

Geodesia Física

Marco conceptual

Daniel Del Cogliano

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas
Universidad Nacional de La Plata y CONICET, Argentina

ddelco3057@gmail.com

Las alturas físicas, el sistema de referencia vertical, el sistema de referencia de la gravedad, y los correspondientes marcos de referencia, son temas de gran actualidad de la Geodesia.

Los cursos de Topografía, Agrimensura y otras disciplinas afines, en muchos casos abordan parcialmente algunos de estos tópicos. Por eso, en esta Escuela Regional nos hemos planteado la necesidad de resumir ordenadamente un conjunto de conceptos relacionados con el Campo de la Gravedad terrestre, que consideramos imprescindibles para comprender los temas más específicos desarrollados en sucesivas exposiciones.

Según Friedrich Robert Helmert (1880), “Geodesy is the science of the measurement and mapping of the earth's surface”. Esta definición de pocas palabras involucra conceptos profundos sobre la geometría y la física de la Tierra, y nos comunica que la Geodesia es la responsable de velar por las correctas mediciones y representaciones de la superficie terrestre.

Pero ¿cuál es la superficie de la Tierra? ¿Los continentes y el fondo de los mares o la tierra sólida y el nivel de los océanos? Más allá de una u otra respuesta, es interesante que la Geodesia nos permita representar todo eso, y de hecho es así.

La superficie de la Tierra está cubierta en un 70 % por agua, por eso, la forma del planeta, como lo vemos desde su exterior, está determinada en gran parte por los océanos. Pero los mismos son afectados permanentemente por la acción de la Luna y el Sol, que producen el fenómeno de las mareas lunisulares. En consecuencia, la única manera de definir un nivel medio de los mares es promediando sus ascensos y descensos. Se obtiene así el “Nivel Medio del Mar” o MSL (Mean Sea Level).

Si las fuerzas que actúan sobre los océanos fueran solo conservativas, el MSL sería una superficie de nivel o superficie equipotencial del Campo de la Gravedad terrestre. Pero existen otras fuerzas vinculadas con las corrientes oceánicas, las diferencias de temperaturas y de salinidad del agua, que generan una superficie topográfica del mar (Sea Surface Topography-SST), que aparta al MSL de una superficie equipotencial unos pocos decímetros en gran parte del planeta, llegando a valores próximos a un metro.

Por eso el geoide se define como “la Superficie Equipotencial del Campo de la Gravedad terrestre que mejor ajusta al MSL de una determinada época”. La época indica que los niveles medios del mar cambian en largos períodos de tiempo. El geoide y el MSL serán superficies similares, pero no idénticos.

Es muy útil representar el Campo de la Gravedad de la Tierra real como el Campo Normal de una Tierra simplificada con forma elipsoidal, con una distribución de masa conocida muy fácil de modelar, y un Campo Perturbador que considera todas las diferencias entre la realidad y la simplificación asumida.

El análisis del Campo Perturbador implica entonces el estudio de la distribución de las masas en la Tierra. A nivel planetario, la correspondiente representación se realiza a través de los Modelos Geopotenciales. Se trata de un desarrollo matemático en armónicos esféricos con miles de términos y coeficientes numéricos, que permite calcular el Campo Perturbador en cualquier punto exterior a la Tierra. A partir del mismo, es posible estimar los observables del



Facultad de Ciencias
Astronómicas
y Geofísicas



Bundesamt für
Kartographie und Geodäsie

Campo de la Gravedad, como “la anomalía de la gravedad”, “la deflexión de la vertical” y “la ondulación del geoide”.

Para el tratamiento del cálculo del geoide a nivel regional y local se describieron los métodos gravimétricos de Stokes y Molodensky, poniendo énfasis en las diferencias conceptuales de ambos planteos. Uno sobre la superficie del geoide y el segundo a nivel de la superficie topográfica.

El Campo de la Gravedad en las proximidades de la superficie terrestre está directamente asociado a la definición, la medición y la determinación de las alturas físicas que utilizamos con distintos fines.

Las alturas ortométricas, dinámicas y normales pueden ser calculadas a partir de los “números geopotenciales”, $C = W(P) - W_0$. En la práctica esta diferencia de potencial requiere de mediciones de nivelación y de gravedad en el terreno. Finalmente, las distintas alturas físicas se obtienen dividiendo el mismo “número geopotencial” por una gravedad diferente en cada caso. En particular, la altura ortométrica que separa al observador del geoide, requiere la gravedad media entre ambos, que es una cantidad que no podemos medir y solo podemos obtener sumando una hipótesis de densidad de la corteza.

Finalmente, cuando pretendemos obtener el geoide a través de métodos gravimétricos como los de Stokes ó Molodensky ó a través de un conjunto de puntos altimétricos de alturas ortométricas conocidas, llegamos a la conclusión que, en rigor, el mismo es irrealizable; ya que en todos los casos es necesario incorporar ciertas hipótesis de masa.

Los temas aquí mencionados, son el punto de partida para abordar el resto de los tópicos específicos de Geodesia Física desarrollados en esta Escuela Regional.

Referencias

Wolfgang Torge (2001) Geodesy. Walter de Gruyter, Berlin, New York, ISBN 3 11 017072 8.

Heiskanen W, Moritz H.(1967). Physical Geodesy. W. H. Freeman and Company, San Francisco and London. eBook ISBN: 978-3-211-27467-5.



Facultad de Ciencias
Astronómicas
y Geofísicas



Bundesamt für
Kartographie und Geodäsie