

Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)

**Institut de Ciències de la Terra *Jaume Almera***

Departament de Geofísica

Programa de Doctorado de *Tectònica y Geofísica*, bienio 96-98

**EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL MARGEN CONTINENTAL OESTE  
DE MÉXICO: FOSA MESOAMERICANA Y GOLFO DE CALIFORNIA  
(CORTES-P96)**

**Tesis**

Presentada por **Rafael Bartolomé de la Peña** ante el *Departament de Geodinàmica i Geofísica* de la *Universitat de Barcelona* para optar al grado de Doctor en Ciencias Físicas.

Director:

**Dr. Juan José Dañobeitia**

Tutor: **Dr. Josep Anton Muñoz**

Barcelona, Marzo de 2002

## 6. Gravimetría



## 6. Gravimetría

### 6.1 Introducción

La modelización gravimétrica 2D1/2 se ha realizado para los perfiles 203, 204 y 205, correspondientes a las mismas secciones que la sísmica multicanal. Para ello, se han utilizado los datos registrados por el gravímetro del tipo BGM-3 instalado a bordo del buque Hespérides y adquiridos durante la campaña CORTES-P96, a los que se les ha aplicado las correspondientes correcciones para obtener la anomalía de aire libre (ver *Anexo I*).

El criterio para elegir estos tres perfiles ha sido principalmente su orientación, perpendicular al prisma de acreción y al margen continental. Adicionalmente se ha utilizado información batimétrica y gravimétrica (anomalía de aire libre), obtenida de datos de satélite ( Fig. 6.1).

La geometría de las capas en los perfiles gravimétricos está sustentada, principalmente, de las observaciones e interpretación de los perfiles de sísmica multicanal, que además proporcionan un control de los puntos de cruce. Así, el perfil 204 intersecta en su punto inicial con el inicio del perfil 205, y en su punto final con el final de la sección 203. En estos puntos de control, la geometría y densidad de los cuerpos debe ser idéntica. A partir de aquí, se correlacionan entre sí los niveles similares (p.e. por su facies sísmica, profundidad, etc.), adjudicándoles una misma densidad.

### 6.2 Metodología

El algoritmo utilizado en la modelización gravimétrica 2D1/2 está basado en la formulación y subrutinas de Murthy y Rao (1979) y Ramaro y Murthy (1989), para el cálculo de la contribución gravimétrica de cuerpos finitos. El modelo de cuerpos y densidades se ha extendido 500 km en ambos extremos, a fin de evitar efectos de borde. La densidad de referencia utilizada en los cálculos es de 2670 kg/m<sup>3</sup>.

La diferencia entre un modelo 2D y un modelo 2D1/2 consiste en que para el caso de 2D1/2 se aplica una extensión horizontal perpendicular a la de la sección con la intención de simular cuerpos en tres dimensiones. Por tanto, no se trata de un verdadero modelo 3D al no poder aplicar variaciones geométricas o de densidad, si no que simplemente es una extensión lateral en la dirección del eje Y del modelo X-Z. En el caso de los perfiles 203 y 205, como no muestran una gran variabilidad lateral, se han extendido los cuerpos 30 km en la dirección Y, bajo el criterio que es aproximadamente el espaciado entre ambos perfiles.

La modelización gravimétrica consiste en discretizar las distintas capas en una serie de prismas que pueden ser de dimensiones variables en las coordenadas espaciales de distancia y profundidad. La densidad de los cuerpos puede mantenerse constante o variar con la profundidad en cada uno de los prismas. En nuestro caso, se han utilizado valores constantes de la densidad debido a la falta de información sobre su variación con la profundidad, lo que se ha solventado utilizando valores promedios para toda la capa. En cuanto a la topografía del fondo marino, ésta ha sido extraída del haz central de la sonda multihaz que tras ser discretizada fue incorporada al modelo.

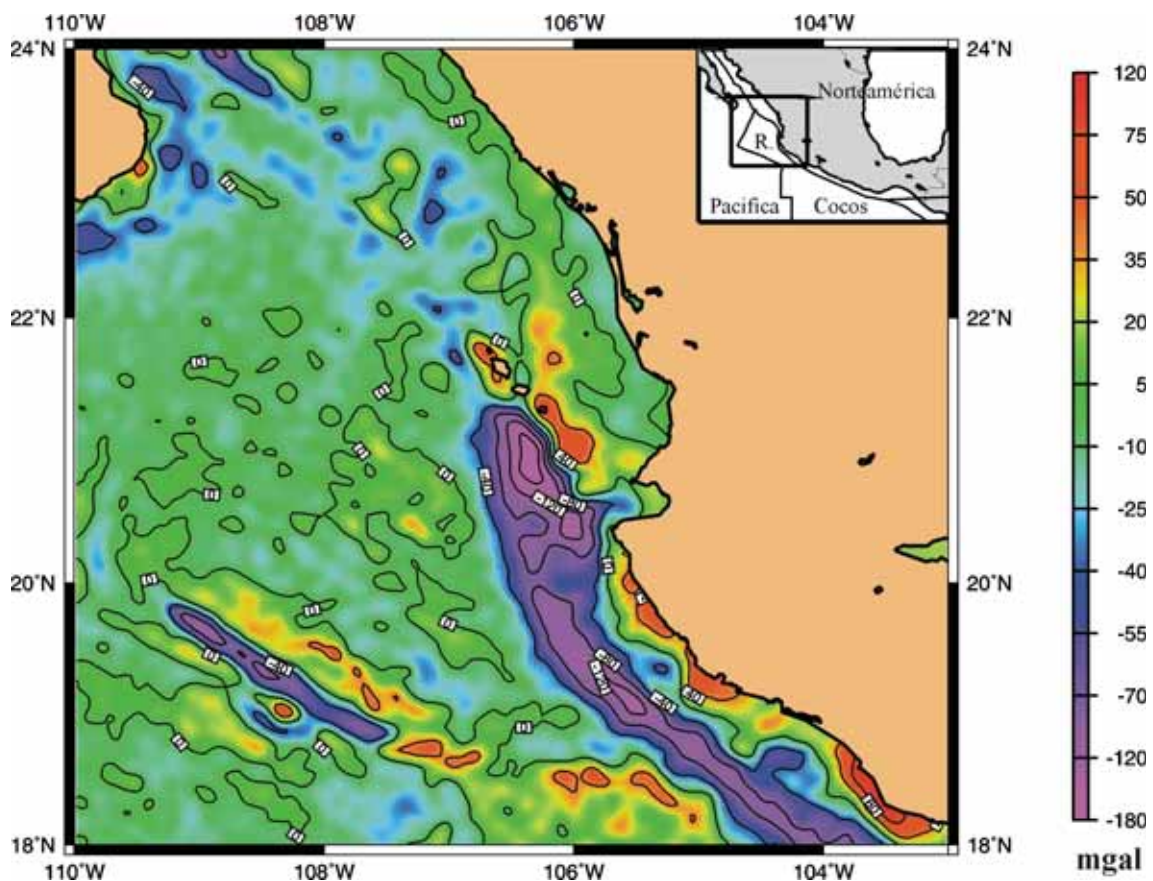
Las densidades utilizadas para la modelización se han obtenido a partir de diferentes relaciones empíricas entre la densidad y velocidad de propagación de las ondas P ( $V_p$ ), así como de la propia modelización gravimétrica 2D (ver apartado 6.4 *densidades*). Los valores de  $V_p$  se obtuvieron de los registros de los sismómetros marinos (OBS) que fueron fondeados en los extremos y los puntos de cruce de la red de perfiles 201-205, frente a las costas de Puerto. Vallarta.

Como resultado, el algoritmo permite obtener los valores de la contribución gravimétrica de cada una de las capas modelizadas por separado, o bien la contribución de la totalidad de ellas. La distribución de las anomalías gravimétricas calculadas es exactamente la misma que la distribución de anomalías gravimétricas observadas, ya que calculamos la anomalía allí donde se disponía de valor observado.

### 6.3 Datos gravimétricos de satélite

Los datos de anomalía libre (Fig. 6.1) de la base de datos global compilados por Sandwell y Smith (1997) ha sido utilizado para verificar los valores obtenidos en el gravímetro marino, fundamente para longitudes de onda largas. Además, esta base de datos se ha utilizado para realizar un mapa de anomalías al aire libre de carácter regional, centrado en la subducción de la placa de Rivera bajo la placa Norteamericana en el Bloque de Jalisco (Fig. 3.2).

La base de datos Sandwell y Smith (1997) ha sido construida a partir de datos gravimétricos marinos y completada con datos de altimetría de satélite a partir de medidas de la variación de altura del nivel del mar realizadas por los satélites GEOSAT y ERS-1.



**Figura 6.1:** Mapa de anomalías de aire libre *del margen* suroeste de México. Isolíneas cada 40 mGal. Nota: R.= Placa de Rivera.

Del mapa regional de anomalías de aire libre (Fig. 6.1) se pueden deducir cuatro grandes rasgos característicos de la zona, que detallamos a continuación.

1) En primer lugar, destaca el dominio oceánico (placa de Rivera), en el que los valores oscilan alrededor de 0 mGal, aunque localmente se identifican valores de hasta 20 mGal, asociados a los volcanes submarinos de la zona. Este hecho indicaría el estado de compensación isostática en el que se encuentra la región, ya que la anomalía de aire libre es aproximadamente proporcional al balance neto de densidades, siendo éste nulo en aquellas regiones que se encuentran en equilibrio isostático y exenta de efectos de borde (Turcotte y Schubert, 1982).

2) Esta estabilidad entorno a los 0 mGal se interrumpe al llegar a la fosa, donde se localizan mínimos de hasta  $-180$  mGal ( $106.5^{\circ}$  W,  $21^{\circ}$  N), siendo el rango de valores más frecuentes entre  $-40$  y  $-120$  mGal. En este contexto regional es donde se localizan los 3 perfiles de gravimetría que se presentan en este capítulo, lo que es acorde con los valores observados entre  $-30$  y  $-130$  mGal del gravímetro del BIO Hespérides (ver anomalías observadas, perfiles 203-205, Figs. 6.1, 6.2 y 6.3).

3) Hacia el este de la fosa y paralelo a ésta, justo en la costa, encontramos el tercer rasgo regional más destacable: una serie de máximos relativos que varían entre 40 y 80 mGal, dentro de la plataforma continental de la placa Norteamericana.

4) La falla transformante de Rivera ( $108^{\circ}$  W,  $19^{\circ}$  N) presenta unos mínimos relativos con valores alrededor de los  $-40$  mGal.

#### **6.4 Densidades utilizadas en los perfiles**

Las densidades utilizadas en este estudio las hemos obtenido a partir de relaciones empíricas entre densidad y velocidad de las ondas P, estas últimas obtenidas de los registros de OBS de la zona. Para los sedimentos marinos se ha utilizado la relación de Nafe y Drake (1961), la de Carlson y Raskin (1984) para la corteza superior y la de Christensen y Shaw (1970) para la corteza inferior. La densidad del manto oceánico es de  $3200$  kg/m<sup>3</sup>, al considerarse un manto joven, ya que la edad de la corteza oceánica de la Placa de Rivera es de unos 10 Ma (DeMets y Stein, 1990). Las relaciones utilizadas se encuentran resumidas en la tabla VI-1. Para la capa de agua se ha tomado una densidad de  $1010$  kg/m<sup>3</sup>.

En general, la densidad de los sedimentos oscila entre los valores mínimos de  $2000 \text{ kg/m}^3$  para la cuenca de antearco más reciente (perfil 205), y de  $2070 \text{ kg/m}^3$  en los sedimentos más superficiales de la plataforma continental y el dominio oceánico, donde se incluyen los sedimentos afectados por hidratos de gas (ver *capítulo 4*). Para los sedimentos que forman el complejo del prisma de acreción se ha utilizado  $2400 \text{ kg/m}^3$ ., coincidente con otros prisma de acreción de Centroamérica y Sudamérica (Rubio, 2000; Sallarès, 1999). Estos valores permitirían explicar el estado general de mínimos gravimétricos asociados al margen oceánico mexicano del Bloque de Jalisco.

La densidad de los sedimentos oceánicos consolidados es de  $2430 \text{ kg/m}^3$ , parte de los cuales son arrastrados por la subducción junto a la corteza oceánica. La corteza oceánica superior se caracteriza por una densidad media de  $2850 \text{ kg/m}^3$ , y la corteza oceánica inferior la hemos modelizado con un valor de  $3000 \text{ kg/m}^3$ .

Los sedimentos arrastrados por la subducción son detectados en sísmica de refracción como una capa de baja velocidad en el dominio continental y se relacionan con el cambio de impedancia debido al contraste de velocidades negativo. Las densidades del dominio continental son de  $2600 \text{ kg/m}^3$ , valor que denota que estamos ante la corteza superior, o a lo sumo hasta el límite corteza superior-media continental.

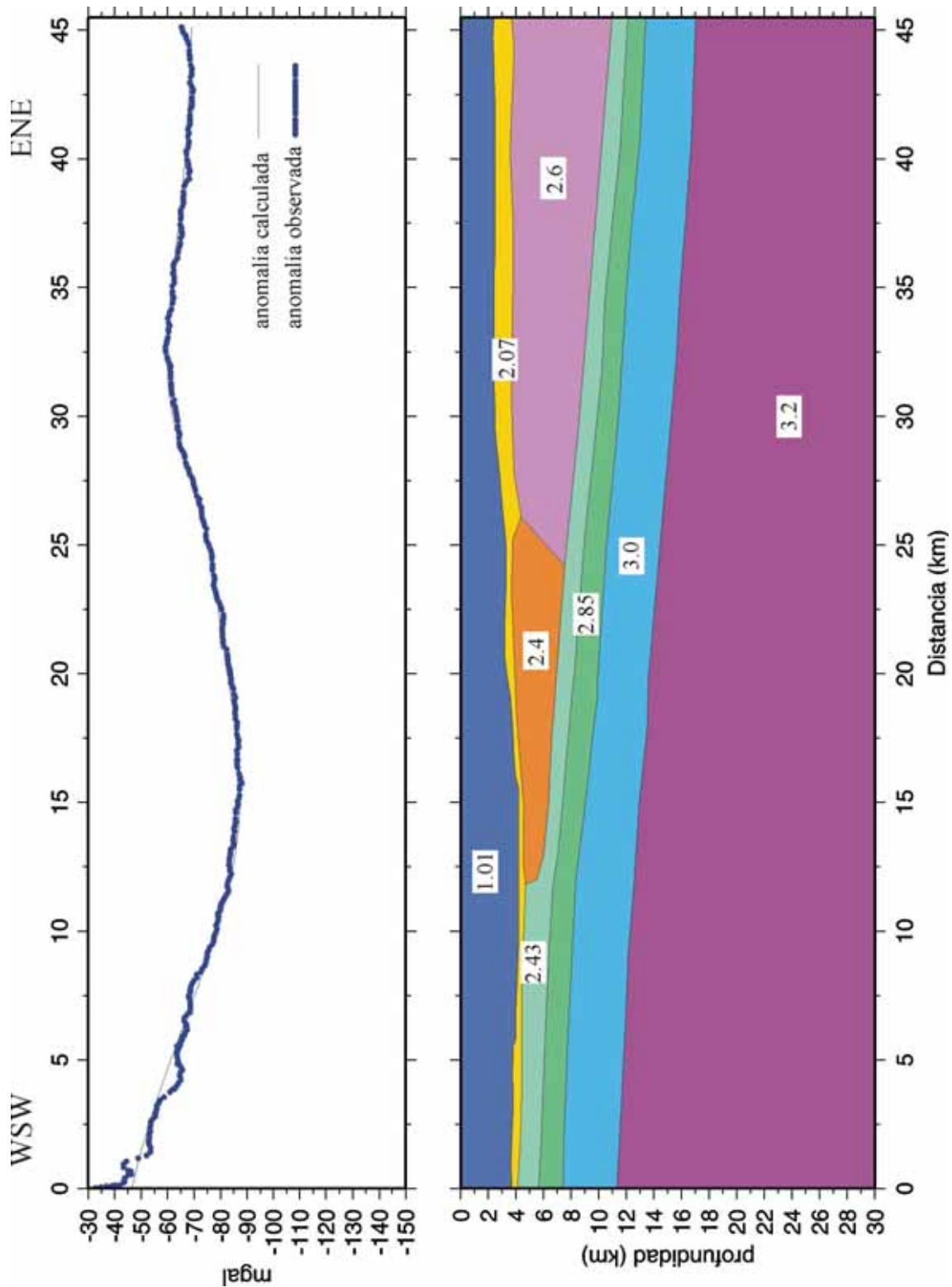
LITOLOGÍA	$\rho \text{ (kg/m}^3\text{)}$	REFERENCIA
sedimentos	$\rho = 1.60 + 0.19 v_p$	Nafe y Drake (1961)
corteza oceánica superior	$\rho = 3.81 - (5.99/ v_p)$	Carlson y Raskin (1984)
corteza oceánica inferior	$\rho = 1.85 + 0.165 v_p$	Christensen y Shaw (1970)
manto oceánico	3200	Modelización 2D1/2

**Tabla VI-I:** Densidades utilizadas para la modelización gravimétrica 2D1/2.

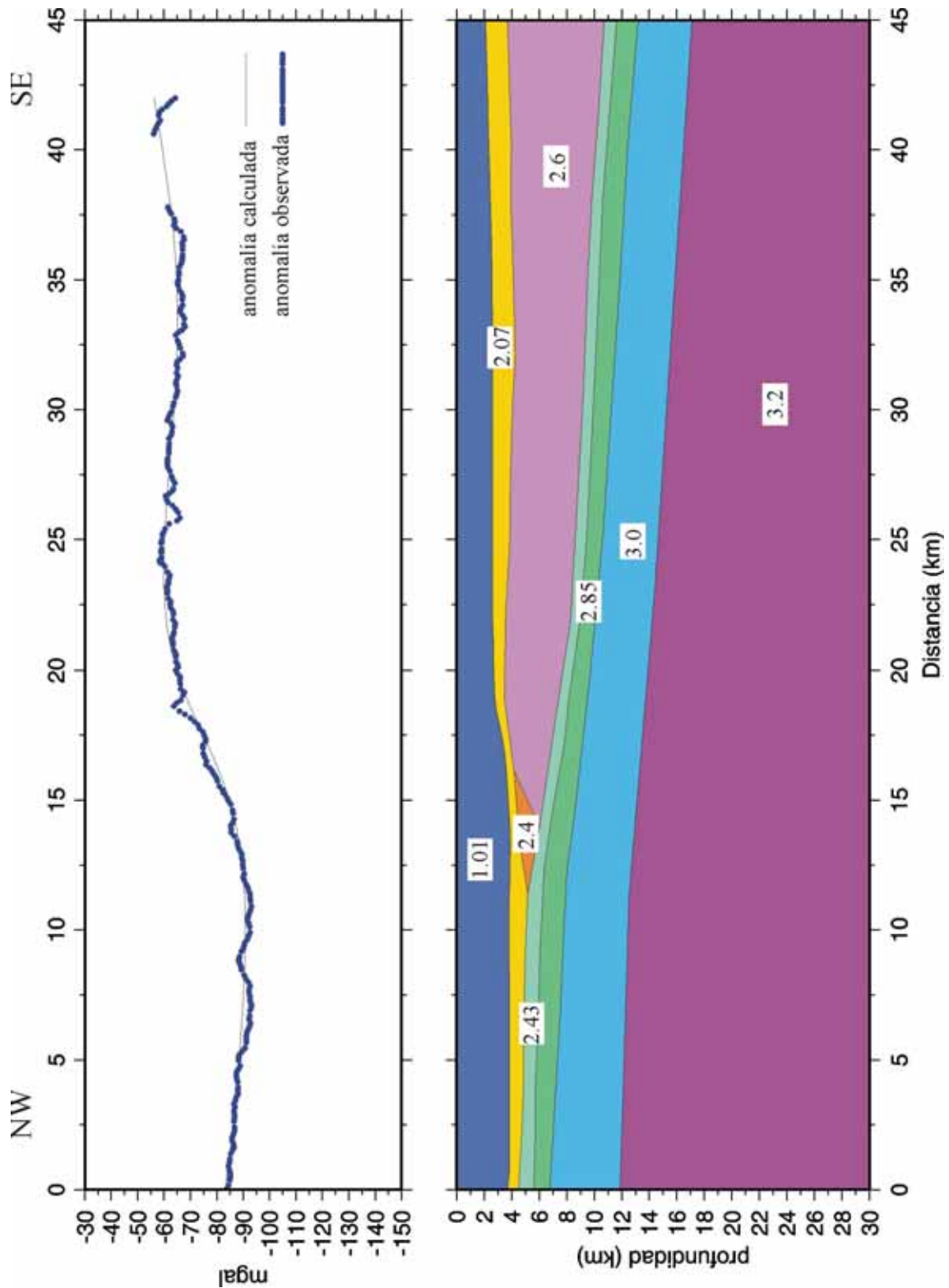
### 6.5 Modelización gravimétrica

Los tres perfiles gravimétricos han sido construidos con los datos gravimétricos adquiridos simultáneamente a los datos sísmicos por el buque Hespérides en la campaña CORTES-P96. Estos tres perfiles tienen la misma dirección que los sísmicos 203, 204 y 205. La longitud de los dos primeros es de 45 km, pero en el tercero es de unos 65km (Figs. 6.2, 6.3 y 6.4).

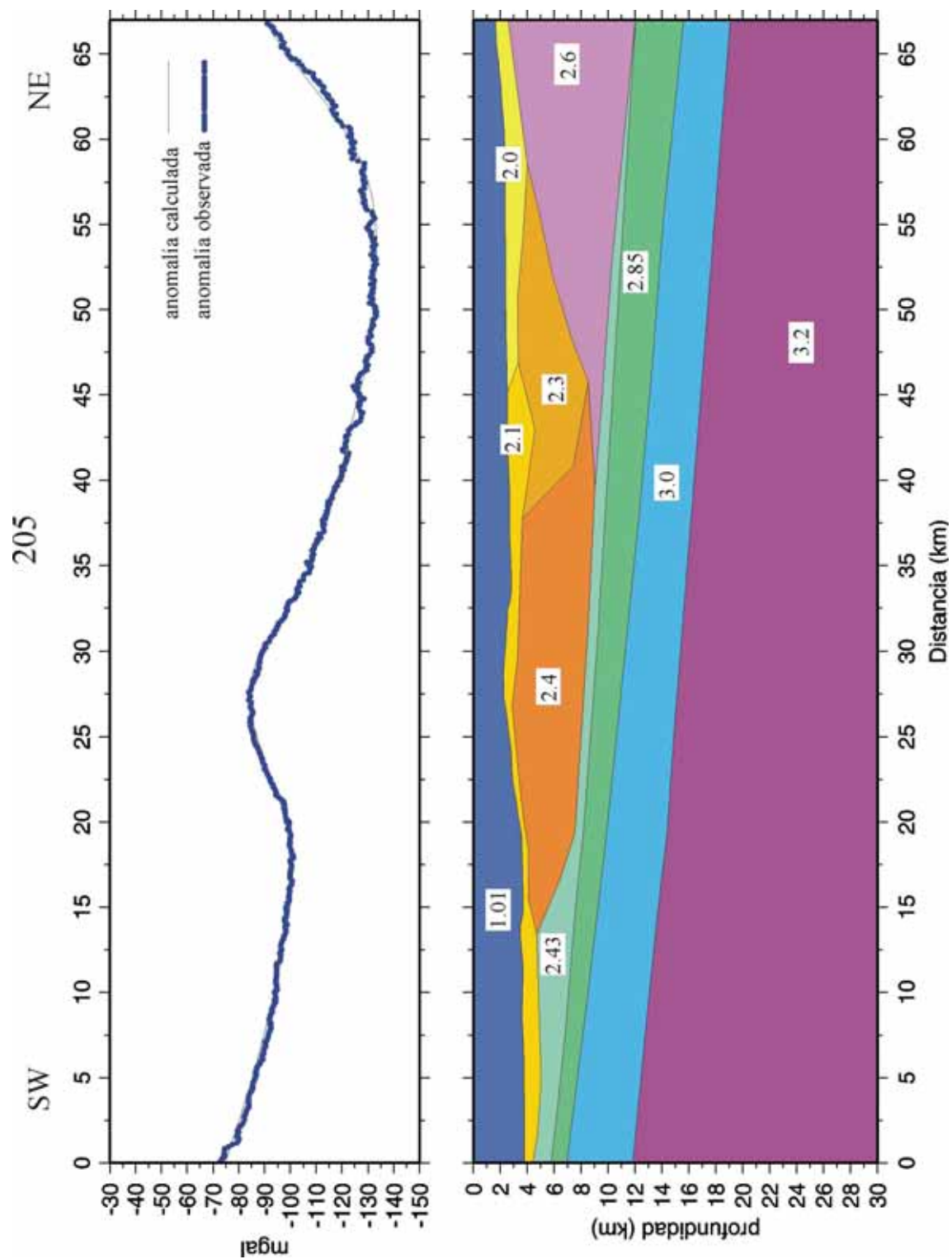




**Figura 6.2:** Modelización gravimétrica del perfil sísmico 203. En línea azul, se representa la anomalía observada, en línea fina, la anomalía calculada (panel superior), a partir del modelo de densidades propuesto (panel inferior).



*Figura 6.3: Modelización gravimétrica del perfil sísmico 204. En línea azul, se representa la anomalía observada, en línea fina la anomalía calculada (panel superior), a partir del modelo de densidades propuesto (panel inferior).*



**Figura 6.4:** Modelización gravimétrica del perfil sísmico 205. En línea azul, se representa la anomalía observada, en línea fina la anomalía calculada (panel superior), a partir del modelo de densidades propuesto (panel inferior).

Como hemos mencionado anteriormente (apartado 6.1) la distancia entre los dos perfiles más alejados, 203 y 205 es de unos 32 km. Los puntos origen y final de la modelización gravimétrica coinciden con el punto inicial y final de los perfiles sísmicos.

Los valores absolutos (siempre negativos) de la anomalía de aire libre (Figs. 6.2, 6.3 y 6.4) se localizan dentro del mínimo gravimétrico asociado a la subducción de la placa de Rivera bajo la placa Norteamericana (Fig. 6.1). Además, de sur a norte, los valores de la anomalía parecen adecuarse a la tendencia de decrecimiento regional que muestran los datos de satélite, que estaría relacionada con el mínimo observado en 106.5° W, 21° N de la Fig. 6.1. Además, se observan los mínimos relativos asociados a la fosa y a la cuenca de antearco, mucho más visibles en los perfiles 203 y 205 que en el 204, debido a la mayor perpendicularidad respecto a la dirección de la fosa de los dos primeros. La tendencia cóncava común, observada en las tres secciones, es la del decremento de los valores de la anomalía gravimétrica de aire libre a medida que se pasa del dominio oceánico (oeste) al dominio continental (este), hasta llegar al talud continental sobre la corteza continental superior-media (cuerpo rosa,  $\rho=2600 \text{ kg/m}^3$ ), en donde se detecta un aumento de los valores de la anomalía. Esto sólo se rompe en el perfil 205 con un máximo relativo en el kilómetro 27 que estaría asociado al contraste de densidades entre el prisma de acreción ( $\rho=2400 \text{ kg/m}^3$ ) y la cuenca de antearco ( $\rho=2300 \text{ kg/m}^3$ ) desarrollada en este perfil y no visible en las restantes dos secciones de sísmica multicanal.

Como puede apreciarse en las Figs. 6.2, 6.3 y 6.4, en términos regionales, la anomalía observada queda justificada por el modelo de densidades y espesores propuesto, si bien se observan pequeños desajustes, como en el talud del perfil 204, cuya baja amplitud y corta longitud de onda sugiere una relación con anomalías de densidad superficiales, la resolución de las cuales queda fuera del alcance de este estudio.

El modelo propuesto para las tres secciones cumple las restricciones propuestas en el apartado 6.1 del presente capítulo:

- Igual espesor y densidad de los cuerpos en los puntos de corte entre los perfiles. Se cumple entre los puntos iniciales de los perfiles 204 y 205, y los extremos de las secciones 203 y 204.

- Los cuerpos análogos entre secciones mantienen la misma densidad, siendo fácilmente reconocibles entre perfiles. Para ello, se han representado con el mismo color.
- Se ha modelizado un cuerpo de baja densidad relacionado con los sedimentos de la capa oceánica que subduce bajo el continente en el prisma de acreción, dando lugar a un perfil de gradiente de densidad negativa con la profundidad.

### 6.6 Interpretación de los modelos

Uno de los resultados más significativos de la modelización gravimétrica es la resolución de la geometría de la base de la corteza oceánica, de la que puede observarse trazas en las imágenes de sísmica de reflexión, e indicaciones de sismicidad en la zona de Wadati-Benioff.

Los resultados obtenidos muestran una corteza oceánica, perteneciente a la placa de Rivera, de un espesor de entre 6 y 8 km, con un ángulo de buzamiento de unos 8° para el perfil 203, de unos 6.5° para el perfil 204 y de 6° para el perfil 205. Esta tendencia a la disminución en el ángulo de subducción de la placa de Rivera bajo la placa Norteamericana, podría ser debido a la terminación de la subducción al norte del perfil 205.

La determinación del ángulo de subducción en la región está corroborada tanto por los datos de sísmica de reflexión del presente estudio (ver *capítulo 7*), como por los datos de sismicidad (ver apartado *sismicidad*), además de por trabajos previos existentes (Pardo y Suárez, 1995).

A lo largo de los perfiles sísmicos es posible diferenciar de forma discontinua un reflector, que por su frecuencia, intensidad y localización (alrededor de 2s TWT bajo el techo de la corteza) ha sido interpretado como la discontinuidad de Mohorovicic o base de la corteza. Este reflector se encuentra a 8.2 s TWT entre los CDP 2700-3000 en el perfil 204, y entre 8.1 y 8.7 s TWT entre los CDP 900-1800 para el perfil 205 (Fig. 8.1)

Los datos de sismicidad (Fig. 5.3, perfil 1 y 2) proporcionan una estimación del espesor que es menor que 20 km a 45 km de distancia al este de la fosa.

Pardo y Suárez (1995), sitúan la isobata de profundidad de 20 km bajo la línea de costa basándose en datos de hipocentros de telesismos.

Los espesores extraídos de la modelización gravimétrica sitúan la base de la corteza oceánica a unos 6.5 km bajo el techo de la misma (es decir, 6.5 km de espesor total de corteza). Si suponemos una velocidad media para el intervalo techo-base de la corteza de 6.5 km/s (excluidos los sedimentos), los 2 s TWT nos dan un espesor de 6.5 km, coincidente con la gravimetría. No hay ninguna evidencia para suponer que este espesor no deba mantenerse constante a lo largo de la sección, máxime cuando los ángulos de subducción son inferiores a 10°, por lo que se ha conservado este espesor a lo largo de todos los perfiles.

En el dominio continental (extremo oriental de las secciones), se ha modelizado una profundidad de corteza superior o corteza superior-media de 17 km para los perfiles 203 y 204, y de 18.5 km para el perfil 205, más cercano a la costa. Esto concuerda con los resultados de Pardo y Suárez (1995).

El espesor de los sedimentos del dominio oceánico (corteza y fosa oceánica) lo hemos estimado a partir de la interpretación, conversión a profundidad de los perfiles de sísmica de reflexión multicanal (ver *capítulo 4, capítulo 7*), y extrapolando su geometría en aquellos sectores donde es dudosa. La topografía ha sido extraída de los datos de sonda multihaz. Por otra parte, se utilizaron las anomalías locales de forma cualitativa (p.e: máximo relativo del kilómetro 27 del perfil 205), para asociarlas a espesores mayores si éstas eran positivas o a depocentros en caso de ser negativas. El prisma de acreción se ha definido como el material comprendido entre el fondo marino y el techo de la corteza oceánica que subduce en la zona localizada entre el límite continental de la fosa y la cuenca de antearco en caso de existir (perfil 205) o hasta el contacto con la corteza continental en el caso contrario. El prisma de acreción se ha modelizado con una densidad de 2400 kg/m<sup>3</sup> siendo su geometría estimada a partir de los perfiles de sísmica de reflexión y los datos de topografía.

La corteza continental se ha modelizado en dos capas, una correspondiente a los sedimentos más recientes, probablemente ricos en hidratos de gas, ya que los perfiles muestran la presencia del BSR, con una densidad de  $2070 \text{ kg/m}^3$ , y la segunda, con una densidad media de  $2600 \text{ kg/m}^3$ . Para el perfil 205 (kilómetro 55, Fig. 6.4) se ha modelizado, además, un relleno cuaternario de densidad algo menor ( $2000 \text{ kg/m}^3$ ) detectada e interpretada en la sísmica de reflexión. Aunque la diferencia entre modelizar dos cuerpos con contraste de densidad pequeño ( $2070$  y  $2000 \text{ kg/m}^3$ ) y modelizar uno solo con densidad  $2070 \text{ kg/m}^3$  es mínima, el modelo de dos capas es más acorde con los datos sísmicos. El espesor de la corteza continental superior es en su extremo más oriental de unos  $8 \text{ km}$  y se acuña en su extremo más occidental bajo el prisma de acreción con un contraste de densidad de  $200 \text{ kg/m}^3$ .

Por último, la geometría del manto oceánico se ha modelizado considerando que únicamente varía en dirección perpendicular al margen, siguiendo una tendencia de subducción subhorizontal (ángulo menor a  $10^\circ$ ). El espesor del manto oceánico se extiende desde la base de la corteza hasta los  $30 \text{ km}$  del modelo, no siendo este valor ninguna acotación para la discontinuidad litosfera-astenosfera por la falta de datos disponibles. Se ha tomado la densidad de  $3200 \text{ kg/m}^3$  para el manto oceánico teniendo en cuenta que la placa de Rivera es relativamente joven ( DeMets y Stein, 1990).

El manto continental no aparece en los modelos ya que no se ha muestreado en la sísmica de reflexión.