

ESTUDIO PRELIMINAR DE GEOIDE MARINO EN EL OCÉANO ATLÁNTICO ARGENTINO

Preliminary study of marine geoid model in the Argentinean Atlantic Ocean

CLAUDIA TOCHO¹
GEORGE VERGOS²
MICHAEL G. SIDERIS³

¹Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata, Argentina, e-mail: ctocho@fcaglp.unlp.edu.ar

²Department of Geodesy and Surveying, Aristotle University of Thessaloniki, University Box. 440, 54124, Thessaloniki, Greece.

³Department of Geomatics Engineering, University of Calgary, 2500 University Drive N.W., T2N1N4, Calgary, Canadá.

RESUMEN

En este trabajo se presentan estudios realizados sobre la determinación de geoides marinos preliminares en el océano Atlántico próximo a Argentina, utilizando datos de altimetría satelital y datos de gravedad marina. Los datos correspondientes a la misión espacial de altimetría satelital ERS1 y los datos de gravedad medidos en barco permitieron determinar un geode altimétrico puro y un geode gravimétrico puro en el océano Atlántico argentino utilizando la técnica remover-restaurar. El efecto de la componente casi estacionaria de la topografía del mar (QSST) y el efecto de la variabilidad de la superficie del mar (SSV) se tuvieron en cuenta durante el procesamiento de las diferentes soluciones. De los resultados obtenidos, se concluye que el geode altimétrico puro tiene una exactitud de 8 centímetros en algunas áreas mientras que los resultados de la solución gravimétrica pura son más pobres. La exactitud de los modelos de geode finales se evaluó a través de comparaciones con datos de altura de la superficie del mar (SSHs) medidos por la misión TOPEX/POSEIDÓN (T/P), conocidas por su gran precisión. Con el fin de mejorar la exactitud del geode gravimétrico se obtuvo una solución combinada utilizando la Teoría de Múltiple Entrada-Múltiple Salida, conocida como MIMOST que permite la óptima combinación de datos heterogéneos en el dominio espectral. La combinación de la solución satelital pura con la solución obtenida con los datos de gravedad marina utilizando el algoritmo propuesto, mejoraron la exactitud, comparada con el geode gravimétrico puro, en aproximadamente 2 centímetros.

Palabras claves: geoide marino, geoide altimétrico, geoide gravimétrico, geoide combinado altura instantánea de la superficie del mar, datos heterogéneos.

ABSTRACT

The objective of this paper is to present the studies conducted for the determination of marine geoid model in the Atlantic coastal region of Argentina using satellite altimetry and shipborne gravity data. The altimetry data of the satellite altimetry mission ERS1 and shipborne gravity data were used to compute a pure altimetric geoid and a pure gravimetric geoid, respectively using the well known remove-restore technique. The effect of the Quasi-Stationary Sea Surface Topography (QSST) and the effect of the Sea Surface Variability (SSV) were taken into account during the processing of the different solutions. From the results achieved it was concluded that the pure altimetric geoid has an accuracy of near 8 cm in some areas, while the pure gravimetric solution gives poorer results. The accuracy of the final geoid models was assessed through comparisons with stacked TOPEX/POSEIDON (T/P) SSHs, known for their high precision. In order to improve the accuracy of the gravimetric geoid, a combined solution using the Multiple input –Multiple output system theory, known as MIMOST were used. MIMOST allow to combine heterogeneous data in the spectral domain. The combination of satellite and shipborne data with the proposed algorithm improves the accuracy of the gravimetric geoid model by about 2 cm.

Key words: marine geoid, altimetric geoid, gravimetric geoid, combined geoid, sea surface heights, heterogeneous data.

1. INTRODUCCIÓN

El principal objetivo de este trabajo es la determinación de un geoide marino de alta precisión y alta resolución en la región costera del océano Atlántico próximo a Argentina. En primer lugar, se describirán los datos utilizados y los fundamentos teóricos (Vergos, 2002; Tocho, 2006) tanto para la estimación del geoide gravimétrico y del geoide altimétrico así como para el geoide combinado utilizando la teoría de entrada múltiple salida única (Sideris, 1996, Andritsanos y Tziavos, 2002). Luego, se presentarán estudios numéricos preliminares realizados en el área de estudio.

2. ÁREA DE ESTUDIO Y DATOS DISPONIBLES

El área de estudio se localiza en la región costera del océano Atlántico argentino comprendida entre las latitudes 34° S y 55° S y las longitudes 56° O (304°E) y 70° O (290° E).

Los datos de gravedad marinos consisten en 17352 anomalías de aire libre provistas por el Bureau Gravimetrique International (BGI, 2001). Debido a la escasa

distribución de los datos de gravedad marina, los huecos se completaron con anomalías de aire libre derivadas altimétricamente del modelo de gravedad global KMS02 (Andersen et al., 2005). La distribución de los datos marinos se observa en la Figura 1.

En este estudio preliminar se utilizó como campo de referencia el modelo de geopotencial EGM96 (Lemoine et al, 1998) completo hasta orden y grado 360.

Para realizar la reducción de modelo residual de terreno (RTM) se utilizó los datos batimétricos del modelo de Sandwell (Smith y Sandwell, (1997).

La QSST se calculó usando el modelo EGM96.DOT. Este modelo es una expansión en armónicos esféricos de la QSST hasta grado y orden 20 y fue derivado durante el desarrollo simultáneo del modelo de geopotencial EGM96. Su representación para el área de estudio puede verse en la Figura 2.

Los datos altimétricos utilizados en este trabajo consisten en valores de la altura de la superficie del mar (SSHs) de la misión geodésica satelital ERS1 y SSHs de la misión satelital TOPEX/POSEIDÓN (T/P), correspondientes al tercer año completo de la misma. (AVISO, 1998).

Figura 1: Distribución de los datos gravimétricos de barco (rojo) y KMS02 (azul)

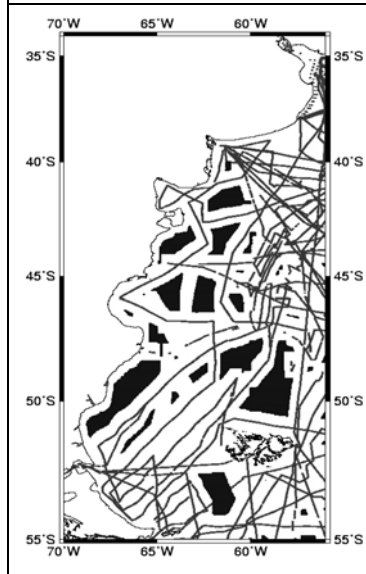
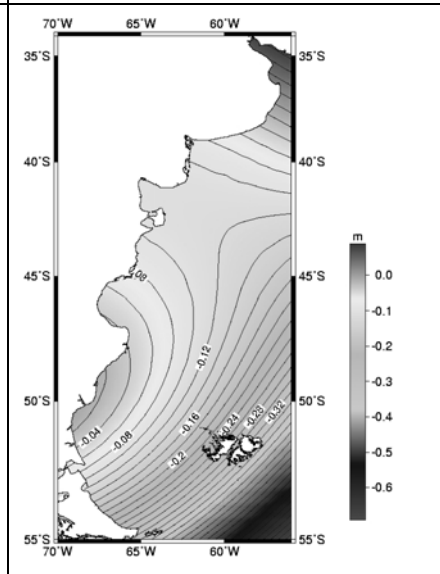


Figura 2: EGM96.DOT en el área de estudio



3. METODOLOGÍA DE CÁLCULO

3.1. Geoide Altimétrico

Cerca del 70% de la superficie de nuestro planeta esta cubierta por agua pero recién a partir de fines de la década de 1970, cuando se lanzó el satélite altimétrico SEASAT, en 1978, se comenzó a tener conocimiento de los procesos y fenómenos oceanográficos que tienen lugar en los océanos. Un satélite altimétrico mide el tiempo de propagación ida y vuelta de la señal desde el altímetro hasta la superficie instantánea del mar e infiere a partir de este tiempo la distancia que lo separa. Esta distancia combinada con la ubicación precisa de la altura del satélite, a partir del conocimiento de su órbita (altura del satélite sobre el elipsoide de referencia) permite calcular la altura instantánea de la superficie del mar con respecto a un elipsoide de referencia. La conversión del tiempo de propagación en la distancia entre el altímetro y la superficie del mar requiere la aplicación de una serie de correcciones debidas a efectos geofísicos (vapor de agua, ionosfera, troposfera, barómetro invertido, mareas, etc) y errores instrumentales para obtener las alturas del mar corregidas (CORSSHs).

La altura instantánea del mar SSH es igual a la suma de la ondulación del geoide (N) mas la topografía de la superficie del mar (SST):

$$SSH = N + SST \quad (1)$$

La topografía de la superficie del mar consiste en una componente dependiente del tiempo y otra componente no dependiente del tiempo, parte casi-estacionaria (QSST).

Las variaciones temporales que presenta la topografía de la superficie del mar se eliminan promediando la altura del nivel del mar a lo largo de mucho tiempo. La componente casi-estacionaria de la SST (QSST) se modela mediante una serie de armónicos esféricos de la Topografía Dinámica Oceánica (DOT) y se expresa:

$$\zeta_c(\phi, \lambda) = \sum_{n=1}^{n_{\max}} \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{n,m}^{SST} \cos m\lambda + \bar{S}_{n,m}^{SST} \sin m\lambda) \bar{P}_{n,m}(\sin\phi) \quad (2)$$

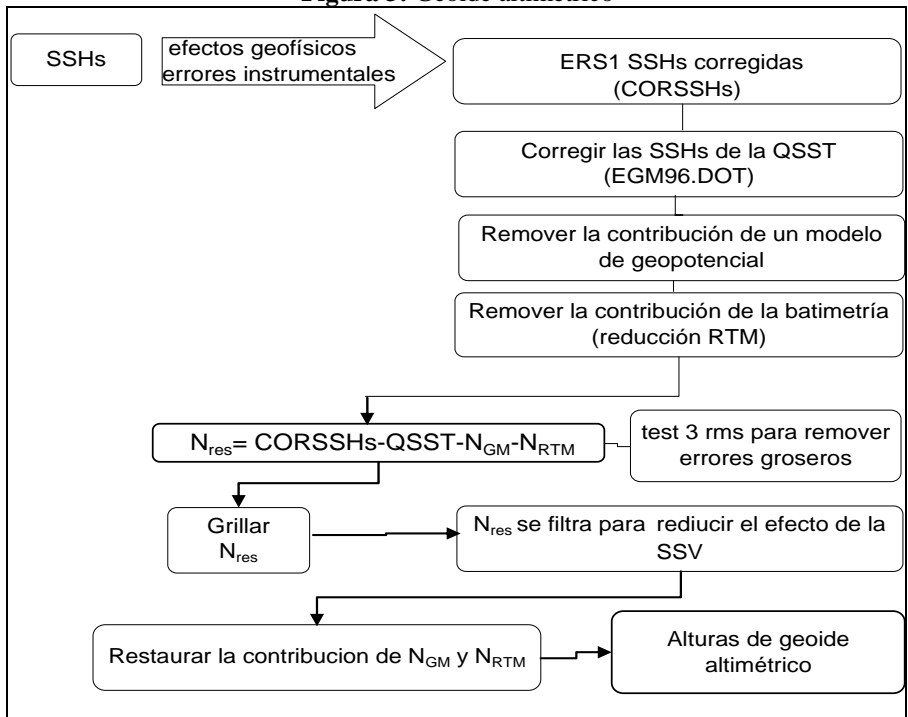
donde $\zeta_c(\phi, \lambda)$ es la contribución de los coeficientes del modelo, n_{\max} es el máximo grado y orden de expansión del modelo de DOT, $\bar{P}_{n,m}(\sin\phi)$ son los armónicos normalizados de las funciones asociadas de Legendre y $\bar{C}_{n,m}^{SST}$, $\bar{S}_{n,m}^{SST}$ son los coeficientes de armónicos esféricos normalizados del modelo de DOT.

Luego de remover el efecto de la QSST, las SSHs se refieren al geoide y pueden ser utilizadas para la determinación del geoide altimétrico. El geoide altimétrico se calcula utilizando la técnica remover-restaurar que se describe en el diagrama de flujo de la Figura 3. Primero, se remueve la contribución de un modelo de geopotencial obteniéndose SSHs reducidas (CORSSHsred). Estas alturas reducidas aún pueden contener errores groseros, para ello se realiza un test de 3

veces el error medio cuadrático (3 rms) con el fin de identificarlos y removerlos. Si el valor medio de las COORSSHsred es pequeño, por ejemplo, menos de 10 cm, el test de 3 rms puede aplicarse. En cambio si el valor medio de las COORSSHsred es más grande, primero se realiza una reducción residual de terreno (RTM) con el fin de obtener COORSSHs residuales más suaves. Las COORSSHs residuales representan las longitudes de onda medias de las alturas de geoides y pueden considerarse como alturas de geoides residuales (N_{res}). N_{res} se grilla. El algoritmo de interpolación que se utiliza en este trabajo está basado en la inversa del cuadrado de la distancia. Si el área de estudio se encuentra en un mar cerrado, la grilla de N_{res} constituye las alturas residuales estimadas del geoides altimétrico, en cambio si el área de estudio es una zona de mar abierto, el efecto de la variabilidad de la superficie del mar (SSV) influye sobre los datos y aparece como ruido en N_{res} . Este efecto debe ser eliminado o por lo menos reducido, la variabilidad de la superficie del mar que aparece como alta frecuencia puede ser reducida aplicando un filtro pasabaja tipo Wiener.

El paso final para la determinación del geoides altimétrico consiste en restaurar la contribución del modelo geopotencial y de la batimetría.

Figura 3: Geoides altimétrico



3.2. Geoide gravimétrico

El geoide gravimétrico se calcula utilizando datos de gravedad marinos medidos en barco y datos de anomalías de gravedad derivadas altimétricamente para rellenar la escasa distribución de datos de gravedad marinos medidos en barco.

Es muy frecuente que las anomalías de gravedad medidas en barco se refieran a la superficie del mar y no al geoide mismo, por esta razón, es necesario reducirlas al geoide utilizando como altura la QSST. La QSST varía entre 0 a -0.7 m en la región de estudio.

Para el cálculo del geoide gravimétrico se utiliza la técnica remover-calcular-restaurar, utilizando la fórmula de Stokes para la predicción de alturas de geoide residuales. Antes del cálculo de las alturas de geoide, las anomalías de un modelo de geopotencial se remueven de las anomalías de gravedad observadas y el efecto de la batimetría se tiene también en cuenta mediante una reducción topográfica. Si bien, existen varias reducciones topográficas para tener en cuenta el efecto de corta longitud de onda producido por la batimetría, en el presente trabajo se utiliza un modelo residual de terreno (RTM), la misma reducción que fuera utilizada en la determinación del geoide altimétrico. El efecto residual de terreno (RTM) puede expresarse mediante la siguiente expresión (Forsberg, 1984).

$$\Delta g_{\text{RTM}} = 2\pi G \Delta \rho (h - h_{\text{ref}}) + c \quad (3)$$

donde h es la profundidad dada por la batimetría y h_{ref} es la profundidad de una superficie suave y promediada, ρ es el contraste de densidad entre la corteza y la densidad del agua de mar y c es la clásica corrección topográfica.

La superficie de referencia batimétrica se obtiene promediando la grilla de batimetría original y luego aplicando un filtro pasabajo que emplea una ventana de promedio móvil con una resolución de 100 kilómetros.

$$\Delta g_{\text{res}} = \Delta g_{\text{FA}} - \Delta g_{\text{GM}} - \Delta g_{\text{RTM}} \quad (4)$$

Para crear la grilla de referencia de la batimetría y estimar la reducción de RTM en las anomalías de gravedad se utilizó el software GRAVSOFT (Tscherning et al., 1992).

Las anomalías residuales se grillan y la contribución de la batimetría se restaura antes de utilizar la integral de Stokes para calcular las alturas geoidales. La batimetría tiene en cuenta masas debajo del geoide por lo tanto su efecto debe ser restaurado antes de utilizar la fórmula de Stokes para la estimación del geoide (Dahl y Forsberg, 1998).

$$\Delta g_{\text{res}}^{\text{grid}} + \Delta g_{\text{RTM}}^{\text{grid}} = \delta g^{\text{grid}} \quad (5)$$

Las alturas de geoides residuales se calculan empleando la convolución rigurosa esférica del núcleo de Stokes en 1D utilizando la transformada rápida de Fourier (FFT). (Haagmans et al., 1993)

$$N(\varphi_P, \lambda_P) = \frac{R\Delta\varphi\Delta\lambda}{4\pi\gamma} F_1^{-1} \left\{ \sum_{\varphi=\varphi_1}^{\varphi_M} \{F_1\{\Delta g(\varphi_P)\} \cos \varphi_P\} F_1\{S(\psi_P)\} \right\} \quad (6)$$

donde F_1 and F_1^{-1} son la 1D transformada de Fourier directa e inversa, respectivamente, las cuales se calculan en la dirección longitudinal, y $\Delta\varphi$ y $\Delta\lambda$ son los espaciamientos de las grillas en latitud y longitud.

3.3. Geoide combinado

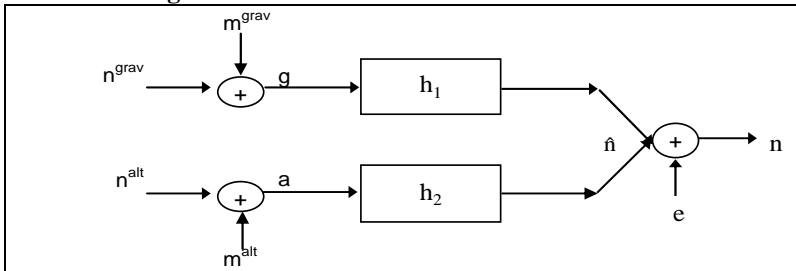
La determinación del geoide marino combinado se realiza, en este estudio, utilizando la teoría de sistemas de múltiple entrada-múltiple salida conocida como MIMOST para optimizar la combinación de datos heterogéneos ruidosos (Sideris, 1996, Wu, 1996, Li, 1996, Li y Sideris, 1997). El objetivo es investigar si el uso combinado de datos gravimétricos con datos altimétricos permite mejorar la solución comparada con la del geoide gravimétrico puro y si la información de gravedad observada en barco puede mejorar la baja exactitud de la altimetría satelital cerca de las costas.. El algoritmo utilizado y las fórmulas relacionadas con esta teoría están explicados extensamente en (Sideris, 1996, Andritsanos, 2002, Tocho, 2006).

El sistema utilizado en este trabajo corresponde a un sistema de doble entrada, salida única con ruido, tal como puede observarse en la Figura 4. Matemáticamente, el sistema puede expresarse:

$$n = (n^{grav} + m^{grav}) * h_1 + (n^{alt} + m^{alt}) * h_2 + e \quad (7)$$

donde n es el geoide combinado (salida del sistema), (n^{grav}) y (n^{alt}) son as señales de entrada de las alturas de geoide residuales gravimétricas puras y altimétricas antes de restaurar la contribución del modelo de geopotencial. Esta elección se realiza para evitar introducir errores de larga longitud de onda, m^{grav} y m^{alt} son los ruidos de entrada, $g = (n^{grav} + m^{grav})$ y $a = (n^{alt} + m^{alt})$ son las observaciones del geoide altimétrico y gravimétrico, consideradas como señales de entrada contaminadas con ruido, h_1 y h_2 son las respuestas impulsivas del sistema, e es el ruido del sistema y $*$ es el operador de convolución.

Figura 4: Sistema de doble entrada-única salida



La solución combinada y el error de salida de la función de densidad espectral de potencia (PSD) fueron estimadas utilizando las siguientes formulas:

$$\hat{X}_0 = \hat{H}_{x_0y_0} Y_0 = H_{xy} [P_{y_0y_0} - P_{mm}] P_{y_0y_0}^{-1} Y_0 \quad (8)$$

$$P_{\hat{e}\hat{e}} = [H_{xy} (P_{y_0y_0} - P_{mm}) - \hat{H}_{x_0y_0} P_{y_0y_0}] (H_{xy}^{*T} - \hat{H}_{x_0y_0}^{*T}) + \hat{H}_{x_0y_0} P_{mm} H_{xy}^{*T} \quad (9)$$

Donde \hat{X}_0 es el espectro de la solución combinada, Y_0 es el espectro de la observación de entrada, m es el espectro del error de entrada, H_{xy} es el operador teórico de frecuencia que conecta la señal de entrada pura y la señal de salida X , $\hat{H}_{x_0y_0}$ es la función de respuesta de frecuencia impulsiva optima, $P_{y_0y_0}$ es el PSD de la observación de entrada y P_{mm} es el error de entrada del PSD.

Al no contar con información de los errores de los datos de entrada, se simula ruido blanco para ser utilizado como ruido de entrada en la predicción. El ruido blanco se genera utilizando la desviación standard de la diferencia de cada solución, con las SSHs de TOPEX/POSEIDÓN.

4. CÁLCULOS DE MODELOS DE GEOIDE

4.1. Geoide altimétrico con los datos de ERS1-GM

El geoide altimétrico se calculó con alturas de la superficie del mar SSHs de la misión satelital ERS1 distribuidas por AVISO. Éstas alturas ya han sido corregidas por todos los errores instrumentales y geofísicos siguiendo todos los modelos y métodos descriptos en el manual de AVISO (AVISO, 1998). Los datos de las alturas de la superficie del mar corregidas (CORSSHs) se refieren a la superficie del mar y fueron reducidas al geoide removiendo el efecto de la QSST. Para el cálculo de la QSST se empleó la fórmula 2 en los puntos de ERS1. Las CORSSHs referidas ahora al geoide, se utilizaron para estimar el geoide altimétrico puro empleando la técnica remover-restaurar. Primero se removió la contribución del modelo de geopotencial EGM96. El valor medio de las alturas reducidas resultantes fue chequeado y se encontró que no era un valor lo suficientemente pequeño para realizar un 3 rms test. A continuación se tomó en cuenta la batimetría aplicando una reducción residual de terreno. Luego de esta reducción se aplicó el test de 3 rms para la remoción de errores groseros. Como resultado del mismo 678 puntos fueron eliminados y los puntos resultantes fueron grillados (Nres) utilizando el algoritmo de inversa del cuadrado de la distancia en una grilla de 3 minutos por 3 minutos. Para reducir efectos de la variabilidad de la superficie del mar (SSV), los datos de Nres se filtraron utilizando un filtro pasabajos tipo Wiener. La frecuencia de corte se determinó en forma empírica utilizando el criterio de máxima reducción de error versus mínima pérdida de señal. Se testearon diferentes frecuencias de corte eligiéndose aquella que corresponda a una longitud de onda de 20 kilómetros. Se seleccionó esta frecuencia porque proporcionó mejores resultados de reducción de

errores y minimización de las diferencias comparadas con las alturas de la superficie del mar de la misión TOPEX/POSEIDÓN. Las Figuras 5 y 6 muestran las soluciones residuales antes y después de aplicar el filtro pasabajos.

La solución final altimétrica pura se obtuvo restaurando la ondulación de geoide del modelo EGM96 y la contribución de la reducción residual de terreno RTM. La tabla 1 presenta la estadística del geoide final altimétrico puro en el área de estudio, el que se observa en la Figura 7.

Tabla 1: Estadística del geoide altimétrico obtenido de datos de ERS1. Unidad:[m]

	<i>Máximo</i>	<i>Mínimo</i>	<i>Promedio</i>	<i>D. standard</i>
N^{alt}	19.666	0.447	11.407	± 3.026

Figura 5: Nres sin filtrar

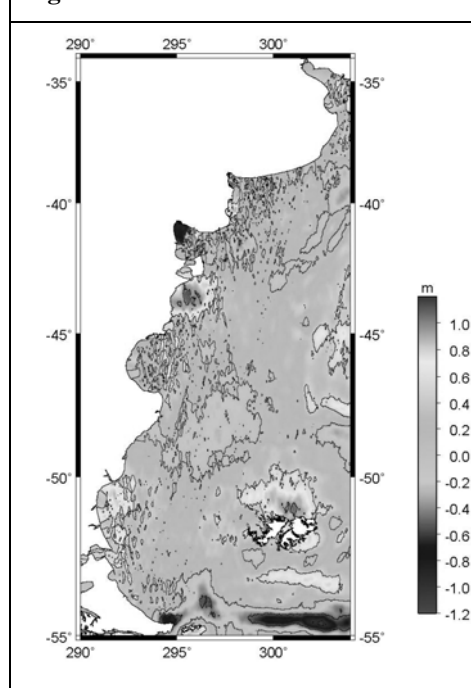
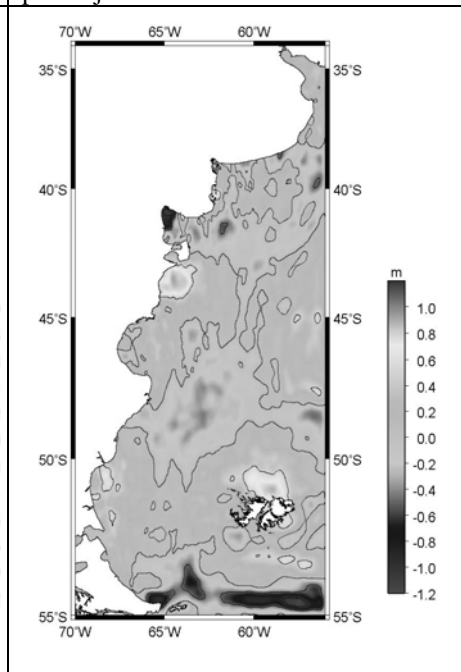


Figura 6: Nres luego del filtro pasabajos



4.2. Geoide gravimétrico

El geoide gravimétrico puro fue calculado acorde a lo descrito en el párrafo 3.2. La principal diferencia con el modelado del geoide altimétrico radica en la forma en la que se realiza la reducción residual de terreno ya que la reducción RTM

es restaurada antes de realizar la predicción de las alturas de geode utilizando la fórmula de Stokes. La tabla 2 muestra la estadística del geode gravimétrico puro, el que se observa en la Figura 8.

Tabla 2: Estadística del geode gravimétrico. Unidad:[m]

	<i>Máximo</i>	<i>Mínimo</i>	<i>Promedio</i>	<i>Desviación standard</i>
N^{grav}	19.609	0.591	11.323	± 2.972

Figura 7: Geode altimétrico

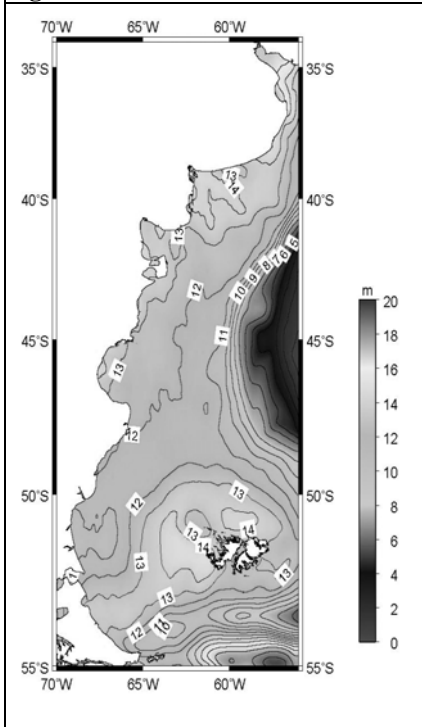
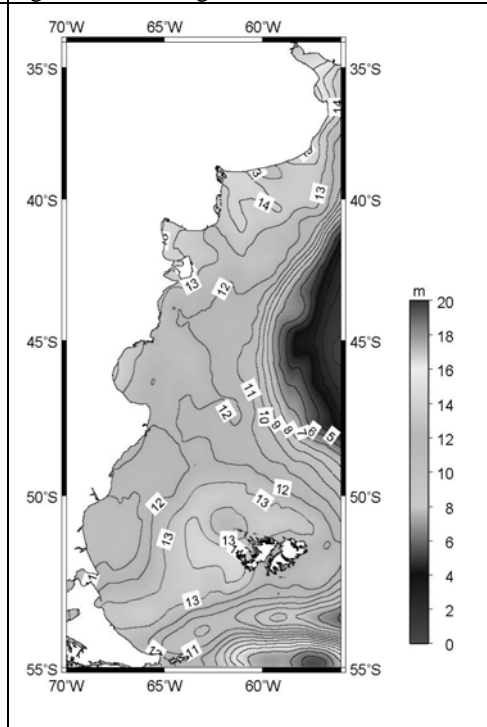


Figura 8: Geode gravimétrico



4.2.1 Validación de las anomalías de gravedad de aire libre derivadas altimétricamente

La escasa distribución de datos de gravedad marinos alrededor de Argentina, puede deteriorar la exactitud del geode cerca de la costa, por lo tanto, la anomalías de gravedad derivadas mediante altimetría satelital se utilizan para mejorar la pobre cobertura de la gravedad marina y mejorar la calidad y exactitud del geode.

Diferentes modelos globales de anomalías de gravedad derivados altimétricamente fueron testeados en las zonas costeras próximas a Argentina para rellenar huecos en donde no había datos de gravedad de barco, la evaluación de estos modelos globales se presenta a continuación. Las grillas de anomalías de gravedad derivadas altimétricamente evaluadas son: CLS_SHOM v.99 (Hernandez y Schaeffer, 2000), KMS01 y KMS02 (Andersen et al., 1998, Andersen et al., 2005), Sandwell v9.2 (Smith y Sandwell, 1997) y GSFC00.1 (Wang, 2001). La evaluación de las mismas consistió en compararlas entre ellas y con las anomalías de gravedad observadas en barco, para ello, subgrillas fueron extraídas de los modelos globales en el área comprendida entre las latitudes 21° S y 55° S y las longitudes 53° O (307°E) y 76° O (284° E), Este área es mas extensa que el área de estudio ya que abarca parte del océano Pacífico.

La tabla 3 muestra la estadística de las distintas grillas evaluadas así como la estadística de las anomalías de gravedad de aire libre del modelo de geopotencial EGM96.

Tabla 3: Estadística de las anomalías de gravedad derivadas altimétricamente y anomalías de gravedad del EGM96 en el área de estudio. Unidad: [mGal].

<i>Grillas</i>	<i>Mínimo</i>	<i>Máximo</i>	<i>Promedio</i>	<i>D. standard</i>
CLS_SHOM99 (2'x2')	-270.86	226.19	-3.34	±41.14
GSFC (2'x2')	-256.20	164.30	-3.69	±40.76
KMS01 (2'x2')	-252.23	182.43	-3.71	±40.34
Sandwell (2'x2')	-260.36	150.63	-4.05	±40.95
KMS02 (2'x2')	-252.57	178.16	-3.69	±40.56
EGM96 (2'x2')	-214.78	163.19	-3.55	±38.86

De la tabla 3, se puede observar que los distintos modelos de anomalías de gravedad derivados altimétricamente presentan estadística similar en el área de estudio.

La Tabla 4 muestra la estadística de las diferencias calculada entre los distintos modelos de anomalías de gravedad globales en el área de estudio.

Tabla 4: Estadística de las diferencias entre distintas grillas de anomalías de gravedad de aire libre derivadas altimétricamente. Unidad [mGal].

	<i>Mínimo</i>	<i>Máximo</i>	<i>Promedio</i>	<i>D. standard</i>
KMS02-KMS01	-47.68	64.58	0.01	±4.65
KMS02-Sandwell	-66.02	119.7	-0.05	±4.19
KMS02-GSFC	-111.09	97.16	0.05	±4.88
KMS02-CLS	-234.96	253.43	-0.38	±6.80
KMS01-Sandwell	-71.70	68.22	-0.06	±5.44
KMS01-GSFC	-115.62	83.77	0.03	±6.11
KMS01-CLS	-236.98	256.97	-0.38	±7.53
Sandwell-GSFC	-154.93	73.72	0.09	±5.43
Sandwell-CLS	229.77	261.07	-0.33	±6.78
GSFC-CLS	-245.98	249.99	-0.42	±7.35

Las ubicaciones de los datos observados en barco fueron interpolados en las diferentes grillas de anomalías de gravedad y la estadística de las diferencias entre las distintas grillas y los valores interpolados en los puntos donde se tienen las anomalías de aire libre medidas en barco se muestra en la Tabla 5 y en la Figura 10.

Tabla 5: Estadística de las diferencias entre diferentes grillas de anomalías de gravedad derivadas altimétricamente y anomalías de gravedad observadas en barco alrededor de Argentina. Unidad [mGal].

	<i>Mínimo</i>	<i>Máximo</i>	<i>Promedio</i>	<i>D. standard</i>
KMS01-barco	-61.47	67.74	0.99	±10.31
KMS02-barco	-63.67	66.31	1.25	±9.99
CLS-HOM99-barco	-154.04	162.27	0.74	±11.68
GSFC-barco	-57.66	77.23	1.41	±10.41
Sandwell-barco	-61.21	67.92	1.13	±10.11

Existen diferencias entre los distintos modelos de anomalías de aire libre, ellos fueron calculados con distintas técnicas. Las diferencias más pequeñas, en términos de desviación standard, con las anomalías de gravedad observadas en barco son las

calculadas usando el modelo KMS02 (Figura 9) Por lo tanto, el modelo KMS02 fue utilizado para estimar el geode gravimétrico combinándolo con los datos de gravedad de barco. No obstante debido a la poca certeza de la calidad de los datos de barco , ellos deben ser utilizados con precaución antes de dar una indicación sobre la calidad de las grillas de anomalías de gravedad derivadas altimétricamente.

Figura 9: KMS02 (anomalías de gravedad de aire libre)

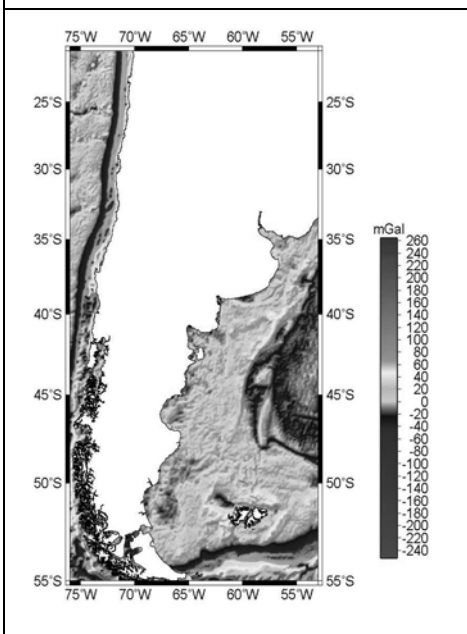
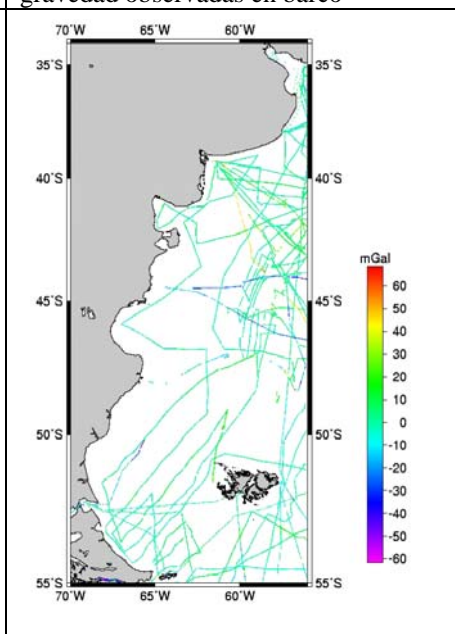


Figura 10: Diferencias entre anomalías de gravedad de KMS02 y anomalías de gravedad observadas en barco



5. VALIDACIÓN DE LAS DISTINTAS SOLUCIONES DETERMINADAS

La exactitud de los modelos estimados fue calculada mediante comparaciones con SSHs apiladas de la misión TOPEX/POSEIDÓN. Las diferencias de datums sistemáticas entre las distintas soluciones de geode calculadas y las SSHs de T/P y los posibles errores de larga longitud de onda fueron removidos utilizando el siguiente modelo de transformación de cuatro parámetros:

$$N^{T/P} = N^i - b_0 \cos \varphi \cos \lambda - b_1 \cos \varphi \sin \lambda - b_2 \sin \varphi - b_3 \quad (12)$$

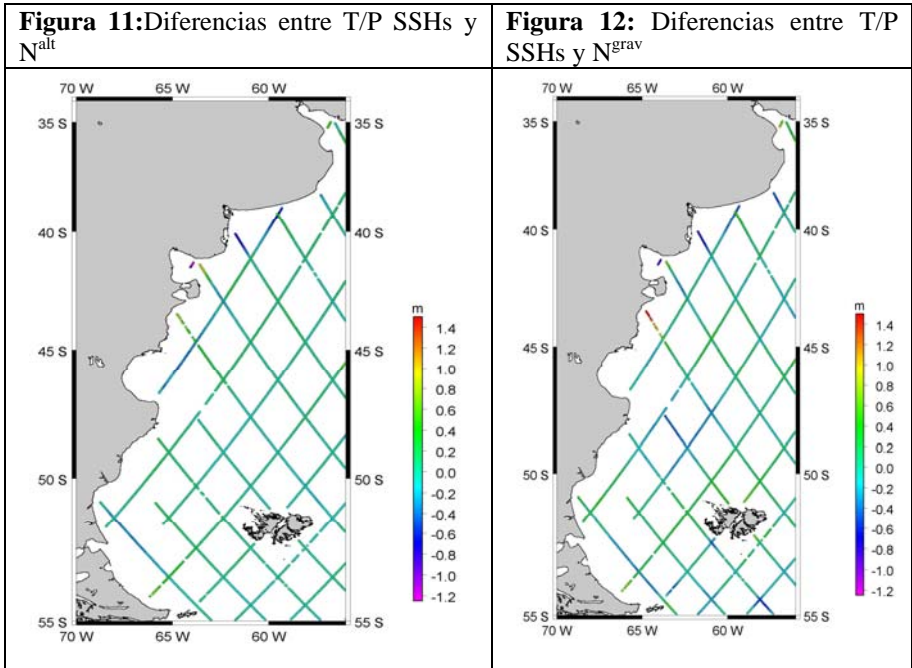
donde $N^{T/P}$ son las SSHs apiladas de TOPEX/POSEIDÓN, N^i puede ser indistintamente el geode gravimétrico o el altimétrico. Los parámetros b_0 , b_1 , b_2 y b_3 , se calculan mediante cuadrados mínimos. En la Tabla 6 se muestra la estadística de las diferencias absolutas luego del ajuste utilizando un modelo de transformación

de cuatro parámetros. Observamos que la mejor concordancia, en términos de desviación standard, se alcanza con el geoides altimétrico.

Tabla 6: Diferencias entre T/P SSHs y los modelos de geoides estimados, luego del ajuste de 4 parámetros. Unidad:[metros]

	<i>Máximo</i>	<i>Mínimo</i>	<i>Promedio</i>	<i>D. standard</i>
$N^{T/P} - N^{alt}$	0.96	-1.24	0.00	± 0.19
$N^{T/P} - N^{grav}$	1.47	-0.93	0.00	± 0.25

Cabe mencionar que la desviación standard de la diferencia entre el geoides altimétrico y las SSHs de T/P es muy alta, de unos ± 19 cm, a partir de estudios previos realizados en otras áreas, se hubieran esperado, valores de ± 9 cm (Li y Sideris, 1997, Vergos, 2002). De todos modos plotando las diferencias se observa en las Figuras 11 y 12, que los máximos y mínimos se encuentran cerca de las costas, donde la altimetría satelital pierde resolución.



En el resto de la región las diferencias se encuentran dentro de los valores esperados, por lo que si no se tienen en cuenta algunos puntos de T/P en las regiones cercanas a las costas, la desviación standard de las diferencias se reduce

cerca de ± 5 cm / 8 cm para el geode altimétrico, Igual mejora, se obtiene para el geode gravimétrico. Por lo tanto podemos concluir que los efectos oceánicos que influyen en las SSHs no pueden ser removidos sólo apilando los datos de T/P. Probablemente los datos de T/P deberían filtrarse con un filtro pasabajos a lo largo de la dirección de su órbita para reducir el efecto de la SSV y hacer las comparaciones más realistas.

6. GEOIDE COMBINADO

La solución de geode combinado se realizó en una zona de estudio más pequeña comprendida entre las latitudes 40° S y 50° S y las longitudes 56° O y 66° O. La tabla 7 muestra la estadística de las tres soluciones en el área reducida y la Figuras 13,14 y 15 muestran el geode altimétrico, el geode gravimétrico y la solución final obtenida con la teoría de MIMOST en el área reducida.

Las entradas al sistema de MIMOST fueron las alturas del geode gravimétrico y altimétrico residuales antes que la contribución de las alturas de geode del modelo de geopotencial EGM96 fuera restaurada con el fin de evitar introducir errores de larga longitud de onda. Los errores de entrada de cada juego de datos se generaron utilizando la desviación standard de las diferencias entre las SSHs de T/P y el geode gravimétrico puro (± 24 cm) y de las SSHs de T/P y el geode altimétrico puro (± 20 cm).

Tabla 7: Estadística de los modelos de geode en el área reducida. Unidad:[metros]

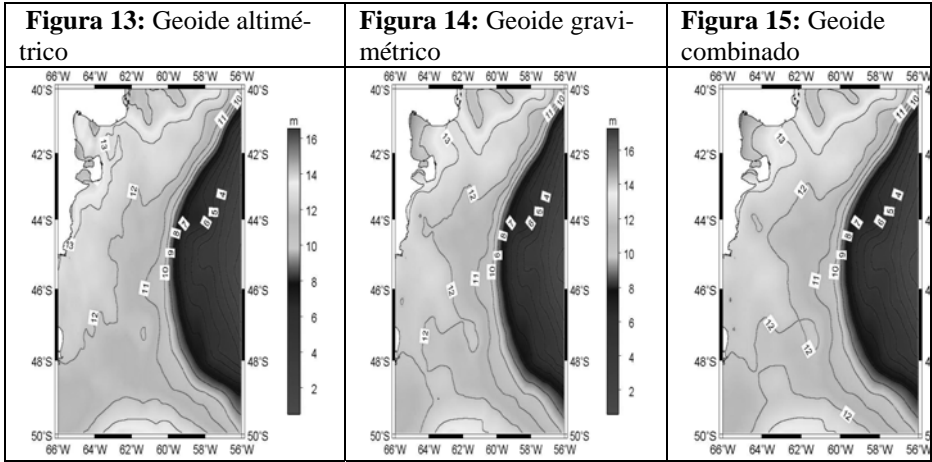
	<i>Máximo</i>	<i>Mínimo</i>	<i>Promedio</i>	<i>D. standard</i>
N^{alt}	14.722	0.505	10.285	± 3.287
N^{grav}	15.219	0.591	10.252	± 3.296
N^{comb}	15.216	0.563	10.252	± 3.296

La exactitud de los modelos se realizó comparándolos con valores de SSHs de T/P. En la Tabla 8 se muestra la estadística de las diferencias absolutas entre las distintas soluciones calculadas y las alturas T/P SSHs luego de remover las diferencias de datums utilizando el modelo dado en la ecuación 12.

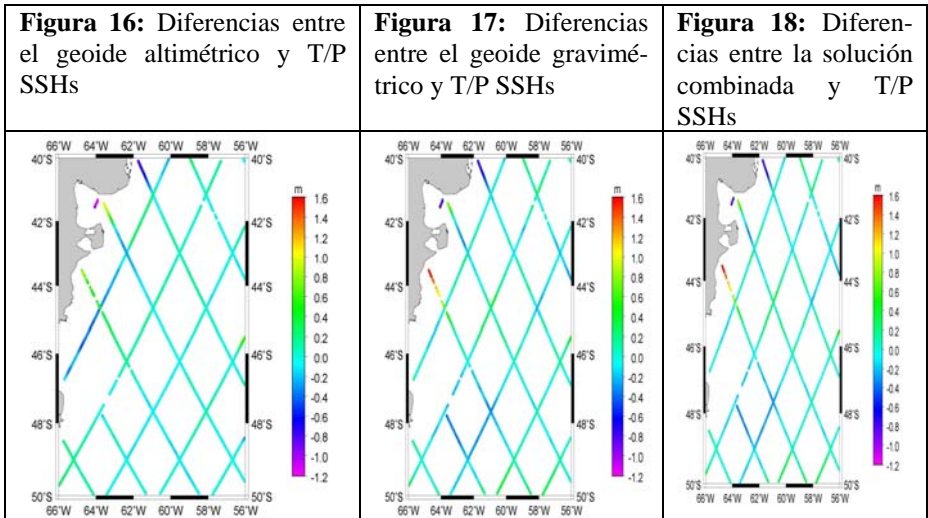
Observamos que la mejor concordancia se alcanza con el geode altimétrico mientras que la solución combinada mejora al geode gravimétrico en sólo ± 1 cm en términos de desviación standard.

Tabla 8. Diferencias de altura de geode entre T/P y los modelos estimados en el área reducida. Unidad:[metros]

	<i>Máximo</i>	<i>Mínimo</i>	<i>Promedio</i>	<i>D. standard</i>
$N^{\text{T/P}} - N^{\text{alt}}$	1.00	-1.20	0.00	± 0.20
$N^{\text{T/P}} - N^{\text{grav}}$	1.55	-0.82	0.00	± 0.24
$N^{\text{T/P}} - N^{\text{comb}}$	1.59	-0.85	0.00	± 0.23



Las Figuras 16, 17 y 18 muestran las diferencias entre las distintas soluciones calculadas en el área reducida y las alturas de T/P SSHs.



De las Figuras 16, 17 y 18, nuevamente observamos que las diferencias más grandes, se encuentran cerca de las costas.

6. CONCLUSIONES Y PLANES FUTUROS

Se calcularon un geoide gravimétrico y un geoide altimétrico en el océano Atlántico próximo a Argentina y se calcularon tres modelos de geoide en un área reducida: un geoide gravimétrico puro, un geoide altimétrico puro y una solución combinada. La técnica MIMOST para la optima combinación de datos heterogéneos se utilizó para mejorar la solución gravimétrica pura cerca de las costas.

De los resultados y procedimientos de validación realizados se concluye que cuando los datos de gravedad y altimétricos se manejan en forma apropiada un geoide altimétrico exacto en cerca de ± 9 cm es alcanzable. La metodología empleada para alcanzar esta precisión incluye, por ejemplo, corregir de todos los errores de las fuentes, se remover errores groseros, utilizar modelos de geopotencial y DOT precisos, corregir los datos de la QSST, tener en cuenta el efecto de la batimetría usando un modelo preciso, filtrar los datos altimétricos con un filtro pasabajos

La solución combinada mejora la solución gravimétrica en ± 1 cm, en términos de la desviación standard de la diferencia con las SSHs de T/P. Sin embargo, la solución combinada es peor que la solución altimétrica pura, esto es una indicación que el modelo de ruido de los datos altimétricos y gravimétricos utilizado no es propicio. Nuevos estudios deben realizarse para mejorar la precisión del geoide combinado, otras técnicas como colocación por cuadrados deben ser investigadas.

.Se obtendrán nuevos resultados en base a nuevas misión satelitales. Durante los últimos años, las misiones de gravedad CHAMP y GRACE han permitido generar numerosos modelos de gravedad globales, los que deben ser investigados con el fin de mejorar la exactitud y precisión de los resultados presentados en este trabajo. Si bien ya se ha realizado un estudio previo utilizando un modelo de geopotencial combinado derivado de CHAMP y GRACE (Tocho et al., 2005), los nuevos modelos de gravedad globales tales como: EIGEN_GL04C, EIGEN-CG01C, EIGEN-CG03C and GGM02C deben ser investigados para calcular nuevas soluciones de geoides marinos. Estas nuevas soluciones serán evaluadas no sólo utilizando datos de SSHs de Topex/Poseidón sino también con datos de la misión satelital Jason-1.

En áreas con muy alta dinámica oceánica, los datos altimétricos deben ser filtrados con un filtro pasabajos y debe investigarse la realización de un ajuste de los cruces (cross-over) para reducir las señales ruidosas.

REFERENCIAS

- ANDERSEN, O.B.; KNUDSEN P. Global gravity field from ERS1 and Geosat geodetic mission altimetry, *Journal Geophysical Research*, v. 103, n. C4, p. 8129-8137, 1998.
- ANDERSEN, O.B.; KNUDSEN, P.; TRIMMER, R. Improved high-resolution altimetric gravity field mapping (KMS02 Global marine gravity field).

- International Association of Geodesy Symposia*, v. 128, Sanso F (Ed.), Springer. Proceedings of the Symposium 128: A window on the future of Geodesy, Sapporo, Japan, June 30-July 11, 2003, p. 326-331, 2005.
- ANDRITSANOS, V.D.; TZIAVOS I.N. Estimation of gravity field parameters by a multiple input/output system. *Physics and Chemistry of the Earth*, Part A, v. 25, n. 1, p. 39-46, 2002.
- AVISO User Handbook Corrected Sea Surface Heights (CORSSHs). AVI-NT-011-311-CN, Edition 3.1, 1998.
- BUREAU GRAVIMÉTRIQUE INTERNATIONAL. Shipborne gravity data for the Argentina, comunicación personal, 2001.
- DAHL, O.C.; FORSBERG, R. Geoid models around Sognefjord using depth data. *Journal of Geodesy*, v. 72, p. 547-556, 1998.
- FORSBERG, R. A study of terrain corrections, density anomalies and geophysical inversion methods in gravity field modeling. *Report of the Department of Geodetic Science and Surveying*, n. 355, The Ohio State University, Columbus, Ohio, 1984.
- HAAGMANS, R.; DE MIN, E.; VAN GELDEREN, M. Fast evaluation of convolution integrals on the sphere using 1D FFT and a comparison with existing methods for Stokes' integral, *Manuscripta Geodaetica*, v. 18, p. 227-241, 1993.
- HERNANDEZ, F.; SCHAEFFER, P. Altimetric Mean Sea Surfaces and Gravity Anomaly maps inter-comparisons. *Rapport n. AVI-NT-011-5242-CLS*, édité par CLS, Ramonville St Agne. p. 48, 2000
- LEMOINE, F. G.; KENYON, S. C.; FACTIM, J. K.; TRIMMER, R. G.; PAVLIS, N. K.; CHINN, D. S.; COX, C. M.; KLOSKO, S. M.; LUTHCKE, S. B.; TORRENCE, M. H.; WANG, Y. M.; WILLIAMSON, R. G.; PAVLIS, E. C., RAPP, H. AND OLSON, T. R. The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM 96. Pub. *Goddard Space Flight Center*, 1998.
- LI, J. *Detailed marine gravity field determination by combination of heterogeneous data*. MSc. Thesis, Department of Geomatics Engineering, University of Calgary, UCGE Reports Number 20102, Calgary, Alberta, 1996.
- LI, Y.L.; SIDERIS, M.G. Marine gravity and geoid determination by optimal combination of satellite altimetry and shipborne gravimetry data. *Journal of Geodesy*, v.71(1), p. 209-216, 1997.
- SIDERIS, M.G. On the use of heterogeneous noisy data in spectral gravity field modeling methods. *Journal of Geodesy*, v. 70(8), p. 470-479, 1996.
- SMITH, W.H.F.; Sandwell, D.T. Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. *Science Magazine*, v. 277, Iss 5334, 1997.
- TSCHERNING, C.C.; FORSBERG R.; KNUDSEN P. The GRAVSOFT package for geoid determination. *En: Holota P, Vermeer M (Eds) 1st Continental Workshop on the Geoid in Europe*, Prague, June 7-9, 1993, p. 327-334, 1992.

- TOCHO, C. *A gravimetric geoid model for Argentina*. Tesis de doctorado, Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad nacional de La Plata, La Plata, Argentina, 2006.
- TOCHO, C., VERGOS, G.S. SIDERIS, M.G. A new marine geoid model for Argentina combining altimetry, shipborne gravity data and CHAMP/GRACE-type EGMs, *Journal GEODEZJA I CARTOGRAFÍA, Geodesy and Cartography*, Vol. 54, No. 4, pp-177-189, ISSN 0016-7134. Polish Academy of Sciences, 2005.
- TOCHO, C., VERGOS, G.S., SIDERIS, M.G. Optimal Marine Geoid Determination in the Atlantic Coastal Region of Argentina. En: *Window on the Future of Geodesy, Proceedings of the International Association of Geodesy*. IAG General Assembly, Sapporo, Japan, June 30-July 11, 2003. Series: International Association of Geodesy Symposia, Vol. 128, Sanso F. (Ed.), Springer Berlin Heidelberg New York, ISBN: 3-540-24055-1, pp. 380-385. 2005.
- VERGOS, G.S. *Sea Surface Topography, Bathymetry and Marine Gravity Field Modelling*. MSc Thesis, Department of Geomatics Engineering, University of Calgary, UCGE Reports Number 20157, Calgary, Alberta, 2002.
- WANG, Y.M. GSFC00 mean sea surface gravity anomaly and vertical gravity gradient from satellite altimeter data, *Journal Geophysical Research*, v.106, n. C12, p. 31167-31174, 2001.
- WU, L. Spectral methods for post processing of airborne vector gravity data. MSc Thesis, Department of Geomatics Engineering, University of Calgary, *UCGE Reports* Number 20104, Calgary, Alberta, 1996.

(Recebido em fevereiro de 2007. Aceito em maio de 2007)