

revista
CARTOGRAFICA



Número 59
Enero-Junio 1991

Instituto Panamericano
de Geografía e Historia



**AUTORIDADES
DEL
INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFIA E HISTORIA
1990-1994**

Presidente	Dr. C.W. Minkel	(EUA)
Vicepresidente 1o.	Ing. Alberto Giesecke	(Perú)
Vicepresidente 2o.	Dr. Jorge Salvador Lara	(Ecuador)
Secretario General	Dr. Chester J. Zelaya-Goodman	(Costa Rica)

COMISION DE CARTOGRAFIA

Presidente:	Ing. Alvaro González Fletcher
Vicepresidente:	Ing. Carlos L. Mendoza P. (Colombia)

COMISION DE GEOGRAFIA

Presidente:	Prof. Speridião Faissol
Vicepresidente:	Prof. Marilourdes López Ferreira (Brasil)

COMISION DE HISTORIA

Presidente:	Clte. (R) Laurio Hedelvio Destéfani
Vicepresidente:	Dr. Hernán Asdrúbal Silva (Argentina)

COMISION DE GEOFISICA

Presidente:	Dr. James G. Tanner
Vicepresidente:	Dr. Thomas Feininger (Canadá)

MIEMBROS NACIONALES DE LA COMISION DE CARTOGRAFIA

Argentina:	CrnI. Oscar Minorini Lima	Haití:	
Bolivia:	Gral. Eduardo Vázquez	Honduras:	May. José Ma. Ríos Yáñez
Brasil:	Eng. Mauro Pereira de Mello	México:	Ing. Carlos S. Galindo Contreras
Canadá:	Dr. F. Taylor	Nicaragua:	Sr. Gonzalo Medina Pérez
Colombia:		Panamá:	Ing. José A. Sáenz
Costa Rica:	Ing. Fernando Mauro Rudín	Paraguay:	
Chile:		Perú:	Tte. Crnl. Gerardo Pérez del A.
Ecuador:	Tte. Crnl. Ing. Aníbal Salazar A.	República	
El Salvador:	Sr. Enrique de la O Lemus	Dominicana:	Cap. Navío César A. Batista
Estados Unidos:	Mr. Paul L. Peeler, Jr.	Uruguay:	CrnI. Ignacio F. Da Cunha
Guatemala:	Cart. Rafael Ernesto Castillo	Venezuela:	Lic. Alicia Morcau

PRESIDENTES DE COMITES DE LA COMISION DE CARTOGRAFIA

Geodesia:	Agrim. Rubén C. Rodríguez	(Argentina)
Cartografía Temática:	Ing. Víctor Alvarez Quintero	(Colombia)
Cartas Aeronáuticas:	Mr. James R. Skidmore	(EUA)
Mapas Topográficos:	Mr. James R. Plasker	(EUA)
Hidrografía:	Mr. Thomas K. Coghlan	(EUA)
Mapas a Escala Grande:	Dr. Zarko Jaksic	(Canadá)
Aplicaciones Cartográficas de la Teledetección:	Mr. Richard Sánchez	(EUA)
Cartografía Automatizada:	Mr. Jerry J. Becker	(EUA)
Sistemas de Información Georreferenciados:	Prof. Dr. Frazer Taylor	(Canadá)

Determinación de Alturas Usando GPS. La necesidad de un Geoide Preciso*

C. C. Tscherning**

Resumen

Usando GPS es posible obtener diferencias de alturas elipsoidales con una precisión de 1 ppm o mayor. Para aquellas estaciones en que la diferencia de altura sea grande puede ser necesario corregir la refracción troposférica sin usar los modelos estándar.

Para muchos fines científicos y prácticos se usan las alturas sobre el nivel del mar (alturas normales u ortométricas). Para ello se requiere la conversión de las diferencias de alturas elipsoidales en alturas sobre el nivel del mar. La conversión, a su vez, necesita los datos de la separación del geoide (o cuasi-geoide).

Si están disponibles los datos de gravedad o de nivelación, el geoide puede ser calculado por distintos métodos con precisión suficiente. Una separación entre los puntos gravimétricos de 10 - 20 km es suficiente en muchos casos para dar una precisión comparable a la obtenida usando la nivelación trigonométrica. Sin embargo, en áreas donde no se efectuaron levantamientos gravimétricos previos puede ser necesario efectuar una red densa que cubra un área amplia. Esto es así porque dicha información no está incluida en los modelos gravimétricos de armónicas esféricas, habitualmente usados como base para el cálculo del geoide.

Introducción

El Sistema de Posicionamiento Global está hoy día prácticamente desarrollado en su totalidad, y podemos observar un rápido incremento de su uso en la navegación, los levantamientos y la geodesia de alta precisión, así como en la geodinámica. Los mejores resultados son presentados en la forma de líneas de base, que son independien-

* Tomado de: *Jornada Técnica: Desarrollos y Aplicaciones del Sistema de Posicionamiento Global*, Sociedad Española de Cartografía, Fotogrametría y Teledetección, Barcelona, 5 de junio de 1992. Traducción del Ing. Rubén C. Rodríguez.

** University of Copenhagen, Geophysical Institut, Haraldsgade 6, DK-2200, Copenhagen N. Dinamarca.

tes del origen del sistema de coordenadas y de la orientación usada. Es bien conocido que aun cuando se usen efemérides precisas el origen del sistema de coordenadas (el centro de masa de la Tierra) varía entre 0.2 - 0.5 m.

Si presentamos los resultados del levantamiento GPS como diferencias de coordenadas (latitud elipsoidal B , longitud L , y altitud h) no estarán totalmente independientes de las variaciones del origen del sistema, pero para distancias pequeñas el error será limitado, suponiendo el uso de efemérides precisas.

La altura elipsoidal está influenciada por la refracción troposférica. Si la separación entre las estaciones es pequeña y la diferencia de altura también, el efecto queda cancelado. Pero los resultados de áreas montañosas que discutiremos en la sección que trata la determinación de la altura elipsoidal, muestran que en este caso se tiene que dar especial atención al tratamiento de la refracción.

Para la mayor parte de los levantamientos son necesarias las alturas sobre el nivel del mar. Estas pueden ser obtenidas fácilmente si conocemos la altura del geoide o del cuasi-geoide y la substramos de la altura elipsoidal. Muchos paquetes de procesadores comerciales de GPS incluyen información del geoide calculada a partir de las recientes expansiones de las armónicas esféricas globales tales como el OSU91A (Rapp *et al.*, 1991). Estas soluciones pueden ser suficientes para muchos fines si son usadas en áreas donde la información gravimétrica de la zona ha sido usada en la determinación del modelo. De todos modos, es posible mejorar localmente la solución global mediante un pequeño esfuerzo adicional, así que las alturas resultantes tengan la misma precisión que las obtenidas mediante la nivelación trigonométrica. Discutiremos la necesidad de la información del geoide en las secciones referidas al uso de alturas sobre el nivel del mar y a la precisión del geoide, y en la sección sobre la estimación de "datos auxiliares" discutiremos la necesidad de datos adicionales, si son necesarios para mejorar el modelo.

Si bien las oficinas cartográficas nacionales de la mayoría de los países desarrollados proporcionan (venden) a los usuarios del GPS ahora la información sobre el geoide, en muchas áreas esta información no está todavía disponible con suficiente precisión. Sin embargo, los métodos de cálculo están disponibles e implementados como programas FORTRAN. En la sección "Métodos para la determinación del geoide", se da una breve reseña de los métodos disponibles y algunas sugerencias acerca de dónde puede obtenerse ayuda.

Determinación de la altura elipsoidal

Usando GPS es posible obtener diferencias de posiciones precisas. Por lo tanto, si necesitamos la altura elipsoidal se debe incluir en el levantamiento una estación SLR o VLBI. En Europa será posible usar en el futuro una de las nuevas estaciones EUREF (ver Seeger *et al.*, 1990).

La calidad de los resultados depende de las distancias entre los puntos observados, la diferencia de alturas y la disponibilidad de información precisa de las órbitas. (El tipo de instrumento juega naturalmente un rol, pero no es tema de esta comunicación).

La diferencia de posición puede ser dada como una diferencia en coordenadas cartesianas (X,Y,Z) o como una diferencia en latitud geodésica, longitud geodésica y altura elipsoidal. La diferencia de altura h_1-h_2 entre dos puntos P1 y P2 es a menudo ligeramente de menor calidad que la diferencia de posición horizontal.

Especialmente para puntos con grandes diferencias de alturas (mayores de 500 m) las correcciones debidas a la troposfera juegan un papel importante (Hollmann y Welsch, 1990 y Gurtner *et al.*, 1987). Los diferentes métodos para modelar el retardo debido a la refracción troposférica pueden causar variaciones en las diferencias de alturas de hasta $2 \cdot 10^{-4}$. Puede ser también peligroso el uso de la información meteorológica obtenida en el lugar de la observación si los valores no son representativos de la atmósfera circundante.

Sin embargo, bajo ciertas condiciones razonables la diferencia de altura puede ser determinada dentro de unos pocos centímetros, usando posicionamiento estático para estaciones separadas no más de 50 km. Las largas distancias necesitan, como se mencionó antes, el uso de estaciones con coordenadas geocéntricas conocidas precisamente.

El posicionamiento cinemático proporciona casi igualmente buenas diferencias de alturas si se utilizan receptores de doble frecuencia (Baustert *et al.*, 1990).

El uso de alturas sobre el nivel del mar

Las diferencias de alturas elipsoidales contienen información que sin problemas posteriores puede ser usada cuando se monitorean cambios recientes de alturas (Smit 1991 y Genrich y Boch, 1992) o en aplicaciones fotogramétricas. Pero el concepto de altura usado en la práctica es de origen físico: la altura sobre el nivel del mar. Recordemos solamente que en nivelación de precisión se usan diferencias de potencial, y no diferencias de alturas geométricas.

Hay dos sistemas de alturas sobre el nivel del mar: alturas ortométricas, H , y alturas normales, H^* (Figura 1). Conceptualmente existen diferencias, y esa diferencia es proporcional a la diferencia de altura multiplicada por la anomalía gravimétrica de Bouguer.

La altura ortométrica es la altura sobre el geoide, medida a lo largo de la línea de la plomada. Dado que esta línea generalmente pasa a través de las masas topográficas, su cálculo es un tanto difícil. La altura normal de un punto P es la distancia a lo largo de la normal al elipsoide desde el elipsoide hasta el punto Q, que tiene el potencial normal U igual al potencial W del punto P.

La diferencia $N = h - H$ es la altura elipsoidal, y la diferencia $z = h - H^*$ es la anomalía de la altura. (En la superficie del mar las dos cantidades son idénticas). En consecuencia, si conocemos la altura geoidal o la anomalía de la altura, será posible calcular cualquiera de las dos alturas sobre el nivel del mar. En adelante sólo tratare-

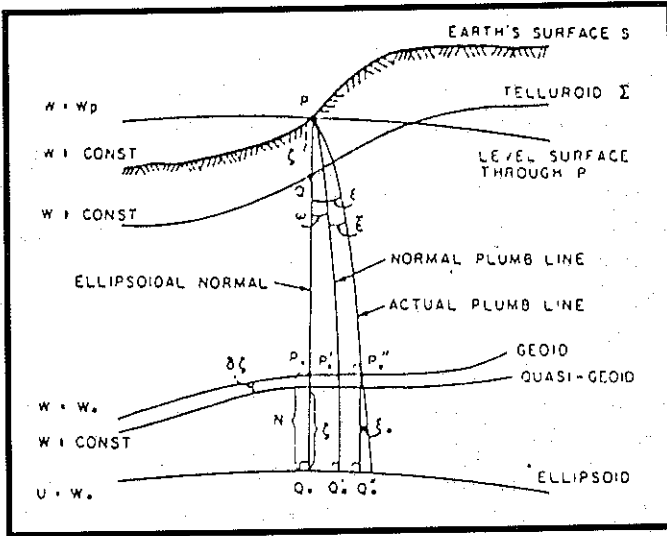


Figura 1. La geometría del BVP clásico y el BVP Molodensky.

mos las alturas normales, dado que de éstas podemos calcular la altura ortométrica si fuera necesario. (Pueden ser necesarios datos suplementarios tales como los valores de la gravedad).

La diferencia entre el potencial gravitatorio de la Tierra y el potencial normal, $T = W - U$, es llamada potencial anómalo. Si conocemos T , usamos la fórmula de Bruns:

$$z = T/g \tag{1}$$

Aquí g es la gravedad normal (la magnitud del gradiente de U).

Si restamos la parte centrífuga del potencial W , es una función armónica, la que está expresada usando funciones armónicas esféricas. Tales funciones incluyen más de ciento treinta mil términos que han sido calculados fundamentalmente en la Universidad del Estado de Ohio (Rapp *et al.*, 1991). Dado que U es una función simple, T puede ser calculado por sustracción y usando la ecuación 1 encontramos la anomalía de la altura. Esta es la base para el cálculo de alturas sobre el nivel del mar en los paquetes de *software* de la mayoría de los fabricantes de instrumentos. En la práctica la anomalía de la altura, a la altura cero (casi idéntica a la altura elipsoidal) está tabulada y puede ser interpolada de la tabla. La superficie formada por los puntos que tienen una distancia sobre el elipsoide igual a la anomalía de altura es llamada cuasi-geoide. En adelante no haremos distinción entre geoide y cuasi-geoide.

¿Con qué precisión necesitamos conocer el geoide?

Para muchas aplicaciones las alturas del geoide calculadas a partir de la expansión de las armónicas esféricas de un modelo tal como el OSU91A son suficientes. En muchos casos las alturas sobre el nivel del mar pueden ser obtenidas con un error promedio menor de 0.5 m. Sin embargo, debemos ser cuidadosos, porque tales modelos son solamente correctos en áreas donde los datos han estado disponibles para su cálculo, tal como en Europa occidental, incluida España. Pero en Asia, Antártida y Groenlandia (Forsberg *et al.*, 1992) la calidad es menor, 2-3 m.

Las expansiones de las armónicas esféricas afortunadamente pueden ser mejoradas local o regionalmente. El requerimiento más estricto para un mejoramiento debe ser tal que sea posible calcular las diferencias de alturas sobre el nivel del mar con la misma precisión con que son obtenidas las diferencias de alturas elipsoidales del GPS. Esto significa unos pocos centímetros sobre distancias de 100 km.

Es fácil de obtener si está disponible una cantidad suficiente de datos gravimétricos en la región donde es ejecutado el levantamiento GPS. La principal dificultad se presenta en áreas montañosas donde, como se ha mencionado en la sección "Determinación de la altura elipsoidal", también pueden existir dificultades para el uso del GPS.

Debemos distinguir entre varias aplicaciones a fin de especificar los requerimientos de precisión para las diferencias de alturas geoidales. Para las aplicaciones cartográficas una precisión tal como la obtenida de la nivelación trigonométrica, 5-10 cm sobre 50 km, debería ser suficiente. Para levantamientos de ingeniería cuyo propósito es el monitoreo de grandes construcciones, y especialmente en aplicaciones geodinámicas puede ser necesaria una precisión sub-centimétrica. Sin embargo, el uso del geoide sólo es relevante si se han usado anteriormente los resultados de una nivelación precisa (Madsen y Tscherning, 1989), o si en realidad la superficie de nivel tiene que ser identificada (Leick *et al.*, 1992).

Otra área donde se necesita la alta precisión es el monitoreo de los campos de hielo, como en Groenlandia (Gundestrup *et al.*, 1986, Forsberg *et al.*, 1992). En este caso buenas diferencias de altura como 0.25-0.50 metros sobre distancias de 1,000-2,000 km son necesarias y corresponden a una precisión mejor que 1 ppm.

Estimación de la cantidad de datos auxiliares necesarios para obtener un geoide preciso

Nos limitaremos a áreas terrestres. (El GPS también puede ser usado para el monitoreo de las variaciones de la superficie topográfica del mar, ver Hein *et al.*, 1990).

Sobre la tierra operaremos generalmente en países desarrollados donde existen puntos altimétricos con cotas sobre el nivel del mar. Si observamos con GPS en dichos puntos serán obtenidas las diferencias de alturas elipsoidales, y podemos luego calcular las diferencias de alturas geoidales. Si a estas diferencias les sustraemos los valores calculados de un modelo, como por ejemplo el OSU91A, obtendremos pe-

queños residuos apropiados para la interpolación. Después de la interpolación, la contribución del modelo tendrá que ser agregada. Este método es llamado remoción-restauración.

Si los residuos no son parejos, se debe típicamente a la atracción de las masas topográficas. El potencial de esta atracción puede ser calculado fácilmente si está disponible un modelo digital del terreno, y su contribución al geoides es obtenida usando la ecuación 1. Su remoción suavizará igualmente los residuos del geoides (se obtienen nuevos residuos), y después de la interpolación se deberá agregar el potencial a fin de obtener el geoides total. Desafortunadamente, este procedimiento parece no haberse puesto en práctica, posiblemente porque la localización de muchos puntos altimétricos no es apropiada para observaciones GPS.

Si están disponibles pocos puntos altimétricos, el geoides tiene que ser calculado usando datos gravimétricos. La cuestión es cuán densa debe ser la cobertura necesaria y qué tamaño debería tener el área circundante. La respuesta a la última cuestión está relacionada con la calidad de la expansión armónica esférica usada como base del proceso remoción-restauración. Como regla empírica, el área debería tener como mínimo una extensión igual a 180° , dividido por el grado y orden de la expansión armónica esférica. Para el modelo OSU91A el máximo grado es 360, así que la distancia debería ser de 55 km.

El espaciamiento de los datos depende de la variabilidad de los residuos del campo de gravedad. Si varía debido a la presencia de masas topográficas perturbadoras, el efecto debería ser removido y restaurado como se expresó antes. Si se hace así, todos los residuos parecen algo más de lo mismo. La variación puede ser indicada usando una función que exprese la correlación entre dos valores gravimétricos (residuos) en función de la distancia entre los puntos. La correlación será obviamente máxima (100%) a la distancia cero, y decrecerá rápidamente de modo que se transforma en 50% para una distancia entre 5 y 10 km. Los valores gravimétricos se vuelven no correlacionados a una distancia de alrededor de 25 km. Si las correlaciones son multiplicadas por la varianza de la gravedad, se obtienen las co-varianzas. La Figura 2 muestra la función residual de la anomalía de la co-varianza de Cataluña (Andreu y Simo, 1990).

Usando la función co-varianza el geoides puede ser determinado usando el método de estimación óptima llamado colocación por mínimos cuadrados (Moritz 1980 y Tscherning 1985). Este método también proporciona las estimaciones del error, que pueden ser calculadas para varios espaciamientos de los datos y la cobertura areal.

En áreas donde la expansión armónica esférica es de buena calidad (es decir en áreas donde el campo gravífico ha sido relevado) tendremos una variación típica de los residuos de ± 15 mgal, y una variación del geoides de ± 0.5 m. En áreas con falta de levantamientos gravimétricos (como Groenlandia) la variación típica de la gravedad es de ± 35 mgal y la variación del geoides ± 2 m.

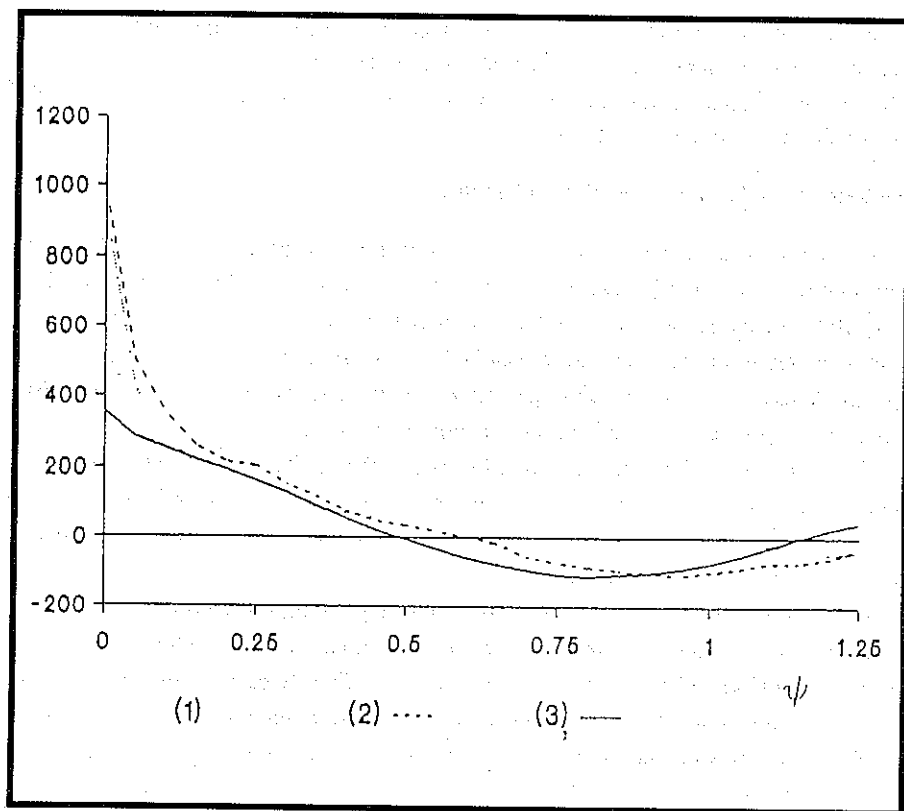


Figura 2.

En Forsberg y Madsen (1990) pueden encontrarse resultados de simulaciones para el caso donde el modelo de esféricas armónicas es bueno, y en Tscherning (1983) para una situación mala. En el primer caso se muestra que un error menor de 1 ppm es obtenible usando datos gravimétricos separados 10' (22 km). Esto significa que para un levantamiento local GPS que cubre un área de 50 km por 50 km, necesitamos datos gravimétricos de un área circundante de 55 km, o sea que se deben efectuar 250 observaciones gravimétricas u obtenerlas de las bases de datos nacionales. Si tienen que hacerse las observaciones una buena idea es llevar el gravímetro junto con los receptores GPS y hacer las observaciones en forma simultánea. Para el área externa las coordenadas de los puntos gravimétricos pueden obtenerse mediante GPS cinemático. Una posición horizontal dentro de los 25 m y una altura con un error menor de 1 m es suficiente (los datos obtenidos de esta manera serán perturbaciones de la gravedad y no anomalías gravimétricas).

Para la simulación ejecutada en el caso en que no existe suficiente información gravimétrica, para asegurar una buena calidad en la expansión armónica esférica un

espaciamiento de 10' en los datos gravimétricos da un error de 5 ppm en las diferencias de alturas geoidales. El área de colección de datos tiene que ser grande y el esfuerzo para coleccionar los datos necesarios puede no ser compatible con la tarea de ejecución del levantamiento GPS.

Métodos para la determinación del geoide

Varios métodos están disponibles para la determinación del geoide a partir de los datos gravimétricos. Todos ellos dan aproximadamente el mismo resultado si una suficiente cantidad de datos bien distribuidos está disponible. Para todos los métodos la técnica remover-restaurar puede ser aplicada. Sin embargo, algunos métodos requieren que los datos sean reducidos (*downward continued*) previamente a la altitud cero. Esto causa una pequeña complicación que no comentaremos aquí.

En principio el cálculo requiere que los datos estén globalmente disponibles. Pero aquí la remoción de la expansión armónica esférica tiende a remover (o representar) la contribución de los datos a distancia. Esto permite el uso de una limitada colección de datos a distancia como se discutió antes.

El problema más severo ocurre si los datos se pierden, por ejemplo, debido a la existencia de un lago o un lugar bajo cubierto de agua (al menos inicialmente), que limiten la posibilidad de un levantamiento marino. En este caso las desviaciones de la vertical pueden ayudar en la cobertura del vacío de la información gravimétrica.

El mencionado método de colocación por mínimos cuadrados funcionará aun en el caso en que haya lagunas en los datos, y permite la combinación de datos de distinta clase. En áreas donde el resultado es de baja calidad es fácil encontrar por cálculo la estimación del error para toda el área de interés.

El método requiere recursos de computación, porque el uso del mismo involucra la solución de un sistema de ecuaciones con tantas incógnitas (típicamente 500 - 1000) como el número de observaciones.

Otros métodos más rápidos pero menos flexibles están basados en la fórmula de Stokes. El origen del método es la simple relación espectral entre la gravedad y el geoide, el cual es básicamente una multiplicación por un factor proporcional a la frecuencia. Esta relación ha permitido el uso del método de Fourier y computacionalmente el uso de la transformada rápida de Fourier. El éxito del método está íntimamente relacionado con el uso de la técnica de remoción-restauración, que reduce los errores asociados a una aproximación plana.

El método de la transformada rápida de Fourier ha sido usado recientemente en grandes áreas como los Estados Unidos de Norteamérica, los países nórdicos y el este del Mediterráneo.

La fórmula de Stokes también puede ser usada directamente. Puede modificarse a fin de tener en cuenta el uso de las anomalías gravimétrica residuales (Sjoeberg 1986).

El paquete de *software* GRAVSOFT (Tscherning *et al.*, 1991) está disponible comercialmente a través del Servicio de Levantamientos y Catastro dinamarqués o del Instituto Geofísico. Están disponibles versiones que pueden ser corridas en una PC (el paquete tiene un costo limitado si se usa solamente con fines de investigación).

Test GPS del geoide

Uno puede preguntarse si los resultados antes descritos se alcanzan realmente en la práctica. Se han hecho controles independientes, en los que el geoide ha sido calculado a partir de datos gravimétricos, y luego comparado con las diferencias de alturas determinadas en puntos de nivelación de precisión (Torge *et al.*, 1990). El resultado que se presenta en esta publicación es destacable, porque muestra un acuerdo en el rango de los decímetros para una poligonal GPS cercana a los 3,000 km de longitud. Controles en áreas pequeñas dan acuerdos del nivel del centímetro.

Los geoides también pueden ser controlados en áreas sin nivelación de precisión, como en Cataluña, usando desviaciones de la vertical. También se puede usar como control la altimetría satelitaria costera. En este caso puede haber problemas debidos a las variaciones de la superficie topográfica del mar causadas por las temperaturas y diferencias de salinidad.

Conclusión

El GPS ha sido usado exitosamente en la determinación de diferencias de alturas elipsoidales. En áreas donde los datos gravimétricos están disponibles, pueden convertirse fácilmente en alturas sobre el nivel del mar. Esto requiere la existencia de un geoide preciso.

La tarea de calcular un geoide no es difícil, pero requiere un buen conocimiento de la geodesia física, que habitualmente no se encuentra en la comunidad de la agrimensura. La tarea también requiere la cooperación internacional, dado que son necesarios los datos de las áreas circundantes. Debería ser una obligación de las agencias nacionales proporcionar (eventualmente sobre una base comercial) la información precisa del geoide, que ya está disponible en muchos países y regiones.

Felizmente el Servicio Internacional del Geoide estará pronto en funcionamiento en el Politécnico de Milán, supervisado por la Comisión Internacional del Geoide de la Asociación Internacional de Geodesia. Será un lugar donde podría entrenarse en el cálculo del geoide y donde se podrían encontrar los expertos que asesoren en su cálculo.

ESTADOS MIEMBROS DEL INSTITUTO PANAMERICANO DE GEOGRAFIA E HISTORIA

Argentina

EL IPGH, SUS FUNCIONES Y SU ORGANIZACION

Bolivia

El Instituto Panamericano de Geografía e Historia fue fundado el 7 de febrero de 1928 por resolución aprobada en la Sexta Conferencia Internacional Americana que se llevó a efecto en La Habana, Cuba. En 1930, el Gobierno de los Estados Unidos Mexicanos construyó para el uso del IPGH, el edificio de la Calle Ex-Arzobispado 29, Tacubaya, en la ciudad de México.

Brasil

Canadá

En 1949, se firmó un convenio entre el Instituto y el Consejo de la Organización de los Estados Americanos y se constituyó en el primer Organismo Especializado de ella.

Colombia

El Estatuto del IPGH cita en su artículo 1o. sus fines:

Costa Rica

1) Fomentar, coordinar y difundir los estudios cartográficos, geofísicos, geográficos e históricos y los relativos a las ciencias afines de interés para América.

Chile

2) Promover y realizar estudios, trabajos y capacitaciones en esas disciplinas.

Ecuador

3) Promover la cooperación entre los Institutos de sus disciplinas en América y con las organizaciones internacionales afines.

El Salvador

Estados Unidos de América

Las actividades y proyectos que desarrolla el Instituto se conjugan en tres programas que cumplen los fines ya señalados.

Guatemala

- 1) Dirección y Administración
- 2) Publicaciones
- 3) Asistencia Técnica

Haití

Solamente los Estados Americanos pueden ser miembros del IPGH. Los Estados no americanos que tiene observadores permanentes ante la OEA, pueden también acreditarlos ante el Instituto, de acuerdo a su reglamentación.

Honduras

México

Son órganos panamericanos del IPGH, los siguientes:

Nicaragua

- 1) Asamblea General
- 2) Consejo Directivo
- 3) Secretaría General (México, D.F., México)
- 4) Comisión de:

Panamá

Paraguay

Cartografía	(Santafé de Bogotá, Colombia)
Geografía	(Río de Janeiro, Brasil)
Historia	(Buenos Aires, Argentina)
Geofísica	(Unión, Ont., Canadá)

Perú

República Dominicana

Además, en cada Estado Miembro funciona una Sección Nacional cuyos componentes son nombrados por cada gobierno. Cuentan con su Presidente, Vicepresidente, Miembros Nacionales de Cartografía, Geografía, Historia, y Geofísica y más de sesenta miembros de Comités y Grupos de Trabajo, por país, de tal modo que el capital humano del Instituto está constituido por numerosos científicos, académicos y técnicos.

Uruguay

Venezuela

Comisión de Cartografía del IPGH
Instituto Geográfico
"Agustín Codazzi"
Carrera 30 No. 48-51 Of. 201
Santafé de Bogotá, D.C. Colombia

Instituto Panamericano
de Geografía e Historia
Secretaría General
Apartado Postal 18879
11870 México, D.F.

Correspondencia científica y técnica

Canje, venta, distribución

