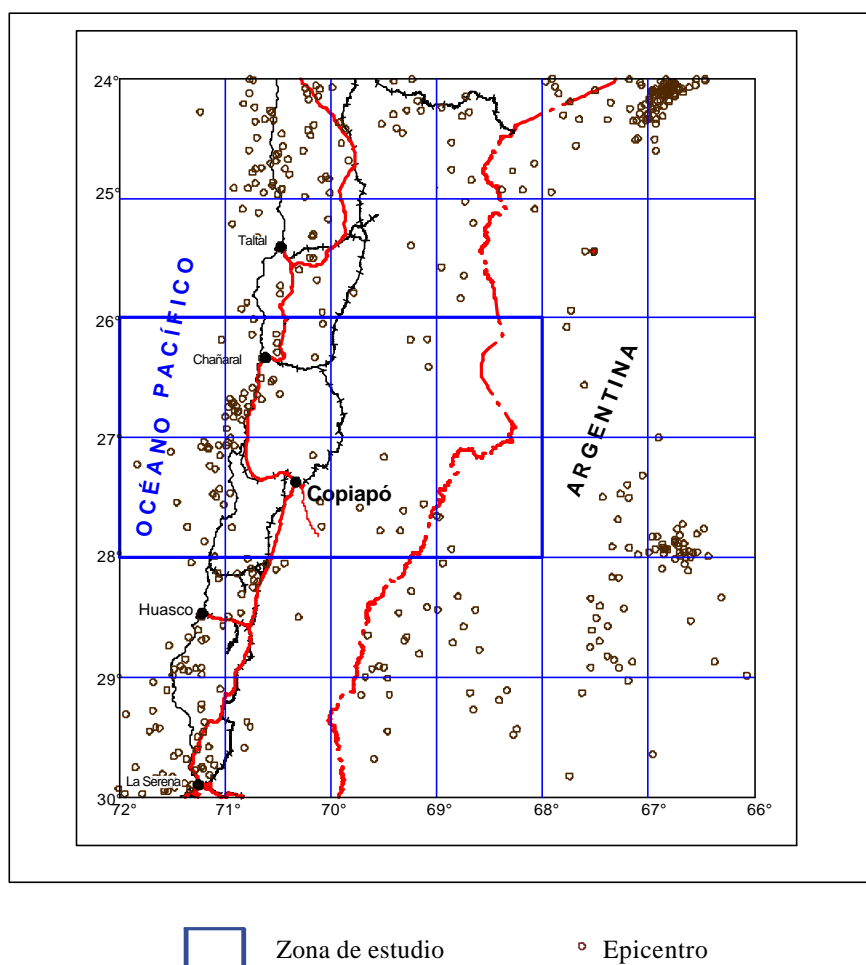


Figura 5. Distribución de sismos de magnitud (M_b) 3 a 6.5 y hipocentro calculado con 40 0 más estaciones sismológicas.

su magnitud depende de la distribución de masas de la Tierra, de la altura, del entorno topográfico y posición geográfica del punto de observación, representando interés los valores anómalos de gravedad y no así los valores absolutos de g .

1.6.1 DESCRIPCIÓN DE LA ANOMALÍA DE AIRE LIBRE

El mapa de anomalía de aire libre (Figura 8) se puede caracterizar por 4 dominios gravimétricos principales, mencionado de oeste a este: anomalías situadas en el mar, la zona

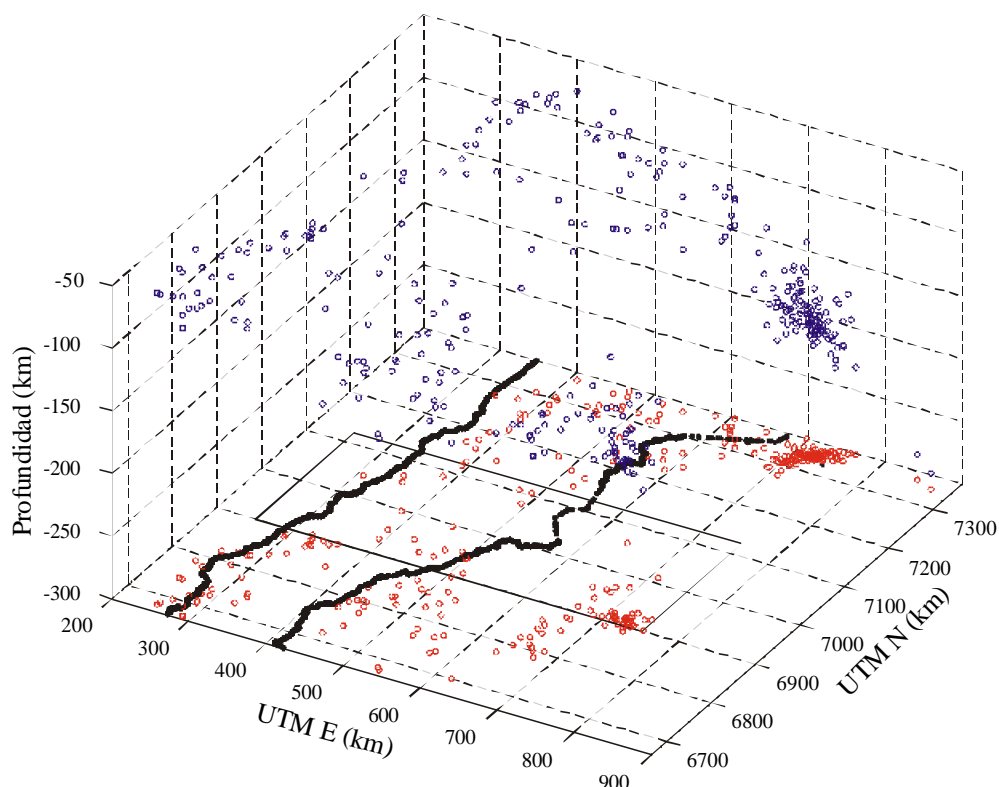


Figura 6. Isométrico de hipocentros de la figura 5.

correspondiente a la fosa chilena, el sector continental chileno, y el sector argentino.

Las anomalías del campo gravimétrico en el mar hasta la UTM E 80 km tienen longitudes de onda intermedia y baja amplitud, con valores isoanómalos positivos y cercanos a cero. En esta zona, las anomalías no muestran rasgos definidos, a excepción de las que se identifican al sur, estas anomalías circulares tienen correlación con montes submarinos.

El dominio identificado con la fosa se distingue por su baja frecuencia y por un grupo de anomalías de orientación NNE/SSW con un ancho medio de 100 km y una amplitud de 170 mGal.

El sector chileno continental presenta las anomalías de menor longitud de onda con valores entre 30 a 60 miligales, hacia el este se distingue un cambio brusco de esta caracterís-

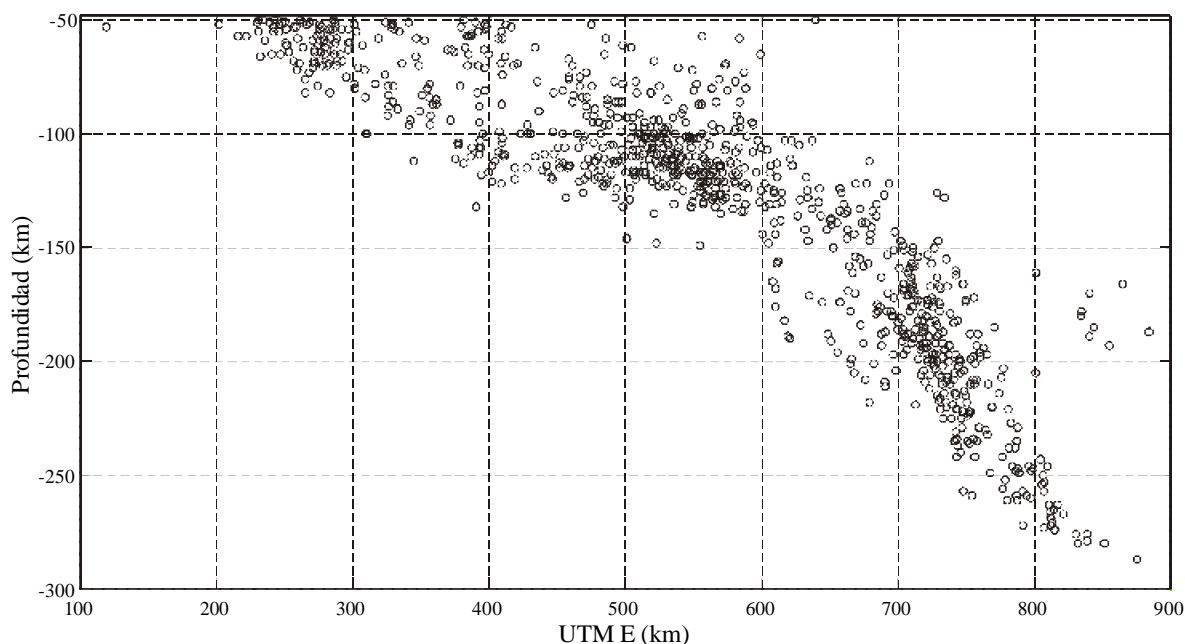


Figura 7. Proyección de los hipocentros en la dirección oeste-este de todos los sismos de la figura 5.

tica en correlación con el lado este de la cordillera de Los Andes. En esta zona las anomalías son más intensas, sin embargo, hacia el SE aparecen anomalías negativas.

En general el patrón gravimétrico se correlaciona positivamente con el relieve topográfico de la zona en estudio.

1.6.2 LA ANOMALÍA DE BOUGUER

La anomalía de Bouguer es el elemento básico de trabajo en diversas investigaciones geofísicas. En la vertiente de la prospección gravimétrica es la más adecuada, debido a que dicha anomalía es fácil de obtener, ya que con respecto a la isostática no hay que suponer un modelo de compensación y, respecto a la de aire libre, resulta prácticamente insensible a la acción de la atracción gravitacional del relieve topográfico. En cambio, es notablemente sensible a las variaciones en densidad de las rocas más superficiales, de ahí su importancia e

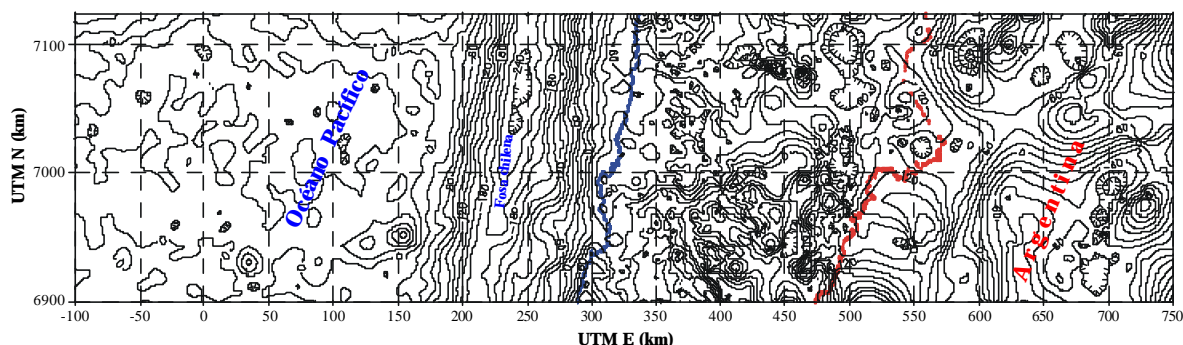


Figura 8. Mapa de anomalía de Aire Libre.

interés en la prospección geofísica.

Las medidas gravimétricas se utilizan para obtener información sobre la distribución de masas terrestres, para ello se comparan los valores observados con una gravedad teórica o normal. Esta gravedad teórica o normal es la atracción de la gravedad sobre la Tierra teórica, en la cual las masas están en equilibrio perfecto bajo los efectos de la rotación y de atracción mutua y desprovistos de topografía exterior a dicha superficie, en cuyo interior no hay irregularidades másicas.

El análisis de las anomalías de manera cualitativa y cuantitativa permite descubrir la extensión, contraste de densidades y profundidad a que se encuentran los cuerpos o estructuras que provocan las anomalías gravimétricas, constituyéndose de esta forma, en información primordial de los estudios geológicos, hidrogeológicos, y de yacimientos de minerales y petróleo.

1.6.3 DESCRIPCIÓN DE LA ANOMALÍA DE BOUGUER

El mapa de anomalías de Bouguer de la región (Figura 9) está caracterizado por grandes longitudes de onda, con una dirección preferencial N5°E. Estas anomalías de gravedad tienen un rango de 50 a -400 mGal, la cota superior de esta respuesta se sitúa en las planicies,

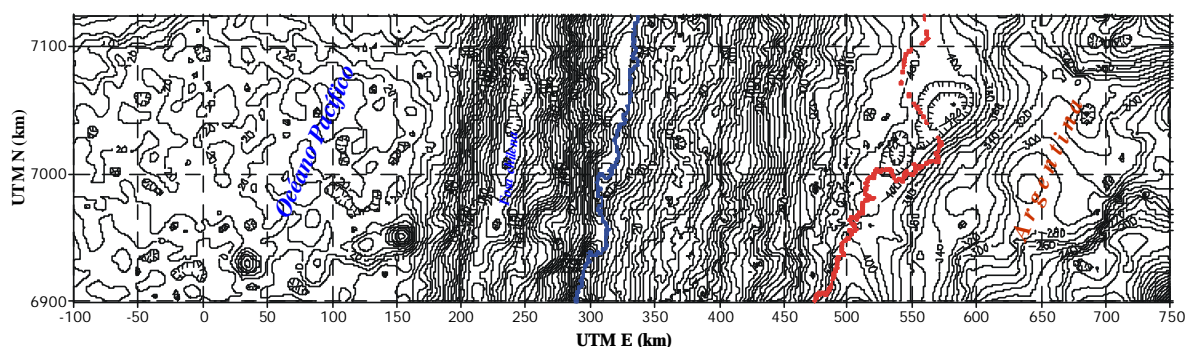


Figura 9. Mapa de anomalía de Bouguer

con una ubicación muy cercana a la línea de costa, y la cota inferior se correlaciona con las altas cumbres situadas al oriente. La tendencia de anomalías presente tiene un gradiente medio de -2.5 mGal/km con buzamiento hacia el oriente. La zona de la costa coincide con equiespaciamiento regular de las anomalías, indicando rasgos o características más uniformes de la corteza. Si avanzamos más hacia el este, entre las coordenadas UTM E 300 a 400 km, a la latitud 27° S, la tendencia general de las anomalías es interrumpida por un área de anomalías más positivas, lo que podría indicar un adelgazamiento local anómalo de la corteza a este meridiano, o la existencia de rocas más densas, cuya longitud de onda se sobrepone a la firma geométrica de esta región. Hacia la parte oriental del mapa las anomalías sugieren un mayor déficit de masa, donde la amplitud y longitud de onda son consistentes con los altos topográficos observables, lo cual se espera, pues estamos en de la cordillera Principal de Los Andes, cuyas raíces son las más profundas. También observamos un grupo de anomalías aproximadamente paralelas y de menor longitud de onda, pues debajo de este arco magmático la placa subductada está a una profundidad mayor. Anomalías menores se correlacionan con la zona de cuencas altiplánicas que se enmarcan dentro de una amplitud de 50 mGal, entre las isobouguer -350 a -400 mGal.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

II.1 MARCO TECTÓNICO DE LOS ANDES CENTRALES

De acuerdo con Mpodozis y Allmendinger (1992), los Andes centrales y meridionales se caracterizan por una tectónica paleozoica colisional donde la subducción de la corteza oceánica del Pacífico estuvo acompañada por la acreción de diversos terrenos exóticos (Ramos *et al.*, 1986). Al amalgamarse finalmente Gondwana con Pangea en el Permo-Triásico (Veevers, 1989) cesó la subducción en gran parte del borde pacífico sudamericano. Esto fue acompañado de fusión cortical, extensión y 'rifting', prevaleciendo estas condiciones hasta el Triásico-Jurásico temprano (Charrier, 1979; Kay *et al.*, 1989; Jaillard *et al.*, 1990).

La subducción reinició en la margen andina en el Jurásico temprano a medio de forma sincrónica con el inicio de la ruptura y separación de Pangea de Gondwana (Dalziel *et al.*, 1987). Durante el Jurásico tardío, la subducción parece haber estado nuevamente activa a lo largo de gran parte de los Andes centrales. Entre el Jurásico y el Cretácico temprano, la subducción estuvo acompañada por extensión, cuya expresión es una compleja serie de cuencas de trasarco que presenta grandes variaciones longitudinales tanto en el tipo de relleno como en grado de extensión. En el norte del Chile, entre los 21° y 27°S, se formó la cuenca de Tarapacá, una cuenca ensiálica, en parte heredada de una de las cuencas de 'rift' triásicas, que en el transcurso del Jurásico-Cretácico temprano recibió el relleno de varios miles de metros de calizas y sedimentos marinos terrígenos (Coira *et al.*, 1982; Boric *et al.*, 1990; Mpodozis y Ramos, 1990). En Chile Central, entre los 27° y 33°S, si bien la evolución inicial del sistema es similar, el Cretácico temprano registra un violento pulso de volcanismo que se manifiesta en la acumulación de hasta 10 km de lavas andesítico-basálticas, asociadas a sedimentos marinos y continentales en la antigua zona de trasarco jurásica (Aberg *et al.*, 1984; Levi y

Aguirre, 1981; Mpodozis y Ramos, 1990). Entre los 33°-41°S, se desarrolló una cuenca puramente sedimentaria en la zona de trasarco, la Cuenca del Neuquen, que registra dos transgresiones marinas en el Jurásico temprano-medio y en el Cretácico temprano (Gulisano *et al.*, 1984a y b; Mpodozis y Ramos, 1990). Las variaciones en la naturaleza e historia de las cuencas de trasarco parecen haber sido controladas por la naturaleza de su basamento ya que los límites entre algunos de los segmentos coinciden con límites paleogeográficos o bordes de terrenos paleozoicos.

En el Cretácico tardío se produjo el cierre de las cuencas de trasarco a lo largo del margen andino, desde Perú hasta Tierra del Fuego. Este cambio de un régimen de subducción 'tipo Marianas' hacia un régimen de subducción tipo 'chileno' (Uyeda y Kanamori, 1979), sin cuencas extensionales en la zona de trasarco, se correlaciona con la ruptura del Atlántico sur e inicio de la deriva hacia el oeste de la placa Sudamericana (Dalziel, 1981; Cobbing *et al.*, 1981; Mpodozis y Ramos, 1990). En el transcurso del Terciario varios episodios de reorganización en el régimen de convergencia de placas coinciden con eventos de deformación en los Andes, y las cuencas sedimentarias que se desarrollaron en la zona de trasarco definen cuencas de antepaís relacionadas, en la mayoría de los casos, a la flexura elástica de la litósfera en el frente del orógeno andino en progresivo proceso de alzamiento por engrosamiento tectónico compresional. La migración hacia el este de los arcos magmáticos en el transcurso del Terciario, en el norte y centro de Chile, ha sido relacionada por diversos autores con un proceso de erosión tectónica del margen continental (Rutland, 1970; Ziegler *et al.*, 1981; Stern, 1991) que explica la ausencia de asociaciones sedimentarias de antearco o prismas de acreción.

Durante el Mioceno tardío se produjo una disminución del ángulo de inclinación de la zona de Benioff en una zona localizada entre los 27° y 33°S. Esta zona se caracteriza, en la actualidad, por una inclinación subhorizontal de la placa subductada, ausencia de actividad

volcánica y extensión del frente de deformación andino hasta 700 km de la fosa de Chile-Perú (Jordan *et al.*, 1983; Kay *et al.*, 1987; Isacks, 1988).

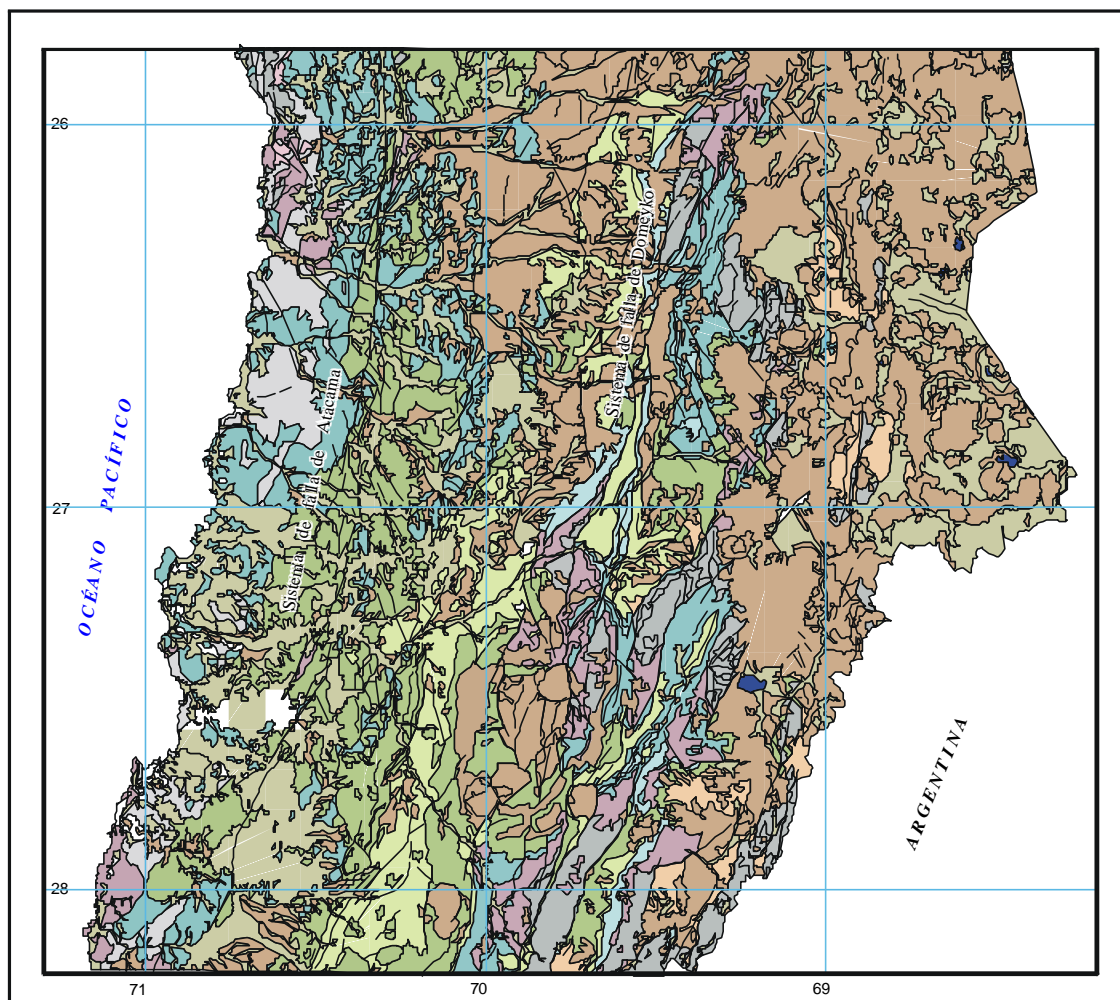
II.2 GEOLOGÍA DE LA ZONA EN ESTUDIO

La zona de estudio tiene como punto central la ciudad de Copiapó y se sitúa en la vertiente occidental de la Cordillera Principal de los Andes, entre los 26° y 28°S, región de transición entre la actual zona con subducción fuertemente inclinada del norte de Chile con la zona de subducción subhorizontal del centro de Chile y Argentina (Jordan *et al.*, 1983; Mpodozis y Ramos, 1990). En esta región los cordones montañosos de la costa se conectan a través de la zona central de la región de Atacama (25°17' a 29°11'S) con la llamada Precordillera de Copiapó donde el relieve aumenta progresivamente hasta alturas superiores a los 4000 m en el extremo sur del Altiplano de los Andes centrales.

La zona costera está formada por un batolito compuesto del Jurásico-Cretácico que representa, probablemente, las raíces del arco magmático andino Mesozoico, y que intrusión a un basamento formado por asociaciones del prisma de acreción del Paleozoico tardío ('Melange' de Chañaral) e intrusivos pérmicos (Mercado, 1978; Berg y Bauman, 1985; Bell, 1987; Naranjo y Puig, 1984). El sistema de fallas de Atacama (Figura 10) es una zona de discontinuidad estructural activa desde el Jurásico tardío que, a fines del Neocomiano habría experimentado un movimiento siniestro, con desarrollo de flujo dúctil y desplazamiento de bloques por centenas de kilómetros, que atraviesa el batolito a lo largo de su eje (Scheuber y Adriessen, 1990). Al este del batolito, en la zona central de la región de Atacama aflora una gruesa cubierta de rocas volcánicas cretácicas y calizas neocomianas a las cuales se superponen, en discordancia, lavas e ignimbritas, asociadas a calderas del Paleoceno-Eoceno (Seegerstrom, 1968; Mortimer, 1973; Zentilli, 1974; Rivera y Mpodozis, 1991).

La Precordillera de Copiapó se caracteriza por la presencia de estrechos 'horsts' de

basamento, orientados en dirección NNE formados durante el Terciario, antes del Mioceno medio. Los 'horsts' de basamento incluyen intrusivos carboníferos y secuencias sedimentarias del Devónico-Carbonífero, cubiertas en discordancia por ignimbritas riolíticas e intruidas por granitoides pérmicos. La cobertura mesozoica incluye sedimentos continentales de 'rift' triásicos, junto a calizas, lavas andesítico-basálticas y secuencias continentales rojas, acumuladas en ambiente de arco y trasarco durante el Jurásico, Cretácico temprano y Terciario temprano (Segerstrom, 1968; Zentilli, 1974; Mercado, 1982; Sepúlveda y Naranjo, 1982; Bell, 1985). El Altiplano es una elevada meseta a más de 3500 m de altura; está limitado al oeste por una cadena volcánica del Oligoceno-Mioceno temprano. Esta incluye grandes estratovolcanes como el Copiapó (4000 m) y Doña Inés (5070 m), cuya actividad es en el Mioceno tardío, al desplazarse el frente volcánico activo de los Andes 70 km hacia el este debido a la disminución en el ángulo de subducción (González-Ferrán *et al.*, 1985; Sillitoe *et al.*, 1991; Davidson y Mpodozis, 1991). Entre ambas cadenas volcánicas se sitúan elevados bloques de basamento (Kubabeck y Zeil, 1971) y se desarrollan las grandes cuencas cerradas de los salares Pedernales y Maricunga.



Mapa geológico simplificado de la región de Copiapó.

Basado en el Mapa Geológico de Chile, escala 1:1000000 (Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, 2002)

LEYENDA

Período de tiempo	Volcánicas				
	Sedimentarias	Sedimentarias	Volcánicas	Intrusivas	Metamórficas
Cuaternario	[Color: Verde claro]		[Color: Verde claro]		
Terciario	[Color: Marrón]	[Color: Naranja claro]	[Color: Marrón]	[Color: Negro]	
Jurásico	[Color: Verde medio]	[Color: Verde claro]	[Color: Verde medio]	[Color: Verde oscuro]	
Cretácico	[Color: Verde claro]	[Color: Verde claro]	[Color: Verde claro]	[Color: Verde oscuro]	
Triásico	[Color: Marrón claro]	[Color: Marrón claro]	[Color: Marrón claro]	[Color: Marrón oscuro]	
Paleozoico	[Color: Gris claro]		[Color: Gris claro]	[Color: Gris oscuro]	[Color: Gris claro]

Figura 10. Mapa geológico regional de la zona de estudio.

CAPÍTULO III

ISOSTASIA

III.1 MODELOS ISOSTÁTICOS DE COMPENSACIÓN LOCAL

Las primeras observaciones conducentes al descubrimiento del principio de isostasia no fueron mediciones de la gravedad, sino estudios de la forma de la Tierra. Entre los años 1735 y 1745, Pierre Bouguer dirigió una expedición al Perú, siendo una de sus finalidades la medida de un arco de meridiano. En esta expedición encontraron que la cordillera de Los Andes ejercía una atracción horizontal sobre su plomada, provocando una desviación local de la vertical verdadera. Análisis posteriores de sus datos demostraron que la desviación observada era mucho más pequeña que la esperada, considerando la topografía y la densidad de la cordillera de Los Andes. Posteriormente, trabajos de geodesia realizado por Everest entre los años 1840-1853 en la India encontraron comportamientos similares al comparar las medidas efectuadas de dos sitios determinados por observaciones astronómicas y por triangulación, encontrando una discrepancia de unos 5" de arco en la separación entre las estaciones. Everest concluyó que la discrepancia no se debía a las determinaciones astronómicas porque consideraba que sus cálculos eran correctos, por lo que asoció la discrepancia a errores en la triangulación y a la elección incorrecta del elipsoide de referencia.

Pratt (1855) estuvo en desacuerdo con Everest, y sugiriendo que esta discrepancia se debía a efectos del entorno topográfico que rodeaba las mediciones, calculó la atracción gravitacional ejercida por los Himalayas en Kaliana y Kaliampur, y publicó sus resultados en donde describe que el efecto gravitacional debido a los Himalayas era suficientemente grande como para desviar la plomada de su vertical más de tres veces el valor observado, concluyendo que no entendía la causa de la discrepancia y que el problema debería ser investigado a profundidad.

Poco tiempo después Airy (1855) ofreció una explicación sencilla a la discrepancia reportada por Pratt. Airy sugirió que las capas más externas de la Tierra constituyen una corteza delgada que sobreyace un estrato fluido de gran densidad. Comparó a la corteza yaciendo sobre lava, con un bloque de madera flotando en agua. Explicando, por lo tanto, que la menor desviación de la vertical observada en la proximidad de una cadena montañosa de la magnitud de los Himalaya, se debe a la presencia de un defecto de masa a profundidad. Según él, la corteza terrestre flota sobre un substrato poco resistente, pero no necesariamente líquido, de gran densidad. En lugares montañosos, donde la superficie alcanza gran altura, la corteza ligera es anormalmente gruesa enraizándose profundamente en el substrato, de la misma manera como un iceberg tiene gran parte de su masa sumergida en el agua.

Cuatro años más tarde Pratt (1859) propuso una explicación un poco diferente. Admitía que el exceso de masa de las montañas por encima del nivel del mar debía estar compensado por un déficit de masa por debajo del nivel del mar, pero él suponía que la corteza bajo el nivel del mar tenía un espesor uniforme y que su base soportaba en todas partes el mismo peso por unidad de superficie.

La idea de que las montañas no son excesos de carga situadas sobre la superficie, sino que su masa visible es compensada por un defecto de masa a profundidad, recibe el nombre de teoría de la isostasia, y la compensación del exceso de masa en superficie por una reducción de masa a profundidad es llamada compensación isostática. No es necesario que los materiales por debajo de la profundidad de compensación sean rígidos.

La compensación isostática puede explicarse de varias formas y, según se verá enseguida, las hipótesis de Pratt, Airy, Airy-Heiskanen y Vening Meinesz representan estas posibilidades. Vistos los principios de la isostasia, falta por determinar cómo se compensan a profundidad las masas distribuidas sobre la superficie de la Tierra. A continuación se esquematizan las hipótesis.

III.1.1 TEORÍA DE PRATT

Pratt (1859) sugirió que el nivel de compensación está situado a una profundidad constante alrededor de la Tierra y que el material situado sobre el nivel de compensación se ajusta al equilibrio isostático por variaciones laterales de densidad, que dependen de la elevación de la topografía. De este modo, las montañas están sostenidas por material de densidad anormalmente baja y, por contraste, las cuencas oceánicas están sostenidas por un material de densidad relativamente alta. El principio de la isostasia requiere entonces que la masa de una columna de material, con una sección transversal de área unitaria sobre el nivel de compensación, debe ejercer la misma presión, independientemente de la posición de la columna (continente u océano).

Considerando el diagrama mostrado en la figura 11, en donde todos los bloques de igual sección hasta el nivel H tienen el mismo peso, la relación para las zonas montañosas de altitud h y regiones oceánicas de profundidad d está dada por:

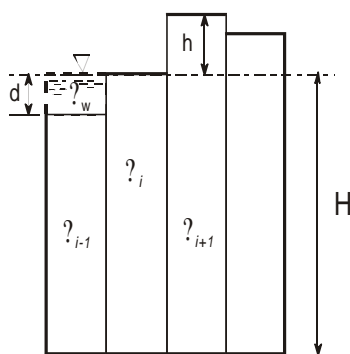


Figura 11. Esquema de la compensación isostática de una región oceánica y otra montañosa según la hipótesis de Pratt.

$$H\rho_i = (H - d)\rho_{i+1} + d\rho_w = (H - h)\rho_{i+1},$$

en donde ρ_w es la densidad del agua, ρ_i es la densidad del i ésimo bloque, h es la elevación

por encima del nivel del mar, d representa el tirante de agua y H la profundidad de compensación.

Despejando ρ_{i21} y ρ_{i21} de la relación anterior se obtiene:

$$\rho_{i21} = \frac{H \rho_i + d \rho_w}{H + d}, \quad \rho_{i21} = \frac{H \rho_i}{H + h}. \quad (1)$$

Para todas las columnas, despreciando la curvatura de la Tierra, se cumple

$$\rho_i(H + h) + \rho_w d = \text{constante}.$$

III.1.2 TEORÍA DE AIRY

La hipótesis de Airy sugirió que, si bien el nivel de compensación está situado a una profundidad constante alrededor de la Tierra, el material que está por encima forma una corteza de baja densidad que yace sobre un substrato de alta densidad. La corteza y el substrato tienen densidades uniformes (aunque diferentes), y el límite entre ellos refleja la topografía de la superficie. O sea, el equilibrio isostático se consigue mediante variaciones en la profundidad del límite corteza-substrato. Así por ejemplo, por debajo de las montañas existirá una raíz y, por debajo de los océanos, una antirraíz.

La diferencia fundamental entre los dos sistemas descritos radica en como se logra el equilibrio; para el sistema de Pratt se logra con una variación lateral de la densidad y, para el sistema Airy, se logra variando la profundidad de compensación, manteniendo constante la densidad.

III.1.3 TEORÍA DE AIRY-HEISKANEN

La hipótesis de Airy-Heiskanen supone una densidad constante para la corteza (ρ_c) y otra densidad para el manto (ρ_m), con una superficie de separación entre ambas regiones (H). La compensación isostática de las regiones montañosas y oceánicas se logra por variaciones

del espesor de la corteza, que aumenta en las regiones en donde las altitudes son positivas y disminuye en las que son negativas esta compensación implica que todos los bloques prismáticos de igual sección, desde la superficie hasta la profundidad por debajo del mayor espesor de corteza, tienen igual peso. Si la corteza normal de espesor H es la que corresponde a los continentes al nivel del mar, para una zona montañosa de altitud h , la condición de igual peso

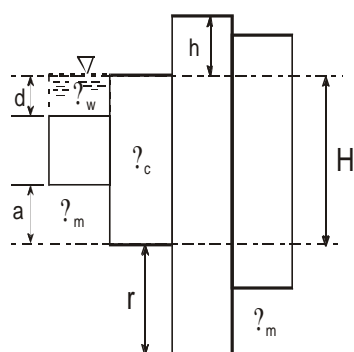


Figura 12. Esquema de la compensación isostática de una región oceánica y otra montañosa según la hipótesis de Airy-Heiskanen.

exige en ésta su espesor adicional r de corteza, tal como se muestra en la siguiente figura 12.

Luego por la compensación isostática las ecuaciones de equilibrio son las siguientes

$$(H + d + a)\rho_c + d\rho_w + (a + r)\rho_m = H\rho_c + r\rho_m$$

y

$$H\rho_c + r\rho_m = (h + H + r)\rho_c,$$

en donde ρ_c es la densidad de la corteza, ρ_m es la densidad del manto, h es la elevación por encima del nivel del mar, H es el grosor cortical al nivel del mar, a representa la antirraíz y r denota la raíz.

Despejando la raíz (r) y la antirraíz (a) de la expresión anterior:

$$r = \frac{\rho_c}{\rho_m - \rho_c} h, \quad a = \frac{\rho_c \rho_w}{\rho_m - \rho_c} d \quad . \quad (2)$$

En la expresión anterior r es la raíz de la montaña, y para las zonas oceánicas a es la antiraíz. En este modelo la isostasia requiere que para columnas cuya sección transversal sobre el nivel de compensación tenga área unitaria se cumple

$$\rho_c h + \rho_m r + \rho_w d = \text{constante} .$$

Como se ha visto, Airy considera que la corteza flota sobre un magma más denso, del mismo modo que un tronco flota en el agua. Tal analogía señalada por Airy no encuentra, sin embargo, un paralelismo completo con la mecánica de la corteza. Las diferencias fundamentales son: a) La raíz de la masa de madera flotante comienza en la superficie del agua, mientras que las raíces de los edificios corticales comienzan a una profundidad media entre 30 y 40 km; b) la parte subyacente de los rasgos topográficos no presenta la misma facilidad para penetrar en el magma más denso, que la que encuentra un tronco en el agua.

III.2 MODELO ISOSTÁTICO DE COMPENSACIÓN REGIONAL

En los tres sistemas mencionados se admitió que la compensación se realizaba estrictamente por debajo de las masas superficiales, es decir, en forma local. Cada prisma de corteza modificaría su densidad o su presión para lograr la compensación. Para Vening Meinesz (1931) resulta difícil que esto siempre se cumpla en la naturaleza y pareciera más correcto admitir que, en ciertos casos, a una masa montañosa corresponde un hundimiento general de la corteza en el magma, más que hacer corresponder exactamente un hundimiento para cada elevación y un levantamiento de la base para cada profundidad. El sistema de compensación regional (flexural) ha sido imaginado por Vening Meinesz (1931) para que responda a estas consideraciones físicas.

Estudiando el comportamiento mecánico y los esfuerzos de la litósfera cargada se

llegó a la conclusión que el parámetro importante no es en realidad el módulo elástico E , sino la rigidez flexural D , variable que depende además de E , del coeficiente de Poisson y el grosor elástico T . Este parámetro define la máxima magnitud y la máxima longitud de onda de las cargas superficiales que pueden ser soportadas sin fracturación elástica de la litósfera.

En el modelo más simple, se considera que la litósfera es una placa horizontal infinitamente extensa de densidad r , que flota en un medio fluido de densidad r_m (la astenósfera). Al actuar sobre la litósfera una carga $P(x,y)$, la placa se deforma y produce en cada punto una flecha $w(x,y)$. Se supone que el espacio que deja la placa al descender se llena constantemente con material de la corteza, y entonces, de acuerdo al principio de Arquímedes, el empuje que ejerce la astenósfera es proporcional a la flecha y al contraste de densidad. La teoría de la flexión elástica establece que la deformación $w(x,y)$ satisface la ecuación de equilibrio de una placa deformada (Jeffreys, 1970).

III.2.1 DESARROLLO TEÓRICO DEL MODELO DE COMPENSACIÓN REGIONAL

Las bases teóricas que conducen a la formulación matemática del modelo flexural (Timoshenko y MacCullough, 1954) se presentan a continuación.

En la figura 13 se muestra la geometría de una viga flexionada y en la figura 14 una sección infinitesimal de la misma, en donde se indican las fuerzas axiales de corte y el momento de flexión. Del diagrama de cuerpo libre de un segmento de esta viga con longitud Dx (Figura 14), se tiene que el efecto de las cargas a la izquierda de este segmento se reduce a la fuerza cortante V y al momento flexionante M . Las cargas a la derecha de este segmento producen los valores ligeramente diferentes de fuerza cortante y momento flexionante $V+DV$ y $M+MD$. Aunque la carga es variable puede suponerse constante con una intensidad de P (fuerza/longitud) sobre la pequeña longitud Dx produciendo una carga PDx que completa el

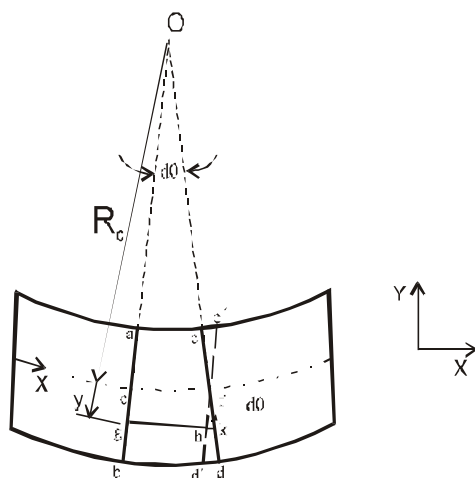


Figura 13. Caracterización geométrica de una viga flexionada.

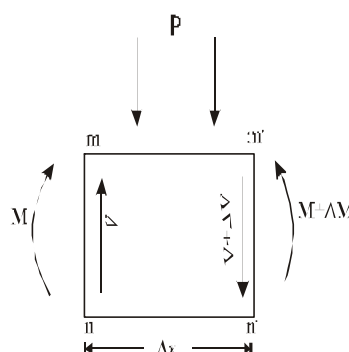


Figura 14. Diagrama de cuerpo libre de una sección de una viga.

diagrama de cuerpo libre. Las ecuaciones de equilibrio ($SF=0$, $SM=0$) son:

$$\begin{aligned} \sum F_x = 0, \quad \sum V - p(x)\Delta x - V = 0 \quad \frac{\partial V}{\partial x} = -P, \\ \sum M_o = 0 \Rightarrow M - M + V\Delta x - P\Delta x \frac{\Delta x}{2} = 0 \quad \frac{\partial M}{\partial x} = V - \frac{p\Delta x}{2}. \end{aligned} \quad (3)$$

Tomando el límite cuando $\Delta x \rightarrow 0$

$$\begin{aligned} \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{\partial V}{\partial x} = \frac{dV}{dx} = -P \quad \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{\partial M}{\partial x} = \frac{dM}{dx} = V, \\ \sum P = - \frac{dV}{dx} = - \frac{d}{dx} \left(\frac{dM}{dx} \right) = - \frac{d^2 M}{dx^2}. \end{aligned} \quad (4)$$

Debido a la flexión producida por una carga P las secciones ab y cd giran, una respecto de la otra, un pequeño ángulo $d\theta$, pero permanecen planas y sin distorsión. La fibra ac de la parte superior se acorta y la fibra bd se alarga. En algún punto entre ellas existe una fibra, tal como ef , cuya longitud no varía. Trazando la línea $c'd'$ por f , paralela a ab , se observa que la fibra ac se ha acortado una longitud cc' y está comprimida, mientras que la fibra bd se ha alargado la longitud dd' y está sometida a tracción.

Consideremos ahora la deformación de una fibra cualquiera gh situada a una distancia y de la superficie neutra (Figura 13). Su alargamiento hk es el arco de circunferencia de radio y y con ángulo $d\theta$, que está dado por

$$hk = y d\theta .$$

La deformación se obtiene dividiendo el alargamiento por la longitud inicial ef de la fibra

$$\epsilon = \frac{hk}{ef} = \frac{y d\theta}{R_c d\theta}$$

Llamando R_c al radio de curvatura de la superficie neutra, la longitud ef es igual a $R_c d\theta$, por lo que la deformación unitaria vale

$$\epsilon = \frac{y d\theta}{R_c d\theta} = \frac{y}{R_c} .$$

Suponiendo que el material es homogéneo y obedece a la Ley de Hooke, la tensión en la fibra gh está dada por

$$\sigma = E \epsilon = \frac{E}{R_c} y \quad (5)$$

Para satisfacer la condición de que las fuerzas exteriores no tienen componente según el eje x , se tiene

$$\sum X = 0 \quad \sum \sigma_x dA = 0 ,$$

donde σ_x equivale a σ de la ecuación (5). Sustituyendo σ_x por su valor $\frac{E}{R_c} y$ resulta

$$\frac{E}{R_c} \int y dA = 0 .$$

Como $y dA$ es el momento estático del área diferencial dA respecto de la línea neutra (L.N.), la integral $\int y dA$ es el momento estático total del área. Entonces

$$\frac{E}{R_c} A \bar{y} = 0 \quad .$$

Sin embargo, como solamente \bar{y} en esta expresión puede ser nulo, se deduce que la distancia a la línea neutra, eje de referencia del centro de gravedad de la sección recta, debe ser cero, es decir, que la línea neutra pasa por el centro de gravedad del área de la sección recta. Consideremos ahora la condición $\delta M_y = 0$. Las fuerzas exteriores no producen momento respecto al eje Y , ni las fuerzas cortantes interiores. Por tanto

$$\int z (\delta s_x dA) = 0 \quad ,$$

y sustituyendo s_x por su valor, $\frac{E}{R_c} y$, se obtiene

$$\frac{E}{R_c} \int z y dA = 0 \quad .$$

La integral $\int z y dA$ es el producto de inercia P_{zy} , que es nulo solamente si Y y Z son ejes de simetría o ejes principales de la sección. De la condición de equilibrio $\delta M_z = 0$, se requiere que el momento flector sea equilibrado por el momento resistente, es decir, $M = M_r$. El momento resistente respecto de la L.N. de un elemento cualquiera es $y(s_x dA)$, por lo tanto

$$M = \int y (\delta s_x dA) \quad .$$

Sustituyendo s_x por $\frac{E}{R_c} y$ resulta

$$M = \frac{E}{R_c} \int y^2 dA \quad . \quad (6)$$

Puesto que $\int y^2 dA$ es el momento de inercia I del área respecto al eje de referencia, que en este caso es L.N., que pasa por el centro de gravedad, se obtiene

$$M = \frac{E}{R_c} I \quad . \quad (7)$$

Puesto que las deformaciones angulares forman ángulos muy pequeños, comparados con el radio de curvatura (R_c), se pueden suponer que $\theta \approx \text{tang} \theta$, y que $ds \approx dx$, por lo tanto

$\frac{dy}{dx}$. Considerando la variación de q en una longitud de arco ds producida por la flexión de la viga, se tiene que

$$ds = R_c d\theta = \frac{1}{R_c} \frac{d\theta}{ds} ds.$$

Sustituyendo $\frac{dy}{dx}$ y $\frac{1}{R_c} \frac{d\theta}{ds}$ en la expresión anterior, se obtiene

$$\frac{1}{R_c} \frac{d\theta}{ds} = \frac{d}{dx} \left(\frac{dy}{dx} \right) = \frac{d^2 y}{dx^2},$$

ésto es

$$\frac{1}{R_c} \frac{d^2 y}{dx^2} = \theta, \quad (8)$$

y combinando las ecuaciones (7) y (8) obtenemos

$$M = EI \frac{d^2 y}{dx^2}. \quad (9)$$

Diferenciando la ecuación (9) dos veces respecto de x , y combinando el resultado con la ecuación (4) obtenemos la ecuación diferencial de cuarto orden

$$EI \frac{d^4 y}{dx^4} - P = 0 \quad (10)$$

El momento de inercia (I) lo podemos expresar en términos de sus dimensiones, y por unidad de longitud, como

$$I = \int y^2 dA = \frac{T^3}{12},$$

y como no hay distorsión de la sección de la viga al flexar, debemos tomar $E/(1-\nu^2)$ en lugar de E . Aplicando sobre la ecuación (10), la teoría de una placa bidimensional (Watts y Cochran, 1974), se obtiene

$$\frac{ET^3}{12(1-\nu^2)} \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} = P = 0, \quad (11)$$

en donde

$$\frac{ET^3}{12(1-\nu^2)} \nabla^4 w(\mathbf{r}) = P(\mathbf{r}) \quad (12)$$

es la rigidez flexural de la placa, E es el módulo de Young, T es el grosor elástico de la placa, ν es el coeficiente de Poisson. En la ecuación (11) P representa la fuerza hidrostática neta que resulta de la diferencia entre la fuerza de empuje, producto de la flecha de la deflexión de la placa en el manto, y la carga ejercida por el material que rellena la deflexión de la litósfera. Si consideramos una placa deformada como se muestra en la figura 15, la geometría del Moho es igual a $w(\mathbf{r})$, y la topografía está constituida por dos elementos: la topografía de la carga $h_0(\mathbf{r})$, y la topografía de la deflexión $w(\mathbf{r})$. Siguiendo a Banks, *et al.* (1977) podemos escribir la ecuación (11) como

$$D \nabla^4 w(\mathbf{r}) = p(\mathbf{r}), \quad (13)$$

donde

$$p(\mathbf{r}) = \rho_0 g h_0(\mathbf{r}) - \rho_m g w(\mathbf{r}),$$

$$h(\mathbf{r}) = h_0(\mathbf{r}) + w(\mathbf{r}).$$

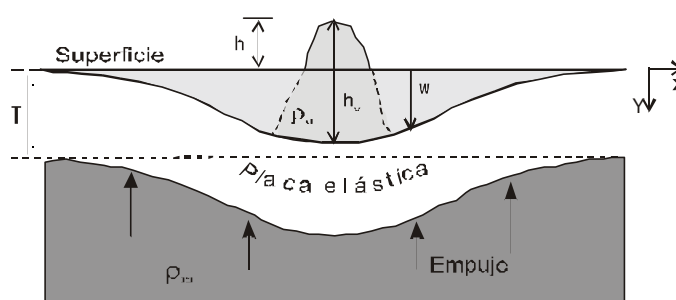


Figura 15. Esquema del modelo de compensación isostática regional.

Tomando la transformada de Fourier de la ecuación de equilibrio de una placa deformada (ec. 13) se obtiene

$$(2\pi k)^4 DW(\mathbf{k}) - (r_m - r_0)gW(\mathbf{k}) - r_0gH(\mathbf{k}) = 0,$$

en donde

$$W(\mathbf{k}) = \int_S w(\mathbf{r}) \exp(i2\pi \mathbf{k} \cdot \mathbf{r}) dS.$$

Utilizando las ecuaciones anteriores podemos obtener una expresión para la deflexión, $W(\mathbf{k})$, de una placa elástica en términos de la topografía observada

$$W(\mathbf{k}) = \frac{r_0}{r_m - r_0} \frac{1}{(2\pi k)^4 D} H(\mathbf{k}), \quad (14)$$

donde: g es la gravedad normal, r_0 la densidad de la corteza, r_m la densidad del manto, \mathbf{k} es el vector de número de onda, y $H(\mathbf{k})$ representa la transformada de Fourier de la topografía.

Los esquemas de compensación isostática propuestos contienen un parámetro que debe ser calculado con exactitud que, en el esquema de Pratt es la profundidad de compensación, en el de Airy - Heiskanen es el espesor de la corteza a nivel del mar, y en de Vening Meinesz es la rigidez flexural. La rigidez flexural D tiene dimensiones de torque (Nm) y caracteriza la resistencia de la placa a la flexión. En un extremo tenemos la flexión elástica con D constante, y en el otro caso un valor de rigidez nulo ($D=0$). En esta última situación, toda la deformación se produce exclusivamente debajo de la carga, de manera que genera una raíz que la compense por flotación, o sea, recaemos en el modelo de Airy. Si la litósfera tiene gran rigidez, la raíz es prácticamente indetectable.

Como se observa en la ecuación (12), la rigidez depende de dos propiedades físicas: el módulo de Young y el coeficiente de Poisson. El valor del módulo de Young utilizado para problemas de la corteza es aproximadamente igual o muy próximo a la mitad del valor corres-

pondiente al acero ($E \gg 1 \times 10^{11} \text{ N/m}^2$). El coeficiente de Poisson (n) varía de cero a un valor máximo de 0.5. En materiales blandos, como sedimentos pobremente consolidados, $n \gg 0.45$, y en rocas ígneas puede variar entre 0.1 a 0.25 (Turcotte y Schubert, 1982). El módulo de Young y el coeficiente de Poisson, en función de las constantes de Lamé, están dados por: $E = \frac{2\mu(1+\nu)}{(1-\nu)}$, $\nu = \frac{\mu}{2(\mu + \lambda)}$. Sin embargo, como en la mayoría de las rocas es posible suponer que $\nu \approx 0.25$, el valor típico del coeficiente de Poisson es $n = 0.25$.

La ecuación (14) puede ser interpretada diciendo que la forma de la placa flexurada y las anomalías gravimétricas asociadas dependen de la rigidez flexural y de la repartición del esfuerzo aplicado, así como del contraste de densidad entre la topografía y el manto.

III.3 ANÁLISIS ESPACIAL DE LOS MODELOS DE COMPENSACIÓN ISOSTÁTICA

Habiendo establecido los principios que rigen a cada una de las hipótesis de compensación isostática estudiaremos cómo es el comportamiento espacial de las raíces de los modelos de compensación local y regional, mediante su aplicación a un modelo topográfico simple, que utiliza como carga topográfica la cima del cerro Solo, que se encuentra ubicado al este de la zona de estudio ($27^{\circ}06'S$ y $68^{\circ}42'W$ y 6213 m s.n.m.).

Las figura 16 y 17 representan el modelo de elevación del cerro Solo cuya elevación hasta su cumbre es de 670 m, donde se ha aislado la topografía cercana a su entorno para ilustrar mejor su representación. La figura 18 muestra el comportamiento isostático de esta topografía suponiendo un modelo de compensación local, observando inmediatamente una correlación positiva entre la topografía y las raíces al comparar las figuras 17 y 18.

Para entender el concepto de compensación regional con base en la visualización de las diferencias o semejanzas con el mecanismo isostático local, se han aplicado los mismos

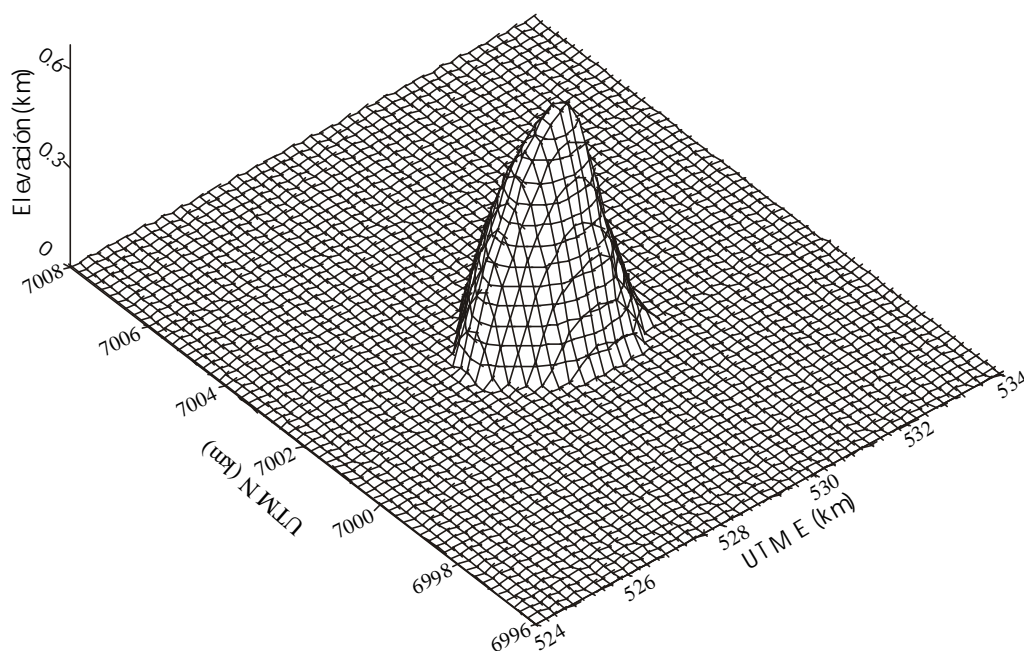


Figura 16. Modelo de elevación de cerro Solo correspondiente a los 670 m de la cumbre.

parámetros de densidad, variando solamente el valor de la rigidez, siendo trivial en esta teoría que un valor de rigidez nulo corresponde a un modelo de Airy, por tanto, este valor es nuestro referente.

La figura 19 muestra el comportamiento de cerro Solo para una rigidez cuyo valor es inferior a la media utilizada en la mayoría de los estudios flexurales de la litósfera (1×10^{18} Nm), observando una distribución espacial de su raíz mucho más amplia que la correspondiente a su topografía. Al incorporar al modelo una rigidez mayor (1×10^{19} Nm) la longitud de onda de su raíz es más regional y cubre una extensión mayor que los modelos anteriores; sin embargo, con una flecha máxima de deformación menor (Figura 20), siendo así la rigidez el parámetro importante, que define la máxima amplitud de la longitud de onda y la máxima magnitud de las cargas superficiales que pueden ser soportadas sin fracturación de la litósfera.

Las relaciones métricas presentes son resultado de correspondencias longitudinales

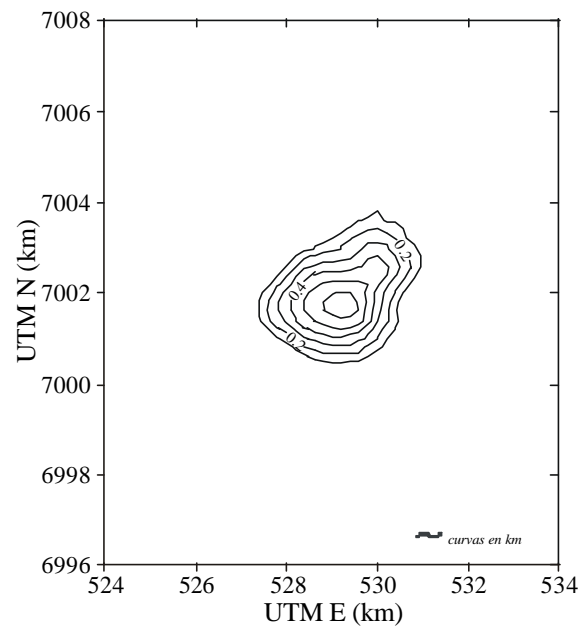


Figura 17. Curvas de nivel de cerro Solo.

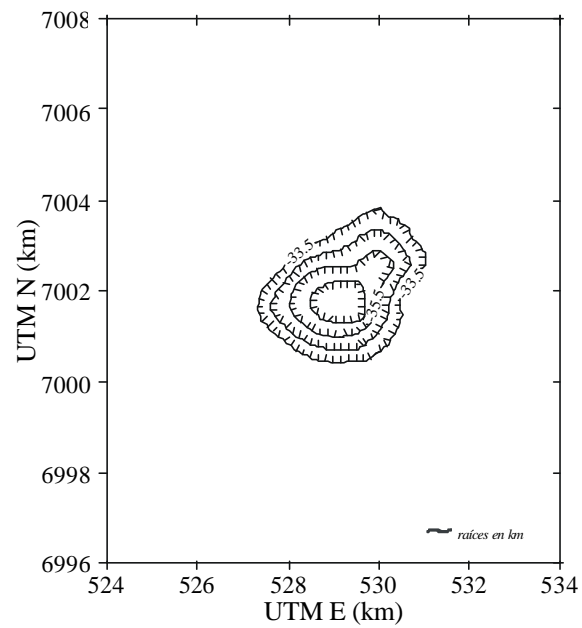


Figura 18. Curvas de las raíces de cerro Solo.

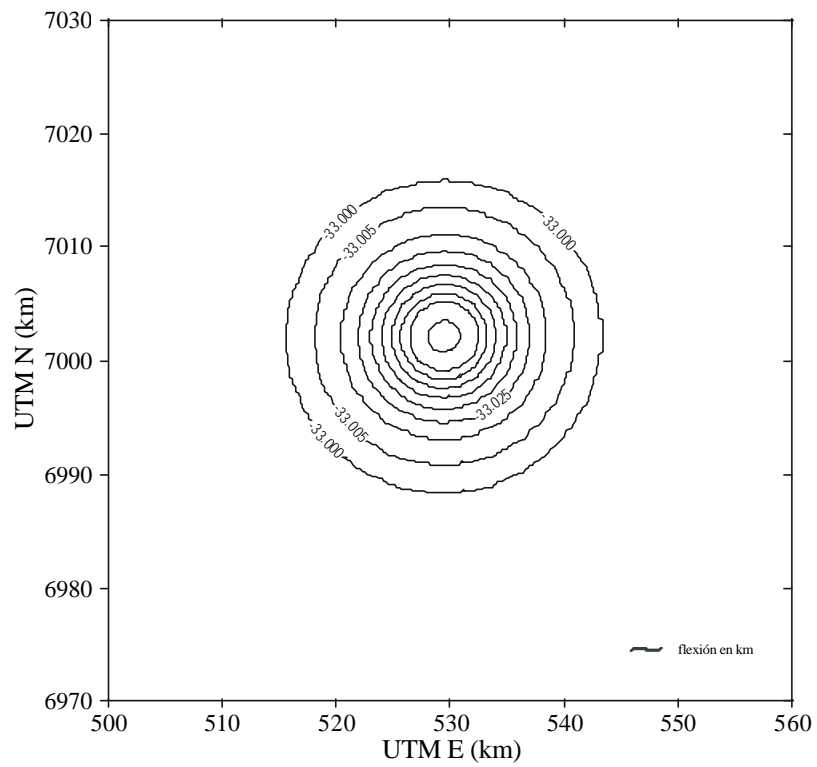


Figura 19. Flexión debido a la carga de cerro Solo calculada con una rigidez de 1.0×10^{18} N-m.

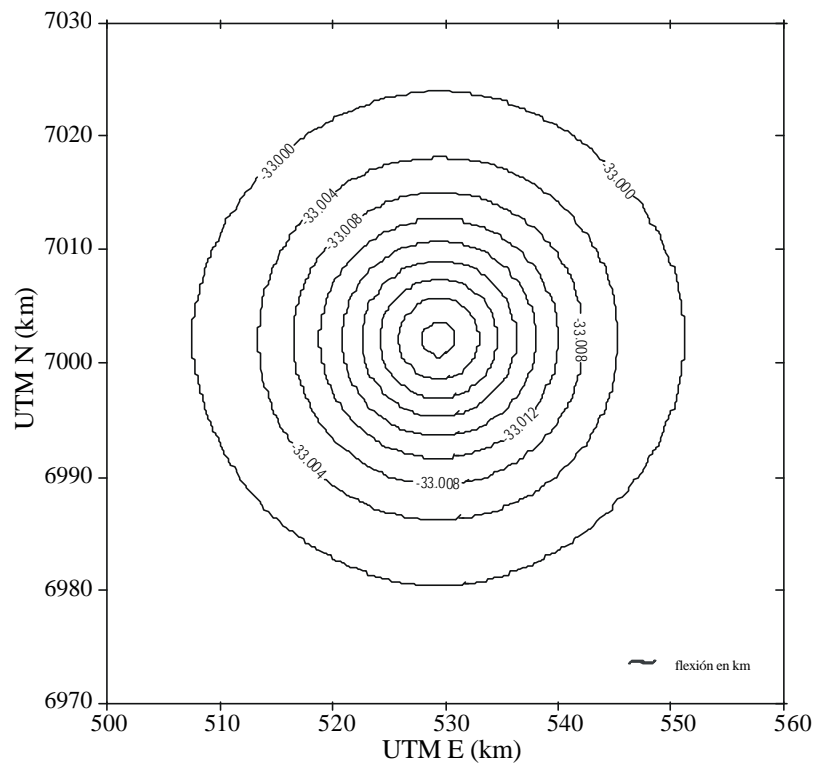


Figura 20. Flexión debido a la carga de cerro Solo calculada con una rigidez de 1.0×10^{18} N-m.

del semiespacio de cada una de las teorías. El sentido geométrico tridimensional del espacio calculado, establece dimensionalidad y profundidad diferentes para cada modelo y lo hacen plausible y concreto al campo geológico. Espacialmente, aumenta la semejanza entre los modelos a medida que disminuye el valor de la rigidez y, contrariamente, al aumentar este valor, se obtiene una superficie de la base cada vez mayor, con la consiguiente disminución de la deformación.

CAPÍTULO IV

LA FUNCIÓN DE ADMITANCIA

Dorman y Lewis (1970), Lewis y Dorman(1970), Dorman y Lewis (1972) desarrollaron el método de la función de admitancia, con el cual se ha podido cuantificar el grado de compensación isostática asociada a los rasgos fisiográficos de la superficie terrestre. Este método se basa en que la relación que existe entre la gravedad y la topografía cambia como función de su número de onda. Debido a que esta relación también cambia dependiendo del modelo isostático considerado, analizando el espectro de la gravedad observada y de la topografía, y comparándolo con la predicción teórica de modelos de compensación isostática local o regional, es posible inferir el mecanismo de compensación.

IV.1 MÉTODO DE DORMAN Y LEWIS

El modelo mediante el cual Dorman y Lewis (1970) explican la relación entre los datos de topografía y gravedad está descrito por

$$G(\mathbf{k}) = Q(k)H(\mathbf{k}) + N_G(\mathbf{k}) \quad , \quad (15)$$

en donde $G(\mathbf{k})$ y $H(\mathbf{k})$ denotan la transformada de Fourier bidimensional de la anomalía de Bouguer y topografía, respectivamente. El producto $Q(k)H(\mathbf{k})$ representa la porción de la anomalía de Bouguer, que para el número de onda \mathbf{k} , puede ser atribuida a la distribución de masa en la región de compensación. $N_G(\mathbf{k})$ representa la anomalía residual isostática, la cual, en general, no se correlaciona con la topografía, y se debe a variaciones laterales en la densidad, de corta longitud de onda, localizadas en la corteza y posiblemente en el manto superior (Banks *et al.*, 1977).

En forma explícita la función de respuesta isostática o simplemente admitancia $Q(k)$

esta dado por la relación

$$Q(k) = \frac{\langle G(\mathbf{k})H^*(\mathbf{k}) \rangle}{\langle H(\mathbf{k})H^*(\mathbf{k}) \rangle}, \quad (16)$$

donde $k = |\mathbf{k}|$, el asterisco denota complejo conjugado, y los paréntesis angulares indican promedios alrededor de un anillo, del espectro cruzado de la anomalía de Bouguer y la topografía, y del espectro de potencia de la topografía.

El mejor estimador de Q tal que N_G sea minimizado de acuerdo a la teoría de mínimos cuadrados (McNutt, 1979) está dado por

$$\hat{Q}_j = \frac{\sum_{i=1}^M \text{Re}(G_i H_i^*)}{\sum_{i=1}^M |H_i|^2}, \quad (17)$$

en donde M es el número de datos en el j -ésimo anillo considerado y Re indica la parte real de un número complejo. La incertidumbre de la respuesta espectral es

$$\sigma_{\hat{Q}_j} = \frac{\sigma_j}{\left(\sum_{i=1}^M |H_i|^2\right)^{1/2}}, \quad (18)$$

donde

$$\sigma_j^2 = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M (G_i - \hat{Q}_j H_j)(G_j^* - \hat{Q}_j^* H_j^*).$$

Estas son las ecuaciones utilizadas para realizar los cálculos espectrales de la gravedad y de la topografía, para obtener la función de admitancia que contiene información acerca del mecanismo de compensación isostática.

También definiremos la coherencia (Dorman y Lewis, 1970; McKenzie y Bowin, 1976; Bendat y Piersol, 1980) como

$$C^2(k) = \frac{|\langle G(\mathbf{k})H^*(\mathbf{k}) \rangle|^2}{\langle H(\mathbf{k})H^*(\mathbf{k}) \rangle \langle G(\mathbf{k})G^*(\mathbf{k}) \rangle}, \quad 0 \leq C^2 \leq 1. \quad (19)$$

Esta definición nos permitirá, más adelante, analizar el comportamiento de la dependencia lineal entre la gravedad y la topografía.

IV.2 ADMITANCIA TEÓRICA

La función de admitancia ha sido definida por Dorman y Lewis (1970) como la razón espectral entre la anomalía de Bouguer y la topografía:

$$Z(k) = \frac{G(\mathbf{k})}{H(\mathbf{k})} .$$

A partir de esta definición se derivará la función de admitancia gravitacional teórica para el modelo flexural, incluyendo la admitancia teórica para el modelo de compensación local, como un caso particular.

El potencial gravitacional observado en la posición $\mathbf{r}_o = (x_o, y_o, z_o)$, debido a un estrato, cuyo contraste en densidad es ρ_m y está limitado entre el plano horizontal $z = 0$ y la superficie $z = w(r)$, está dado por

$$U(\mathbf{r}_o) = \rho_m \int_D \int_0^{w(r)} dz \frac{1}{|\mathbf{r}_o - \mathbf{r}|} , \quad (20)$$

en donde ρ_m representa el contraste de densidad entre el manto y la topografía, G es la constante de la gravitación universal, $\mathbf{r} = (x, y, z)$ y su proyección en el plano horizontal x - y estará indicada por \mathbf{r}' . Bajo estas consideraciones, Parker (1972) ha demostrado que el potencial gravitacional en el dominio del número de onda está dado por

$$F[U] = \rho_m \exp(-kz_o) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(2k)^{n-2}}{n!} F[w^n(r)] , \quad (21)$$

en donde $F[\cdot]$ denota transformada de Fourier.

Debido a que el gradiente del potencial en la dirección de z , representa la componente vertical del campo de gravedad: $g = -\partial U / \partial z$, y que dicha relación en el dominio del número

de onda está dada por $F(g) = 2\pi k F(U)$, entonces la componente vertical del campo gravitacional debido al estrato en consideración está dada por

$$F(g) = 2\pi \rho_m \rho_o \exp(-2kz_o) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(2k)^{n-1}}{n!} F(W^n(r)) \quad (22)$$

en donde z_o es la altura del plano de observación.

Una solución aproximada, aplicada comúnmente en estudios de isostasia, es considerar únicamente la parte lineal de la ecuación (22), desechando términos de la serie donde ($n > 1$), con lo cual se obtiene una relación lineal entre la transformada de Fourier de la anomalía de gravedad $G(\mathbf{k})$ y la transformada de Fourier de la superficie $W(\mathbf{k})$:

$$G(\mathbf{k}) = 2\pi \rho_m \rho_o \exp(-2kz_o) W(\mathbf{k}) \quad (23)$$

La función de admitancia teórica se obtiene sustituyendo en la ecuación (23), la expresión derivada previamente para la deflexión debida a una carga superficial

$$W(\mathbf{k}) = \frac{\rho_o}{\rho_m \rho_o} \frac{2\pi k^4 D}{(\rho_m \rho_o) g} H(\mathbf{k}) \quad ,$$

y aplicando la definición de admitancia, obtenemos la admitancia teórica correspondiente al modelo flexural

$$Z(k) = 2\pi \rho_o \exp(-2kz_o) \frac{(2k)^4 D}{(\rho_m \rho_o) g} \quad (24)$$

El caso particular que corresponde a $D = 0$ en la ecuación anterior, corresponde al modelo teórico de admitancia para un régimen de compensación local. La representación lineal de la función de admitancia es una buena aproximación, pues su contribución alcanza el 85-90% de la admitancia calculada mediante el método de la integral de línea (McNutt, 1979).

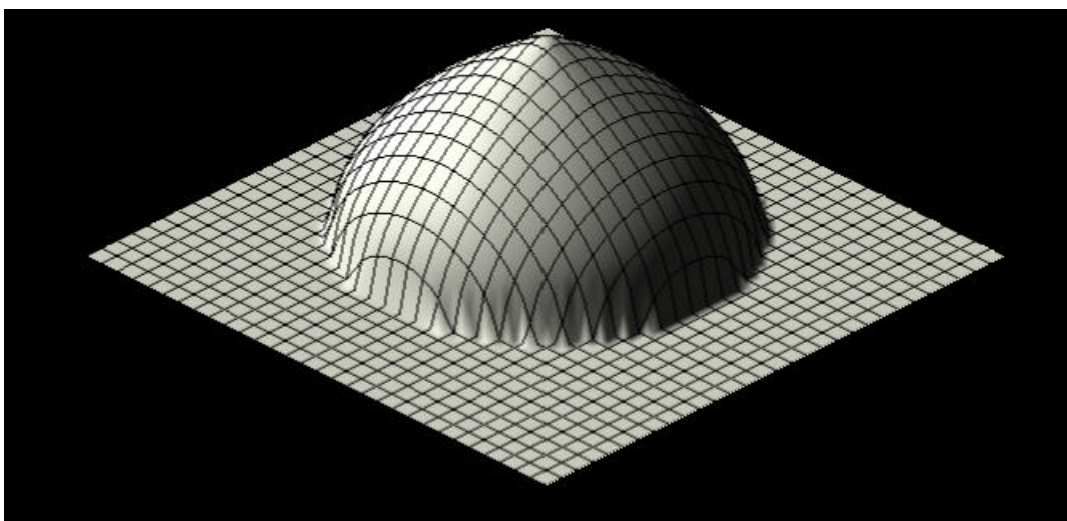


Figura 21. Modelo sintético de elevación.

IV.3 CÁLCULO DE LA ADMITANCIA PARA DATOS SINTÉTICOS

Con el propósito de validar los algoritmos desarrollados para el cálculo de la admitancia, a partir de datos de topografía y gravedad, y compararlos con la función de admitancia teórica, en esta sección utilizaremos un modelo sintético de elevaciones cuya geometría corresponde a la superficie encerrada por un paraboloides de altura 1 km con la intersección de un plano horizontal coincidente con el nivel medio del mar (Figura 21). A partir de esta topografía se calcularon las raíces correspondientes al modelo de compensación local y la deflexión para el modelo de compensación regional, utilizando una densidad de 2.67 g/cm^3 para la topografía, de 3.3 g/cm^3 para el manto, una rigidez flexural de 0 y $1.4 \cdot 10^{23} \text{ Nm}$ y un espesor normal de corteza de 35 km. Una vez obtenida las raíces y deflexiones se calcularon las anomalías gravimétricas de cada modelo y, dada la simetría de los resultados, éstos se mostrarán en perfiles transversales.

En la figura 22 podemos observar un perfil de la variación máxima de la deflexión para diferentes valores de la rigidez, el caso particular para una rigidez nula presenta una mayor profundidad de la raíz y su diámetro es equivalente al diámetro del modelo de elevación (800 km). A medida que se incrementa la rigidez aumenta el diámetro de la flexión en el plano horizontal pero disminuye la deflexión máxima de la placa, de esta forma podemos decir entonces que existe una relación inversa entre la rigidez y la deflexión de la placa. Las correspondientes anomalías de Bouguer para los modelos mencionados se muestran en la figura 23.

Obtenidos los datos necesarios de topografía y gravedad podemos calcular y aplicar los conceptos sobre admitancia descritos anteriormente, para lo cual analizaremos la función de admitancia en el caso que se cumpla una compensación isostática de tipo local y regional. En la aplicación de la metodología para un tipo de compensación local (Figura 24) vemos que la forma y valores entregados por la admitancia teórica predicen la respuesta observada para un espesor normal de corteza de 35 km, espesor que es equivalente al valor utilizado en el cálculo de la raíz. Haciendo un análisis de sensibilidad del espesor cortical, se tiene que un incremento de este parámetro aumenta la admitancia y si disminuye, también disminuye su admitancia, siendo estas variaciones más significativas a cortas y medianas longitudes de onda. De la misma forma estas observaciones son válidas para la admitancia del modelo de compensación regional.

Si observamos el comportamiento del modelo sintético de elevación bajo una condición de una compensación isostática regional (Figura 25) vemos que la curva que predice el comportamiento de la admitancia del modelo sintético es concordante con los valores de entrada en la simulación, esto es un espesor normal de corteza de 35 km y una rigidez de $1.4 \cdot 10^{23}$ Nm.

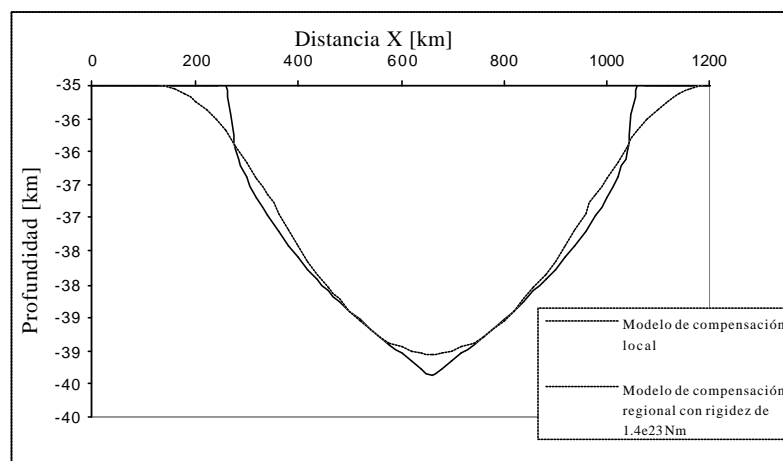


Figura 22. Morfología de la raíz del modelo de compensación local y deflexión del modelo de compensación regional obtenida de la topografía sintética.

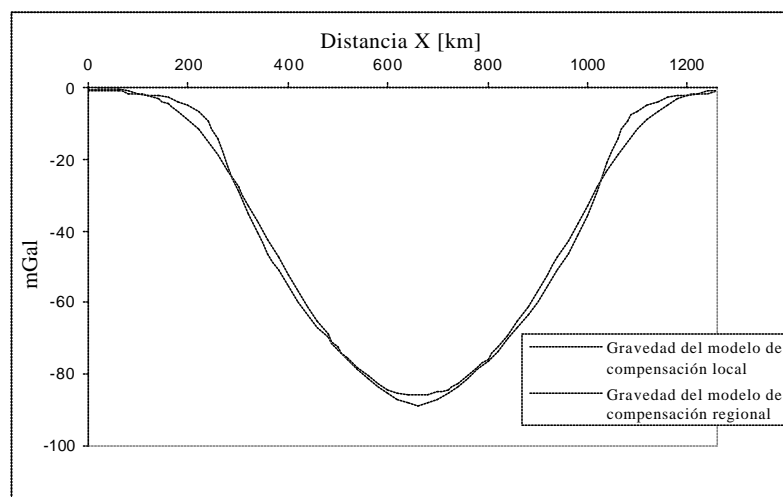


Figura 23. Sección de la anomalía gravimétrica producida por el modelo de compensación local y el modelo de compensación regional.

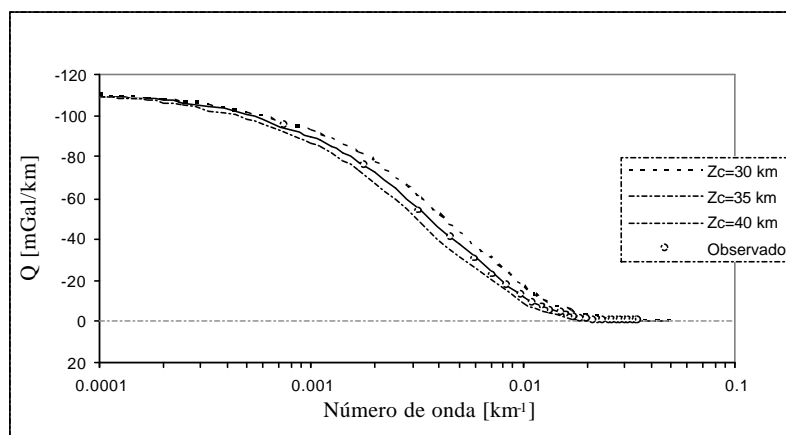


Figura 24. Respuesta de la función de admitancia observada comparada con la admitancia teórica del modelo de compensación local.

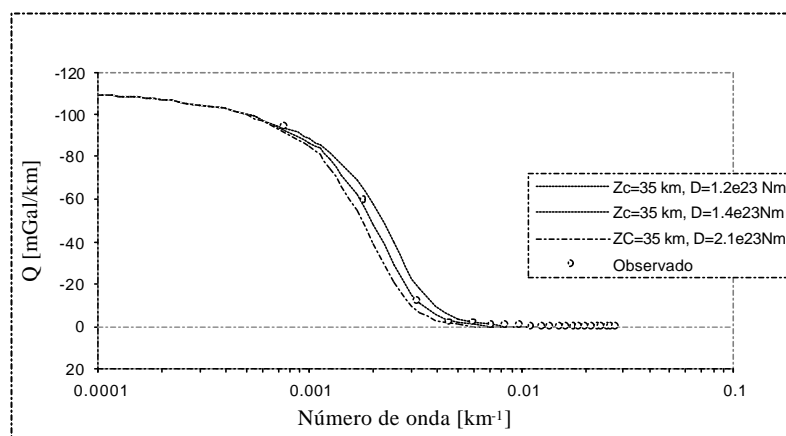


Figura 25. Respuesta de la función de admitancia observada comparada con la admitancia teórica del modelo de compensación regional.

Como resultado general de esta parte experimental se observa también que si aplicamos a los modelos teóricos de admitancia un conjunto de continuo de espesores corticales, obtendremos una familia de curvas de admitancia con asíntotas a cero para cortas longitudes de onda, y a la constante $2\pi\tau$ para grandes longitudes de onda. Un efecto similar se encuentra en el modelo de compensación regional para diferentes valores de rigidez flexural.

IV.4 ADMITANCIA OBSERVADA

Con base a los antecedentes expuestos en el Capítulo I sobre la topografía y la anomalía de Bouguer se calculó la admitancia utilizando la ecuación (16), donde el resultado del espectro de potencia de la función de admitancia observada $Q(k)$ lo analizaremos frente a las respuestas de funciones de admitancia teóricas correspondientes a mecanismos de compensación isostática de tipo local y regional, y que se presentan en las figuras 26 y 27. Aquí se ha trazado el espectro continuo de las curvas teóricas de admitancia para diferentes valores de espesor cortical y rigidez flexural, seleccionando un valor mínimo para el espesor cortical normal de 24 km y un valor máximo de 33 km, donde este último espesor se encuentra dentro de los márgenes utilizados por diferentes autores para la zona norte y central del país: 31.2 km (Watts *et al.*, 1995) para la región andina de los Andes Centrales entre los 12 a 28°S, 30 km (Chapin, 1996) en un estudio regional para Sudamérica, y de 33 km (Introcaso *et al.*, 1992) para un trabajo situado entre los 30 y 35°S.

Mediante el análisis de la amplitud, frecuencia y forma de las respuestas de admitancia observada y teórica se interpretará cualitativamente el nivel de correlación entre ellas y mediante la estimación de la medida del ajuste lo haremos cuantitativamente. En la figura 26, se observa el comportamiento de la admitancia observada con respecto a la admitancia teórica de una compensación local para espesores corticales de 24 y 33 km. Cualitativamente podemos apreciar que existe información de admitancia observada que muestra correlación con

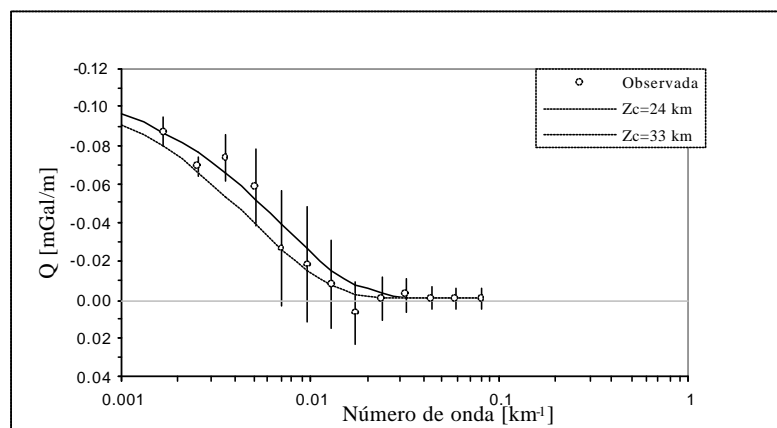


Figura 26. Respuesta de la función de admitancia observada versus las curvas de admitancia teórica correspondientes al modelo de compensación local.

las respuestas de admitancia teóricas en todo el espectro, y analizando en forma cuantitativa el grado de correlación existente, tenemos que el desajuste obtenido para los espesores corticales de 24 km es de 4.98 % , mientras que para el espesor de 33 km es de 5.46 %.

En la solución de la admitancia para el problema de compensación regional las variables de comparación son el espesor cortical normal y la rigidez, por tanto, la admitancia observada, a diferencia del modelo de compensación local se estudiará también para variaciones del valor de la rigidez flexural. En la figura 27 se muestra el espectro de amplitud de la admitancia para una rigidez media de $1 \cdot 10^{23}$ Nm y un espesor cortical de 31.5 km, vemos que al aplicar valores promedios de la rigidez la admitancia obtenida disminuye fuertemente su amplitud con el consiguiente aumento del desajuste de la señal. De este resultado obtenido, se simula el caso opuesto, se estudia el comportamiento de la respuesta teórica considerando una baja rigidez, consideración que de alguna forma se respalda con los resultados obtenidos para el caso de una compensación local, obteniendo en este nuevo escenario de soluciones una mejor correlación entre la admitancia observada y la admitancia teórica. El desajuste

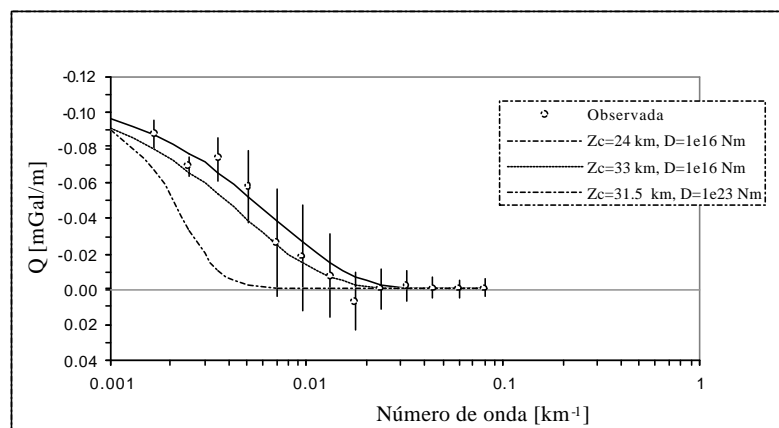


Figura 27. Respuesta de la función de admitancia observada versus las curvas de admitancia teórica correspondientes al modelo de compensación regional.

obtenido para un espesor cortical de 24 km es de 4.98% y para el espesor de 33 km es de 5.46%. Por lo tanto, del estudio efectuado se desprende que en la región de Copiapó domina una compensación de tipo local, o regional con muy baja rigidez flexural.

Continuando con el análisis de los datos de topografía y gravedad pero desde un punto de vista estadístico, aplicaremos ahora el concepto conocido como coherencia. La coherencia es una medida de cómo la gravedad observada puede ser directamente atribuida a la topografía. De la gráfica de la coherencia (Figura 28), vemos que para longitudes de onda cortas no hay coherencia entre la carga topográfica y la anomalía de Bouguer, esto quiere decir que estadísticamente son independientes y que las cargas están soportadas por la rigidez de la placa. A frecuencias intermedias, el grado de correlación entre la topografía y la gravedad aumenta considerablemente, la coherencia es mayor, gran parte de la información se encuentra dentro de este rango, y es consistente con el modelo isostático de compensación local.

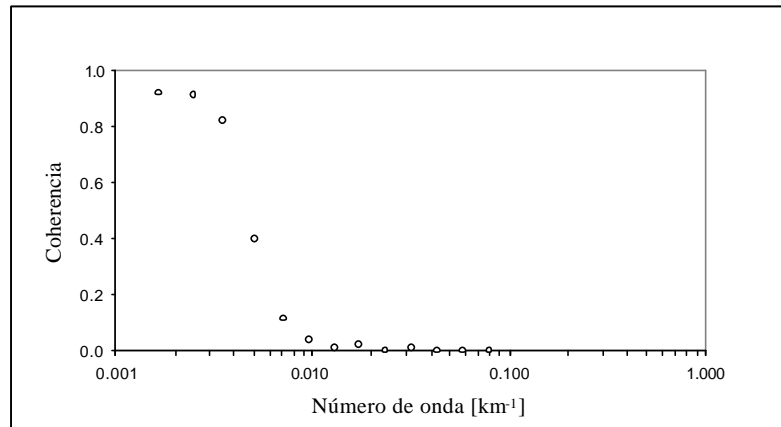


Figura 28. Espectro de coherencia.

CAPÍTULO V

EL PROBLEMA INVERSO

En este capítulo se utiliza el método de expansión espectral de la teoría de inversión, con el propósito de inferir cual variación de la densidad con la profundidad explica la admitancia observada en la región de Copiapó, considerando para ello modelos de compensación local y regional. Adicionalmente, utilizando técnicas de programación lineal se realiza un ensayo estadístico que nos permite discernir de manera independiente cual mecanismo de compensación isostática, local o regional, prevalece en la región de Copiapó.

V.1 LA FUNCIÓN DE ADMITANCIA LOCAL Y REGIONAL

Para el caso de compensación local, en la formulación del problema inverso mediante la técnica de expansión espectral (Banks y Swain, 1978; Banks *et al.*, 1977) la función de admitancia está dada por

$$Q(k) = 2p \int_0^z \rho(z) \exp(-2kz) dz, \quad (25)$$

en donde $\rho(z)$ representa el contraste en la densidad de compensación por unidad de elevación, la cual, para determinar el contraste en densidad, será invertida utilizando el método de expansión espectral.

Una aplicación práctica del resultado anterior es que, si la compensación isostática es perfecta, para número de onda cero se debe cumplir que la admitancia es:

$$Q(0) = 2p \int_0^z \rho(z) dz = 2p \rho_o .$$

Considerando el valor estándar de $\rho_o = 2.67 \text{ g/cm}^3$ para la densidad media de la corteza continental, para $k = 0$ se obtiene: $Q(0) = 1.119 \times 10^{26} \text{ s}^{22}$. Para la región de Copiapó se encuentra que el cociente del valor medio de la anomalía de Bouguer y la topografía es

$Q(0) \approx 1.093 \cdot 10^{36} s^{22}$, lo cual sugiere fuertemente que el sistema está compensado.

Para el caso de compensación regional (Banks *et al.*, 1977), la función de admitancia está dada por

$$Q(k) = \frac{16k^4 D}{\rho_m \rho_o g} \int_0^1 \frac{\rho_o}{\rho_m} \exp(2kz) dz \quad (26)$$

Definiendo una nueva respuesta isostática dada por

$$R(k) = Q(k) \frac{\rho_o}{\rho_m} \frac{16k^4 D}{\rho_m \rho_o g} ,$$

podemos escribir una expresión similar a la derivada para el caso de compensación local, dada por

$$R(k) = \int_0^1 \frac{\rho_o}{\rho_m} e^{2kz} dz \quad (27)$$

la cual puede ser invertida utilizando el método de expansión espectral, excepto que ahora determinaremos el gradiente de densidad.

V.2 PROBLEMA INVERSO APLICANDO EXPANSIÓN ESPECTRAL

Las integrales en las ecuaciones (25 y 27) serán evaluadas en un rango finito de profundidades, considerando una profundidad máxima, z_m . Normalizando entonces las variables z y k respecto a dicha profundidad, obtenemos las nuevas variables η y λ , dadas por: $z = \eta z_m$; $k_j = \lambda_j / z_m$. En términos de estas variables, la respuesta del modelo de compensación local es:

$$Q(\lambda_j) = 2p z_m \int_0^1 \exp(\lambda_j \eta) d\eta \quad (28)$$

en donde $j = 1, \dots, M$, siendo M el número de datos.

El problema inverso a resolver consiste en encontrar la variación del contraste en densidad con la profundidad a partir de la ecuación (28), la cual puede ser escrita como

$$Q_i = \int_0^1 g_i(z) dz, \quad (29)$$

donde $g_i = \sum_{m=1}^M z_m e^{z_m^2 i}$.

En la ecuación (29) $g_i(z)$ representa un elemento de una colección infinita de distribuciones de densidad, compatibles con los datos, que pueden ocurrir en el semiespacio $z > 0$. Siguiendo a Parker (1994), el conjunto de todas las distribuciones de densidad, constituye un espacio de Hilbert, el cual es un espacio vectorial lineal donde para cada par de elementos r, g , se define un funcional a partir de su producto interno (r, g) . Si los elementos del conjunto $\{g_1, g_2, \dots, g_N\}$ son linealmente independientes, estos constituyen la base de un espacio vectorial V de N dimensiones y cualquier elemento del espacio V se puede obtener mediante una combinación de sus N elementos. El producto interno, también denominado producto escalar, constituye una generalización del producto punto entre dos vectores y su resultado es un escalar, de esta manera, la ecuación (29) se puede expresar mediante el producto interno

$$Q_i = \int_0^1 g_i(z) dz,$$

y de todas las soluciones compatibles con los datos, deseamos estimar el modelo más pequeño de la variación de la densidad con la profundidad, en el sentido de la norma dos, también conocida como la norma Euclidiana: $\|g\| = \left(\int_0^1 g^2(z) dz \right)^{1/2}$.

El modelo más pequeño de la variación de la densidad se puede expresar entonces como una combinación lineal dada por

$$g(z) = \sum_{i=1}^N \alpha_i g_i(z), \quad (30)$$

con lo cual

$$Q_i = \int_0^1 g_i(z) \sum_{i=1}^N \alpha_i g_i(z) dz,$$

siendo equivalente a

$$Q_i = \sum_{j=1}^N g_j g_i, \quad (31)$$

donde los elementos del vector \mathbf{a} se encontrarán al resolver el sistema de ecuaciones

$$Q_i = \sum_{j=1}^N W_{ij} a_j$$

donde \mathbf{W} , es la matriz de productos internos, la cual es una matriz simétrica que se podrá invertir siempre que los elementos del conjunto $\{g_i\}$ sean linealmente independientes.

El problema inverso para datos inciertos se traduce en tratar los errores (e_i) asociados a cada dato $\{Q_i, i = 1, N\}$ como variables aleatorias no correlacionadas, distribuidas normalmente, con media cero y varianza σ^2 . Luego el problema consiste en encontrar el modelo más pequeño de la variación de la densidad con la profundidad

$$\|\mathbf{a}\|^2 = \sum_{j=1}^N a_j g_j, \sum_{k=1}^N a_k g_k, \quad (32)$$

sujeto a:

$$T^2 = \|\mathbf{E}^{-1} \mathbf{Q} - \mathbf{O}\|^2, \quad (33)$$

donde \mathbf{E} es una matriz diagonal ($N \times N$) cuyos elementos son s_i y T es la tolerancia en el desajuste. Efectuando el producto interno indicado en la ecuación y podemos escribir la funcional a minimizar como

$$\|\mathbf{a}\|^2 = \mathbf{a}^T \mathbf{a}. \quad (34)$$

Para minimizar la funcional de la ecuación (34) sujeta a la restricción dada en la ecuación (33), empleamos el método de los multiplicadores de Lagrange (Dorny, 1975; Parker, 1994), se modifica la ecuación de restricción para formar una ecuación idénticamente nula, la cual es multiplicada por el multiplicador de Lagrange (n), sumándose entonces a la funcional

que se desea minimizar, quedando entonces

$$U(a, n) = \frac{1}{2} \| \mathbf{E}^{21} \mathbf{Q} - \mathbf{O} \|^2 + T^2 \frac{1}{2} .$$

Para encontrar ahora los argumentos a y n donde U se vuelve estacionaria, diferenciamos U con respecto a a igualando a cero la expresión resultante. Después de simplificar se obtiene

$$\mathbf{E}^{21} \mathbf{E}^2 - \mathbf{O} = \mathbf{Q} . \quad (35)$$

Similarmente, diferenciando U con respecto al multiplicador de Lagrange se obtiene la condición de desajuste

$$T^2 - \frac{1}{2} \| \mathbf{E}^{21} \mathbf{Q} - \mathbf{O} \|^2 = 0 . \quad (36)$$

Ahora se requiere resolver, simultáneamente, para el vector a y el multiplicador de Lagrange n las ecuaciones (35) y (36). Para ello vamos a escoger un valor n con el cual vamos entonces a resolver para el vector a el sistema de ecuaciones (35), y sustituyendo la solución en la ecuación (36) calculamos el desajuste y lo comparamos con la tolerancia deseada. Este proceso se repite hasta encontrar el par $\{n_0, a_0\}$ que satisface la tolerancia propuesta. Siguiendo este procedimiento, tenemos que para un valor fijo del multiplicador de Lagrange

$$a(a) = \mathbf{O} - \mathbf{E}^{21} \mathbf{Q} . \quad (37)$$

Denotando el desajuste cuadrático por $F(n)$ tenemos:

$$F(n) = \frac{1}{2} \| \mathbf{E}^{21} \mathbf{Q} - \mathbf{O} \|^2 , \quad (38)$$

y sustituyendo la ecuación (37) en la ecuación (38) obtenemos una expresión más simple para el desajuste, dada por:

$$F(n) = \frac{1}{2} \| \mathbf{E}^{21} \mathbf{Q} \|^2 . \quad (39)$$

V.3 RESULTADOS DE LA INVERSIÓN APLICANDO EXPANSIÓN ESPECTRAL

Para el caso de una compensación local, la ecuación (29) ha sido invertida para obtener el modelo del contraste de densidad con la profundidad, de acuerdo con la teoría expuesta anteriormente. La figura 29 muestra la distribución de densidades hasta la profundidad de 400 km, y cuya ordenada representa la densidad por unidad de elevación topográfica. En esta gráfica observamos que entre 0 y 140 km de profundidad hay un contraste de densidad negativo, y significa una deficiencia de masa para compensar el exceso de ella por encima del nivel del mar, sin embargo, a mayor profundidad tenemos un contraste de densidad positivo. Esto es algo imprevisto, como si la Tierra exigiese contrastes positivos a mayor profundidad para corregir la sobre compensación de la topografía en profundidades poco abismales. Puede ser que el contraste en densidad positivo no sea un aspecto tan importante; el máximo positivo de contraste de densidad obtenido es muy inferior en magnitud al contraste en densidad negativo.

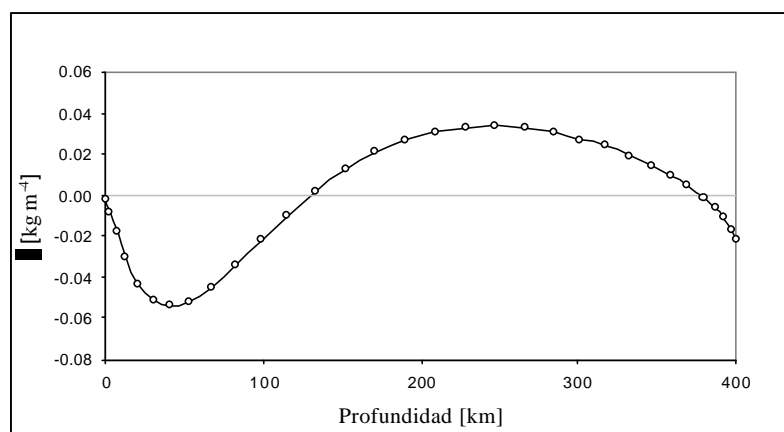


Figura. 29. Resultados de la inversión de la admitancia según el modelo de compensación local.

Dorman y Lewis (1970) y Banks *et al.* (1977) obtuvieron resultados similares al mostrado en la Figura 29, para un estudio de admitancia que abarcó toda la región continental de los E.E. U.U. de Norteamérica. Dorman y Lewis (1970) argumentan que la región de contraste de densidad positiva es geológicamente significativa, pues presenta correlación positiva con regiones en donde la velocidad de propagación de las ondas sísmicas aumenta significativamente. Para la región de Copiapó se puede interpretar que la región caracterizada por un contraste en densidad positivo pudiera estar relacionada con la Placa Nazca.

Banks *et al.* (1977), sin embargo, argumentan que una explicación alternativa a este resultado es considerar que el tipo de compensación es regional, sin embargo, el resultado obtenido por ellos no tuvo la contundencia necesaria que permitiera desechar al modelo de compensación local. El resultado obtenido para la región de Copiapó en el caso de compensación regional se muestra en la Figura 30, en donde se observa un gradiente de densidad positivo y negativo. Un gradiente positivo puede deberse a la incorrecta elección de la rigidez. Adicionalmente, se obtienen valores muy elevados para el gradiente de densidad, por lo tanto se encuentra este modelo poco aceptable.

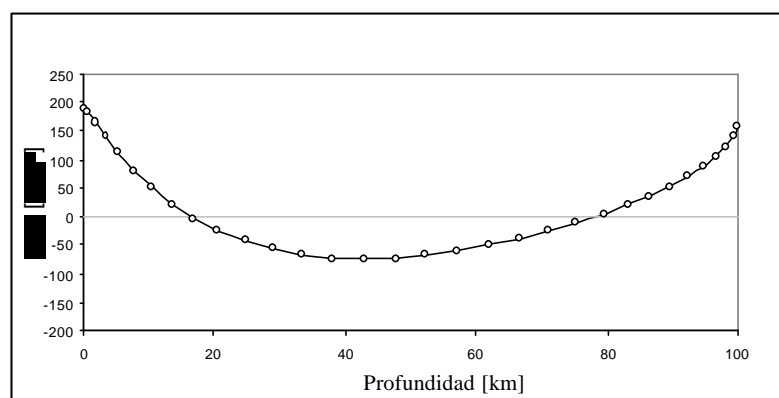


Figura. 30. Resultados de la inversión de la admitancia según el modelo de compensación regional.

V.4 EL PROBLEMA INVERSO APLICANDO PROGRAMACIÓN LINEAL

Banks *et al.* (1977), al cuestionar que para el modelo de compensación local se obtuvieran contrastes en densidad positivos y negativos, y al no obtener un resultado contundente y geológicamente razonable con el modelo de compensación regional, proponen una estrategia de inversión diferente. Ellos argumentan que si son necesarios contrastes positivos para adecuar la respuesta observada al modelo de compensación local, tal vez ese modelo de compensación debiera ser rechazado a favor de un mecanismo regional. Una forma de investigar esta posibilidad es realizar la inversión acotando todos los contrastes de densidad a ser negativos, mediante un conjunto de restricciones que se pueden introducir en el problema, realizando la inversión con programación lineal con una función objetivo que optimice el ajuste de acuerdo a la definición de la norma 1, y donde el planteamiento matemático en programación lineal incluye un conjunto de ecuaciones lineales simultáneas, que representan las condiciones del problema, una función lineal que expresa el objetivo del mismo y soluciones no negativas.

El problema a optimizar corresponde a minimizar

$$\sum_j |x_j| \quad (40)$$

Sujeto a $\mathbf{AX} \leq \mathbf{b}$, y \mathbf{X} sin restricciones.

Como deseamos minimizar un valor absoluto debemos solucionar la condición no lineal de este operador matemático, siguiendo a Gass (1975), esto se logra haciendo $x_j = x_j^+ - x_j^-$, con $x_j^+ \geq 0$ y $x_j^- \geq 0$. Y notando que en programación lineal se tiene $|x_j| = |x_j^+ - x_j^-| = x_j^+ + x_j^-$, de esta forma la ecuación (40) en programación lineal es equivalente a

$$\sum_j x_j^+ + x_j^-, \quad (41)$$

sujeto a $\mathbf{AX}^c + \mathbf{AX}^e = \mathbf{b}$, $\mathbf{X}^c \geq 0$, y $\mathbf{X}^e \geq 0$.

Donde los vectores \mathbf{X}^c y \mathbf{X}^e son los vectores de variables que contienen las x_j^c y x_j^e , respectivamente. Puesto que los coeficientes de columna x_j^c es \mathbf{P}_j y los x_j^e es $-\mathbf{P}_j$, notamos que ambas x_j^c y x_j^e no pueden aparecer con niveles positivos en una solución factible básica.

Para aplicar esta teoría a la respuesta isostática $Q_j(\hat{Q}_j)$ con su error \hat{Q}_j , y así encontrar la distribución de densidad $f(\hat{Q}_j)$ del modelo de compensación local que sea compatible con los datos, tenemos que invertir la ecuación (25), y la fórmula que utilizaremos para medir el ajuste entre la respuesta observada Q_j y la respuesta teórica T_j es la siguiente

$$z_j = \frac{Q_j - T_j}{\hat{Q}_j}, \quad (42)$$

y definiendo

$$z_j = Q_j^c - T_j^c, \quad j = 1, M$$

donde $Q_j^c = \frac{Q_j}{\hat{Q}_j}$ y $T_j^c = \frac{T_j}{\hat{Q}_j}$.

Luego la función a minimizar es z_j y corresponde al modulo de ajuste normalizado, y como z_j puede ser un valor positivo o negativo, escribimos z_j como la diferencia de dos valores positivos

$$z_j = z_j^c - z_j^e.$$

De acuerdo con lo descrito anteriormente, que minimizando la norma uno $\sum_{j=1}^M |z_j|$, es equivalente en un problema de programación lineal a minimizar $\sum_{j=1}^M (z_j^c + z_j^e)$.

Dividiendo la profundidad de investigación z_m en una serie de capas delgadas (l) de densidad uniforme tenemos

$$z_m = \sum_{l=1}^L \delta_l \quad \text{con } \delta_l \geq 0, \quad l = 1, 2, \dots, L.$$

De esta forma la respuesta final del modelo es igual a la sumatoria de las respuestas individuales de cada capa, y tomando la ecuación (25), la admitancia para una compensación local puede escribirse como

$$T_j = \sum_{l=1}^L \frac{\delta_l}{\hat{Q}_j} \exp(-\gamma_j \delta_l) \quad (43)$$

donde

$$T_j = \sum_{l=1}^L V_{jl} \delta_l,$$

$$V_{jl} = \frac{\delta_l}{\hat{Q}_j} \exp(-\gamma_j \delta_l) \quad \text{con } \gamma_j = \sqrt{k_j^2 - \omega^2}.$$

con la siguiente restricción para la densidad

$$\sum_{l=1}^L \delta_l \leq z_m \leq z_m^{\max}.$$

En este caso, el modelo debe resolverse solo para densidades negativas, de manera que requerimos que δ_l sea negativo para todo l , sin embargo, el problema de programación lineal está resuelto para variables mayor o igual a cero, por tanto, en este caso haremos $\delta_l = -\delta_l$.

Aunque la densidad promedio de la topografía no es conocida con exactitud, se utilizarán valores promedio mínimos y máximos ρ_{\min}, ρ_{\max} de acuerdo a lo encontrado en la literatura para el tipo de rocas presentes en la región de estudio.

Formulada la función objetivo a minimizar y definidas las condiciones podemos ahora resolver en problema propuesto de la siguiente forma

$$\sum_{j=1}^M (z_j^? - z_j^?) \quad (44)$$

Sujeto a

$$\sum_{l=1}^L V_{jl}^? z_j^? - z_j^? \leq Q_j^?, \quad j = 1, M$$

$$\sum_{l=1}^L \lambda_l^? z_m^? \leq 2700$$

$$\sum_{l=1}^L \lambda_l^? z_m^? \leq 2500$$

$$\lambda_l^? \geq 0, \quad l = 1, L$$

Con base en lo descrito anteriormente se aplicó un procedimiento similar para conocer la distribución de densidad para el modelo de compensación regional, en este caso se invierte la función (ec. 27) reemplazando el gradiente de densidad ρ / ρ_z por una serie discreta de ρ en función de la profundidad.

V.5 RESULTADOS DE LA INVERSIÓN APLICANDO PROGRAMACIÓN LINEAL

En esta sección veremos los resultados obtenidos del planteamiento en programación lineal en donde se ha aplicado el método Simplex (Press *et al.*, 1987) y el procedimiento de eliminación Gauss-Jordan para resolver un sistema de ecuaciones lineales para la determinación del conjunto de soluciones de la distribución de densidad que satisfaga la ecuación (25) si es el caso de una compensación isostática local y la ecuación (27) para un régimen de compensación regional.

En esta investigación se seleccionaron dos profundidades máximas: $z_m = 80$ y 160 km para saber si había varias soluciones, y los resultados de los cálculos fueron similares. En la inversión del caso de compensación local se encontraron dos soluciones de distribución de densidades diferentes de cero, la primera situada en el rango de profundidades de 24 a 28 km con una densidad de -0.598 kg/m^4 , y una segunda solución con -0.0768 kg/m^4 en el intervalo

de 28 a 32 km.

En la aplicación del problema de programación lineal al modelo de compensación regional, se establecieron a priori la rigidez flexural ($1 \cdot 10^{22}$ y $1 \cdot 10^{23}$ Nm) y la densidad del manto (3300 kg/m^3) las cuales han sido utilizadas sobre la base de estudios geofísicos publicados. En el proceso de inversión se encuentran valores de densidad no nulos, sin embargo, las profundidades (4 km) a que se encuentran las soluciones son muy poco factibles, si lo comparamos con otras estimaciones del grosor normal de la corteza, 31 km para la región de los Andes Centrales entre los 12 a 28°S (Watts *et al.*, 1995), 33 km entre los 30 y 35°S, al sur de este estudio (Introcaso *et al.*, 1992), y 30 km en un estudio más regional para Sudamérica (Chapin, 1996).

V.6 ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS RESULTADOS

En este apartado interpretaremos los resultados obtenidos de la inversión con programación lineal desde el punto de vista estadístico. La medida del ajuste entre el valor observado comparado con la respuesta teórica para el modelo de compensación local de acuerdo a la ecuación (51) es $g_m = 4.54$, y una interpretación del ajuste en términos de cual es la probabilidad exceda g_m , se realiza suponiendo que el número de datos $M=13$ es suficiente para admitir que g esta normalmente distribuida con las siguientes variables: media $\bar{g} = M \sqrt{2/\sigma^2}$ y desviación estándar $s = \sqrt{M \sigma^2 / 2}$. Entonces, suponiendo una distribución normal y utilizando la variable estandarizada X , evaluaremos cual es la probabilidad que g exceda a g_m de la siguiente forma

$$X = (g - \bar{g}) / s$$

$$P(g > g_m) = \int_{(g_m - \bar{g})/s}^{\infty} \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-0.5X^2} dX, \quad (45)$$

obteniendo como resultado la probabilidad $P(g > 4.54) = 0.99$.

Por lo tanto, la hipótesis del modelo de compensación local de una distribución de sólo contrastes de densidades negativos es aceptada con una probabilidad de un 99%.

CAPÍTULO VI

MODELADO GRAVIMÉTRICO

Como la relación causa y efecto en los métodos geofísicos potenciales no es unívoca, es deseable incluir información independiente al inicio del proceso de modelado, con el propósito de restringir el número de soluciones compatibles con los datos a interpretar. La integración de información geológica y geofísica adicional permitirá obtener, en principio, una interpretación más robusta de la información gravimétrica, en términos de la geometría y densidad de los elementos que constituyen la litósfera.

VI.1 CONSIDERACIONES PARA EL MODELADO GRAVIMÉTRICO

Un modelo típico de la estructura geológica de la corteza continental considera un grosor medio de 30 a 35 km, que se puede extender hasta profundidades de 40 a 65 km bajo los cinturones montañosos elevados. Composicionalmente, la corteza continental suele dividirse en dos regiones: una corteza superior de composición félsica con una composición parecida a la del granito o la granodiorita, con una densidad de alrededor de 2.7 g/cm^3 cerca de la superficie; la corteza inferior de composición máfica parecida a la del basalto y gabro estará limitada a profundidad por la discontinuidad de Mohorovicic, interfase que separa la corteza del manto litósfera. La interface corteza-manto utilizada en este trabajo se muestra en la figura 31. Esta corresponde a un modelo de compensación regional cuya rigidez es $D \approx 10^{16} \text{ Nm}$. La corteza oceánica, de unos 6 km de grosor medio, está constituida por rocas ígneas máficas de composición basáltica, que subyace a una columna de $\sim 4.5 \text{ km}$ de agua con densidad media 1.03 g/cm^3 . La estratigrafía típica de la corteza oceánica incluye una capa de sedimentos de $\sim 0.5 \text{ km}$ con una densidad promedio de 2.3 g/cm^3 , una capa de lavas almohadilladas y diques de composición basáltica de $\sim 1.75 \text{ km}$ con densidad 2.7 g/cm^3 , y una capa de $\sim 5 \text{ km}$ de gabro con una densidad de $\sim 2.9 \text{ g/cm}^3$ (Turcotte y Schubert, 1982).

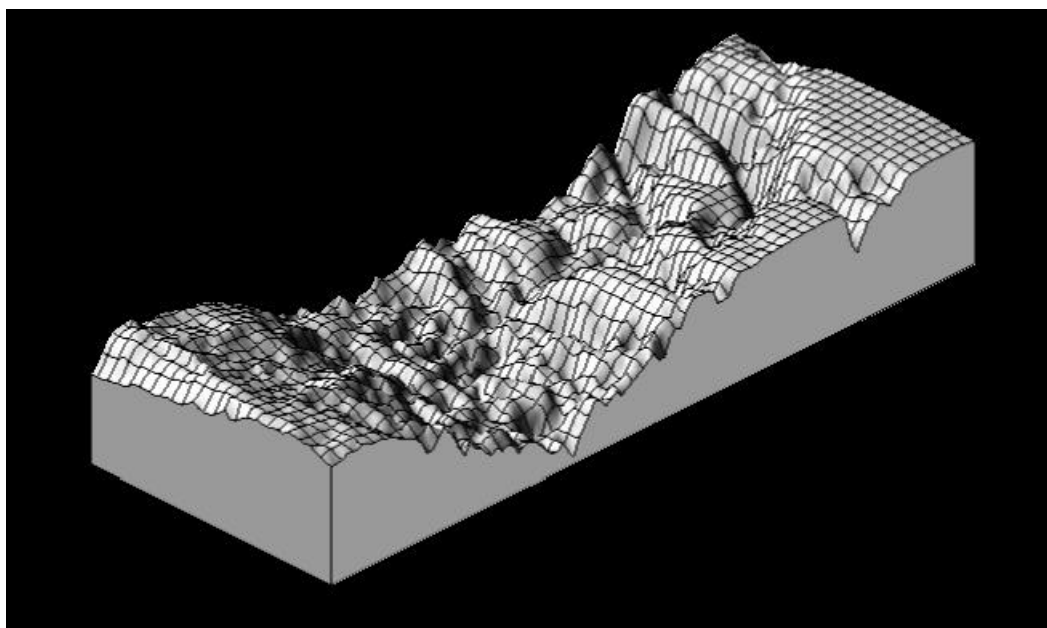


Figura 31. Modelo de las raíces considerando baja rigidez, $D=1e16$ Nm.

Un elemento tectónico de primer orden en el área de estudio, lo representa la subducción de la Placa Nazca por debajo de la placa Sudamericana. La Placa Nazca se encuentra limitada al Oeste por la dorsal mesoceánica, y al Este por la fosa Chilena. Por su estilo de subducción: “tipo chileno”, se caracteriza por un bajo ángulo de subducción y por un fuerte esfuerzo compresivo en la placa suprayacente, en contraposición a la subducción tipo Marianas, caracterizada por su gran ángulo de subducción, extensión en la zona de trasarco y ausencia de compresión en la placa suprayacente.

La subducción de la Placa Nazca bajo la Placa Sudamericana ha ocurrido más o menos continuamente desde el Jurásico medio. Durante el presente la placa subduce con una velocidad de ~ 10 cm/año en una dirección con azimut de $77^\circ \pm 12^\circ$. La geometría de la placa Nazca, por debajo de la litosfera continental, ha sido inferida a partir de la sismicidad registrada instrumentalmente. En general, el ángulo de subducción de la placa Nazca es de aproxima-

damente 30° . No obstante, en el sector que va de los 33° a 28°S , el ángulo de la placa es de 30° hasta una profundidad de 100 km, más hacia el Este el ángulo de la placa es subhorizontal y alcanza una profundidad de 200 km; en este sector no se reporta actividad volcánica desde el Mioceno temprano.

Conforme la corteza oceánica se subduce, entra en una región de alta presión y temperatura, convirtiéndose en eclogita. La eclogita es producto del metamorfismo de rocas máficas sometidas a altas presiones de confinamiento y temperatura, correspondientes a grandes profundidades, y su densidad varía de 3.2 a 3.58 g/cm^3 (Anderson, 1989)

La geometría de la litósfera oceánica fue acotada de la manera siguiente. La profundidad a la cima de la litósfera oceánica se obtuvo de la batimetría (Smith y Sandwell, 1997). Para estimar el espesor de la litósfera oceánica se utilizó un modelo de difusión térmica (Parsons y Sclater, 1977) que considera la litósfera como material astenosférico que asciende en una dorsal, y que en el proceso de dispersión del fondo marino se enfría aumentando su espesor L , de acuerdo a $L = 2.32\sqrt{\eta t}$, en donde L está en km, t es tiempo en millones de años y η es la constante de difusividad térmica, cuyo valor para la mayoría de las rocas varía entre 15 y $60 \text{ km}^2/\text{Ma}$. Utilizando un valor típico para η en la litósfera oceánica se obtiene que $L = 11\sqrt{t}$. Para estimar L , se utilizó la edad de la litósfera oceánica, t , inferida a partir de los lineamientos magnéticos del Océano Pacífico (Cande y Haxby, 1991). En el área de estudio la edad del piso oceánico varía entre 60 y 70 Ma, por lo cual se utilizó un valor de 90 km para el grosor de la litósfera oceánica.

Del archivo de magnitudes e hipocentros del catálogo “Preliminary Determinations of Epicenter” del USGS NEIC, se obtuvieron los datos necesarios para inferir la geometría de la placa Nazca por debajo de la Placa Sudamericana, seleccionando del catálogo únicamente los hipocentros calculados con información de al menos 40 estaciones sismológicas, pues en

estos la incertidumbre asociada a la localización es uniformemente pequeña (Cahill y Isacks, 1992). Como criterio adicional, se escogieron eventos con una profundidad mínima de 45 km y una magnitud mayor o igual a 3. La geometría de la placa, v.g. la zona Wadati-Benioff, se muestra en la figura 32.

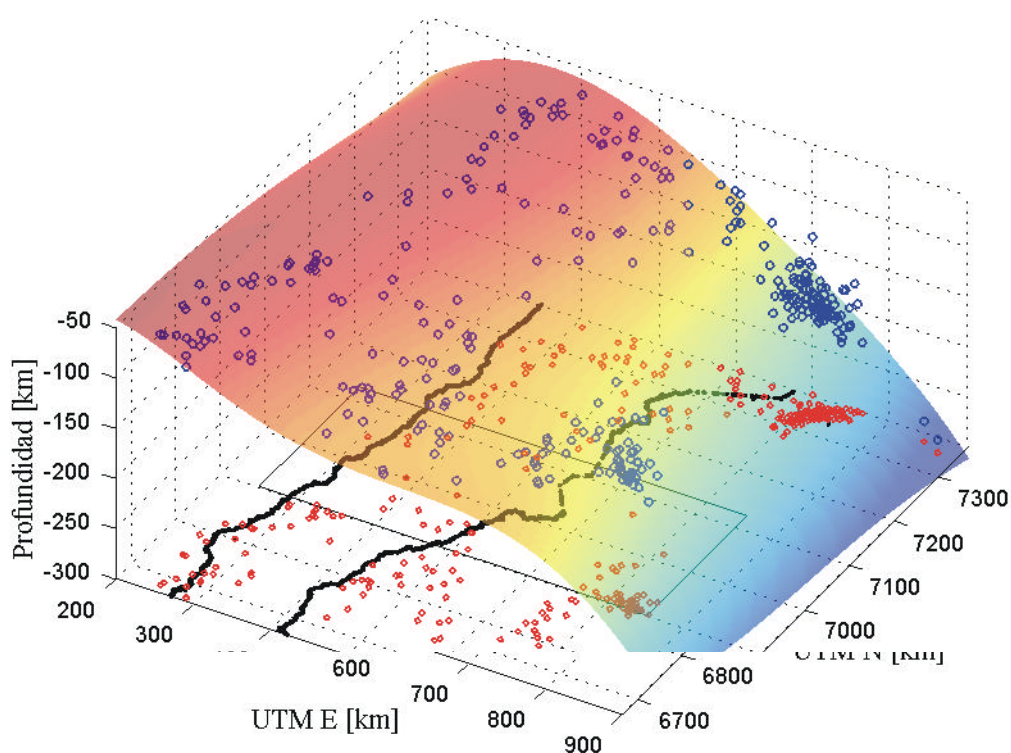


Figura 32. Estimación de la geometría de la placa Nazca

El modelo de referencia utilizado para modelar los datos gravimétricos fue construido a partir del Modelo Preliminar de la Tierra reportado por Dziewonski y Anderson (1981), complementado con el modelo de referencia reportado por Grow y Bowin (1975), en donde la densidad en la litosfera oceánica aumenta progresivamente, desde 1.03 g/cm^3 en el agua, hasta alcanzar los 3.365 g/cm^3 , a 115 km de profundidad. La densidad disminuye levemente

en el rango de 115 a 200 km, y por debajo de los 200 km de profundidad, la densidad aumenta hasta alcanzar 3.525 g/cm^3 a una profundidad de 400 km.

Con los antecedentes descritos en los párrafos anteriores, se realizó la modelación 2-D de la anomalía gravimétrica en tres secciones corticales de orientación E-W, situadas a las latitudes $26^{\circ}34'S$ (UTM Norte 7060 km), $27^{\circ}7'S$ (UTM Norte 7000 km) y $27^{\circ}28'S$ (UTM Norte 6960 km), cuya localización se muestra en la figura 4.

VI.2 MODELOS GRAVIMÉTRICOS CORTICALES

El resultado de la modelación de las tres secciones se muestra en las figuras 33, 34 y 35. En estas figuras se muestra, en el panel superior, la anomalía observada y la anomalía calculada, que corresponde al efecto gravimétrico debido a la estructura de la litósfera mostrada en el panel inferior. El error de ajuste obtenido en la modelación de estos tres transectos es de 9.4%, 6 % y 6.7%, respectivamente.

Estas secciones muestran una gran anomalía negativa asociada a la fosa Chilena, y al gran macizo de la Cordillera Principal de los Andes. Al correlacionar la batimetría con la gravimetría observamos que el eje batimétrico en la fosa y la distribución del mínimo gravimétrico se sitúan en la coordenada UTM E 250 km (Figura 33), y 240 km (Figura 34). También se observa que el máximo positivo disminuye levemente hacia el sur, y la zona correspondiente al eje de la fosa está desplazada hacia el oeste respecto al perfil situado al norte (Figura 33).

Hacia el oeste del mínimo gravimétrico se presenta un marcado incremento de las anomalías, del cual se puede inferir que la capa litosférica está descendiendo por debajo del sistema de la fosa a consecuencia de la convergencia entre las placas. En el sector continental la elevación del perfil aumenta hasta llegar a la cordillera Principal de los Andes para descender nuevamente, cuya relación inversa con la anomalía de Bouguer es cualitativamente con-

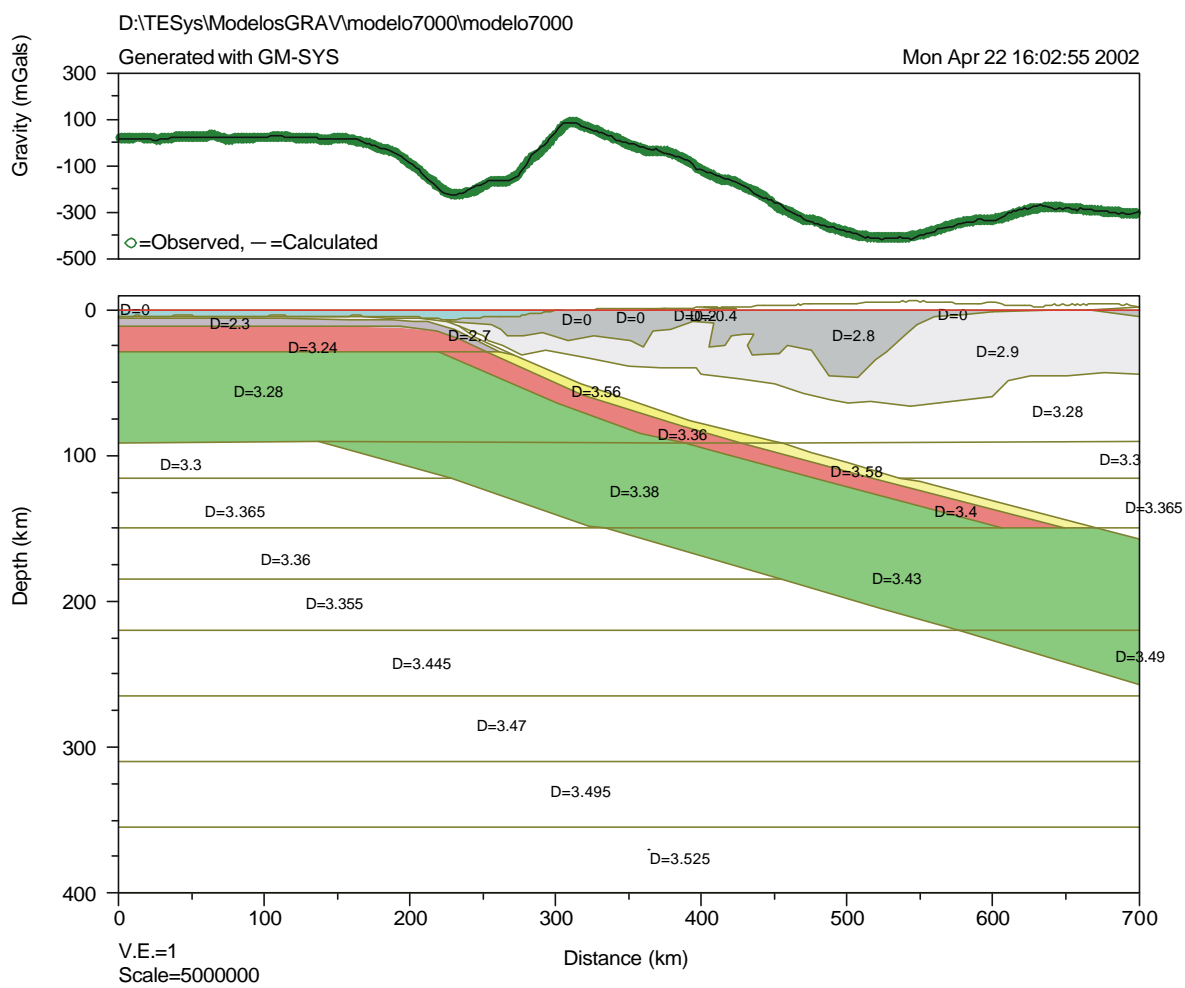


Fig. 34. Modelo gravimétrico 2D a la latitud UTM Norte 7000 km ($27^{\circ}7'S$).

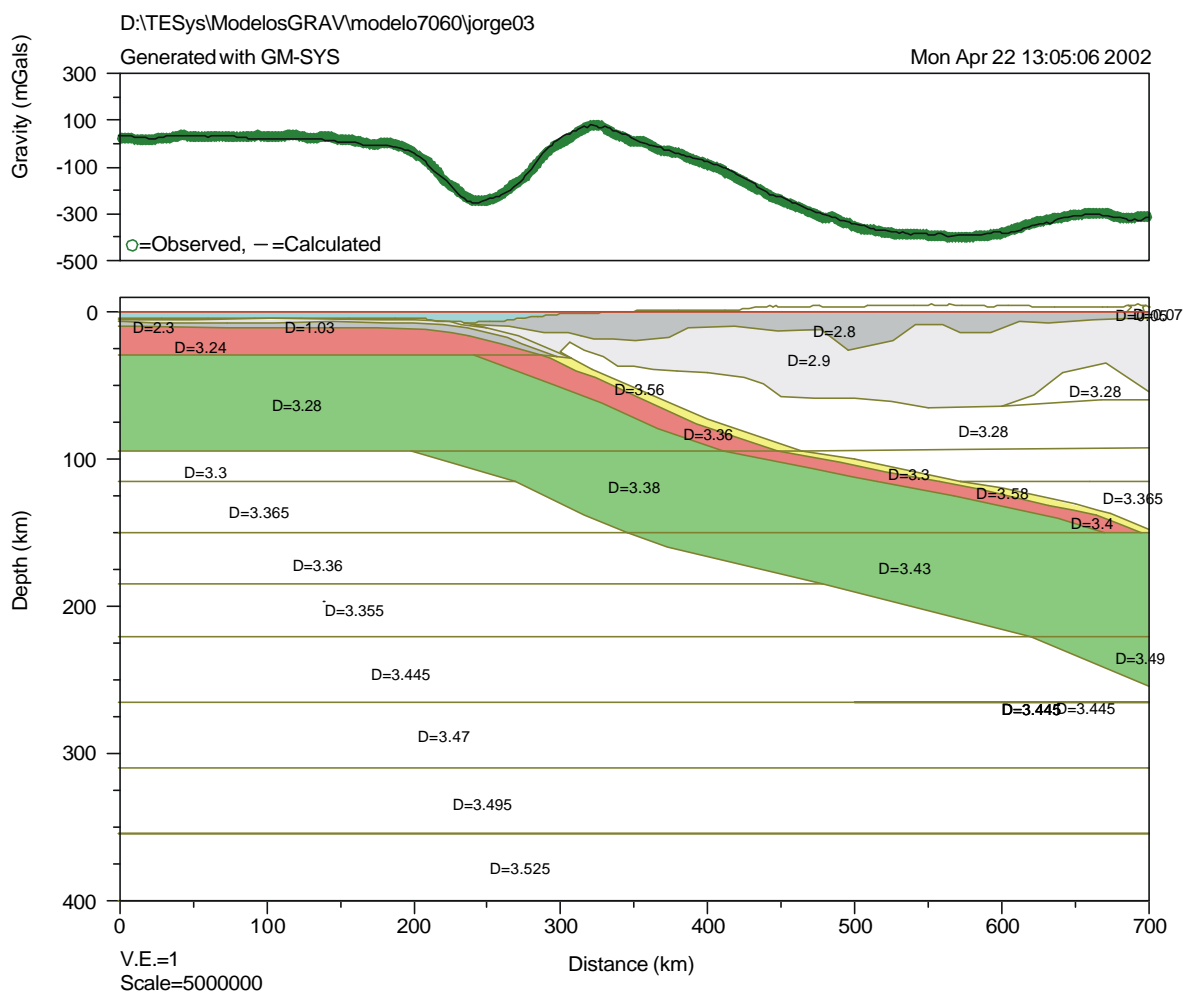


Fig. 33. Modelo gravimétrico 2D a la latitud UTM Norte 7060 km ($26^{\circ}34'S$).

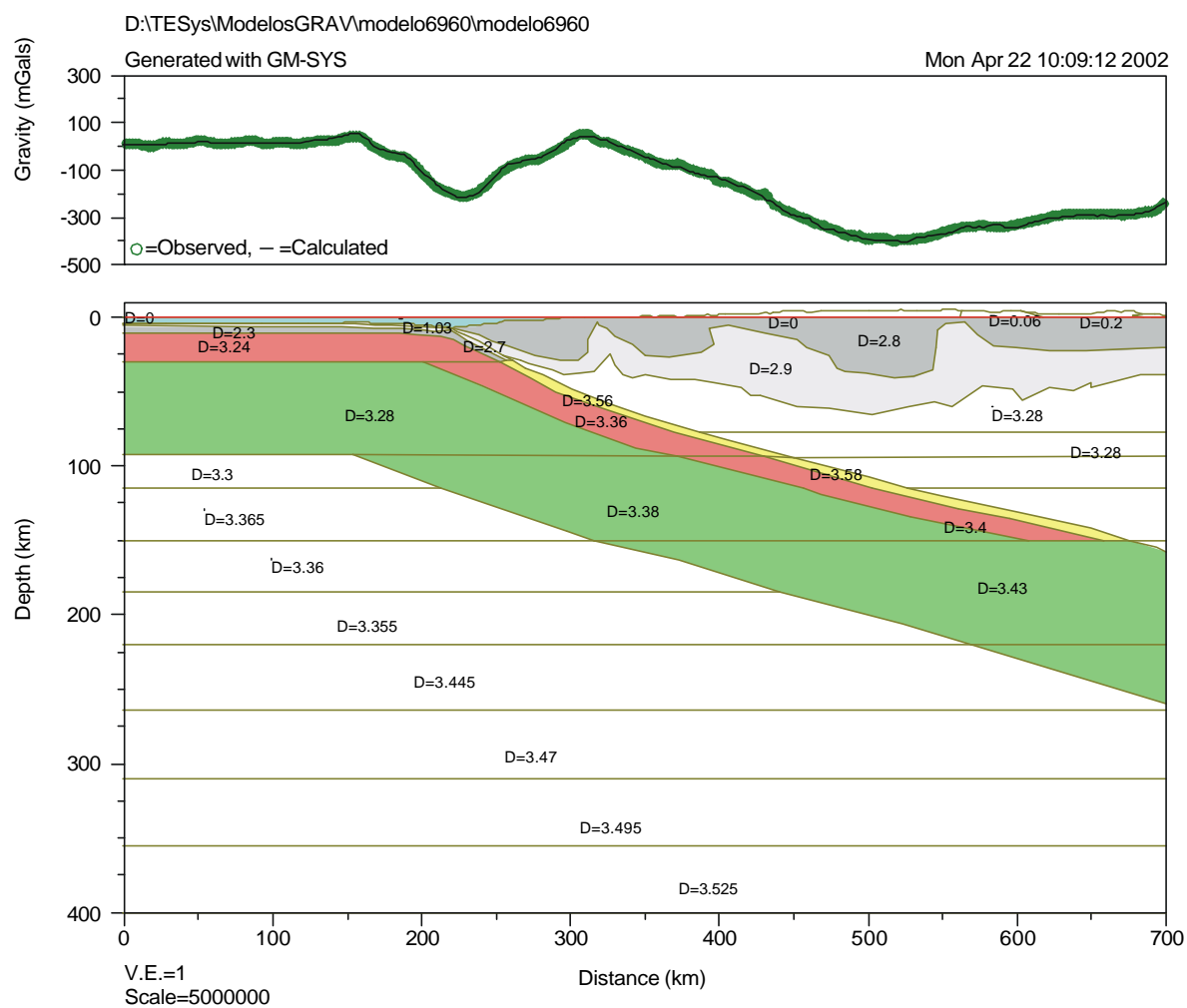


Fig. 35. Modelo gravimétrico 2D a la latitud UTM Norte 6960 km ($27^{\circ}28'S$).

cordante. En el sector argentino el gradiente gravimétrico es positivo, indicando la presencia de rocas más densas.

CAPÍTULO VII

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Se ha modelado la estructura de la litósfera en la margen continental de Chile, utilizando un modelo 2-D que explica las anomalías gravimétricas de aire libre para la región oceánica y de Bouguer para la región continental. El modelado se realizó en tres transectos paralelos orientados en la dirección W-E. Los tres transectos, cada uno con longitud de 700 km, se extienden desde el Océano Pacífico, incluyendo la región de la fosa Chilena y la Cordillera Principal de los Andes, extendiéndose hasta la zona occidental de Argentina.

No obstante la simplicidad y suposiciones implícitas en los modelos 2-D, como son la invariancia de la geometría y de la densidad del modelo en la dirección normal al transecto, la tendencia general de los alineamientos mostrados en el mapa de anomalía de Bouguer, y la escala del estudio, justifican el uso de modelos 2-D. El modelo de referencia utilizado fue construido a partir de modelos robustos, en el sentido que satisfacen información sísmológica, térmica y petrológica (Grow y Bowin, 1975; Dziewonski y Anderson, 1981; Turcotte y Schubert, 1982; Anderson, 1989).

Considerando que el grosor de la litósfera oceánica está controlado principalmente por temperatura, la cual es dependiente de la edad de la litósfera, para definir la profundidad a la base de la litósfera oceánica se utilizó el modelo de difusión térmica de Parsons y Sclater (1977). Para la región modelada se ha inferido a partir del estudio de anomalías magnéticas (Cande y Haxbi, 1991), que la edad del piso oceánico varía entre 60 y 70 Ma, lo cual sugiere que se está en la región de validez del modelo térmico [0-100 Ma]. A partir del modelo de difusión térmica se asignó a la litósfera oceánica un grosor promedio de 90 km.

Se estimó la geometría de la zona Wadati-Benioff ajustando una superficie polinomial de quinto grado a la localización hipocentral de terremotos que han ocurrido durante los

últimos 50 años en la región estudiada. Los eventos utilizados, registrados instrumentalmente a distancias telesísmicas, fueron seleccionados de aquellos que fueron registrados al menos por 40 estaciones, con magnitud Mb mayor que 3, y cuya profundidad hipocentral fuera mayor que 50 km. Aunque la incertidumbre en la determinación de la geometría de la zona Wadati-Benioff es difícil de estimar, ésta debe ser equivalente a la incertidumbre asociada a la localización hipocentral, la cual es del orden de ≈ 10 km.

Para determinar la geometría de la discontinuidad de Mohorovicic se recurrió al análisis de mecanismos de compensación isostática de tipo local y de tipo regional. Este fue un estudio exhaustivo del tema, que incluyó el cálculo de la admitancia y de la coherencia, a partir del análisis espectral de los mapas de anomalía de Bouguer y topografía, y su comparación con la función de admitancia teórica para modelos de compensación local y regional. La admitancia calculada fue utilizada para inferir la variación de la densidad con la profundidad, mediante los métodos de expansión espectral y programación lineal. Incluyendo finalmente un ensayo estadístico para discriminar, de entre los dos mecanismos de compensación considerados, el que mejor explica la admitancia calculada. La conclusión más importante a que se puede llegar, a partir de estos análisis, es que la región está compensada isostáticamente, siendo aceptable un mecanismo de compensación regional caracterizado por una rigidez flexural baja, del orden de 1×10^{16} Nm, sugiriendo que la carga impuesta por rasgos fisiográficos de longitud menor a 100 km, está soportada por la rigidez flexural de la corteza continental. El espectro de coherencia muestra que, para cortas longitudes de onda, no hay relación entre la topografía y la anomalía de Bouguer. Esto quiere decir que son estadísticamente independientes, y también se interpreta que la carga impuesta por rasgos topográficos de longitud de onda menor a 100 km está soportada por la rigidez de la corteza. A longitudes intermedias la coherencia es mayor, indicando que aumenta el grado de correlación entre la topografía y la gravedad, siendo entonces consistente con el modelo isostático de compensación local. Uti-

lizando el modelo de compensación regional, con una rigidez de $1 \times 10^{16} \text{Nm}$, se calculó la geometría de la discontinuidad de Mohorovicic, caracterizada por una profundidad que varía entre 30 y 65 km, para incorporarla como parte del modelo inicial en el proceso de modelación.

Los objetivos planteados al inicio de esta investigación fueron alcanzados, lográndose construir tres modelos 2-D de la estructura de la litósfera en la margen continental de Chile, que satisfacen los datos gravimétricos modelados con un desajuste menor al diez por ciento. Los modelos obtenidos son robustos, en el sentido que incluyen información independiente con la cual se acotó la geometría de los modelos, incluyendo: el grosor de la litósfera oceánica, la geometría de la zona Wadati-Benioff, y la geometría de la discontinuidad de Mohorovicic. Adicionalmente, la variación del contraste de densidad con la profundidad, inferida a partir de la inversión de la admitancia calculada, mediante el método de expansión espectral, muestra una gran similitud con los modelos 2-D de la estructura de la litósfera en la margen continental de Chile, en donde el defecto de masa se correlaciona con la raíz cortical por debajo de la Cordillera de los Andes, y el exceso de masa se correlaciona con la Placa Nazca.

LITERATURA CITADA

- Aberg, G., L. Aguirre, B. Levi y J.O. Nyström. 1984. "Spreading-subsidence and generation of ensialic marginal basins; an example from the Early Cretaceous of central Chile". In *Marginal basin geology; volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins* (Kokelaar, B.P.; editor). *Geol. Soc. London, Special Publication* 16: 185-193.
- Airy, P.H. 1855. On the computation of the effect of the attraction of mountain-masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations of geodetic surveys. *Phil. Trans. R. Soc.* 145, 101-104.
- Anderson, D.L. 1989. *Theory of the Earth*. Blackwell Scientific Publications. 366 pp.
- Banks, R.J. y C.J. Swain. 1978. The isostatic compensation of East Africa. *Proc. R. Soc. London. A.* 364: 331-352.
- Banks, R.J., R.L. Parker y S.P. Huestis. 1977. Isostatic compensation on a continental scale: local versus regional mechanisms. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 51: 431-452.
- Bell, C.M. 1985. The Chinchas Formation, An early Carboniferous lacustrine succession in the Andes of Northern Chile. *Revista Geológica de Chile.* (24):29-48.
- Bell, C.M. 1987. The origin of the upper Paleozoic Chañaral Mélange of Norte de Chile. *J. Geol. Soc. London.* 144: 599-610.
- Bendat, J. y A. Piersol. 1980. *Engineering applications of correlation and spectral analysis*. John Wiley and Sons. 302 pp.
- Berg, K. y A. Bauman. 1985. Plutonic and metasedimentary rocks from the Coastal Range of Northern Chile: Rb-Sr and U-Pb isotopic systematics. *Earth Planet. Sci. Letters.* 75: 101-115.

- Börgel, R. 1983. Geografía de Chile. Geomorfología. Instituto Geográfico Militar, 2, Santiago, Chile. 182 pp.
- Boric, R., F. Díaz, y V. Makshev. 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín*. Santiago, Chile. 40: 246 pp.
- Cahill, T. y B.L. Isacks. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *J. Geophys. Res.* 97(B12): 17503-17529.
- Cande, S.C. y W. Haxby. 1991. Eocene propagating rifts in the southwest Pacific and their conjugate features on the Nazca plate. *J. Geophys. Res.* 96(B12): 19609-19622.
- Chapin, D. 1996. A deterministic approach toward isostatic gravity residuals –A case study from South America. *Geophysics*, 61(4): 1022-1033.
- Charrier, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina. Universidad de Chile, Departamento de Geología. *Comunicaciones*. Santiago. 26:1-37.
- Cobbing, E.J., J.T. Wilson, J.W. Baldock, W.P. Taylor, W. McCourt y N. Snelling. 1981. The geology of the western cordillera of northern Peru. *Institute of Geological Sciences, Overseas. Memoir*. London. 143 pp.
- Coira, B., J. Davidson, C. Mpodozis y V.A. Ramos. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews*. 18:303-332.
- Dalziel, I.W. 1981. Back-arc extension in the southern Andes, a review and critical reappraisal. *Phil. Trans. R. Soc. London*. A300: 319-335.
- Dalziel, I.W. y R.L. Brown. 1987. Andean core complex evolution related to marginal basin collapse: Implications for Cordilleran tectonics (abstract). *Geol. Soc. Amer. Abstracts*

with Programs. 19: 634.

Davidson, J. y C. Mpodozis. 1991. Regional geologic setting of epithermal gold deposits, Chile. *Economic Geology*. 86: 1174-1186.

Dorman, L.M. y B.T.R. Lewis. 1970. Experimental Isostasy 1. Theory of the determinations of the earth's Isostatic response to a concentrated Load. *J. Geophys. Res.* 75(17): 3357-3365.

Dorman, L.M. y B.T.R. Lewis. 1972. Experimental Isostasy 3: Inversion of the isostatic Green function and lateral density changes. *J. Geophys. Res.* 77(17): 3068-3077.

Dziewonski, A.M. y D.L. Anderson. 1981. Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Inter.* 25: 297-356.

Forsyth, D.W. 1981. Can the strength of the lithosphere be inferred from the average relationship between topography and gravity anomalies (abstract). *EOS Trans. AGU.* 62, 1032.

Gass, S.I. 1975. Programación Lineal. Métodos y aplicaciones. McGraw-Hill, Inc. Quinta impresión. México. 444 pp.

González-Ferrán, O., P.E. Baker y D.C. Rex, 1985. Tectonic volcanic discontinuity at latitude 27° South, Andean Range, associated with Nazca plate subduction. *Tectonophysics.* 112: 423-441.

Grow, J. y C. Bowin. 1975. Evidence for high-density crust and mantle beneath the Chile trench due to the descending lithosphere. *J. Geophys. Res.* 80(11): 1449-1458.

Gulisano, C.A., A.R. Gutiérrez Pleimling y R.E. Digregorio. 1984a. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco en el suroeste de la provincia de Neuquén). *In Congreso Geológico Ar-*

- gentino No. 9. Actas. San Carlos de Bariloche. 1: 221-235.
- Gulisano, C.A., A.R. Gutiérrez Pleimling, y R.E. Digregorio. 1984b. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica al este de la provincia de Neuquén. *In Congreso Geológico Argentino Nro. 9. Actas. San Carlos de Bariloche . 1:236-259.*
- Introcaso, A., M.C. Pacino y H. Fraga. 1992. Gravity, isostasy and andean crustal shortening between latitudes 30° and 35°S. *Tectonophysics*. 205: 31-48.
- Isacks, B.L. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *J. Geophys. Res.* 93: 3211-3231.
- Jaillard, E., P. Soler, G. Carlier y T. Mourier. 1990. Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: A Tethyan model. *J. Geol. Soc. London*. 147: 1009-1022.
- Jeffreys, H. 1970. *The Earth*. Cambridge University Press. 457 pp.
- Jordan, T.E., B.L. Isacks, R.W. Allmendinger, J.A. Brewer, V.A. Ramos y C.J. Ando. 1983. Andean tectonic related to geometry of subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 94:341-361.
- Kay, S.M., V. Maksaev, C. Mpodozis, R. Moscoso y C. Nasi. 1987. Probing the Andean lithosphere: Mid-Late Tertiary magmatism in Chile (29°-30.5° S) over the zone of subhorizontal subduction. *J. Geophys. Res.* 92: 6173-6189.
- Kay, S.M., V.A. Ramos, C. Mpodozis, y P. Sruoaga. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin. Analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*. 17: 324-328.
- Kubaneck, F. y W. Zeil. 1971. Beitrag zur Kenntnis der Cordillera Claudio Gay (Nord Chile).

- Geologische Rundschau*. 60(3): 1009-1024.
- Levi, B. y L. Aguirre. 1981. Ensisalic spreading-subsidence in the Mesozoic and Paleogene Andes of central Chile. *J. Geol. Soc. London*. 138:75-81.
- Lewis, B.T.R. y L.M. Dorman. 1970. Experimental Isostasy 2. An isostatic model for the U.S.A. derived from gravity and topographic data. *J. Geophys. Res.* 75(17): 3357-3365.
- Mckenzie, D. y C. Bowin, 1976. The relations between bathymetry and gravity in the Atlantic ocean. *J. Geophys. Res.*, 81(11): 1903-1915.
- McNutt, M.K. 1979. Compensation of oceanic topography: An application of the response function technique to the Surveyor area. *J. Geophys. Res.* 84(B13): 7589-7598.
- McNutt, M.K. 1983. Influence of plate subduction on isostatic compensation in northern California. *Tectonics*. 2(4): 399-415.
- McNutt, M.K. 1984. Lithospheric flexure and thermal anomalies. *J. Geophys. Res.* 89(B13): 11180-11194.
- Mercado, W.M. 1978. Geología de la Cordillera de la costa entre Chañaral y Caldera, Región de Atacama. *Instituto de Investigaciones Geológicas. Carta Geológica de Chile*. Santiago. (27):15 pp.
- Mercado, W.M. 1982. Hoja Laguna Negro Francisco, Región de Atacama. Santiago de Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile*. (56):73 pp.
- Mortimer, C. 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama desert, Chile. *J. Geol. Soc. London*. 129: 505-526.

- Mpodozis, C. y R. Allmendinger. 1992. Extensión cretácica a gran escala en el Norte de Chile (Puquios-Sierra de Fraga, 27° S): significado para la evolución tectónica de los Andes. *Revista Geológica de Chile*. 19(2): 167-197.
- Mpodozis, C. y V.A. Ramos. 1990. The Andes of Chile and Argentina. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. *Earth Science Series*. 11: 59-90.
- Naranjo, J.A. y A. Puig, 1984. Hojas Taltal y Chanaral. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile*. 62 y 63: 140pp.
- Parker, R.L. 1972. The Rapid Calculation of Potential Anomalies. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 31:447-455
- Parker, R.L. 1994. *Geophysical Inverse Theory*. Princeton University Press. 386 pp.
- Parsons, B. y J.G. Sclater. 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.* 82:803-27.
- Pratt, J.H. 1855. On the attraction of the Himalaya mountains, and of the elevated regions beyond them, upon the plumb line in Indian. *Phil. Trans. R. Soc.* 145, 53-100.
- Pratt, J.H. 1859. On the deflection of the plumb-line in India, caused by the attraction of the Himalaya mountains and of elevated regions beyond; and its modifications by the compensating effect of a deficiency of matter below the mountain mass. *Phil. Trans. R. Soc.* 149, 745-796.
- Press, W.H., B.P. Flannery, S.A. Teukolsky y W.T. Vetterling. 1987. *Numerical Recipes*. Cambridge University Press. 818 pp.
- Ramos, V.A., T.E. Jordan, R.W. Allmendinger, C. Mpodozis, S.M. Kay, J.M. Cortés, y M. Palma. 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*. 5:

855-880.

Rivera, O. y C. Mpodozis. 1991. Volcanismo explosivo del Terciario inferior en la Precordillera de Copiapó, región de Atacama, Chile. Las calderas de Lomas Bayas y El Durazno. *In* Congreso Geológico No. 6. Viña del Mar. Actas. 213-216.

Rutland, W.R. 1970. Andean orogeny and sea floor spreading. *Nature*. 233: 252-255.

Sandwell, D.T. and H.F. Smith. 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *J. Geophys. Res.* 102(B5): 10,039-10,054.

Scheuber, E. y P.M. Adriessen. 1990. The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile. *Journal of Structural Geology*. 12(2): 243-257.

Segerstrom, K. 1968. Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado. *Instituto de Investigaciones Geológicas. Boletín*. Santiago. (24): 58 pp.

Sepúlveda, P. y J.A. Naranjo. 1982. Hoja Carrera Pinto (Región de Atacama). *Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile*. 53, 60 pp.

Sillitoe, R.H., E.H. McKee, y T. Vila. 1991. Reconnaissance K-Ar geochronology of the Maricunga gold silver belt, Northern Chile. *Economic Geology*. 86(6): 1261-1270.

Smith, H.F. y D.T. Sandwell. 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*. 277:1956-1962.

Stern, Ch. 1991. Role of subduction erosion in the generation of Andean magmas. *Geology*. 19: 78-81.

Timoshenko, S. y G. MacCullough. 1954. Elements of strength of materials. McGraw Hill. 536 pp.

- Turcotte, D.L. y G. Schubert, 1982. *Geodynamics: Application of continuum physics to geological problems*. John Wiley and Sons. 450 pp.
- United States Geological Survey. 1996. Global topography, digital elevation model ETOPO30. The following organizations participated by contributing funding or source data: The National Aeronautics and Space Administration (NASA), the United Nations Environment Programme/Global Resource Information Database (UNEP/GRID), the U.S. Agency for International Development (USAID), the Instituto Nacional de Estadística Geográfica e Informática (INEGI) of Mexico, the Geographical Survey Institute (GSI) of Japan, Manaaki Whenua Landcare Research of New Zealand, and the Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR).
- Uyeda, S. y H. Kanamori. 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.* 84: 1049-1061.
- Veevers, J.J. 1989. Middle/Late Triassic (230 ± 5 Ma) singularity in the stratigraphic and magmatic history of the Pangean heat anomaly. *Geology*. 17: 784-787.
- Venning Meinesz, F.A. 1931. Une nouvelle methode pour la reduction isostatique régionale de l'intensité de la pesanteur. *Bull. Géodesique*. 29: 33-51.
- Walcott, R.I. 1970. Flexural rigidity, thickness, and viscosity of the lithosphere. *J. Geophys. Res.* 75:3941-3954 p.
- Watts, A.B. y J.R. Cochran. 1974. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere along the Hawaiian-Emperor seamount chain. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 38: 119-141.
- Watts, A.B., S.H. Lamb, J.D. Fairheady y J.F. Dewey. 1995. Lithospheric flexure and bending of the Central Andes. *Earth and Planetary Sc. Letters*. 134: 9-21.

- Zentilli, M. 1974. Geological evolution and metallogenetic relationships in the Andes of Northern Chile between 26° and 29° south. *Ph. D. Thesis, Queen's University*. Ontario, Canada. 460 pp.
- Ziegler, A.M., S.F. Barrett, y C.R. Scotese. 1981. Paleoclimate, sedimentation and continental accretion. *R. Soc. London, Philosophical Transaction*. A301: 253-264.