

Forma de la Tierra gravedad e isostasia

Cecilia Caballero Miranda
Instituto de Geofísica

La forma de la Tierra, como la de todos los grandes cuerpos del sistema solar es: REDONDA

como resultado de los procesos de acreción planetaria y la ley de la atracción universal

$$F = \frac{Gm_1m_2}{r^2}$$

3ª Ley de Newton en la que G es la constante de gravitación universal

$$G = 6.67 \times 10^{-11} \text{ N m}^2/\text{kg}^2$$

En la Tierra, la F con la que caen los cuerpos (fuerza de gravedad) es 9.8 m/s^2

Dado que $F = \text{masa (m)} \times \text{aceleración (g)}$ y considerando la ley de gravitación universal

$$F = m \times g = \frac{GmM}{r^2}$$

De tal forma que,

$$g = \frac{GM}{R^2}$$

Donde R es el radio terrestre

Pero el radio terrestre no es igual porque la rotación terrestre genera una fuerza centrífuga que produce un achatamiento del radio en el eje de los polos y un alargamiento en el eje del Ecuador

Así que la gravedad no es igual en toda la Tierra

Por otro lado la masa de la Tierra que es igual a:

$$m = \text{densidad } (\rho) \times \text{volumen } (v)$$

tampoco está uniformemente distribuida en la Tierra: *corteza continental, corteza oceánica, núcleo, manto*; cada uno tiene diferente densidad.

En la superficie terrestre la gravedad medida, varía con la *latitud* y, con la *densidad* del material en el sitio de medición.

Anomalías gravimétricas

Factor de achatamiento o de forma

R = radio terrestre = **(6,371 km)**. El radio polar es 10.5 km más corto que el ecuatorial

$$f = \frac{\text{radio_ecuatorial} - \text{radio_polar}}{\text{radio_ecuatorial}} = \frac{1}{297}$$

De Mediciones satelitales: $f = 1/298.25$

La gravedad en un lugar dado de la Tierra es entonces $g = g(\lambda)$

$$g(\lambda) = 9.78049 (1 + 0.0052884 \text{ sen}^2 \lambda - 0.0000059 \text{ sen}^2 2\lambda) \text{ m/s}^2$$

Donde λ es la latitud en radianes

Las unidades de la gravedad en sistema cgs son los gales (gal, de Galileo), que equivalen a 1 cm/s^2 y en SI son μg (unidad gravimétrica) en submúltiplos de m/s^2
 $1 \text{ mgal} = 10 \text{ mm/s}^2 = 10 \mu\text{g}$

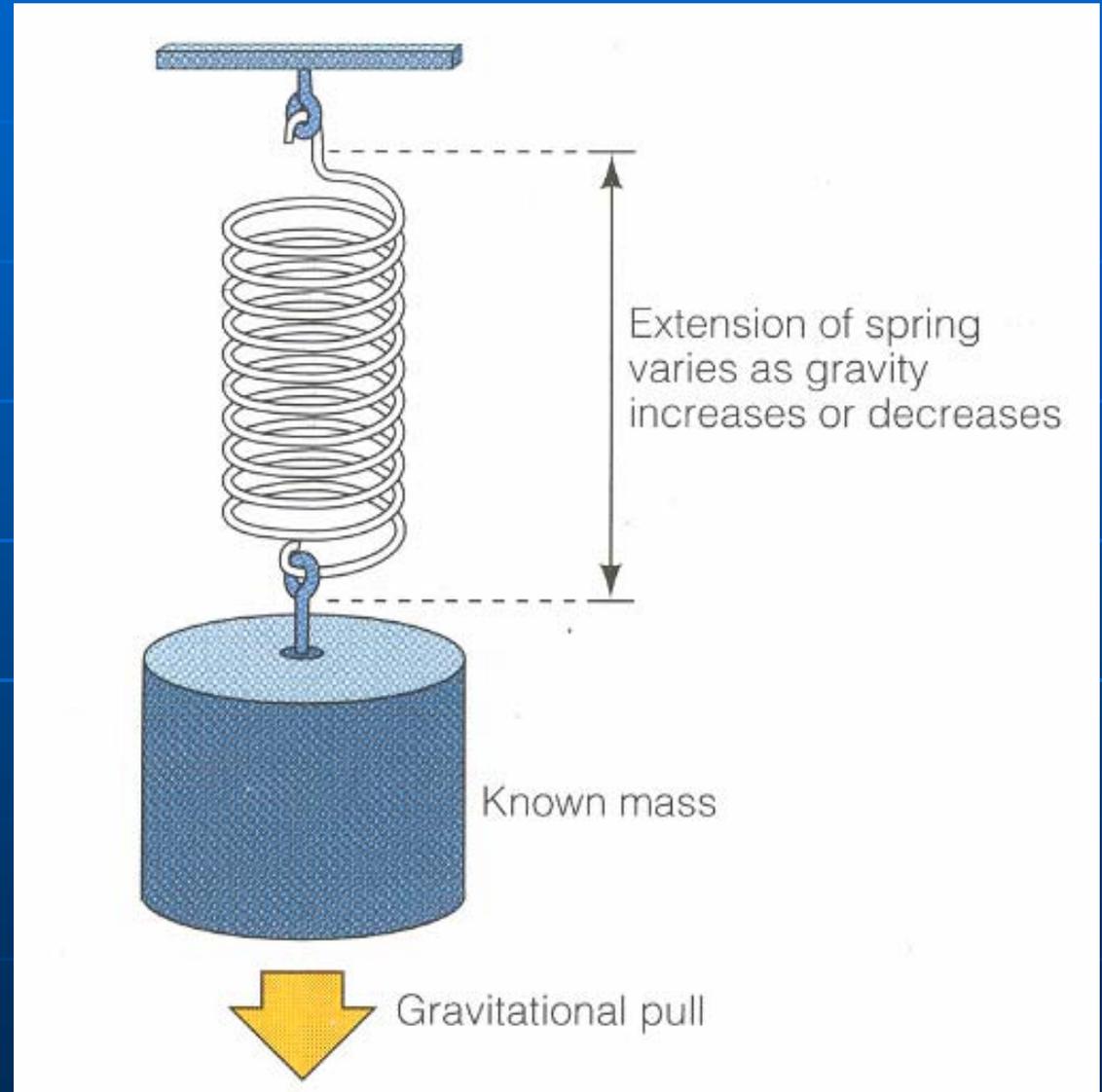
La densidad de la Tierra es: 5.52 g/cm^3

El Peso es la gravedad considerando a la fuerza centrífuga debida a la rotación de la Tierra.

Un hombre que pesa 90 kg en el Ecuador incrementa su peso a 90.5 en los Polos (a menos que haya llegado caminando y haya reducido su masa corporal por el ejercicio). Si esta persona se pesa en diversos puntos de la Tierra, podría observar que su peso cambia irregularmente.

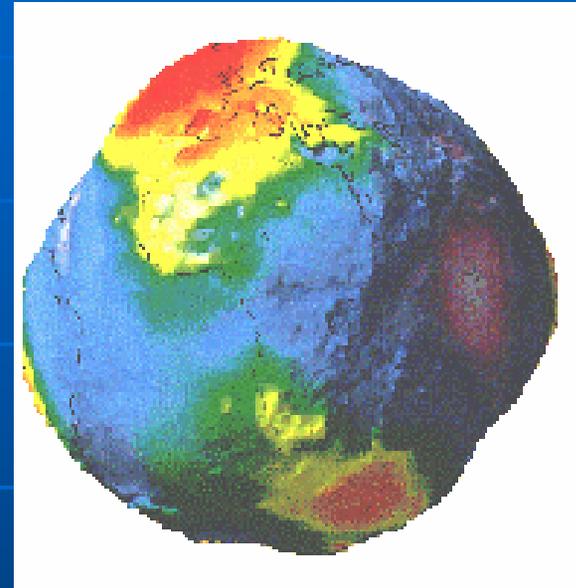
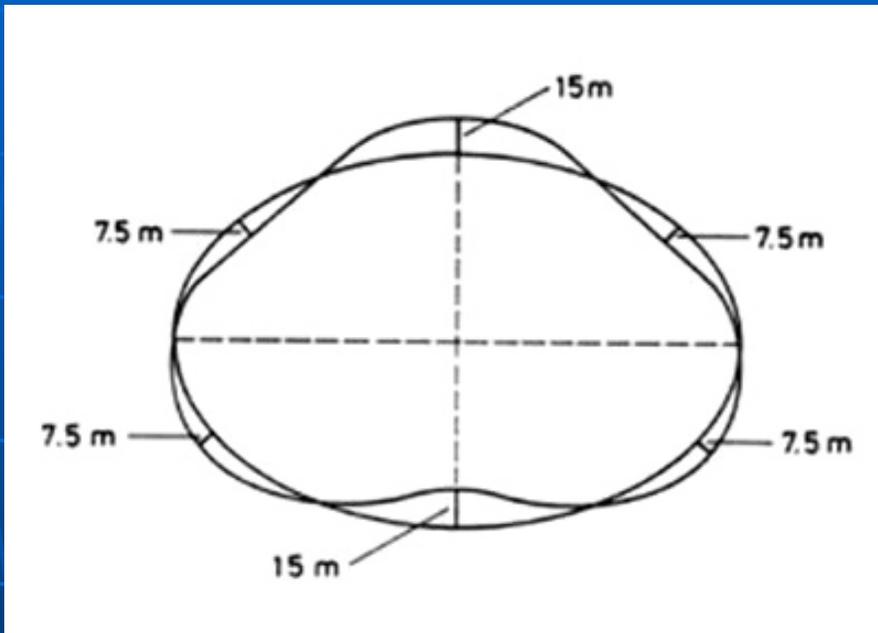
Mediciones de gravedad

Una forma de medir las variaciones de gravedad es medir las variaciones del peso de una masa constante mediante un dispositivo como el **gravímetro**



Pero tampoco es el caso. La Tierra tiene forma de Tierra

Proyección en el plano un plano vertical x-z ó y-z



<http://www.youtube.com/watch?feature=endscreen&v=w8A5afM2YOE&NR=1>

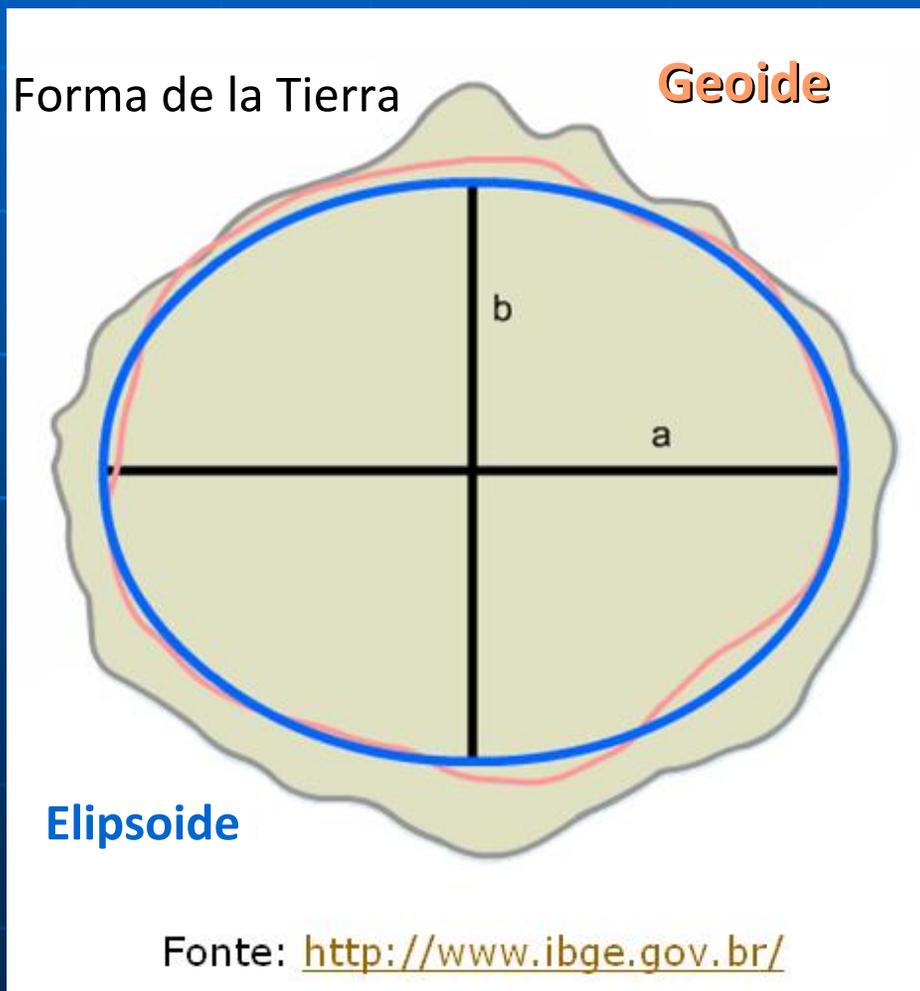
Se aprecia una mayor cantidad de masa en el hemisferio Sur, de ahí que digan que la tierra tiene forma de pera

Nota: Esto también afecta las mediciones de gravedad

El cuerpo geométrico que más se asemeja a la forma de Tierra es un: **Geoide**

➤ Definido por una superficie equipotencial* que corresponde aproximadamente con el *nmm* (en condiciones de reposo) y su prolongación bajo los continentes

* potencial gravitatorio constante



Superficie en la que cualquiera de sus partes intersecta las direcciones de la gravedad en ángulo recto

No coincide con la topografía de la superficie terrestre

Es un modelo geométrico-matemático que representa a la Tierra

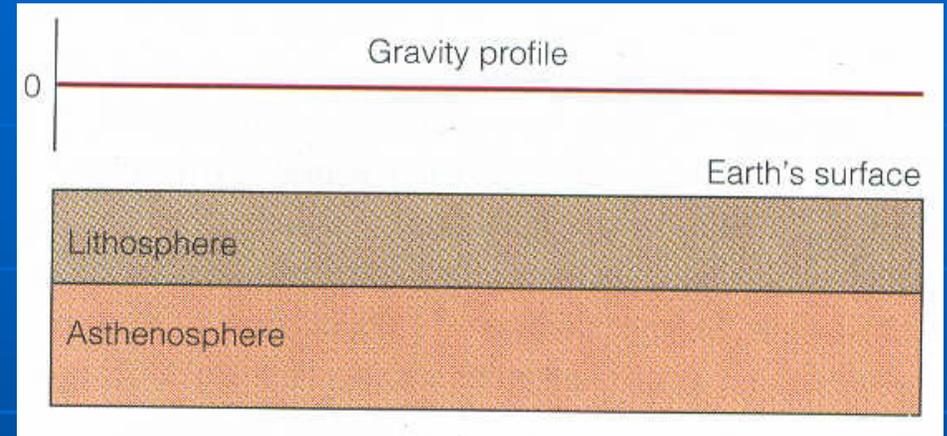
Es parecido a un esferoide



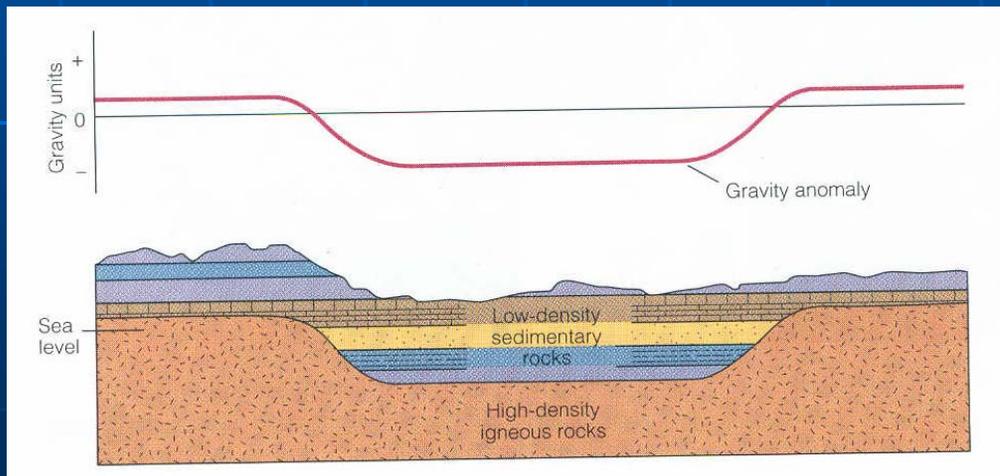
Anomalías de gravedad

Mediciones de gravedad con valores mayores o menores al valor calculado

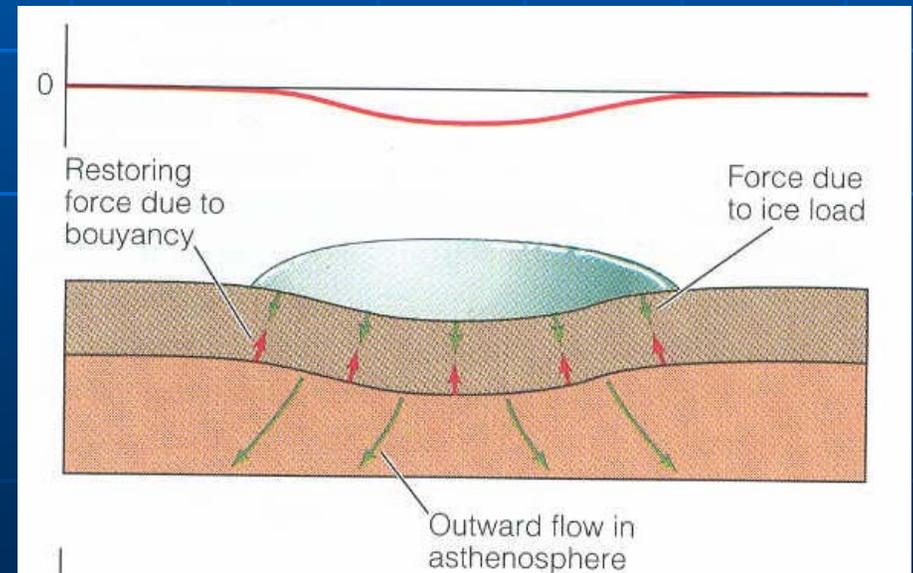
En una Tierra de densidad uniforme y sin relieve, la gravedad no varía. El valor calculado y las mediciones coinciden



Anomalías negativas

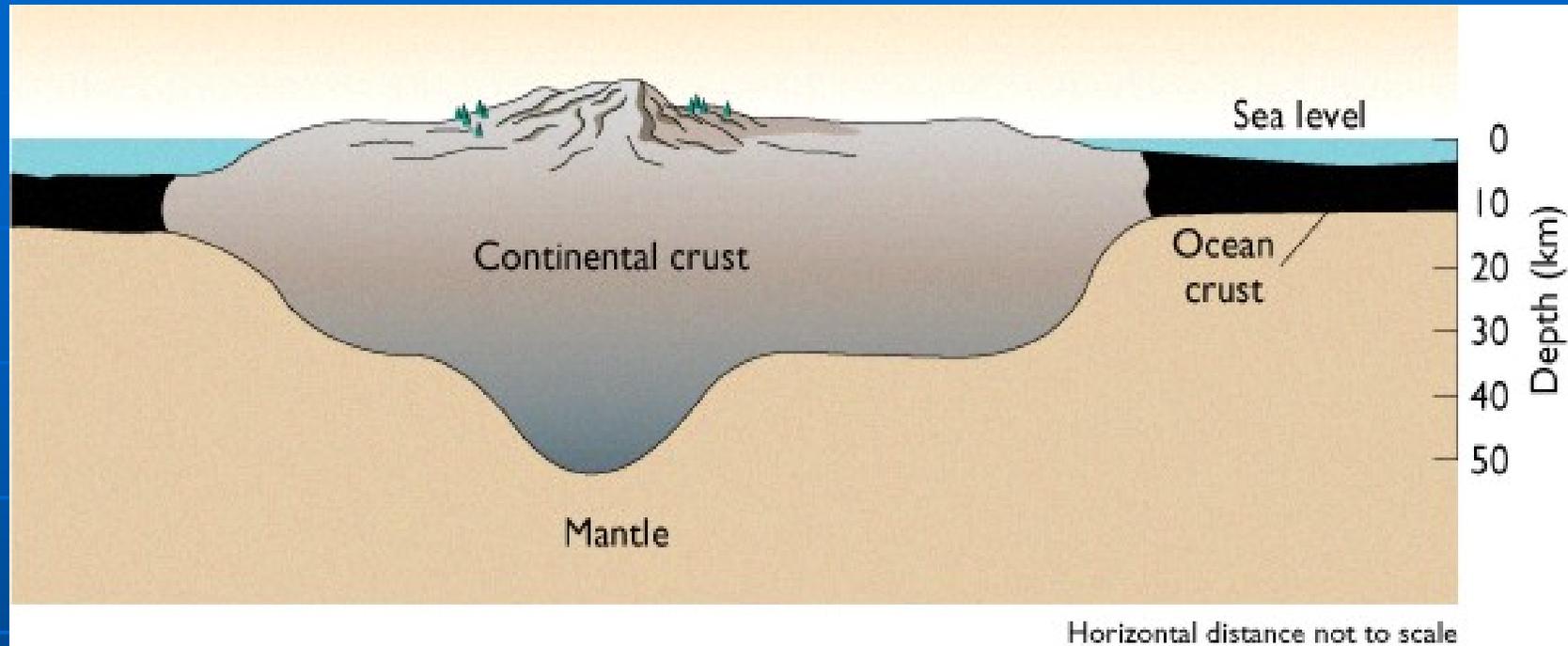


Una cuenca rellena de material menos denso: sedimentos



Una cuenca que se forma por el peso de material menos denso (hielo: glaciación)

Las diferencias de densidades de la Corteza

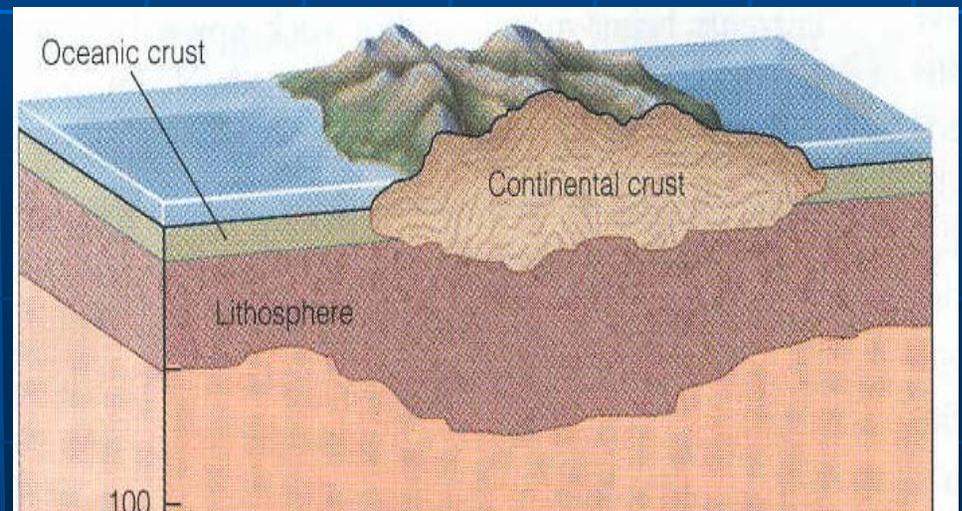


Los bloques de corteza tienen espesores y densidades variables. Descansan en una porción “fluida” del manto (astenosfera) en la cual “flotan” según su densidad

Los bloques que más emergen son los menos densos, como corchos en agua: así es la corteza continental.

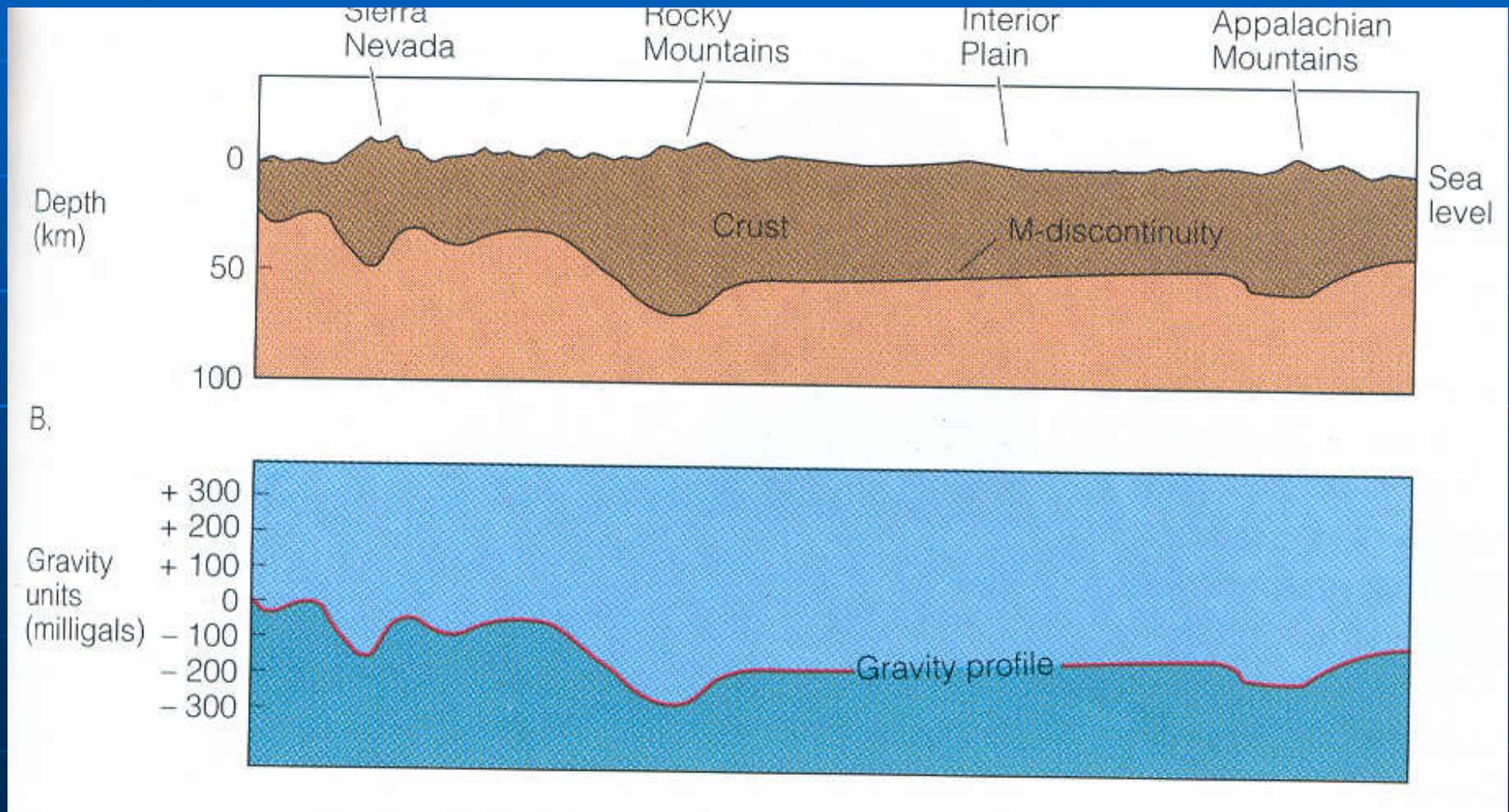


La corteza continental (poco densa), flota como el hielo en el agua. Entre más altas sean las montañas de corteza continental (los icebergs arriba del agua de la ilustración), mayores serán los espesores que se hundan en la astenosfera (porción de icebergs bajo el agua). Con gravimetría esto se puede detectar por dar anomalías de gravedad negativas.



Perfil de espesor de la corteza* y de valores de gravedad de Norteamérica

* Obtenido a partir de ondas sísmicas



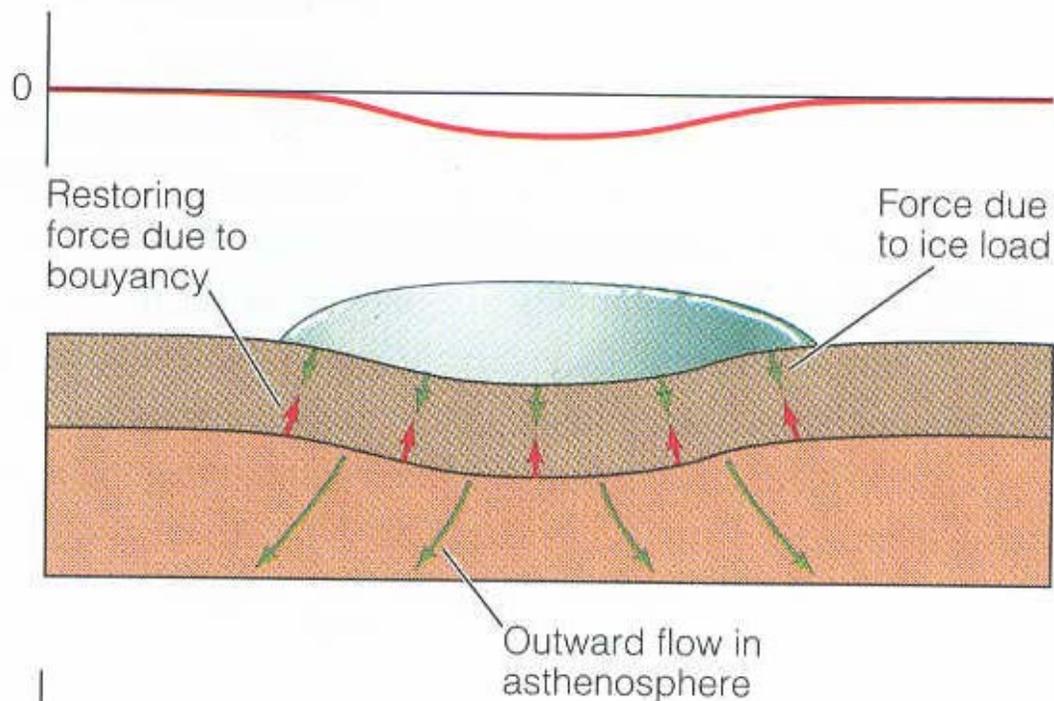
Como el hielo, la madera u otros materiales menos densos que el agua, suben y bajan en ella según su densidad, de acuerdo con el Principio de Arquímedes, hasta alcanzar un equilibrio hidrostático.

De igual forma los bloques de corteza (litosfera en sentido amplio), también tienen movimientos verticales al hundirse o emerger en el material en el que flotan, según su densidad. Este equilibrio no es perfecto y dado que no ocurre sobre agua sino, sobre un material viscoso (plástico) en lugar de denominarse hidrostático, se denomina

Equilibrio Isostático

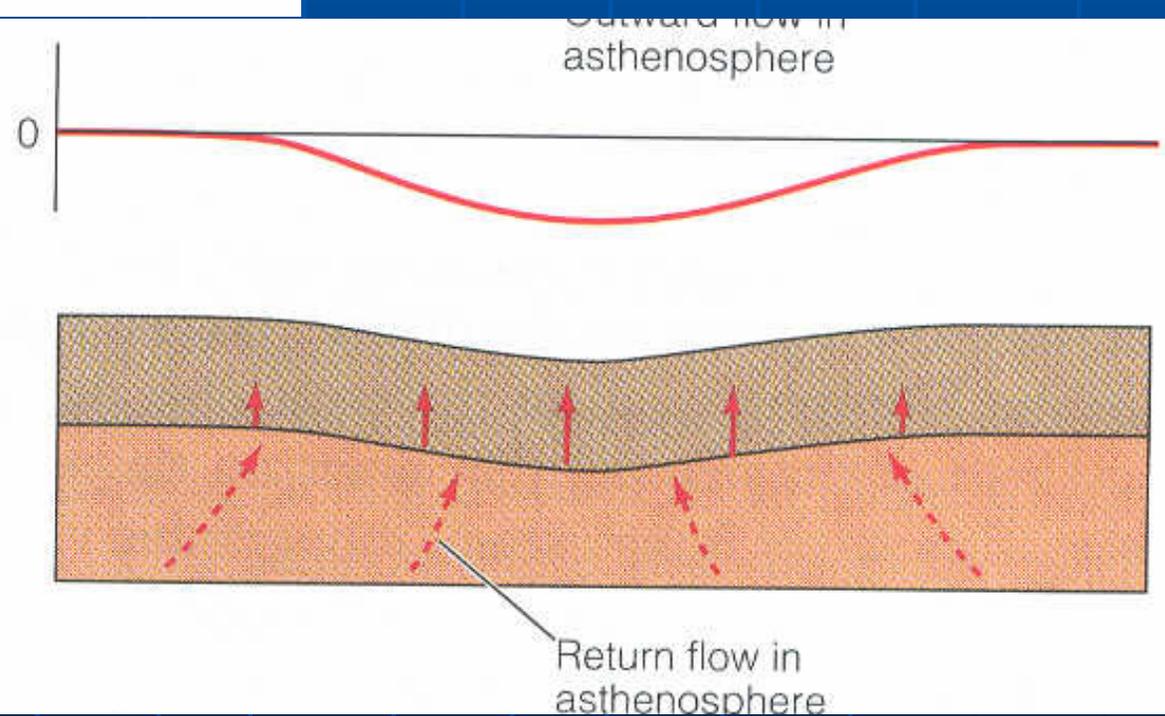
Estos movimientos verticales de la litosfera suceden en tiempos geológicos (miles y millones de años)





Adiciones de peso de baja densidad: ej. formación de glaciar, depósito de sedimentos, formación de montañas plegadas; producen movimientos verticales descendentes de la astenosfera

Remociones de peso: ej. erosión de materiales, deshielo; producen movimientos verticales ascendentes de la astenosfera

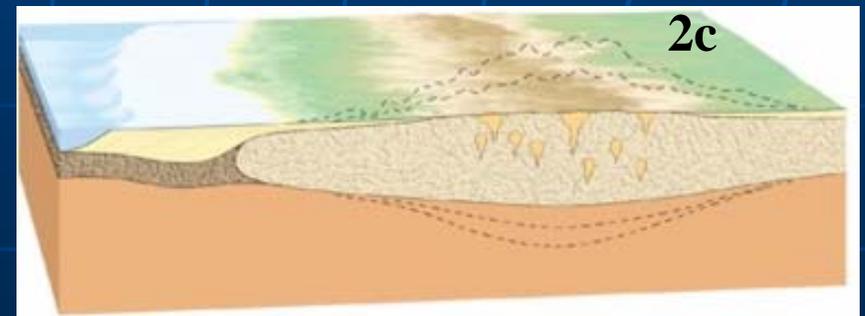
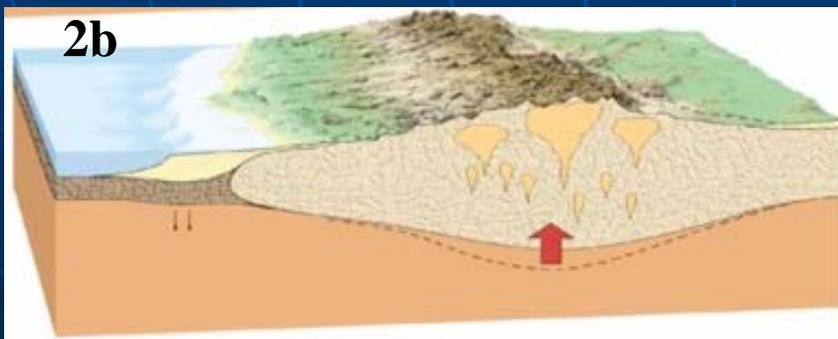
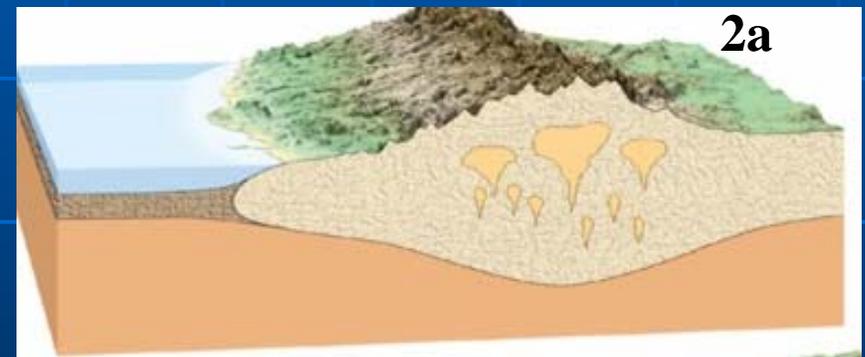
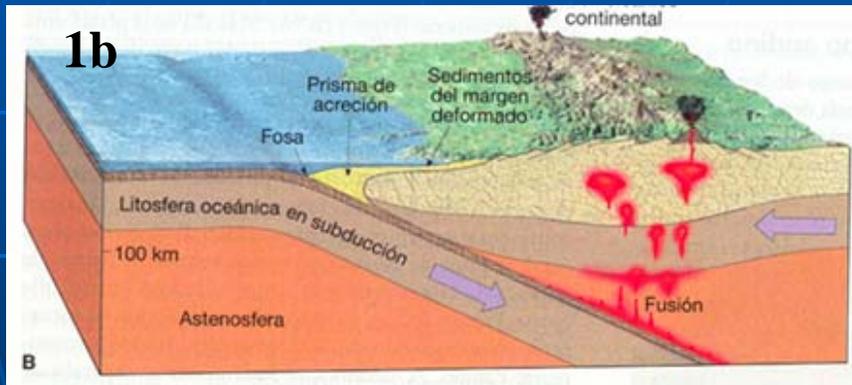
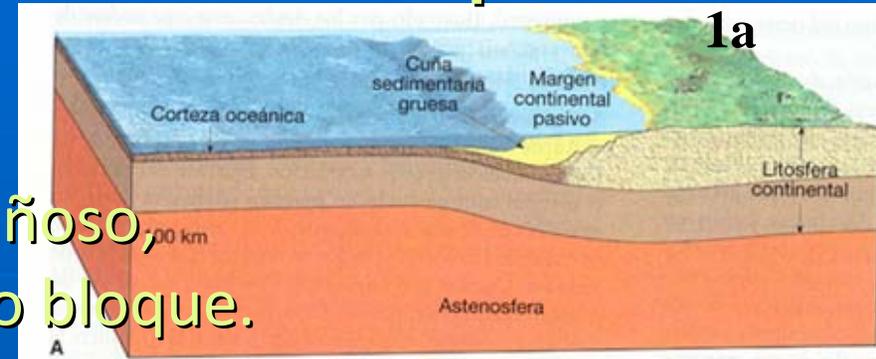


El equilibrio isostático cambia continuamente por:

1. Formación de una cordillera.

2. Erosión que aligera un bloque montañoso, acumulándose los materiales sobre otro bloque.

3. Aumento/disminución de temperatura forma/funde un espeso casquete glaciar que recubre un bloque.



Regresemos a

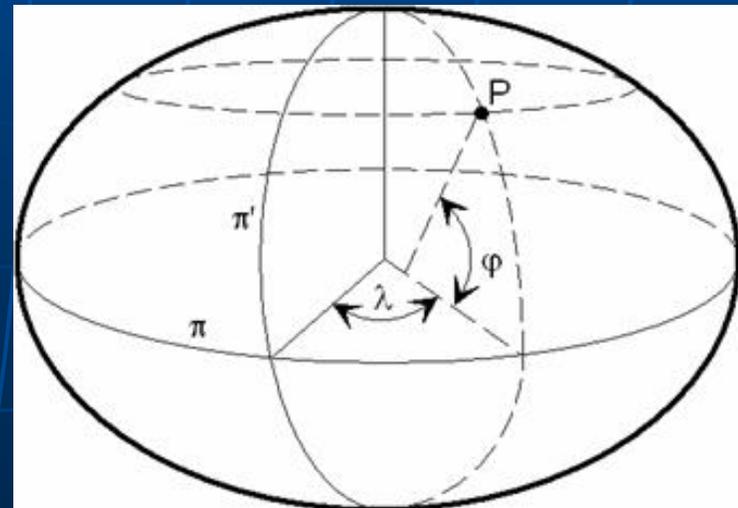
Geoide y elipsoide de referencia

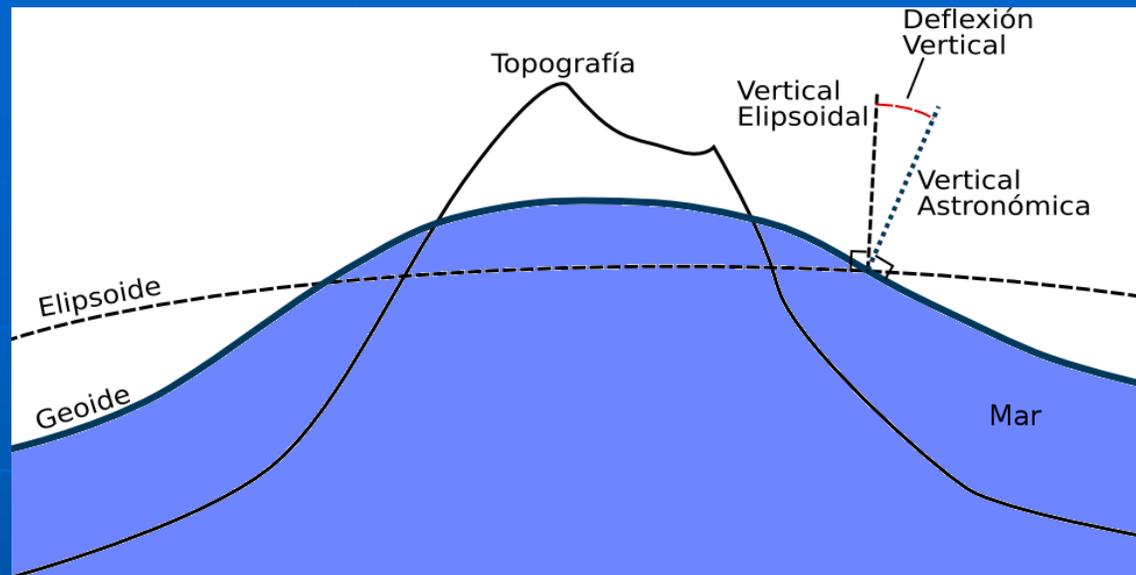
Dado que es más práctico trabajar la forma de la Tierra como si fuera un cuerpo regular ej. un **elipsoide (esferoide)**, sin considerar las irregularidades del geoide ni las ondulaciones propias de la topografía de la superficie terrestre

El elipsoide de referencia: son cuerpos geométricos regulares, modelos diversos que representan al geoide y que se usan en Geodesia para georeferenciar puntos sobre el terreno y confeccionar mapas

Las diferencias entre ellos son dadas por los valores de los parámetros más importantes:

Semieje ecuatorial a , semieje polar b , factor de achatamiento f





El elipsoide no es adecuado para medir la altitud. El modelo de geoide es más adecuado para ello ya que la superficie por excelencia para medirla es el *nmm*

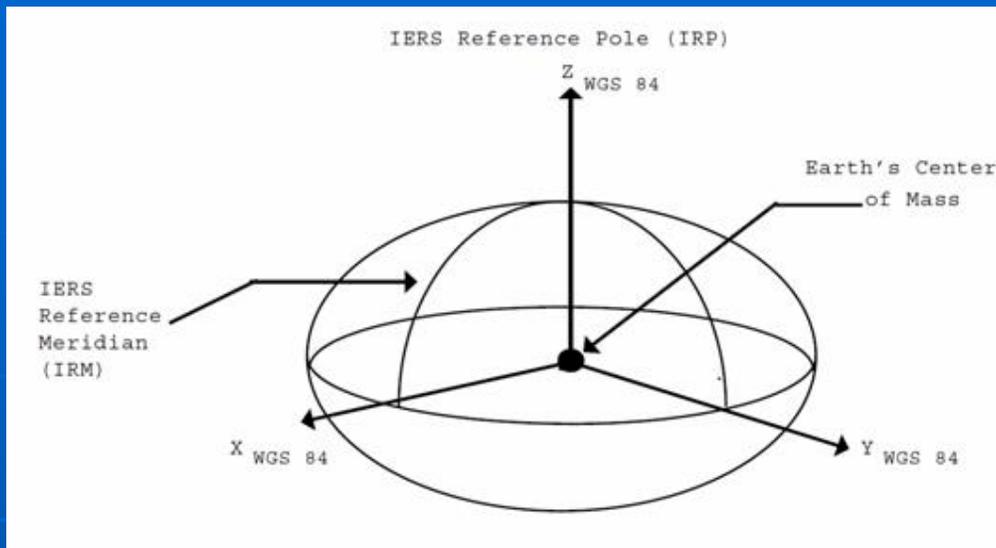
Dada la definición de geoide como superficie equipotencial, siempre será perpendicular al vector de gravedad local

Los GPS o georeferenciadores indican las coordenadas considerando un elipsoide de referencia a elección del usuario y la altitud con base el *nmm*, una vez ubicado el punto sobre la superficie terrestre. O bien considerando la presión barométrica, dependiente de la altitud.

Parámetros de elipsoides de referencia

<i>Nombre</i>	a (m)	b (m)	1/f
<i>Australian National</i>	6378160.000	6356774.719	298.250000
<i>Bessel 1841</i>	6377397.155	6356078.963	299.152813
<i>Clarke 1866</i>	6378206.400	6356583.800	294.978698
<i>Clarke 1880</i>	6378249.145	6356514.870	293.465000
<i>Everest 1956</i>	6377301.243	6356100.228	300.801700
<i>Fischer 1968</i>	6378150.000	6356768.337	298.300000
<i>GRS 1980</i>	6378137.000	6356752.314	298.257222
<i>International 1924 (Hayford)</i>	6378388.000	6356911.946	297.000000
<i>SGS 85</i>	6378136.000	6356751.302	298.257000
<i>South American 1969</i>	6378160.000	6356774.719	298.250000
<i>WGS 72</i>	6378135.000	6356750.520	298.260000
WGS 84	6378137.000	6356752.314	298.257224

WGS = World Geodetic System

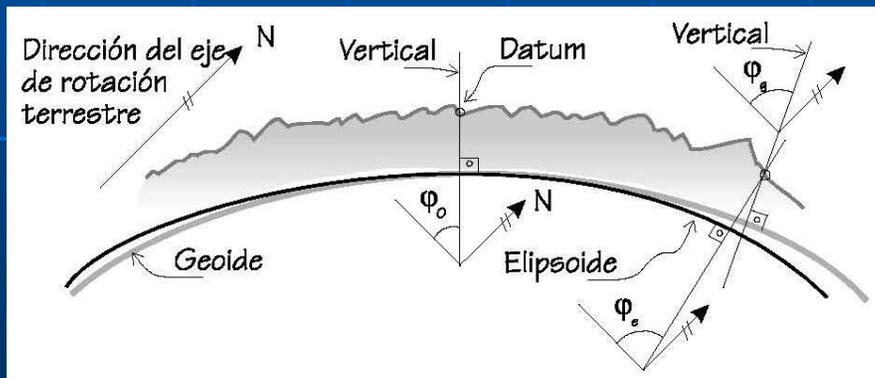


WGS 84

Desarrollado por el Departamento de Defensa de los EEUU, y que tiene como origen el centro de masas de la Tierra

Datum

Datum geodésico es un punto fundamental donde la tangente del elipsoide y geode coinciden. Sirve de referencia o de las medidas tomadas considerando un elipsoide de referencia:



el datum horizontal describe un punto sobre la superficie terrestre

el datum vertical es la altitud de asociada a dicho datum horizontal, u otro punto de interés

Existen múltiples de datums de referencia, asociados a un mismo o diferentes elipsoides y aplicables para determinadas áreas

América del Norte: NAD27, NAD83 y WGS84

NAD = North American Datum

Modelo de la forma de la tierra: Geoide

Modelos sustitutos del Geoide: elipsoides

Son las bases para la **creación de mapas**

Representaciones gráficas bidimensionales de la superficie terrestre

Se construyen

Mediante técnicas topográficas, fotogramétricas, geodésicas, para obtener información de la superficie terrestre.

Y de fotointerpretación, para obtener información temática (un recurso natural elegido: geología, vegetación, suelos, etc.)

Con empleo de los GIS

Sistemas de Información Geográfica.

Elementos indispensable para creación de mapas son:

Sistemas de proyección

Escala o relación proporción

Esquemas de representación de la superficie terrestres

(relieve)

pero éste ya es otro tema