

Cartografía geográfica. Fundamentos

Javier Espiago

Capítulo III: Georreferenciación y registro de la altimetría

Julio - 2017

Figuras de referencia

Geoide

Ya hemos hablado de algunas superficies geométricas de referencia terrestre entre las que destacamos el elipsoide. Es la superficie convencional en la que se definen las coordenadas latitud y longitud (ϕ, λ). En ella se calculan operaciones geométricas como son las distancias y las direcciones entre puntos o como es el cálculo de algunas superficies. Sirve para indicar la orientación (está orientada al N) y para las transformaciones geométricas de traslación, rotación y cambio de escala. En estas operaciones son necesarias las coordenadas sobre un elipsoide que se utiliza como una figura regular de ajuste. Con menor precisión, también se usan la esfera o, incluso, los topógrafos han venido usando el plano (el plano horizontal o plano tangente).

La tierra no es una figura geométrica regular (no es plana ni tampoco es lisa). En la descripción de su forma y tamaño se utilizaron superficies físicas del potencial de gravedad (W) debido a las insuficiencias de los elipsoides geométricos. Desde finales del siglo XVIII ya se había pensado que el nivel medio de los océanos, en las áreas no cubiertas por el hielo, eliminando los efectos de las corrientes marinas, del oleaje o de la acción del viento, es parte de una superficie utilizable como inicial figura de la tierra. En los océanos, evaluados en un 70%, se observaba un equilibrio en las acciones de la fuerza centrífuga, debida a la rotación, y de la fuerza de la gravedad, debida a la masa terrestre. Dicho de otra forma, se suponía que los océanos eran parte de una superficie con potencial de gravedad constante. A esta superficie equipotencial pero geoméricamente irregular la denominábamos geoide utilizando un término introducido por J. B. Listing en 1878 y la denotamos con W_0 pues se empleaba de referencia inicial. Las direcciones de la plomada, también llamadas líneas verticales (aunque son curvadas), cruzaban perpendicularmente a esta superficie en toda su extensión. Después, la prolongábamos idealmente bajo el interior de los continentes, también con la referencia W_0 , aunque entonces su descripción era más difícil. Teníamos que efectuar mediciones del potencial de gravedad en cada punto y reducirlo al que tendría al nivel del mar. Se suponía, falsamente, el conocimiento de la densidad de la corteza para esa reducción.

Comparándolo con el elipsoide, aparecía con ondulaciones que señalaban la distinta distribución de masas en los distintos puntos de la tierra. El agua de los océanos describe un trazado que no es plano pues es continuo, cerrado y convexo, lo podemos ajustar mediante un elipsoide, pero describiendo las ondulaciones (sin aristas) que señalan sus diferentes formas. Lo mismo en su prolongación en los continentes. Precisamente, la representación del geoide se expresaba por su separación con respecto a un elipsoide de referencia que es la que se conoce como ondulación geoidal N.

GEOIDE: superficie física equipotencial del campo de gravedad terrestre que ajusta el nivel promedio del mar y que se expresa mediante ondulaciones sobre el elipsoide³¹. Suele utilizarse como superficie de referencia (W_0 , nivel = 0) en la medición de altitudes.

“Debido a que la figura del geoide depende de la distribución de la masa en el interior de la tierra, desconocida por nosotros; rigurosamente hablando es indeterminable”³². Las irregularidades geológicas hacen difícil su descripción en términos matemáticos o físicos. Además, varía temporalmente por la modificación de las densidades internas de la tierra y por la redistribución de masas en su superficie (particularmente las redistribuciones hidrológicas). Teóricamente, existe un solo geoide, aunque en su determinación existan distintas aproximaciones y versiones. Es una figura de referencia dinámica, en evolución, a diferencia de las superficies geométricas regulares a las que suponemos con estabilidad en sus parámetros.

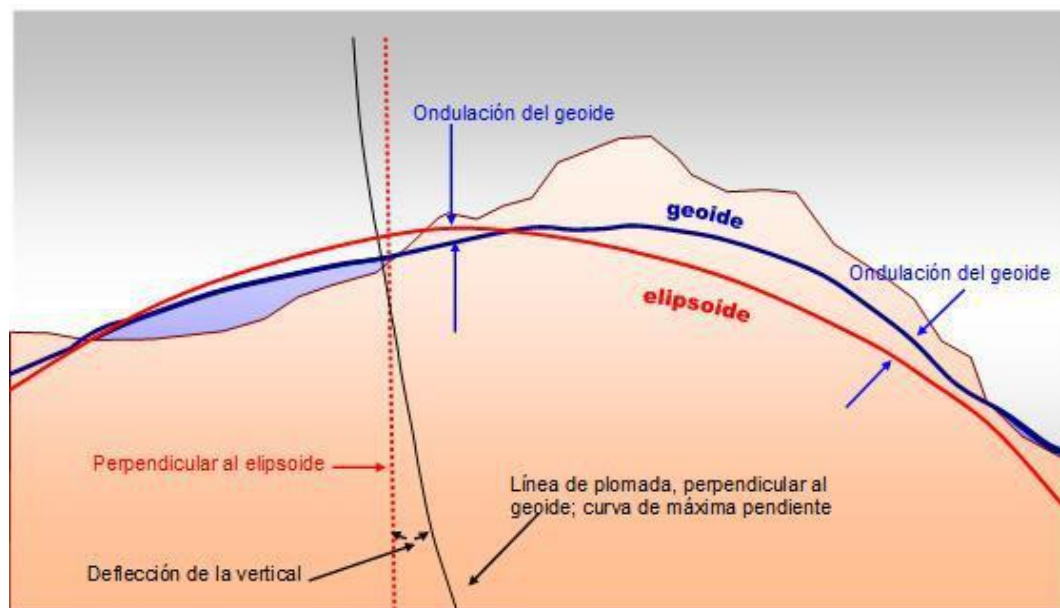
Pese a sus innegables imprecisiones, se conserva el nombre por su significado físico teórico y por su historia geodésica. Por inercia, en cartografía podemos continuar llamando geoide a los datos sobre la gravedad que definen un valor equipotencial W_0 y que pueden utilizarse de referencia inicial para el cálculo de altitudes, aunque no estén obligatoriamente calculados en el interior de las masas continentales. A veces, este conjunto de datos se indica en la bibliografía como “geoide” (con entrecorillado). En todo caso, siempre indicaremos las ondulaciones sobre el elipsoide, como decimos. El potencial del geoide lo expresamos en m^2/s^2 . Por ello, dos superficies equipotenciales diferentes en $1 m^2/s^2$ están separadas en torno a 0.1 m dado que la gravedad es de unos $9.8 m/s^2$ ($0.1 m = 1.0 m^2 s^{-2} / 9.8 m s^{-2}$).

Pese a todo esto, el estudio de las densidades interiores tiene otras aplicaciones que van más allá de lo cartográfico y no deben abandonarse. En los estudios geofísicos, los datos de gravedad se utilizan en la distribución de masas en el interior de la tierra, así como su cambio con el tiempo. En los estudios geodinámicos se centran en fenómenos como la isostasia, los movimientos tectónicos, las variaciones en la rotación de la tierra y, especialmente en los últimos años en nuestro país, en las deformaciones volcánicas. Entre las aplicaciones metrológicas, se encontraban también la determinación del patrón de masa, el kilogramo, o la determinación de la constante de gravitación universal (G).

³¹ La definición de la NGA es más reducida. Se accede en: <http://earth-info.nga.mil/GandG/coordsys/definitions.html>.
La definición de NOAA en http://www.ngs.noaa.gov/corbin/class_description/Geodetic_Tidal_Datums_0811.shtml

³² ZAKATOV, P. (1997), pág. 14.

ONDULACIÓN O ALTURA DEL GEOIDE distancia + N o -N que separa al geode del elipsoide de ajuste (GRS80) en cada uno de sus puntos. Se mide en la perpendicular geométrica al elipsoide.



Globalmente, la diferencia en la elevación respecto al elipsoide geocéntrico es de ± 100 m. Esta diferencia responde a la llamada ondulación del geode que denotamos con $\pm N$. En España, los valores son positivos siempre.

“Molodensky en 1941 fue capaz de demostrar que la superficie física de la tierra puede determinarse a partir de medidas geodésicas solas, sin usar la densidad de la corteza terrestre. Esto requiere que el [antiguo] concepto de geode sea abandonado... Ahora las anomalías de la gravedad y las desviaciones de la vertical se refieren al terreno y no al nivel del mar; las anomalías de la altitud al nivel del terreno toman el lugar de las ondulaciones del geode”³³.

GRAVEDAD (g): combinación de la fuerza centrífuga (debida a la rotación) y de la gravitación (causada por la masa). Su valor se incrementa desde ~ 9.78 m/s² en el ecuador hasta ~ 9.83 m/s² en los polos. En cada punto, esos valores se modifican según la densidad de las masas interiores y según la altitud topográfica. Es la fuerza que interviene en los cálculos de las superficies equipotenciales y de las altitudes. Se mide con gravímetros.

Elipsoide equipotencial medio terrestre o elipsoide de nivel

Cuando en las observaciones utilizamos el elipsoide, no se puede alcanzar una gran precisión altitudinal pese a sus ventajas como figura geométrica que permite otros cálculos. Se debe a las diferencias elipsoidales en el ajuste a la tierra y a que la normal geométrica no coincide con la perpendicular física sobre el geode, con la línea de plomada o curva de máximas pendientes a las superficies de nivel. A esta diferencia la llamamos deflección de la vertical. “Cuando nombramos una *superficie de nivel* estamos hablando de una superficie que es perpendicular a la dirección de la gravedad en todos sus puntos. Se supone que, generalmente, la dirección

³³ HEISKANEN, W y MORITZ, H. (1985), págs. 287-288. En apéndice tratamos algo más extensamente la teoría de Molodensky, verdadera “revolución copernicana” en geodesia.

de la gravedad es hacia el centro de la tierra, pero con variaciones complejas en dirección y magnitud según los emplazamientos, aunque estemos a escala local o a muy reducida escala. Estas variaciones, muy pequeñas y que exigen un equipo de medida especializado, se deben a la irregular distribución de masas sobre la superficie terrestre (valles y colinas) y también a las variaciones de densidad interna. Por lo tanto, todas las superficies de nivel son en realidad irregulares (*bumpy*) y complejas³⁴. Las diferentes líneas de plomada no son líneas paralelas como un teórico de la geometría nos diría. Las líneas de plomada de todos los puntos de la tierra, aunque no se cortan, confluyen en el centro de masas y tampoco son líneas rectas pues deben sus trayectorias a la distribución de las densidades en el interior. Es decir, en las mediciones habrá que tener en cuenta la distribución de masas del planeta y su campo gravitatorio.

DEFLECCIÓN DE LA VERTICAL (ξ , η): ángulo formado en cada punto por las direcciones de la gravedad (dirección de la plomada) y la perpendicular geométrica al elipsoide. Tiene dos componentes: uno norte-sur (ξ) y otro este-oeste (η).

ELIPSOIDE EQUIPOTENCIAL o ELIPSOIDE DE NIVEL³⁵: elipsoide definido para ser equipotencial en su superficie.

Si utilizamos el elipsoide geométrico como referencia para las coordenadas geográficas φ y λ , le asignamos, además, una superficie equipotencial (deberá contar con iguales valores del potencial gravitacional para todos sus puntos). Dado el elipsoide de ajuste GRS80, le adjudicamos una superficie equipotencial, $U = \text{constante}$. La función potencial U es llamada gravedad potencial normal (teóricamente). Está determinada, únicamente, mediante la superficie del elipsoide (semiejes a y b), la masa de su cuerpo sólido M y la velocidad angular ω . Para que sirva de forma sencilla de comparación, no intervienen las diferentes densidades internas³⁶.

El campo gravífico de la tierra lo descomponemos en un campo normal, matemáticamente simple, y un campo perturbador. Para el primero utilizamos, arbitrariamente, el elipsoide GRS80 sabiendo que las desviaciones de su gravedad asignada respecto a los valores reales (las perturbaciones) son pequeñas. "El campo de gravedad de un elipsoide es de importancia práctica fundamental porque es fácil de manejar matemáticamente y las desviaciones del campo gravífico real respecto al campo elipsoidal *normal* son tan pequeñas que pueden considerarse lineales". De otra forma, el problema geodésico sería de difícil solución; el elipsoide va a ser la forma normal del geoide. Todavía se dice que si el elipsoide de nivel tiene una superficie $U = \text{constante}$, "corresponde exactamente al geoide, definido como una superficie $W = \text{constante}$ "³⁷.

ELIPSOIDE MEDIO TERRESTRE: elipsoide equipotencial en el que la masa M , la diferencia en los momentos de inercia y la velocidad angular ω son las de la tierra. La gravedad potencial $U=W_0$.

Desde hace unos 250 años en geodesia se utiliza la teoría del elipsoide equipotencial, geocéntrico, con la misma masa que la tierra, rotando con la misma velocidad angular y con su eje mayor coincidente. La tierra se ajusta a una figura regular en la que no existirían océanos ni montañas, no existirían diferencias en las densidades de las

³⁴ Traducimos de **ORDNANCE SURVEY** (2002), pág. 5.

³⁵ "La teoría del elipsoide equipotencial se debe, inicialmente, a Pizzeti en 1894. Fue elaborada posteriormente por Somigliana en 1929. Esta teoría sirvió, además, como base de la International Gravity Formula adoptada en la Asamblea General de Estocolmo en 1930", traducimos de **MORITZ**, H. *Geodetic Reference System* 1980, pág. 129.

³⁶ Para todo ello, también se encuentra un resumen de referencia en **MORITZ**, H. *op. cit.* Traducimos de la misma página 129, "de acuerdo con el teorema de Stokes-Poincaré, completamente independiente de la distribución de la densidad interna". Sobre estos mismos asuntos, **ICAO** (2ª ed. 2002), apartado 3.1.

³⁷ **HEISKANEN**, W. y **MORITZ**, H. (1979), *op. cit.* pág.64. El subrayado es mío. Además, he utilizado la página 81.

rocas ni tampoco diversas composiciones en su interior (no existirían la corteza, el manto o el núcleo, por ejemplo). Ese elipsoide, llamado *elipsoide normal*, está asociado a un campo de gravedad teórico conocido también como *campo de gravedad normal*. Su superficie es equipotencial y puede usarse como superficie de referencia en los cálculos de la magnitud y dirección de las coordenadas de la posición y de la gravedad.

De esta manera, el elipsoide equipotencial GRS80 se define incluyendo la masa total de la tierra y su atmósfera y se utiliza en dos ocasiones: 1) como superficie de referencia para las coordenadas cuyos cálculos no son geométricos sino físicos y 2) para la obtención de medidas gravimétricas y de geodesia satelital. Es decir, también se utiliza en el cálculo de la latitud y la longitud para los puntos de la superficie terrestre y en la geodesia que utiliza satélites artificiales. Se define un campo de gravedad normal (teórico o convencional) en la superficie de la tierra e interviene en los cálculos sin contemplar tampoco las variaciones en la densidad atmosférica³⁸. El GRS80 es el que mejor ajusta a la tierra y el que se utiliza en las mediciones con GPS, aunque desde su adopción como datum, los movimientos de las placas han cambiado la superficie de la tierra (como ya habíamos visto).

En resumen, los **parámetros del GRS80 modificados según el WGS84** son los del cuadro:

PARÁMETROS ³⁹	NOTACIÓN	MAGNITUD
Semieje mayor	a = 6 378 137, 00	metros
Elipticidad	1/f = 298. 257 223 563	adimensional
a estos parámetros geométricos se les asocian los parámetros del potencial de gravedad del geode:		
Velocidad angular	$\omega = 7\,292\,115,0 \cdot 10^{-11}$	rad/s
y el parámetro que ya habíamos indicado en la determinación ITRF		
Constante gravitacional incluida la masa de la atmósfera terrestre	GM = 3 986 004,418 · 10 ⁸	m ³ /s ²
Potencial de gravedad normal	U ₀ = 6,26368517146 · 10 ⁺⁰⁷	m ² /s ²

Cálculo de la gravedad normal.

Definiendo de esa manera las características físicas del elipsoide de ajuste, al gradiente de la función potencial normal (U) lo denominamos gravedad normal (γ) cuya magnitud sobre la superficie (cuando h=0) tiene un cálculo sencillo (fórmula de Somigliana):

$$\gamma = \gamma_e \frac{1 + k \sin^2 \phi}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \phi}} \quad \text{donde,} \quad k = \frac{b\gamma_p}{a\gamma_e} - 1$$

Las unidades en m/s² que en miligales (abreviadamente mgal) las obtenemos con:

$$1\text{m/s}^2 = 10^5\text{mgal}$$

³⁸ "Si se deben tener en cuenta los efectos atmosféricos, han de aplicarse correcciones a los valores medidos", traducido de **NGA**: STND.0036_1.0.0_WGS84, pág. 3-2.

³⁹ De esos parámetros se han derivado estos otros: Semieje menor b: 6.356.752,3142 m, Primera excentricidad e: 8,1819190842622*10⁻², Cuadrado de la primera excentricidad e²: 6.69437999014*10⁻³, Coeficiente armónico zonal de segundo grado del potencial gravitacional (normalizado) C: 2-0. 484166774985*10⁻³. Sobre estos y otros parámetros ver: **MORITZ**, H. "Geodetic Reference System 1980", citado en apéndice.

Según esa fórmula, el valor de la gravedad en un punto de la superficie del elipsoide depende de su forma y tamaño (representados por a, b y e en las fórmulas anteriores) y de unos valores de la gravedad polar y ecuatorial (aceptados por convenio). Además, varía en función de la latitud.

Parámetros de la gravedad en el elipsoide GRS80 aceptados internacionalmente:

$$\gamma_e = \text{gravedad normal en el ecuador} = 9,7803253359 \text{ m/s}^2,$$

$$\gamma_p = \text{gravedad normal en el polo} = 9.8321849379 \text{ m/s}^2,$$

$$\text{Constante } k = 1.931852652458 \times 10^{-03}$$

$$U_0 = 6,26368517146 \times 10^7 \text{ m}^2/\text{s}^2,$$

$$\gamma = \text{gravedad promedio} = 9,7976432223 \text{ m/s}^2,$$

Latitud y longitud astronómicas.

Si en lugar de mediciones geométricas, utilizamos la gravedad:

LATITUD ASTRONÓMICA (Φ): ángulo formado por la dirección de la gravedad en un punto dado con el plano ecuatorial, tomado como positivo hacia el norte.

LONGITUD ASTRONÓMICA (Λ): ángulo formado por el plano meridiano origen con el plano meridiano celeste de un punto dado, tomado como positivo hacia el este. El plano meridiano celeste es el plano que contiene las direcciones del eje polar y de la gravedad en un punto dado.

Cuando la deflexión de la vertical es cero, la latitud y la longitud astronómicas son iguales respectivamente a la latitud y la longitud geodésicas.

Altitud geográfica y DATUM vertical

La posición de un punto quedará descrita con las coordenadas tridimensionales longitud y latitud (φ, λ) y con el valor de la altitud para el que empleamos los símbolos h (altura geométrica) y H (con distintos procedimientos para el cálculo de las alturas gravimétricas). La latitud y la longitud hay que completarlas con la distribución de las altitudes que es otro componente fundamental en los análisis geográficos, aunque no sea una coordenada sino un valor distinto. La obtención de un modelo topográfico, de una referencia de las elevaciones, es una de las primeras tareas del cartógrafo. Sólo teniendo en cuenta los valores de la altitud podremos cartografiar acertadamente la información geográfica. De esa manera, la latitud y la longitud, los parámetros de la figura de ajuste y la altitud son los valores necesarios para una completa georreferenciación. Hablamos, engañosamente, de coordenadas planas o bidimensionales y de coordenadas tridimensionales. Aunque son dos coordenadas angulares, la latitud y la longitud no son bidimensionales, como habíamos visto⁴⁰.

⁴⁰ http://inspire.ec.europa.eu/documents/Data_Specifications/INSPIRE_DataSpecification_RS_v3.2.pdf A diferencia de lo que suele considerarse bidimensional bajo criterios espaciales, en ISO 19107 se define: *Dimension. The attribute "dimension" is the length of coordinate sequence (the number of entries). This is determined by the reference system.* Con criterios informáticos se llega a decir que las dos entradas en un registro de coordenadas angulares se definen como bidimensionales. Se olvidan del elipsoide y de sus dimensiones. Tanto en ISO como en INSPIRE se acrecienta el equívoco cuando se llama coordenadas horizontales a las dos

Puesto que la altitud es necesaria para fijar la posición terrestre de un punto, llega a decirse que es la tercera coordenada geográfica, aunque esto sea impropio pues es un valor numérico diferente. Tan sólo es un dato que expresa el vector de la elevación. En el sistema geográfico, dada la posición de un punto (φ, λ) podemos conocer la latitud y la longitud de un segundo punto situado a cualquier distancia $(\varphi+n, \lambda)$, $(\varphi, \lambda+n)$ o $(\varphi+n, \lambda+n)$. Pero dada la altitud h de un primer punto y una distancia no podemos calcular la altitud del segundo punto.

Si bien la altitud no es la tercera coordenada, la georreferenciación ha de completarse con la descripción de la superficie topográfica. Los valores de la elevación del terreno son la base de aquellos fenómenos geográficos en los que no basta la simple referencia a un elipsoide. Únicamente con las coordenadas geográficas y sus correspondientes coordenadas proyectadas, la tierra se reduciría a una figura regular de superficie nivelada o lisa. Para su descripción, lo usual en cartografía es el registro del valor de la altitud asignándolo a las coordenadas utilizadas en la localización.

De esta manera, a las coordenadas geográficas, latitud y longitud, asociamos posteriormente los valores del relieve terrestre con el cálculo de la altitud para que no sea una figura geométrica regular. Aunque para los cálculos de distancias y direcciones son necesarias coordenadas sobre un elipsoide, una esfera o, incluso, sobre un plano, la distribución geográfica de las altitudes es otro componente fundamental en los análisis geográficos. A partir de la altitud calcularemos la orientación, las pendientes y otros valores del relieve.

Es indudable que el terreno es la superficie sobre la que se describen los fenómenos físicos y humanos del área emergida. En ella, además de la altitud y de sus magnitudes derivadas (pendiente y su variabilidad, orientación, escorrentía), realizaremos el análisis hidrológico, geológico o geomorfológico. En geografía es fundamental la referencia al relieve, a las altitudes, a la topografía. Tanto en las actuaciones de gestión o de ingeniería territorial como en el entendimiento científico o cultural de lo geográfico. No es casual que los nombrados como mapas básicos se conozcan como mapas topográficos indicando que las elevaciones son el fundamento, la base, de los restantes elementos representados⁴¹.

SUPERFICIE DEL TERRENO y SUPERFICIE OCEANOGRÁFICA: en conjunto, son dos superficies que forman la superficie real o natural de la tierra. Están establecidas mediante puntos cuyas coordenadas geográficas se miden respecto al elipsoide (φ, λ) y para cuya altitud y batimetría utilizamos una superficie de referencia llamada datum vertical.

DATUM VERTICAL⁴² en teoría es la *superficie* utilizada con elevación o altitud cero. En la práctica es un conjunto de datos de elevación cuya precisión permite utilizarlos como referencia de otros datos altimétricos o batimétricos, aunque no describan una superficie equipotencial.

Es decir, al igual que en los sistemas de coordenadas que habíamos visto, en el datum vertical intervienen dos situaciones: una definición o referencia teórica y un marco para su realización o materialización.

En la descripción del relieve conviene la utilización de un datum diferente al datum de la posición pues la altitud no debe calcularse como una magnitud de la geometría regular. Como siguiente operación del sistema de

coordenadas necesarias en una posición no proyectada. Todo el mundo sabe que la tierra no es plana, aunque la podamos proyectar.

⁴¹ Sobre estas cuestiones **ESPIAGO, J.** La gestión de la información geográfica, en BB

⁴² Además, en ISO 19111 se dice: "un datum para la ingeniería es el que no es geodésico ni vertical". De momento, podemos no considerarlo en geografía. Contraponiendo el calificativo, al elipsoide de ajuste lo llaman datum horizontal con una nefasta visión geométrica plana. Las coordenadas geográficas no son planimétricas.

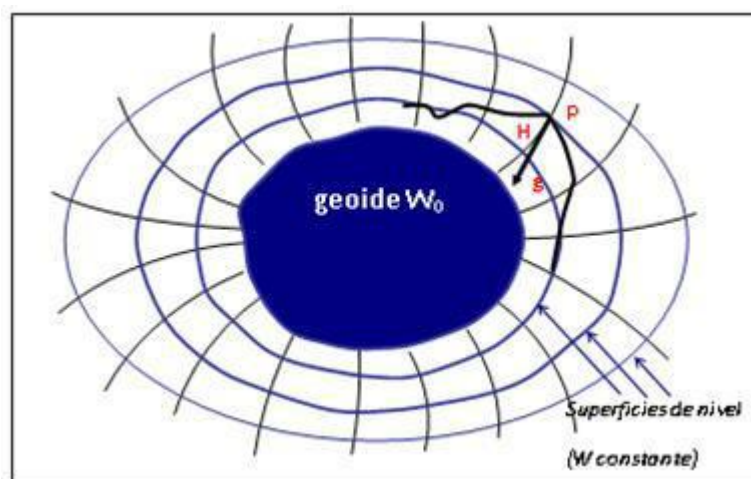
coordenadas entre las que nombrábamos al principio señalábamos la “determinación de un datum geodésico para el cálculo de la altitud, llamado datum vertical. Puede ser distinto al datum utilizado para las coordenadas (φ , λ) llamado, desafortunadamente, datum horizontal”. Según ISO, hablamos de sistemas de coordenadas simples o compuestos cuando utilizamos un solo datum o cuando utilizamos también un segundo datum como datum vertical⁴³.

SISTEMA DE COORDENADAS COMPUESTO: Sistema de referencia de coordenadas que, en la descripción de la posición, utiliza dos sistemas independientes de coordenadas de referencia. Uno para el componente horizontal y otro para el componente vertical.

Determinación satelital del campo gravitatorio. Modelos de gravedad en la superficie terrestre, EGM2008. Anomalías de la gravedad.

El antiguo geoide era de compleja determinación por el desconocimiento de las densidades internas. En cambio, desde la década de 1960 se cuenta con la ayuda de satélites artificiales. En sus órbitas se describen otras superficies con potencial de gravedad constante que disminuyen su valor a medida que nos alejamos del centro. Un sistema de referencia satelital orbitando la tierra siempre lo hace respecto al centro de gravedad terrestre. También sus superficies físicas equipotenciales son convexas y no se cortan nunca, pudiendo utilizarse como superficies de nivel.

Con los satélites se persigue una ajustada determinación tridimensional y la medición del campo gravitatorio que se compara con la gravedad normal del GRS80. Destacan los sistemas GNSS y la misión de los satélites GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment), especialmente dedicada al campo de gravedad.⁴⁴ Han permitido que la precisión sea próxima al metro en el cálculo de la dimensión máxima de W_0 . También el resto de parámetros ha ido obteniendo una precisión mayor (a excepción de G).



Elaborado a partir de la fig. pág. 49 HEISKANEN y MORITZ.

⁴³ Traducimos la definición de [EN ISO 19111:2007, Geographic information-Spatial referencing by coordinates.], utilizada por **INSPIRE** D2.8. I.1-v3.2 apartado 2.3.

⁴⁴ “The first decade of the new millennium has been called “The Decade of Geopotentials” and has seen the launch of three dedicated gravity field mapping missions: CHAMP [Reigber et al., 1996] launched in July 2000, GRACE [GRACE, 1998] launched in March 2002, and GOCE [European Space Agency, 1999] launched in March 2009.” **PAVLIS**, et al. (2012), págs 1 y 2

SUPERFICIE DE NIVEL o SUPERFICIE EQUIPOTENCIAL (W): superficie que tiene un potencial constante y que en todos sus puntos es perpendicular a la dirección de la gravedad. Expresa un nivel físico pues en esas superficies el agua no se movería. Existe un número infinito y no se intersectan. La distancia entre dos superficies es menor en los polos que en el ecuador⁴⁵.

Las superficies *W*, aunque llegan a ser analíticas, no son superficies físicas que se describan mediante una ecuación regular o un modelo geométrico regular. Presentan desigualdades debidas a la diferente distribución de masas en el interior terrestre (si la tierra fuera un cuerpo homogéneo y regular, las superficies *W* se corresponderían con elipsoides de revolución equipotenciales), al achatamiento de los polos, a la atmósfera, a la acción del sol, de los planetas y de la luna y a los efectos electromagnéticos. Pese a ello, son superficies físicas básicas en la descripción terrestre que ayudan al entendimiento de la forma real de la tierra sin incluir su topografía. También serán la principal descripción del tamaño y la orientación de la tierra global sin que existan otras superficies no satelitales que puedan sustituirlas. Suele decirse que son esferoides pues tampoco son elipsoides regulares. El análisis especializado de los datos orbitales expresa la gravedad exterior de la tierra mediante series de armónicos esféricos en las que se eliminan los factores distintos a los específicamente terrestres. Los coeficientes de los términos armónicos son función de las distintas perturbaciones orbitales. Solamente unos pocos dependen de la forma de la tierra.

Su cálculo corresponde en la actualidad a unos escasos organismos que emplean las técnicas espaciales que habíamos nombrado anteriormente entre las que destacan los satélites GRACE. Al igual que las normas internacionales ITRS cuyas determinaciones ITRF hemos adoptado en la georreferenciación, queda fuera del alcance de la mayoría de instituciones públicas (autonómicas o estatales) y de los profesionales tradicionales, aunque todos pueden acceder a sus resultados en direcciones electrónicas. Pese a todo, las observaciones satelitales han de complementarse con los cálculos de la gravedad terrestre obtenidos con gravímetros y con el estudio de la topografía o la altimetría obtenidas en los institutos tradicionales.

Anteriormente, el sistema americano WGS84 había elaborado el todavía denominado *modelo de geoide global* llamado también WGS84 o, más específicamente, Earth Gravitational Model 1984 (EGM84) que presentaba 200 km de resolución. Después, proporcionó en 1996 otro modelo conocido con las siglas EGM96 con 100 km de resolución⁴⁶ que fué actualizado en 2004 pero manteniendo su antiguo nombre. Se destacaban anomalías gravimétricas en los océanos que tampoco se comportaban como superficies enteramente normales (aunque fueran equipotenciales). Las ondulaciones se encontraban en el rango entre -105 m hasta + 85 m.

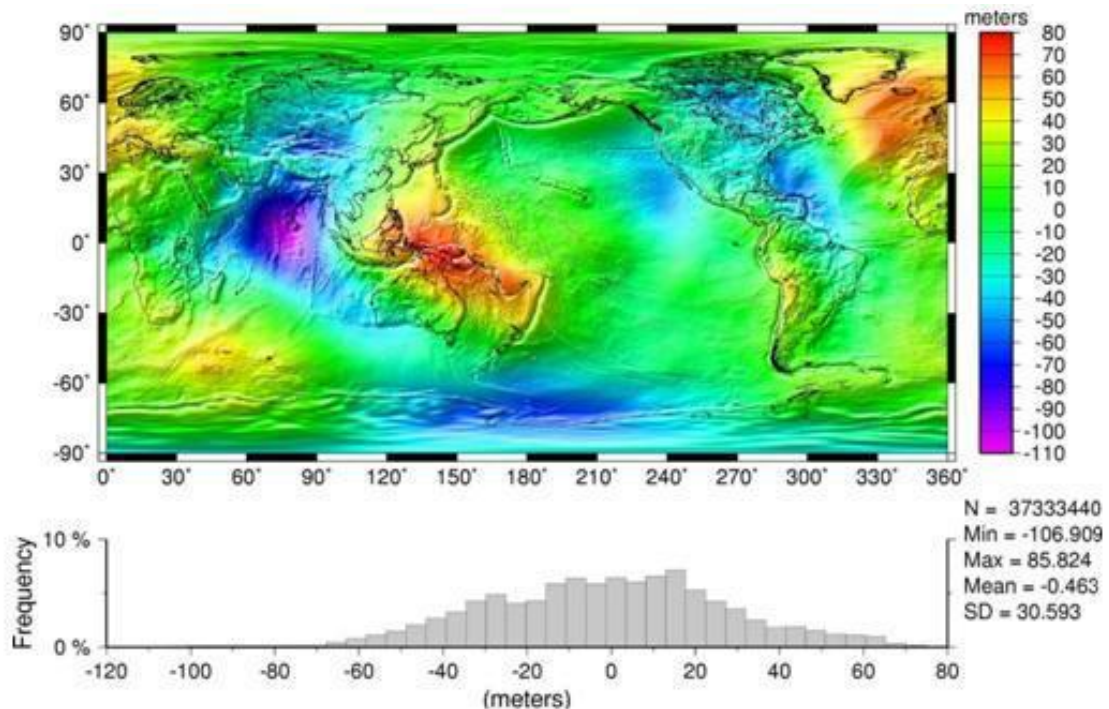
Actualmente, el modelo gravimétrico global es el EGM2008, recomendado por el IERS⁴⁷, en el que se alcanza nuevamente una precisión mayor mediante el uso de satélites específicos, medidas de las anomalías de la gravedad en tierra y cálculos de altimetría satelital. Con una resolución próxima a 10 km, llega a alcanzar 4,6

⁴⁵ Traducido de <https://confluence.qps.nl/display/KBE/Geoid+Model+Glossary>. Se añade la siguiente nota: "The mean sea level is not an equipotential surface because oceans have a permanent topography that is caused by temperature, salinity, currents, etc."

⁴⁶ "spherical harmonic coefficients complete to degree and order 360"

⁴⁷ "The official Earth Gravitational Model EGM2008 has been publicly released by the U.S. National Geospatial-Intelligence Agency (NGA) EGM Development Team. This gravitational model is complete to spherical harmonic degree and order 2159, and contains additional coefficients extending to degree 2190 and order 2159". Los datos son "a global set of area-mean free-air gravity anomalies... formed by merging terrestrial, altimetry-derived, and airborne gravity data... supplemented with gravitational information implied by the topography... A single global model may satisfy the requirements of a very wide range of applications." PAVLIS et al. (2012) pág. 1. Se permite "full access to the model's coefficients and other descriptive files with additional details". La URL del EGM08 es <http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008>. Para los formatos SIG: [EGM2008 GIS Data Page](#)

millones de términos en la expansión esférica⁴⁸. Los dos anteriores 32.757 y 130.317, respectivamente. Se le calcula una precisión del orden ± 0.05 m (océanos) y ± 0.5 m (áreas continentales).



EGM2008 Geoid Undulations on a Global 2.5' x 2.5' Grid, with respect to the WGS 84 Ellipsoid. Unit is Meter.

Esta precisión aumenta en las regiones planas disminuyendo en las áreas de relieve montañoso. La deflexión de la vertical alcanzada en los USA y en Australia es de 1,1 a 1,3 arco segundos⁴⁹.

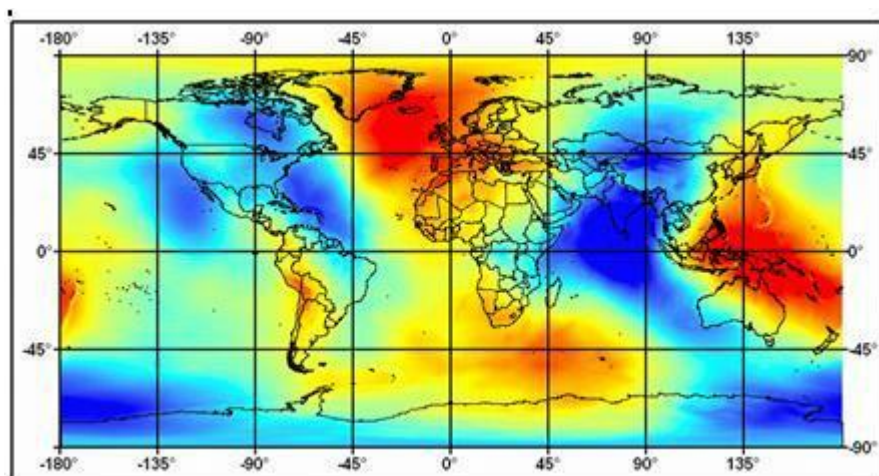
Además, se accede a una síntesis de esos armónicos esféricos con valores gravimétricos en mallas de 1 x 1 minuto o de 2,5 x 2,5 minutos de resolución⁵⁰. En su descripción se utiliza una figura mediante armónicos esféricos pero esos datos se transforman también a un sistema raster o en cuadrícula, como el de la imagen anterior. Es decir, los datos se ofrecen interpolados en una rejilla de puntos equidistantes. En la ilustración, vemos que este modelo global EGM2008 presenta ondulaciones en el rango -102 m (en el Océano Índico) y +78 m (en el Pacífico, al norte de Australia). Su cartografía hipsométrica y batimétrica refleja la distribución de la densidad en el manto. En las zonas de subducción, el geoide presenta una depresión de 15 a 20 m de profundidad en donde el trazado de sus ondulaciones se corresponde con el de las dorsales oceánicas.

⁴⁸ "For many applications the complete series is unnecessarily complex and is truncated after a few (perhaps several dozen) terms".

⁴⁹ Debido a esas anomalías de la gravedad en los océanos "their use was restricted to certain coastal areas, and to areas where significant ocean surface variability makes altimetry derived gravity anomalies less reliable, while marine data of verifiable quality exist". PAVLIS et al. (2012), pág. 3.

⁵⁰ Escrito en FORTRAN se conoce como hsynth_WGS84. f. Además, se usan dos programas de interpolación llamados interp_1min.f e interp_2p5min.f, respectivamente. Existe un ejecutable windows hsynth_WGS84.exe y otras ayudas al usuario. "Note that the harmonic synthesis software (provided)... applies a constant, zero-degree term of -41 cm to all geoid undulations computed using EGM2008 with the height_anomaly-to-geoid_undulation correction model (also provided). Similarly, all pre-computed geoid undulations incorporate this constant zero-degree term. This term converts geoid undulations that are intrinsically referenced to an ideal mean-earth ellipsoid into undulations that are referenced to WGS 84. The value of -41 cm derives from a mean-earth ellipsoid for which the estimated parameters in the Tide Free system are: a=6378136.58 m and 1/f=298.257686". Recordemos que los valores iniciales eran: a=6 378 137 m y 1/f= 298.257 223 563. Se publicó en PAVLIS, N. y otros, (2012) op. cit.

En ficheros cada 45' y ondulaciones en una malla de 2,5' se descargan formatos grid activando las cuadrículas siguientes:⁵¹



EGM2008 GIS Data: Global 2.5 Minute Geoid Undulations. Activando sobre la malla (45° X 45°) se descarga un fichero zip, http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/egm08_gis.html

La precisión y la utilidad del EGM2008 tienen dos ámbitos distintos, según se trate de las superficies oceánicas o las del área continental. En las oceánicas, se usa para el cálculo de la Dinamic Ocean Topography (DOT). Se llega en ellas a un modelo gravitacional global de gran precisión y elevada resolución⁵². En las áreas continentales tiene una precisión de los datos que es menor. De todas formas, se utiliza en la determinación de coordenadas astronómicas y en aquellas altitudes que, utilizando GPS, no exigen, teóricamente, tareas de nivelación.

GEOIDE GLOBAL: está formado mediante ondas del campo de gravedad de gran y de medio radio.

GEGEOIDE LOCAL⁵³: formado mediante ondas de gran, medio y corto radio.

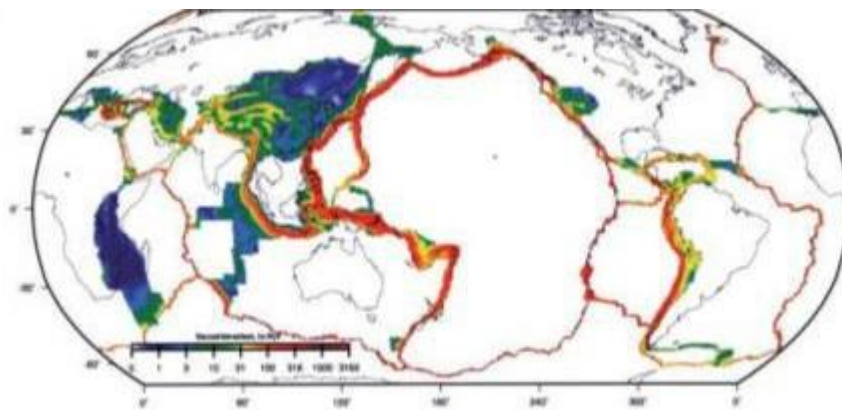
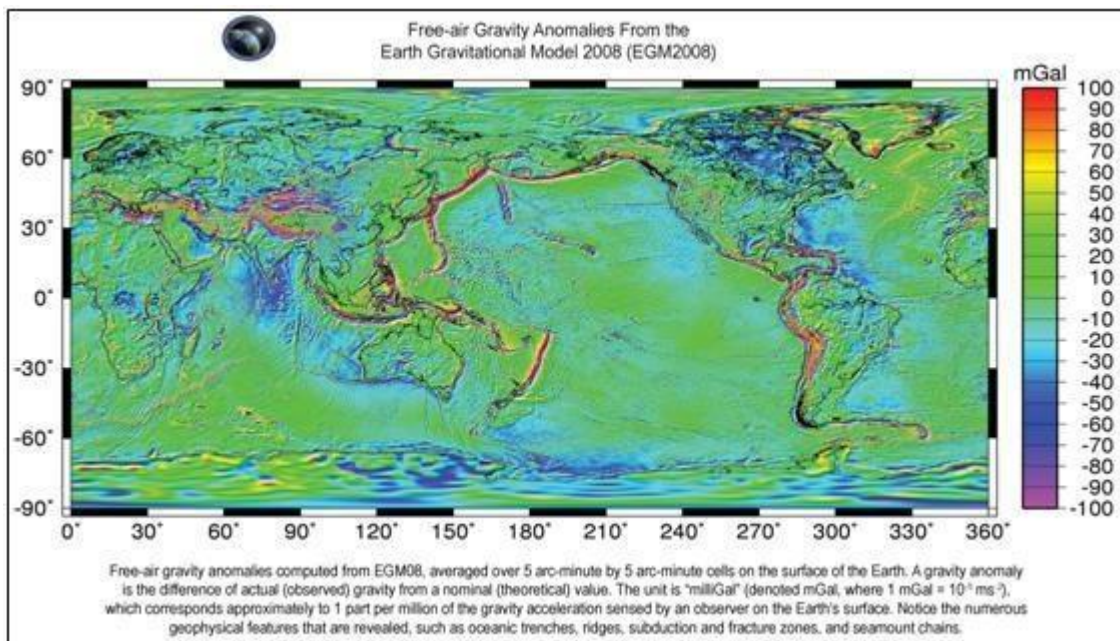
La forma usual para mostrar el campo gravitatorio del EGM08 es mediante ondulaciones sobre el elipsoide por lo que se sigue llamando geoide. Con los mismos datos pero comparándolos con los valores de la gravedad normal obtenemos la diferencia entre la gravedad convencional y la realmente obtenida. Reciben el nombre de anomalías de la gravedad en la superficie terrestre (no en el interior de la corteza) y también *free air gravity anomalies*⁵⁴.

⁵¹ Es lo que llaman "gis data format" suponiendo esos autores que en esta herramienta solamente se consideran formatos raster. Como dice el IGN, "Para la obtención de los modelos de geoide válidos para España se obtuvieron dos ficheros de ondulación EGM2008 (uno para Península, Baleares, Ceuta y Melilla y otro para Canarias), con un paso de malla de 1' x 1' con los siguientes límites: • Península, Baleares, Ceuta y Melilla: Longitud: 9° 30' W - 4° 30' E Latitud: 35° N - 44 ° N • Canarias: Longitud: 18° 30' W - 13° W Latitud: 27° 30' N - 29° 30' N". INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL. SUBDIRECCIÓN GENERAL DE ASTRONOMÍA, GEODESIA Y GEOFÍSICA. CENTRO DE OBSERVACIONES GEODÉSICAS: s. a.): El nuevo modelo de geoide para España EGM08 – REDNAP, pág. 12. Se descarga un .pdf en <ftp://ftp.geodesia.ign.es/>.

⁵² PAVLIS, N. y otros (2012). The development and... op. cit. apéndice, págs. 1 y 2.

⁵³ "For local engineering applications and cadastre-surveying, global geoids are not as accurate as needed. For such applications, local geoid models are calculated. These can only be developed using local field measurements. They offer centimetre accuracy over several hundred kilometres, with a high resolution. Local geoids are not suitable for height comparison over large distances since they are based on different origins and reference heights (different equipotential levels)". ZAKATOV, P. (1997), pág. 14.

⁵⁴ http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/anomalies_dov.html. Se acompañan de los datos sobre deflexión de la vertical (DOV).



En rojo, áreas en donde los movimientos de las placas se asocian con terremotos y volcanes⁵⁵

Las ondulaciones se registran en metros, las anomalías en el intervalo ± 100 mGals. Es destacable la conexión entre la topografía, especialmente la marina, y las anomalías en la distribución regular de la gravedad. Como dice el pie de la imagen anterior, se describen numerosos fenómenos geofísicos como las fosas y dorsales oceánicas, las zonas de subducción y de fracturación o las cadenas submarinas. Se destacan las elevadas anomalías que recorren buena parte del litoral del Pacífico y del Caribe. También en la costa del Mediterráneo y del Índico asiático. Por ello, en cartografía, estos últimos datos debieran utilizarse en las tradicionales altitudes al nivel del mar. En general, las anomalías han de tenerse en cuenta cuando indicamos la simplista distribución equipotencial normal. Destacamos el carácter lineal de las áreas de tensión o máximo esfuerzo, de color rojo en la imagen inferior. Es inmediata su conexión con las anomalías de valores máximos.

⁵⁵ El subtítulo original de la imagen es "Áreas Geologic, geodetic, and earthquake data help determine the zones on Earth where the crustal motion diverges from rigid plate motion. Areas of high strain, in red, experience increased earthquakes and volcanoes. SOURCE: Kreemer et al., 2000."

Tipología de altitudes. Anomalías de la altitud. Otras figuras de la tierra (teluroide. Cuasigeoide)

Dependiendo de la superficie de referencia que adoptemos y del procedimiento utilizado, tendremos diferentes tipos de altitud.

ALTURA ELIPSOIDAL (h): es la distancia, medida de forma geométrica y ortogonal, entre un punto P y el elipsoide que es utilizado como datum vertical. Dicho de otra forma, es la elevación sobre el elipsoide de referencia. A veces aparece nombrada como **ALTURA GEOMÉTRICA** o **ALTURA GEODÉSICA**⁵⁶.

En esta aproximación, la altura del punto P de la superficie terrestre se mediría geoméricamente a través de la perpendicular al elipsoide en el que se determina el punto P'. Este punto P' tiene altitud = 0 pues está situado sobre el elipsoide que podemos utilizar como referencia geométrica teórica. Los puntos P y P' tienen las mismas coordenadas φ y λ pero distinta altura. Tienen la misma posición geográfica aunque distinta posición en la vertical.

Es un término equívoco pues esa distancia al elipsoide no indica, necesariamente, la altitud de la superficie terrestre dado que el elipsoide no se ajusta de igual manera en todos sus puntos ni es una superficie de nivel. No tiene en cuenta el campo de gravedad terrestre y, por lo tanto, esta altitud no define la circulación del agua lo que ha de considerarse en morfología⁵⁷. Esa distancia h es una necesidad geométrica derivada de la relación de las coordenadas tridimensionales X, Y, Z con las coordenadas elipsoidales φ , λ que necesitan un valor h para la descripción de los puntos que no se encuentran sobre el elipsoide. En la actualidad, es un cálculo geométrico a partir de las mediciones GNSS, no es un cálculo físico. Para la obtención de valores altitudinales de índole física son insuficientes las figuras geométricas.

ALTURA DE LA SUPERFICIE DEL MAR (Sea Surface Height, SSH): Es la altura elipsoidal en la superficie oceánica. Puede observarse a partir de altimetría radar de satélites (Topex/ Poseidon, ERS-1, Jason, etc.).

ALTURA ORTOMÉTRICA (H): es la distancia de un punto P y el datum vertical *medida a lo largo de la línea de fuerza* que es perpendicular a las diferentes superficies equipotenciales. Si conocemos las ondulaciones del geoide, llamamos altura ortométrica (H) a la diferencia entre la altura elipsoidal (h) y la ondulación (N).

$$H = h - N.$$

Esa distancia de P a unos datos o a una figura de referencia a la que seguimos llamando geoide la indicamos con H y es la que también acostumbramos llamar altitud sobre el nivel del mar.

Es una definición teórica. En la práctica, para un punto P, la altura elipsoidal (h_p) puede obtenerse a partir de observaciones GNSS, la altura ortométrica (H_p) es observable mediante operaciones de nivelación, corregidas por observaciones de gravimetría, y la altura del geoide u ondulación (N_p) se calcula en los modelos de gravedad terrestre (EGM). Esa *definición teórica* es una aproximación ya que no considera diferencias entre las

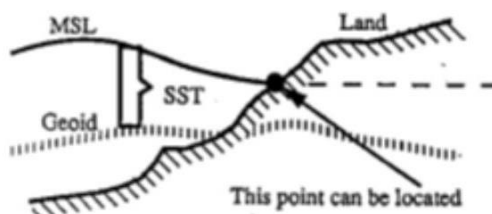
⁵⁶ En ISO 19111:2007, 4.19 "ellipsoidal height: geodetic height h. Distance of a point from the ellipsoid (4.1.12) measured along the perpendicular from the ellipsoid to this point, positive if upwards or outside of the ellipsoid. Note 1 to entry: Only used as part of a three-dimensional ellipsoidal coordinate system (4.1.13) and never on its own".

⁵⁷ "Gravity defines the vertical (up/down) dimension in the real (non-ellipsoidal) world" en <http://www.hydrometronics.com/downloads/What's Up.pdf>.

perpendiculares geométricas o físicas, ni consideran los diferentes factores de escala según los tipos de observaciones. De todas formas, para propósitos cartográficos (geográficos o no) el error producido por esta aproximación puede ser normalmente ignorado pues es de pocos milímetros.

TOPOGRAFÍA DE LA SUPERFICIE DEL MAR (Sea Surface Topography, SST): Separación entre la superficie del mar y el geoid. En los océanos es equivalente a la altura ortométrica.

$$SST = SSH - N$$



NÚMERO GEOPOTENCIAL (C): Para una localización dada, es la diferencia entre su superficie equipotencial (W_i) y la superficie equipotencial utilizada como referencia (W_0) medida a lo largo de la línea de la plomada.

DIFERENCIA EN EL NÚMERO GEOPOTENCIAL (ΔC_{ij}): Para dos localizaciones distintas en la superficie de la tierra (i, j), es la diferencia entre sus superficies equipotenciales $W_j - W_i$. Puede calcularse por nivelación.

ALTURA NORMAL (H^*): es la diferencia del potencial de un punto respecto del potencial al nivel del mar. Tiene en cuenta la gravedad normal medida a lo largo de la línea de plomada.

La diferencia entre la altura normal y la altura ortométrica suele ser significativa en altas elevaciones.

ANOMALÍAS DE LA ALTITUD (ζ): diferencia entre las alturas normales y la altura sobre el elipsoide⁵⁸.

Permiten la conversión de las alturas elipsoidales (h) en alturas normales (H^*):

$$h = H^* + \zeta,$$

siendo ζ la anomalía de la altitud⁵⁹.

TELUROIDE. Las distancias al elipsoide medidas como altitudes normales H^* y no a través de cálculos geométricos describen una figura llamada teluroide cuya ecuación es, precisamente⁶⁰:

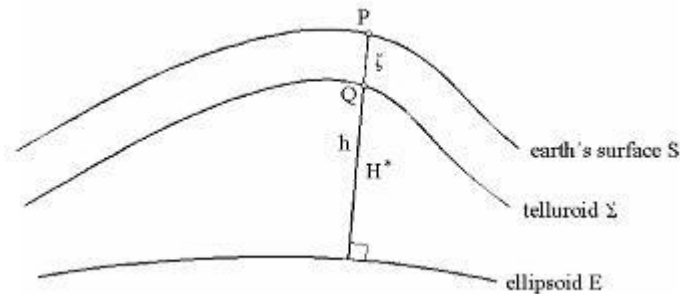
$$h = H^* + \zeta$$

⁵⁸ "The distance between points P and Q, measured along the ellipsoidal normal is called height anomaly, and corresponds to the geoid undulation that is used in the conventional approach". "Over the ocean, height anomalies are virtually identical to geoid undulations; over land their difference is a function of the Bouguer anomaly and the elevation", HEISKANEN, W y MORITZ, H. (1967), pág. 292 y sección 8-13].

⁵⁹ "En Europa existen tres tipos de altitudes (...) normales, ortométricas y normal-ortométricas. Ejemplos de ortométricas serían las de Bélgica, Dinamarca, Finlandia, Italia, Suiza o la Península Ibérica. Hoy en día, las altitudes normales son usadas en Francia, Alemania, Suecia y la mayoría de países de Europa Oriental. En Noruega, Austria y en los países de la antigua Yugoslavia se usan la normal-ortométricas". Además, hemos de considerar las alturas elipsoidales y otras magnitudes que describimos en apéndice.

⁶⁰ En Geoid Model Glossary (Jos Verheijen, 2015): "The telluroid was proposed by Molodenskii to avoid the complex determination of the topographical density and vertical gradient of gravity, which are necessary components in geoid modelling". Se determina por nivelación, combinándola con medidas de la gravedad. HEISKANEN, W. y MORITZ, H. (1985), op. cit. pág. 292. Otra definición es "Is a surface whose normal potential U at every point Q is equal to the actual gravity potential W at the corresponding surface point P, with the points P and Q being situated on the same line that is normal to the ellipsoidal [HEISKANEN y MORITZ, 1967, p. 292].

A diferencia del geoide, el teluroide es una superficie “observable” aunque no es una superficie equipotencial. Las posiciones de sus puntos sobre el terreno se miden usando mediciones de la gravedad, nivelaciones y observaciones astronómicas. Los resultados se comparan con la altura elipsoidal h para cualquier latitud proporcionando las llamadas *Molodensky free-air gravity anomalies*⁶¹



El teluroide. La altura normal= H^* y la altura anómala ζ

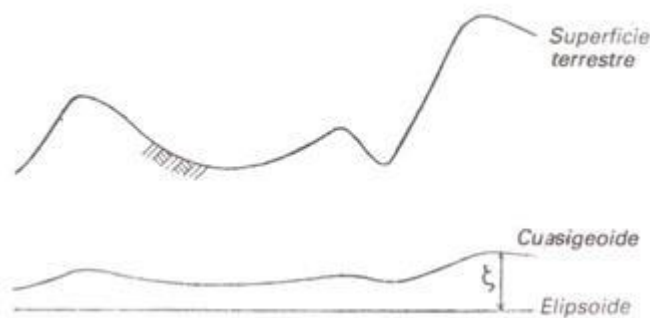
Sobre los océanos se pensaba que siempre $\zeta = N$ pero en las áreas continentales “la anomalía de la altitud (ζ) es, en general, mayor que la correspondiente ondulación del geoide N ”.

Se supone que sobre los océanos: $\zeta - N = 0$

Sobre los continentes: $\zeta - N = H - H^*$

La altura ortométrica (H) que resultaba de la ondulación o altura del geoide ($+N, -N$) que era la separación entre el geoide y el elipsoide, se calcula de forma separada a las anteriores.

“Observemos... que también podemos dibujar las anomalías de la altitud ζ por encima del elipsoide. De esta forma, obtenemos una superficie que es idéntica al geoide sobre los océanos porque allí $\zeta = N$ y es muy próxima al geoide por las otras partes. Esta superficie ha sido llamada cuasigeoide por Molodensky”...“el cuasigeoide no es una superficie de nivel, no tiene significado físico alguno”⁶², pero proporciona una visualización conveniente” y “refleja la topografía”⁶³.



Heiskanen y Moritz (1985), fig pág. 328.

CUASIGEOIDE: superficie paralela al teluroide obtenida sumando las anomalías de la gravedad al elipsoide. Es una función de la altura normal y no tiene un significado físico.

⁶¹ HEISKANEN, W y MORITZ, H., (1967), sección 8-3 citados por PAVLIS et al (2012) pág. 4.

⁶² HEISKANEN, W y MORITZ, H., (1985), págs. 293-294.

⁶³ Los entrecorillados en HEISKANEN, W. y MORITZ, H. (1979), págs. 328, 294 y 327, respectivamente.

En topografías suaves o discretas, la diferencia entre el geoides y el cuasigeoide es muy pequeña. En áreas montañosas llega a varios decímetros o, incluso, al metro. El geoides es el datum de la altitud ortométrica y el cuasigeoide de la altura normal.

Considerando esas dos superficies (teluroide y cuasigeoide), volvemos a nuevas definiciones de los mismos términos anteriores:

ANOMALÍA DE LA ALTITUD (ζ): es la separación entre el **teluroide** y la superficie del terreno o la superficie oceanográfica.

ANOMALÍA DE LA ALTITUD (ζ): es la separación entre el elipsoide y el **cuasigeoide**.

ALTURA NORMAL (H^*): es la elevación del **teluroide** sobre el elipsoide.

ALTURA NORMAL (H^*): es la elevación sobre el **cuasigeoide**.

Modificaciones regionales del EGM2008. DATUM vertical europeo (EVRS, European Vertical Reference System). EGM08- REDNAP

Para las coordenadas de la posición geodésica (φ, λ) adoptamos el elipsoide pero no existe un acuerdo internacional sobre una figura o unos datos que sirvan de referencia global para el cálculo de la altitud. No existe un único datum vertical reconocido internacionalmente⁶⁴. Por ello, los valores de altitud no son directamente comparables. Se utilizan las distintas superficies que representan la forma y tamaño de la tierra de cuya descripción hemos hablado. Se controlan con acuerdos regionales que, para nosotros, serán los de la Unión Europea y, más concretamente, los requerimientos de España. En ambos casos se parte del modelo gravimétrico global elaborado en USA conocido como EGM2008 pero modificándolo con los datos obtenidos para una red de puntos calculados con gravímetros de precisión, con nivelaciones y con los cálculos GNSS⁶⁵. Ya hemos dicho, que, también en la práctica, se llega a la definición de un conjunto de datos de referencia para los que se emplea el nombre geoides W_0 y que utilizamos como datum vertical regional o local⁶⁶. Además, el antiguo nombre de geoides sigue siendo útil para la comprensión de otras figuras que se han usado en el cálculo altimétrico (teluroide y cuasigeoide).

Hasta la geodesia satelital se utilizaban redes de nivelación geométrica estatales a partir de la observación de uno o de varios puntos establecidos, preferentemente, en la parte marina. La superficie equipotencial usada como datum vertical se observaba con las variaciones de las mareas en un período de tiempo. La observación podía ser directa o utilizando el nivel medio del mar. Posteriormente, en esa nivelación se añadían algunos cálculos astronómicos y medidas de la gravedad también en el interior continental. En las áreas continentales se

⁶⁴ La herramienta EPSG, para la transformación de coordenadas, (ver apéndice) incluye unos 130 datums verticales usados en el mundo. Algunos países tienen más de uno.

⁶⁵ En apéndice estudiamos las distintas redes geodésicas.

⁶⁶ La definición ISO es la del cuadro:

vertical datum	datum describing the relation of gravity-related heights or depths to the Earth	ISO19111:2007(E) ISO19116:2004(E)
----------------	---	--------------------------------------

decía que eran puntos del geoide (alturas sobre el nivel del mar). Como decimos, hasta fechas recientes eran infraestructuras aplicables en el ámbito de los estados que servían para el control de la posición y de la altitud. La determinación del atributo de la altitud para cada punto φ, λ no es una tarea sencilla ni individual. Para esas situaciones locales⁶⁷ se definía el datum de mareas como datum vertical.

DATUM DE MAREAS (*tidal datum*): Niveles de marea que se utilizan en la determinación de superficies de referencia de la batimetría marina y como datos base en la determinación de la altitud terrestre. En el ámbito emergido, eran la base de las tareas de nivelación. Llamados también planos de marea⁶⁸.

Su cálculo exige mediciones continuadas (que suelen estar normalizadas) en estaciones de marea específicas. Tradicionalmente, se emplea el nivel medio del mar (NMM o MSL por sus siglas en inglés) pero existen otras mediciones de las fases de marea (Mean Low Water, MLW; Mean High Water, MHW).

NIVEL MEDIO DEL MAR: (NMM, mean sea level, MSL) altura promedio de la superficie del mar en una estación mareográfica durante un periodo de 19 años. Determinada, generalmente, mediante lecturas horarias a partir de un nivel de referencia fijo predeterminado⁶⁹.

Se intenta la obtención de datos promedio en las variaciones de las mareas motivadas por las fuerzas gravitatorias del sol y la luna. De todos modos, ese promedio se presenta con picos y valles respecto al geoide aunque se filtren los efectos de marea de corto plazo.

Como decimos, el NMM ha sido un dato utilizado como referencia principal para las elevaciones altimétricas antes del uso de las tecnologías satelitales y del empleo de gravímetros de precisión⁷⁰. Se llegaba a la definición de la superficie potencial en un punto que por acuerdo institucional se adoptaba para la definición de todos los demás puntos de un territorio dado a los que se asignaba el valor W_0 . Pero, ahora se sabe, de esta manera no se permite la descripción de una superficie equipotencial sobre los océanos (no coincide exactamente con una superficie de nivel). La superficie del océano presenta pequeñas elevaciones o valles en el rango de -2,0 m a +2,0 m respecto al geoide⁷¹. Aunque no se permita la descripción de una superficie real, sigue utilizándose como

⁶⁷ "Tidal datums are used as references to measure local water levels and should not be extended into areas having differing oceanographic characteristics without substantiating measurements". También, "tidal datums are also the basis for establishing privately owned land, state owned land, territorial sea, exclusive economic zone, and high seas boundaries". Lógicamente: "In order that they may be recovered when needed, such datums are referenced to fixed points known as bench marks". Todo en Center for Operational Oceanographic Products and Services https://tidesandcurrents.noaa.gov/datum_options.html.

En <http://www.ign.es/ign/hwide/redMareografica.do> se insiste en el carácter local del datum de mareas: "Are local references and should not be extended into areas with different oceanographic characteristics" y "Are referenced to fixed and stable points on land (*Bench Marks*)".

⁶⁸ **USIGS GLOSSARY (NUG)** (1997). Traducimos "Specific tide levels which are used as surfaces of reference for depth measurements in the sea and as a base for the determination of elevation on land. Many different datums have been used, particularly for leveling operations. Also called tidal datum plane".

⁶⁹ SP-32 (OHI en su 5ª edición, 1994).

⁷⁰ "Conventionally, the mean sea level has been used as the reference surface for topographic elevations for generations. Regional, national and continental vertical datums were realized using geodetic levelling observations that were constrained to mean sea level as determined by tide gauge measurements", <http://www.nrcan.gc.ca>

⁷¹ "The mean ocean surface has slight hills and valleys similar to land topography, but much smoother. Globally, these hills and valleys range from -2.0 m to +2.0 m with respect to the geoid... This separation between the geoid and the sea surface is the Sea Surface Topography (SST) or Dynamic Ocean Topography (DOT)." Llegan a la definición (normalizada) de **Sea Surface Topography (SST)**: It is the separation between the geoid and ocean surface. SST can be determined from Sea Surface Height (SSH) measured from satellite radar altimetry and a geoid height (N): $SST = SSH - N$. SST is positive if the ocean surface is above the geoid. It is equivalent to the orthometric height of the ocean surface. (Unit: m), <http://www.nrcan.gc.ca>. Las normas también hablan de Sea Surface Height (SSH).

una superficie teórica de fácil imaginación que, convencionalmente, será al cero de elevación (o de nivel), ya que la superficie del mar está disponible desde casi todas partes

DATUM VERTICAL EUROPEO – EVRS (European Vertical Reference System): sistema vertical teórico, relacionado con un nivel cero de las mareas que emplea las diferencias de gravedad para las altitudes.

Ya desde 1994 la EUREF perseguía la unificación de las redes de nivelación estatales europeas adoptando un datum vertical único de resolución decimétrica. Se creó una red europea llamada UELN (United European Levelling Network) en cuyos nodos se calculan los números geopotenciales y las alturas normales. Para la conversión de valores geopotenciales en valores normales se utiliza el campo de gravedad del GRS80 y las coordenadas geodésicas se expresan en valores ETRS89⁷².

En el año 2000 se concretó o materializó el Marco Europeo de Referencia Vertical (EVRF2000) formado por GPS estacionarios, usados para la obtención de alturas elipsoidales y utilizando también esos GPS para la nivelación, añadiéndoles observaciones del nivel del mar con mareógrafos y midiendo las variaciones de la gravedad. El sistema mareal cero, de acuerdo con las resoluciones del IAG⁷³, era el llamado Normaal Amsterdams Peil (NAP). Se fijó la relación entre ese datum NAP y los pertenecientes a cada país europeo. Posteriormente, se añadieron las redes de nivelación de nuevos países y se calculó una nueva realización que es la que se conoce como **EVRF2007** que incluye la velocidad de desplazamiento vertical. Utiliza un total de trece puntos de referencia principal con mareógrafos en el Báltico, Mar del Norte, Mediterráneo, Mar Negro y Océano Atlántico con diferencias de varios decímetros.

Resumiéndolo, el sistema europeo cumple con las cuatro convenciones siguientes:

- El datum vertical es una superficie equipotencial en la que el campo de gravedad es constante:

$$W_0 = W_{0E} = \text{constante}$$

Esa superficie equipotencial pasa por el mareógrafo de Amsterdam.

- La unidad de longitud es el metro. La de tiempo, el segundo. Se obtienen mediante el correspondiente modelo de la relatividad.
- Los componentes de la altura son las diferencias ΔW_P entre el potencial W_P del campo de gravedad de la tierra para el punto P y el potencial W_{0E} del EVRS en el nivel convencional cero. La diferencia potencial $-\Delta W_P$ se nombra también como el número geopotencial C_P . Así: $-\Delta W_P = C_P = W_{0E} - W_P$
- Los números geopotenciales son equivalentes a las *altitudes normales*, con la condición de que el campo de gravedad quede especificado.
- El EVRS es un sistema mareal cero.

⁷² Es, por lo tanto, un sistema de coordenadas compuesto conocido como ETRS89-EVRS. "These systems [ETRS89 y EVRS] are the basis for geo-referencing in Europe both on a national as on an international level and they have been recommended for adoption by the European Union, EuroControl and EuroGeographics, the consortium of the European National Mapping and Cadastre Agencies", pág. 1 de **BRUYNINX, C y ROOSBEEK, F.** (2006).

⁷³ AIS-AIMS G/6-SN/5, Attachment A. Las siglas de autor corresponden a Aeronautical Information Services (AIS) y Aeronautical Information Management (AIM). Posteriormente, la red de nivelación de Holanda no consideró el NAP y no se puede relacionar un ajuste a este punto. Para algunos "esto ofrece una oportunidad única de pasar del concepto de un único punto para la definición del datum a una especificación del mismo multi-estación", en www.upv.es/unigeo

EVRF2007. Marco del datum vertical para Europa aprobado desde 2008 por la IAG-EUREF⁷⁴. Es un sistema de referencia vertical cinemático y gravimétrico⁷⁵.

El European Terrestrial Reference System 89 (ETRS89) es la referencia geocéntrica con precisión centimétrica para las coordenadas geodésicas en Europa. El European Vertical Reference System (EVRS) cumple la misma función para la altitud.

EGM08- REDNAP

En España, “*el Sistema de Referencia Altimétrico tomará como referencia el nivel medio del mar Mediterráneo en Alicante para la península y las respectivas referencias mareográficas locales para el resto de los territorios. En todos los casos, el sistema altimétrico queda materializado por la nueva Red Española de Nivelación de Alta Precisión (REDNAP) con altitudes ortométricas Helmert (H)*”⁷⁶. Corresponde al IGN “la planificación y gestión de las redes geodésicas terrestres de ámbito nacional, de la red de nivelación de alta precisión y de la red de mareógrafos, así como el desarrollo de aplicaciones sobre sistemas de navegación y posicionamiento”. Las medidas de la gravedad absoluta exigen un instrumental al alcance de un número limitado de instituciones que conforman una red internacional de observatorios puntuales⁷⁷. Se densifica esa red mediante la utilización de otro instrumental que mide las diferencias de gravedad entre puntos (mediciones relativas).

Ese Decreto fue anterior a 2008 aunque, para el territorio del Instituto Geográfico Nacional (IGN), “la calidad del modelo gravimétrico EGM2008 era tal que las diferencias en la mayor parte de los casos... no superaban el decímetro”⁷⁸. De todos modos, se corrigió mediante su combinación con los datos de la nivelación geométrica (REDNAP), con observaciones gravimétricas y con datos GNSS. El modelo resultante, conocido como EGM08-REDNAP tiene diferencias centimétricas. Sobre los datos utilizados, se publica el siguiente cartograma⁷⁹:

⁷⁴ Es una determinación práctica, un marco (EVRF) del EVRS (S de System). Recomendado en Europa, “to express gravity-related heights” (Commission Regulation (EU) No 1089/2010). Cuando se utiliza el ETRF89 como sistema elipsoidal estamos ante un “compound coordinate reference system ETRS89/EVRS” como dice INSPIRE, Specification on Coordinate reference systems, págs. 8 y 3. En la página EVRS en <https://evrs.bkg.bund.de/Subsites/EVRS/EN/Home/home.html>. “The European Vertical Reference System (EVRS) is an example of a system that has been built to reflect the globalisation of Geographic Information System (GIS) applications and the need for continental-wide, consistent height information... is realised in the European Vertical Reference Frame (EVRF) by the geopotential numbers and Normal Heights of nodal points of the United European Levelling Network ... in relation to the Normaal Amsterdams Peils (NAP). The geopotential number at NAP is zero”. Vertical Reference... pág. 3. “Guarantee of a 1 cm accuracy level for datum and network realization” en SACHER, M. (2015), pág. 13. Sobre el ámbito de aplicación: for the vertical component on land, within its geographical scope (continental Europe). Outside the geographical scope of EVRS (e.g. overseas territories), other vertical reference systems related to the Earth gravity field shall be used, which shall be defined and documented according to EN ISO 19111 and ISO 19127 by the Member State concerned. The Earth Gravitational Model (EGM Version 2008) is recommended in that cases” INSPIRE D2.8.II.1_v3.0, pág VI.

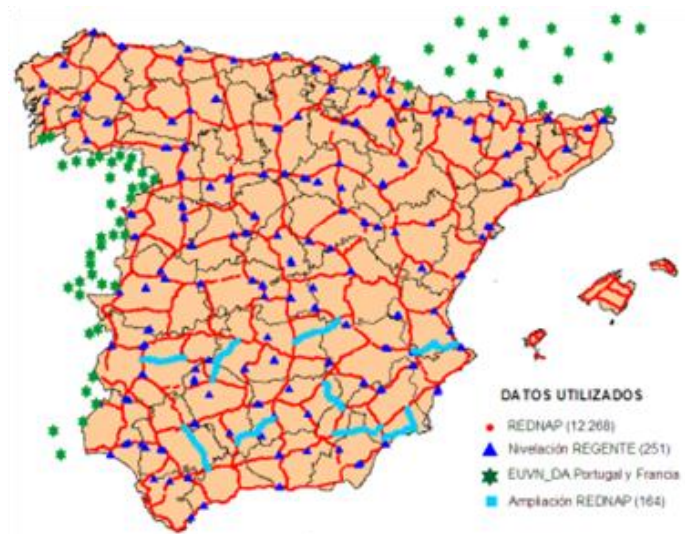
⁷⁵ “Classical geodetic positioning deals with stationary points (objects). In recent times, however, geodetic positioning has found its role also in positioning moving objects, such as ships, aircraft and cars. This application became known as kinematic positioning, and it is understood as being the real-time positioning part of navigation” VANÍČEK, Petr: An Online Tutorial in Geodesy, <http://einstein.gge.unb.ca>.

⁷⁶ Según el Real Decreto 1071/2007 (Artículo 4). “En la Península, las altitudes, referidas al nivel medio del Mar Mediterráneo en Alicante, tienen el código EPSG 5782. En Baleares, las altitudes están referidas al nivel medio local del Mar Mediterráneo en las islas. Código EPSG: 5782. En Ceuta y Melilla, las altitudes están referidas al nivel medio del Mar Mediterráneo. Código EPSG: 5782. En Canarias, las altitudes están referidas al nivel medio del Océano Atlántico en las islas”, (procedente de los metadatos del MDT 200 del IGN).

⁷⁷ “The establishment of these *global gravity networks* has been coordinated by the IUGG and the current network is known as the *International Gravity Standardisation Network 1971 (IGSN 1971)*”, Vanicek y Krakiwsky (1986), p. 535. En España, como dice la página del IGN, “el servicio de Gravimetría de la Subdirección de Astronomía, Geofísica y Aplicaciones Espaciales del Instituto Geográfico Nacional tiene como misión el establecimiento de la infraestructura básica de Gravimetría, y entre otras, el establecimiento de las llamadas redes gravimétricas absolutas de orden cero y primer orden.

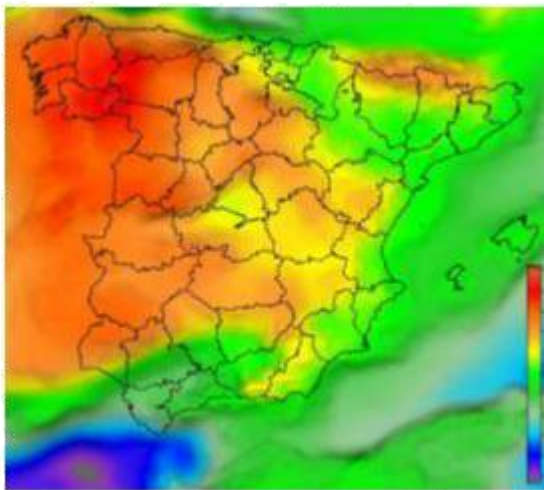
⁷⁸ IGN (2010): El nuevo modelo de geoide para España EGM08-REDNAP, pág.9.

⁷⁹ En ftp://ftp.geodesia.ign.es/documentos/EsquemaRGeodesicas_201501.jpg se descarga un mapa sobre el asunto. Existe un visor sobre las redes para el posicionamiento en ftp://ftp.geodesia.ign.es/documentos/EsquemaRGeodesicas_201501.jpg

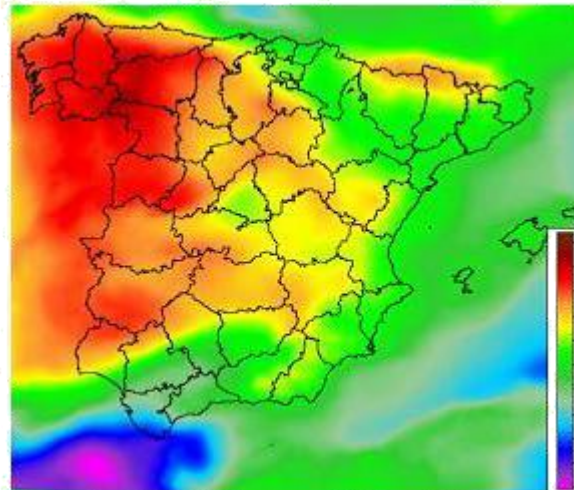


Las mediciones son independientes para cada una de las 25.000 señales en una red que se extiende sobre unos 18.000 km. Cada punto se concreta en una marca material (monumento) y los valores se gestionan en una base de datos de acceso informático. Actualmente, las coordenadas geodésicas se han transformado a ETRS89 desde los sistemas antiguos. El modelo raster resultante simplifica el modelo EGM2008 original en el que se registraban algunos detalles geológicos de interés (las unidades son metros).

MODELO INICIAL EGM08



MODELO FINAL EGM08- REDNAP



Javier Espiago
 Servicio de Cartografía de la Universidad Autónoma de Madrid.
 Julio - 2017