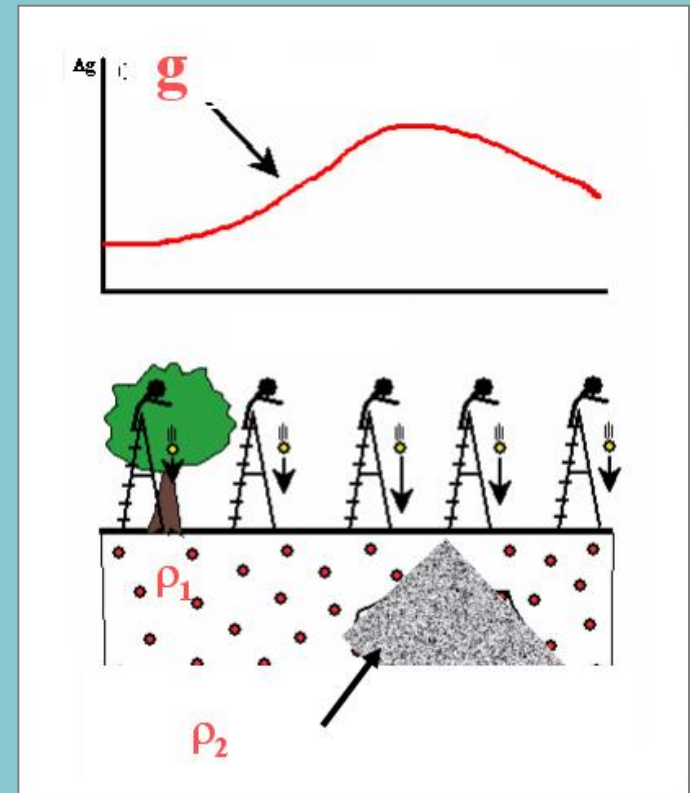
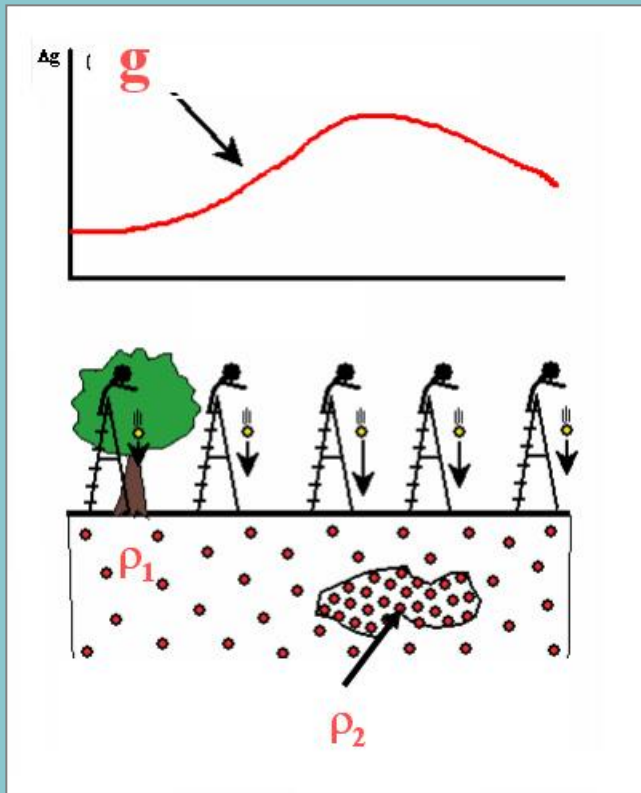


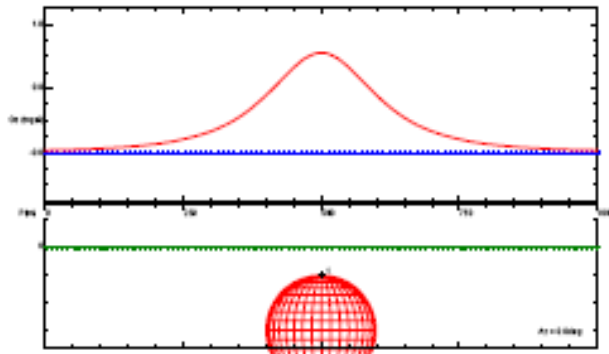
GRAVIMETRÍA

La medida y análisis de la variación de la gravedad sobre la superficie terrestre es una reconocida técnica en la investigación de estructuras subsuperficiales a diferentes profundidades. En estudios geológicos, medioambientales y en ingeniería civil presentan un alto interés las variaciones de gravedad, las cuales reflejan:

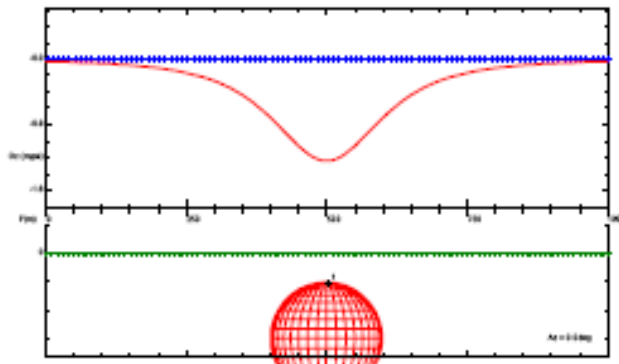
- Contrastes laterales en densidad, pudiendo ser los mismos consecuencia de la existencia de estructuras enterradas a poca profundidad.
- O la detección del límite entre dos formaciones geológicas de densidad diferenciada.



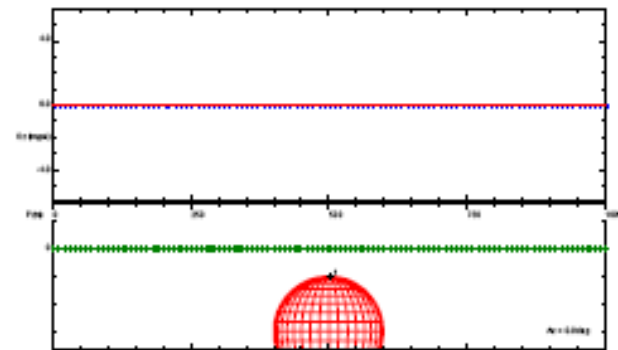
- Contraste en propiedades físicas



$\delta_{\text{cuerpo}} > \delta_{\text{medio}}$



$\delta_{\text{cuerpo}} < \delta_{\text{medio}}$

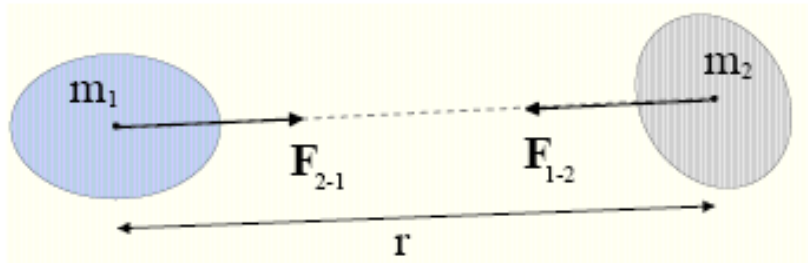


$\delta_{\text{cuerpo}} = \delta_{\text{medio}}$

Base Física - Teoría

LEY DE LA GRAVITACIÓN DE NEWTON

Todo pasa como si dos partículas materiales se atrajeran con una fuerza de dirección coincidente con la de la recta que las une, de intensidad directamente proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que las separa. Un cuerpo esférico atrae a otro en la misma forma que si la masa estuviera concentrada en su centro.



$$\vec{F} = -G \frac{m_1 \cdot m_2}{\vec{r}^2}$$

Base Física - Teoría

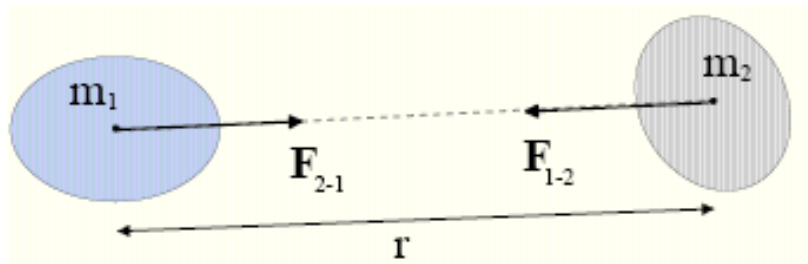
El signo negativo de la ecuación expresa el hecho de que la interacción es atractiva, y la fuerza aplicada en la masa m_1 está por tanto dirigida hacia la masa m_2 .

G es la constante de gravitación universal

$$6,673 \cdot 10^{-11} \text{N} \cdot \text{m}^2 / \text{kg}^2.$$

La constante de gravitación G describe la fuerza expresada en N (Newton) ejercida entre dos cuerpos de masas de 1kg, cuyos centros distan 1m entre sí y cuyas masas están concentradas en sus centros. Se la mide en laboratorios. En el año 1797, Cavendish realizó por primera vez la medición de G resultando un valor de

$$G = 6,754 \cdot 10^{-11} \text{N} \cdot \text{m}^2 / \text{kg}^2.$$



$$\vec{F} = -G \frac{m_1 \cdot m_2}{\vec{r}^2}$$

Base Física - Teoría

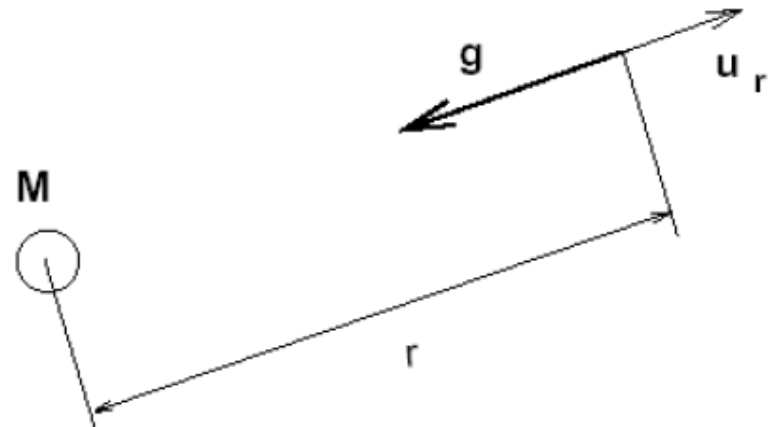
Campo Gravitatorio

Puede considerarse que la interacción es fruto de un “cambio” o condición que la masa m_1 genera en el espacio que la rodea. La manifestación de este cambio en la región que rodea la masa recibe el nombre de campo gravitatorio.

Cuando en un punto de este espacio colocamos otra masa de prueba m_2 , es el campo, y no directamente la masa m_1 el que causa la fuerza de atracción.

Para cuantificar el campo gravitatorio se usa el vector intensidad de campo gravitatorio, que se define como la fuerza sobre la unidad de masa, de forma que una masa puntual $m_1=M$ crea un campo gravitatorio cuya intensidad es:

$$\vec{g} = -G \frac{M}{\vec{r}^2}$$



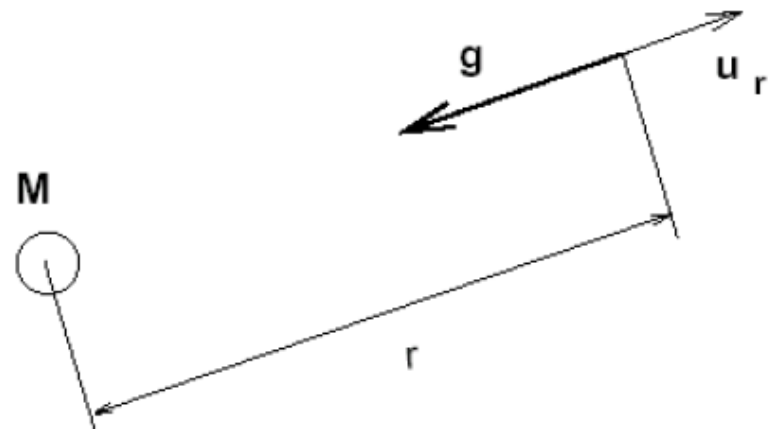
Base Física - Teoría

Campo Gravitatorio

La dimensión de esta magnitud es fuerza por unidad de masa, es decir la misma que la aceleración. Cualquier cuerpo de cualquier masa, experimenta exactamente la misma aceleración en un determinado campo gravitatorio. Puede pensarse entonces que el campo gravitatorio no es un campo de fuerzas (por unidad de masa), sino un campo de aceleraciones.

En la definición de aceleración intervienen tanto el espacio como el tiempo, de forma que el campo gravitatorio es capaz de distorsionar estas dos magnitudes. Esta es la concepción de partida de la Relatividad General, teoría de la gravitación que corrige algunos aspectos de la teoría de la gravitación debida a Newton.

$$\vec{g} = -G \frac{M}{\vec{r}^2}$$

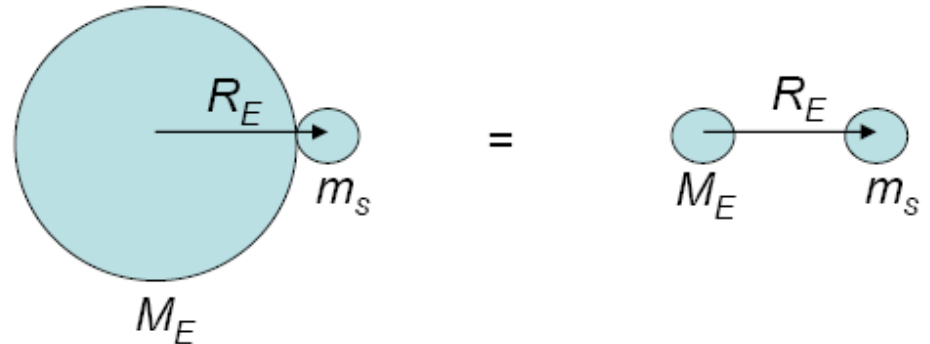


Base Física - Teoría

Para el caso específico de una masa sobre la Tierra, podemos reescribir la ecuación previa usando M_E como la masa de la Tierra, m_s la masa del objeto, y R_E la distancia entre los centros de los objetos (o la distancia al centro de la Tierra)

$$F = \frac{GM_E}{R_E^2} m_s = m_s g$$

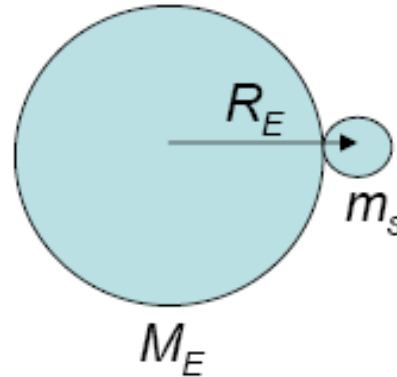
$$g = \frac{GM_E}{R_E^2}$$



- La constante de proporcionalidad entre la fuerza que ejerce la Tierra sobre una masa y esa masa es la aceleración de la gravedad (g)
- Para el caso de una esfera uniforme podemos considerar que toda la masa terrestre se ubica en un punto

Base Física - Teoría

$$g = \frac{GM_E}{R_E^2}$$



- En una Tierra simétricamente esférica el valor de g es constante a través de su superficie
- La distribución de masas en su interior podría ser variable (una tierra hueca, una tierra con núcleo hueco, una tierra de densidad homogénea, heterogénea pero concéntrica, etc)
- sin embargo la Tierra es asimétricamente heterogénea .

En el sistema c.g.s de unidades, la gravedad se expresa en cm/s^2 o *Gal* (en honor a Galileo). Es decir:

$$1 \text{ Gal} = 1 \frac{\text{cm}}{\text{s}^2}$$

A partir de 1971 se utiliza el SIU (Sistema Internacional de Unidades) para calcular magnitudes en gravimetría. Así, tendremos como valor medio de la aceleración de la gravedad para la Tierra:

$$g = 980,6 \text{ cm/s}^2 = 980,6 \text{ Gals.}$$

Frecuentemente se usa una unidad mil veces menor: el *miliGal* (*mGal*).

$$1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ Gal, entonces:}$$

$$g = 980,6 \text{ cm/s}^2 = 980600 \text{ mGal}$$

En prospección gravimétrica se suele utilizar como unidad el décimo de mGal:

$$1 \text{ u.g. (utilizada en exploración petrolera)} = 0,1 \text{ mGal} = 1 \mu\text{ms}^{-2}$$

Los gravímetros modernos miden en campaña variaciones de gravedad con ± 0.02 mGal de incertidumbre y aún con precisiones mayores (por ejemplo $1 \mu \text{ Gal} = 10^{-6} \text{ Gal}$).

- Las fórmulas previas sólo valen para una Tierra irrotacional
- Existen otros efectos adicionales:
 - 1) achatamiento polar (forma elipsoidal de la Tierra),
 - 2) aceleración centrífuga por rotación de la Tierra,

EL CAMPO DE GRAVEDAD PARA UNA TIERRA ESFÉRICA EN ROTACIÓN

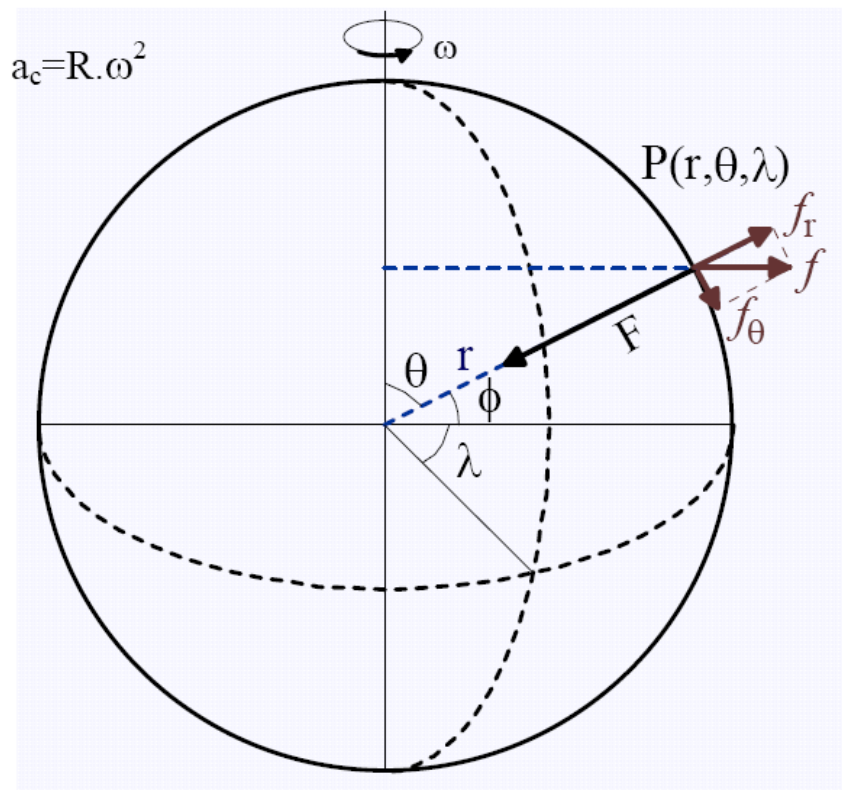


Figura 9: Tierra como una esfera en rotación.

Si se considera a la tierra como una esfera en rotación con velocidad angular ω constante, las fuerzas que actúan sobre una masa unidad, en un punto P fijo en su superficie, son la atracción gravitacional de su masa F y la debida a la aceleración centrífuga f que en rigor debería llamarse axífuga debido a que es proporcional a la distancia al eje de revolución y apunta hacia afuera. Los componentes de estas fuerzas en las coordenadas esféricas r, θ, λ son:

$$(F_r, F_\theta, F_\lambda) = \left(-\frac{G.M}{r^2}, 0, 0 \right)$$

$$f_r = \omega^2 \cdot r \cdot \cos^2 \phi \quad \text{ó:} \quad f_r = \omega^2 \cdot r \cdot \sin^2 \theta$$

$$(f_r, f_\theta, f_\lambda) = (\omega^2 \cdot r \cdot \sin^2 \theta, \omega^2 \cdot r \cdot \sin \theta \cdot \cos \theta, 0)$$

M: masa de la Tierra

r: distancia desde el centro al punto P (radio de la esfera)

G: constante de gravitación universal

ω : velocidad angular

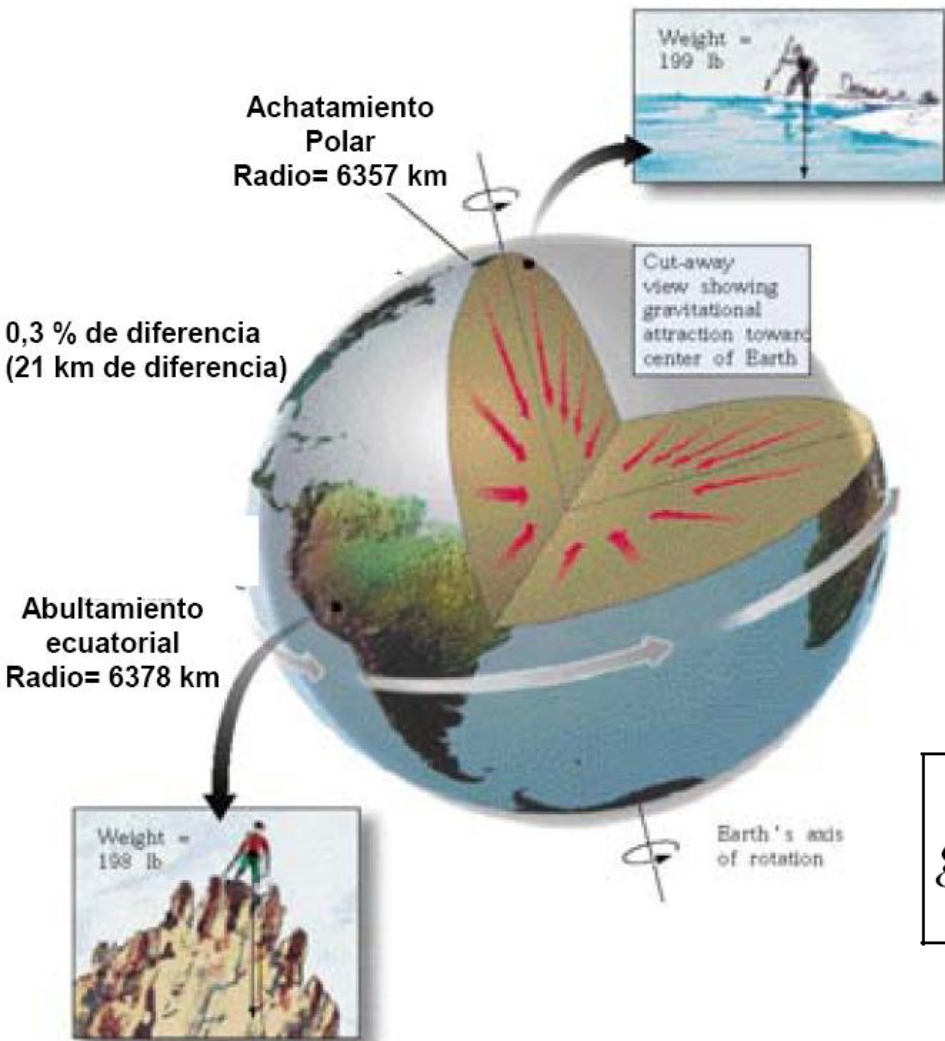
Se define al vector de gravedad neta g como la suma de estas dos fuerzas:

$$(g_r, g_\theta, g_\lambda) = \left(-\frac{G.M}{r^2} + \omega^2 . r . \text{sen}^2 \theta, \omega^2 . r . \text{sen} \theta . \cos \theta, 0 \right)$$

$$\text{con: } g_r = -\frac{G.M}{r^2} + \omega^2 . r . \cos^2 \phi$$

Esta interacción hace que la tierra en rotación se aparte de la forma esférica, tomando la forma de un esferoide. La Tierra, en primera aproximación, es bien definida por un elipsoide con abultamiento ecuatorial y aplastamiento polar.

Efecto de achatamiento en la gravedad está dado por



*Radio ecuatorial = $a = 6.378$ km
(radio polar = 6357 km)*

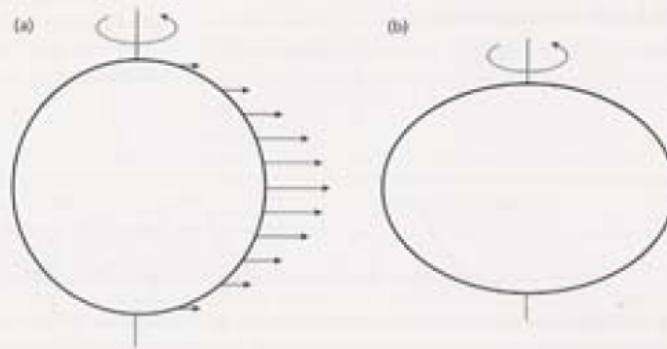
$$g_r = \frac{GM}{r^2} - \frac{3GMa^2 J_2}{2r^4} (3\sin^2 \varphi - 1)$$

El campo gravitatorio terrestre puede obtenerse con precisión desde la observación de las órbitas de los satélites artificiales. Dando para $a = 6378,139$ km; $G.M = 3,986005 \cdot 10^{14} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-2}$; J_2 (Factor de forma dinámico) $= 1,08270 \cdot 10^{-3}$.

La gravedad varía con la latitud debido a dos componentes:

1. La Tierra no es esférica debido a que las fuerzas centrífugas han producido un abultamiento ecuatorial. **Un punto en el ecuador está relativamente más lejos del centro de la Tierra por lo que la gravedad allí es menor.** *Sin embargo la amplitud de este efecto es menor a lo esperable ya que sobre el ecuador la columna de masa terrestre infrayacente es mayor que en los polos (menos atracción gravitatoria).*
2. La **velocidad angular** en un punto sobre la superficie de la Tierra decrece desde un máximo en el ecuador a cero en los polos.
3. **En definitiva la gravedad a los polos excede a la del ecuador en $\sim 5,186$ mGal.**

Fig. 6.11 (a) The variation in angular velocity with latitude around the Earth represented by vectors whose lengths are proportional to angular velocity. (b) An exaggerated representation of the shape of the Earth. The true shape of this oblate ellipsoid of revolution results in a difference in equatorial and polar radii of some 21 km.



From Kearey et al., 2002

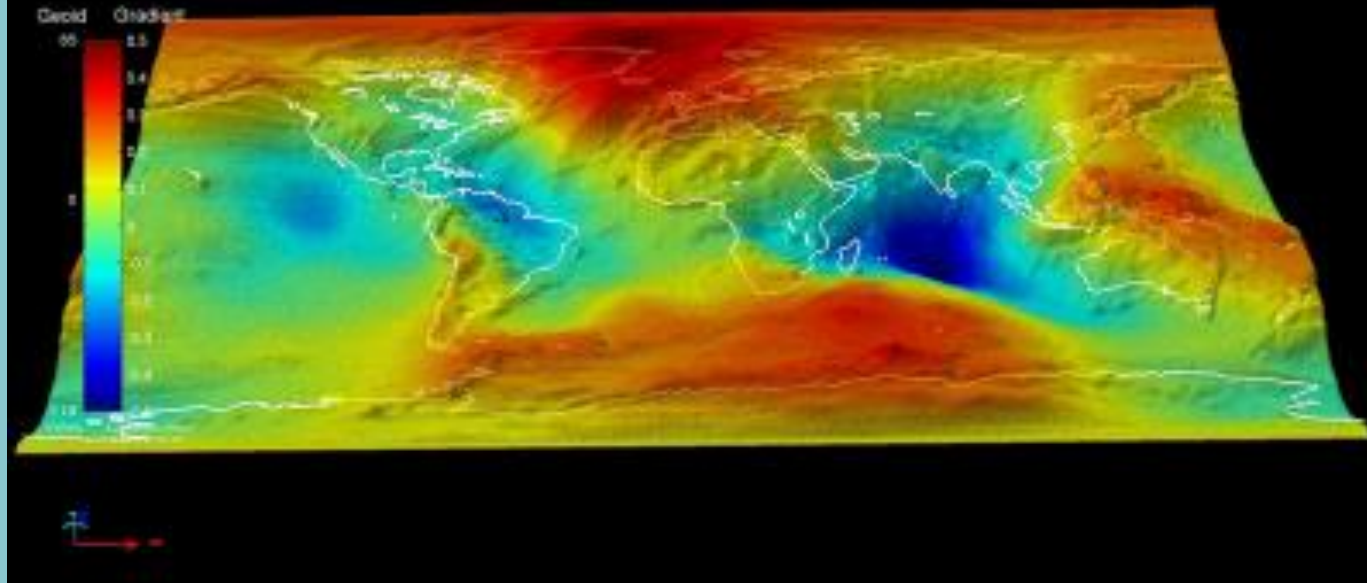
Gravedad terrestre

La gravedad en la Tierra=suma de **1) atracción gravitatoria + aceleración centrífuga + corrección por achatamiento**

De esta manera g depende sólo de la **latitud**

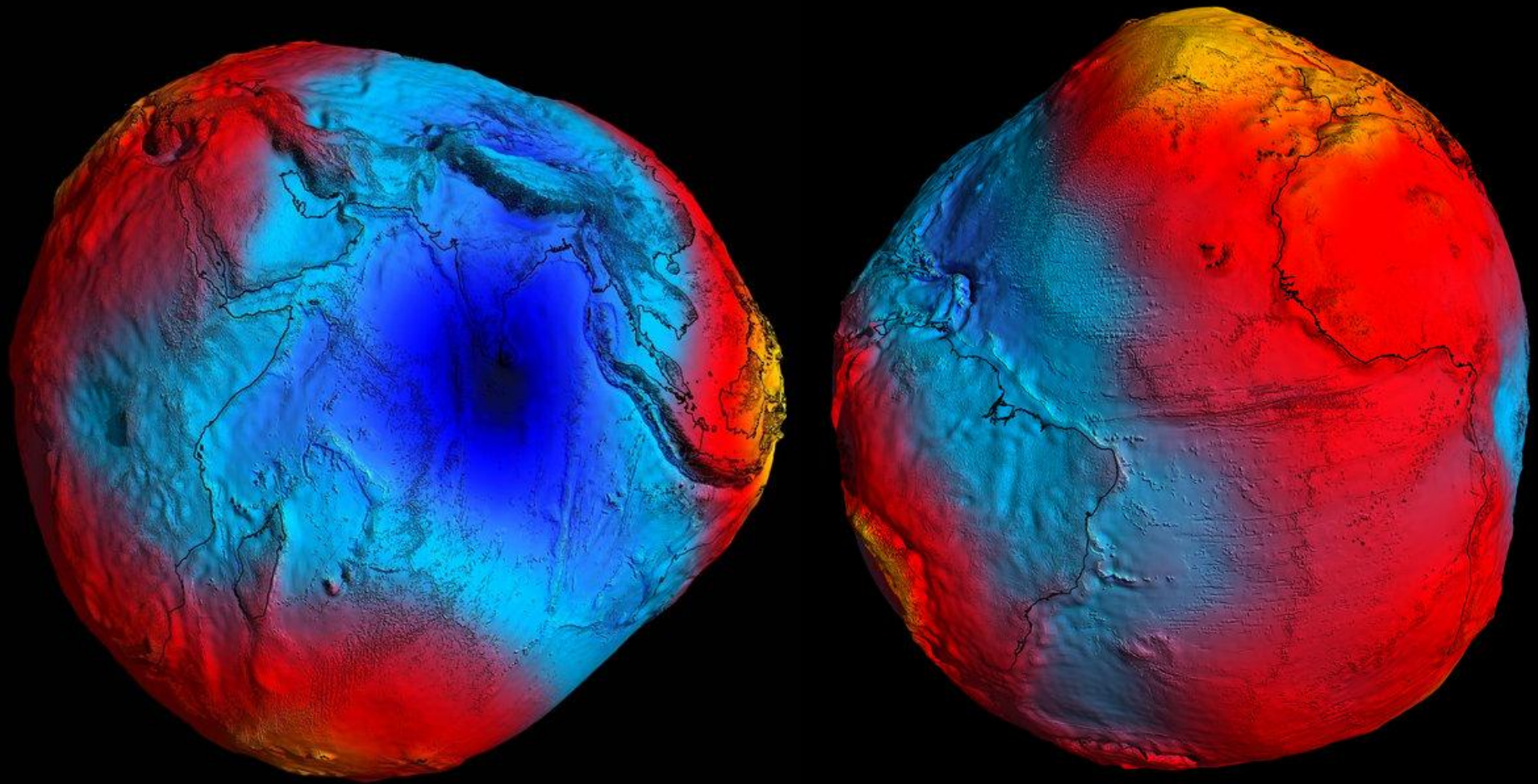
$$g = \boxed{\frac{GM}{R^2}} - \boxed{\frac{3GMa^2}{2R^4} J_2 (3 \sin^2 \Phi - 1)} - \boxed{\omega^2 R \cos^2 \Phi}$$

atracción gravitatoria + corrección por achatamiento + aceleración centrífuga



Es una superficie que representa al nivel medio del mar, la cual se prolonga por debajo de los continentes y cubre a la Tierra en su totalidad. Puede ser imaginada como la superficie del mar en condiciones ideales de quietud y es en todo punto perpendicular a la línea de plomada o dirección de la gravedad. El geoide es un modelo físico que busca representar la verdadera forma de la Tierra calculándola como una superficie del campo de gravedad con potencial constante.

GEOIDE MISIÓN GOCE

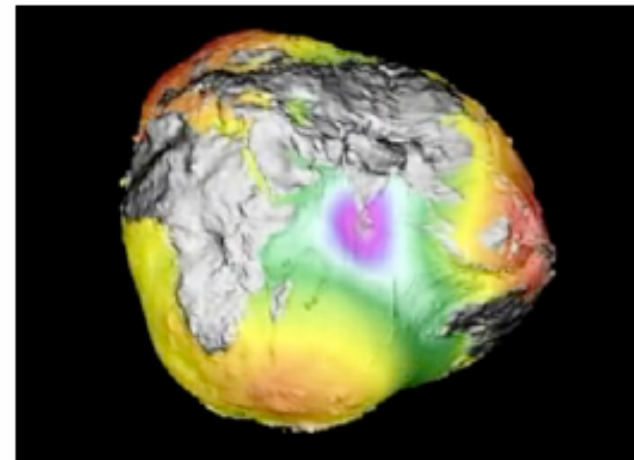
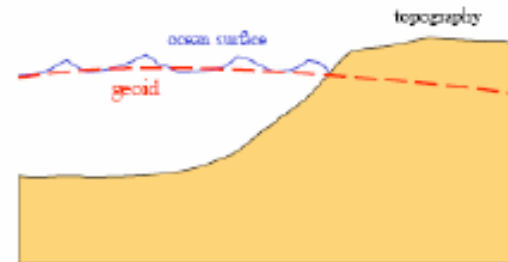


El geoide

Sobre los océanos: el geoide coincide con la superficie del mar (asumiendo la inexistencia de corrientes oceánicas, olas, etc)

Sobre los continentes: el geoide NO es la superficie topográfica

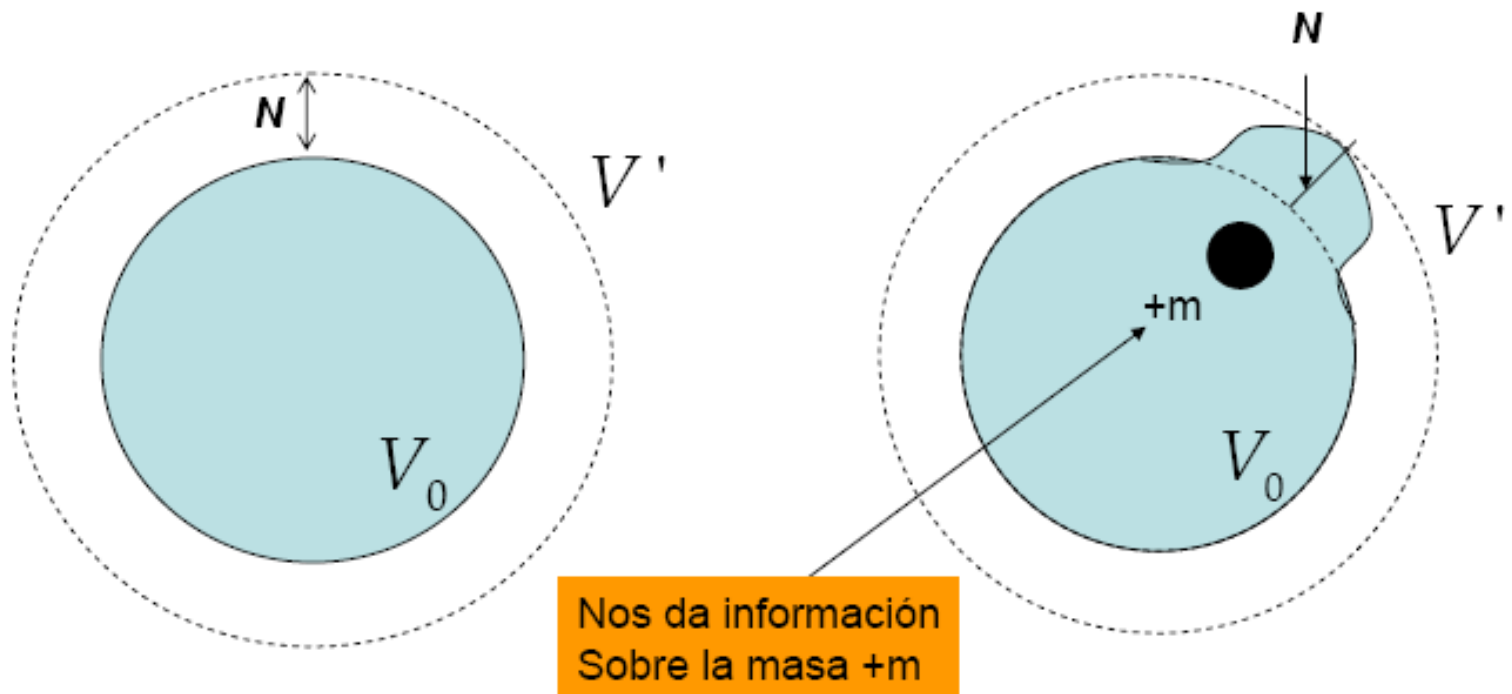
Ondulaciones del geoide: son resultado de la inhomogeneidad de la Tierra (distribución de masas)



Ondulaciones del geoide debida a las masas perturbadoras

Supongamos un modelo de tierra esférica y homogénea (densidad constante)

Se agrega una masa $+m$ conocida



El elipsoide

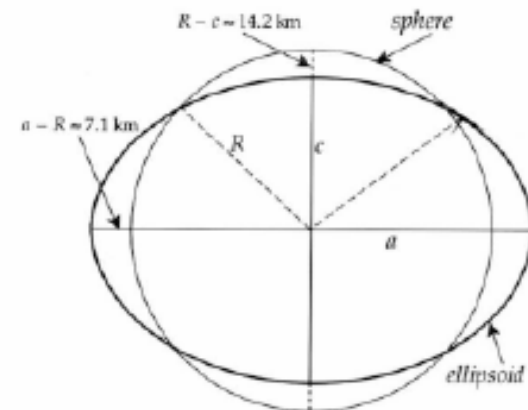
La superficie de la Tierra es **matemáticamente** representada como un elipsoide

Eje principal coincide con radio ecuatorial (a)

Eje menor coincide con radio polar (c)

Achatamiento polar es definido como

$$f = (a - c) / a$$



$a = 6378.136 \text{ km}$
$c = 6356.751 \text{ km}$
$R = 6371.000 \text{ km}$

Comparación entre WGS-84 (elipsoide) y una esfera de volumen idéntico

El elipsoide de referencia

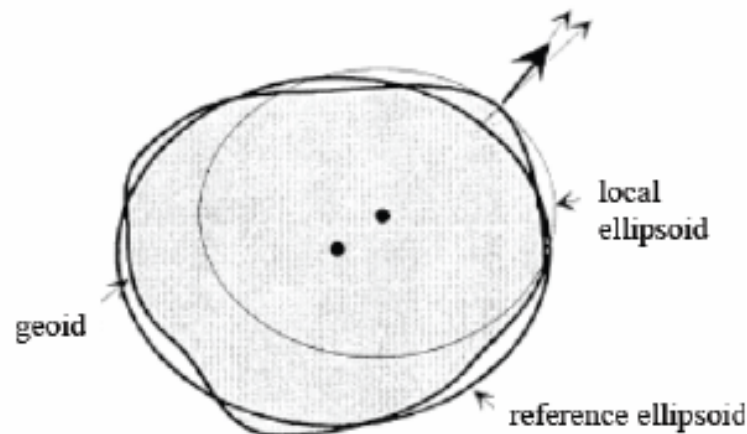
Muchos elipsoides han sido definidos y están en uso simultáneamente

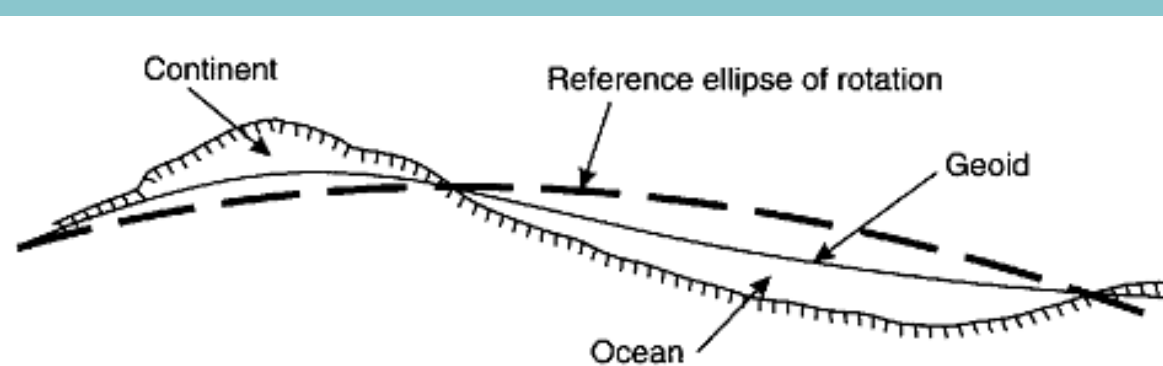
Se usa el elipsoide que mejor se aproxime (aunque sea localmente) al GEOIDE

Ondulaciones del GEOIDE = diferencias en metros entre el geoide y el elipsoide de referencia

Selected Reference Ellipsoids

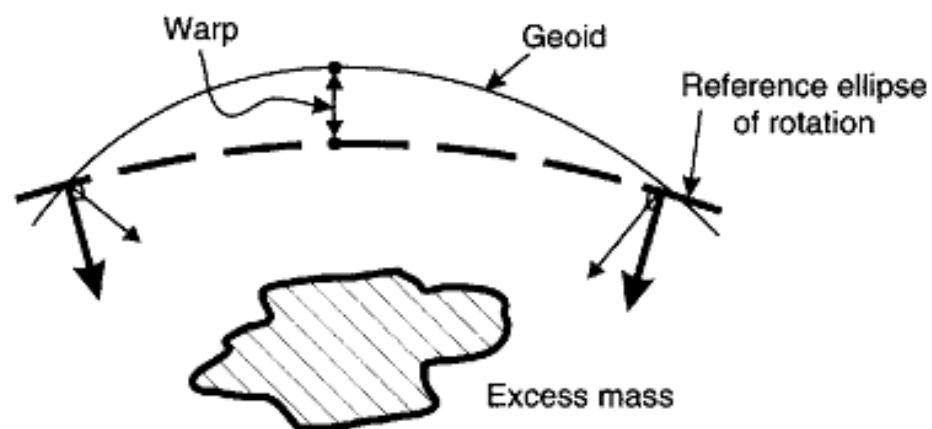
Ellipse	Semi-Major Axis (meters)	1/Flattening
Airy 1830	63 77563.396	299.3249646
Bessel 1841	63 77397.155	299.1528128
Clarke 1856	63 78206.4	294.9796982
Clarke 1880	63 78249.145	293.465
Everest 1830	63 772 76.345	300.8017
Fischer 1960 (Mercury)	63 78166.0	298.3
Fischer 1968	63 78150.0	298.3
G R S 1967	63 78160.0	298.247167437
G R S 1975	63 78140.0	298.257
G R S 1980	63 78137.0	298.257222101
Hough 1956	63 782 70.0	297.0
International	63 78388.0	297.0
Krassovsky 1940	63 78245.0	298.3
South American 1969	63 78160.0	298.25
WGS 60	63 78165.0	298.3
WGS 66	63 78145.0	298.25
WGS 72	63 78135.0	298.26
WGS 84	63 78137.0	298.257223563





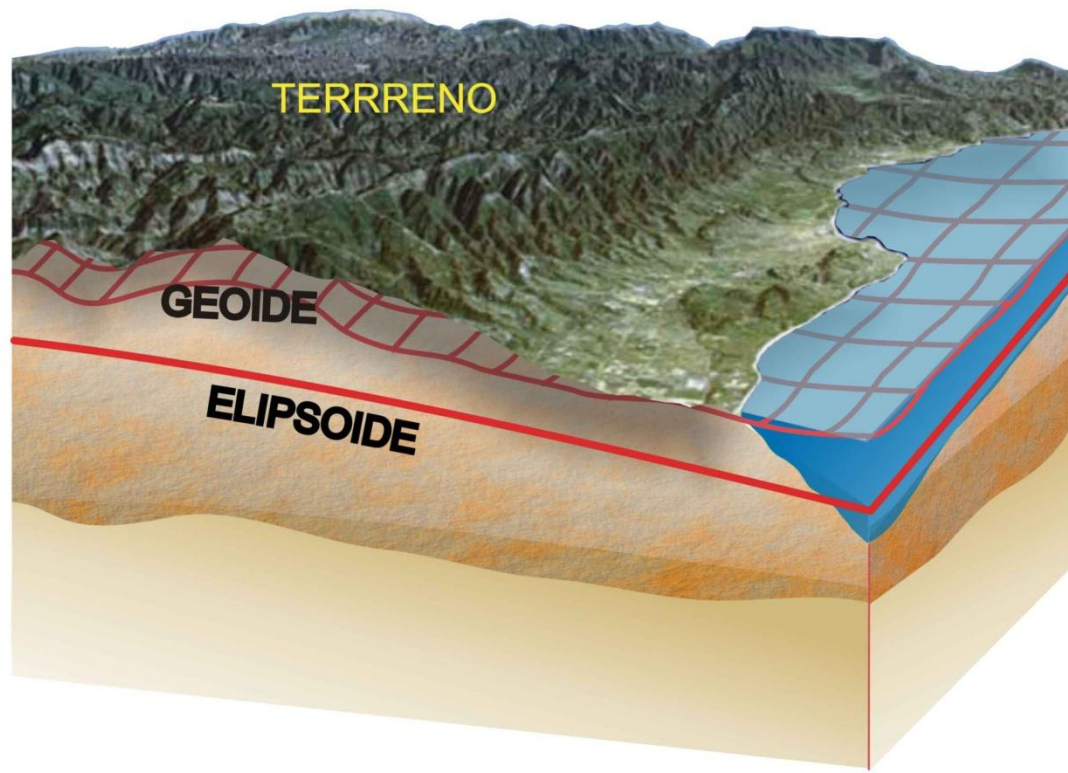
(A) continental-scale effects, and
(B) localised effects due to a sub-
surface excess mass

(B)



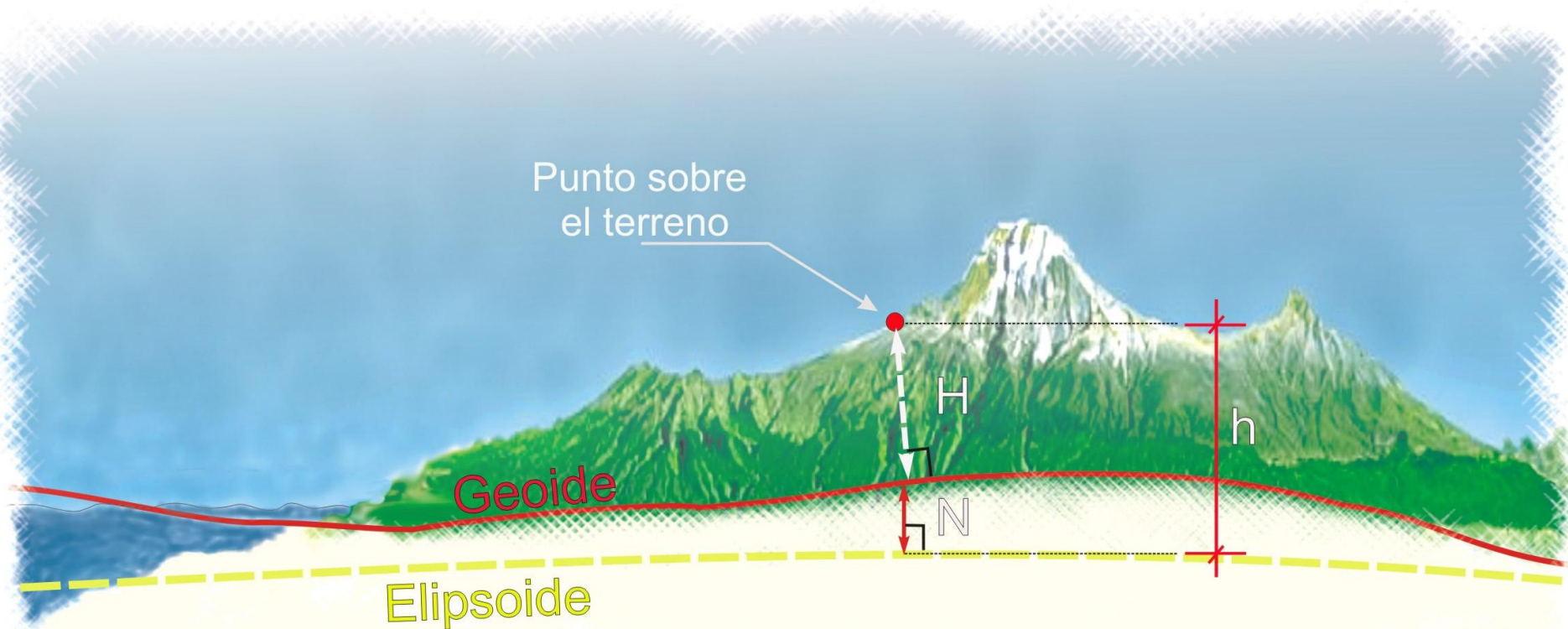
La utilidad principal del geoide es establecer la superficie de referencia de la altura ortométrica, conocida también como altura sobre el nivel medio del mar y se aplica en trabajos de ingeniería topográfica, cartografía, apoyo terrestre para fotografía aérea y como un insumo para la generación de modelos digitales de elevación.

Combinando información de un modelo de alturas geoidales con alturas geodésicas obtenidas mediante técnicas de posicionamiento satelital es posible obtener alturas ortométricas de cualquier punto sobre el terreno.



La manera de transformar el valor de altura geodésica (h) que proporciona un receptor GPS en un valor de altura ortométrica (H), es mediante la resta del valor de altura geoidal (N) dada por un modelo digital de elevación geoidal.

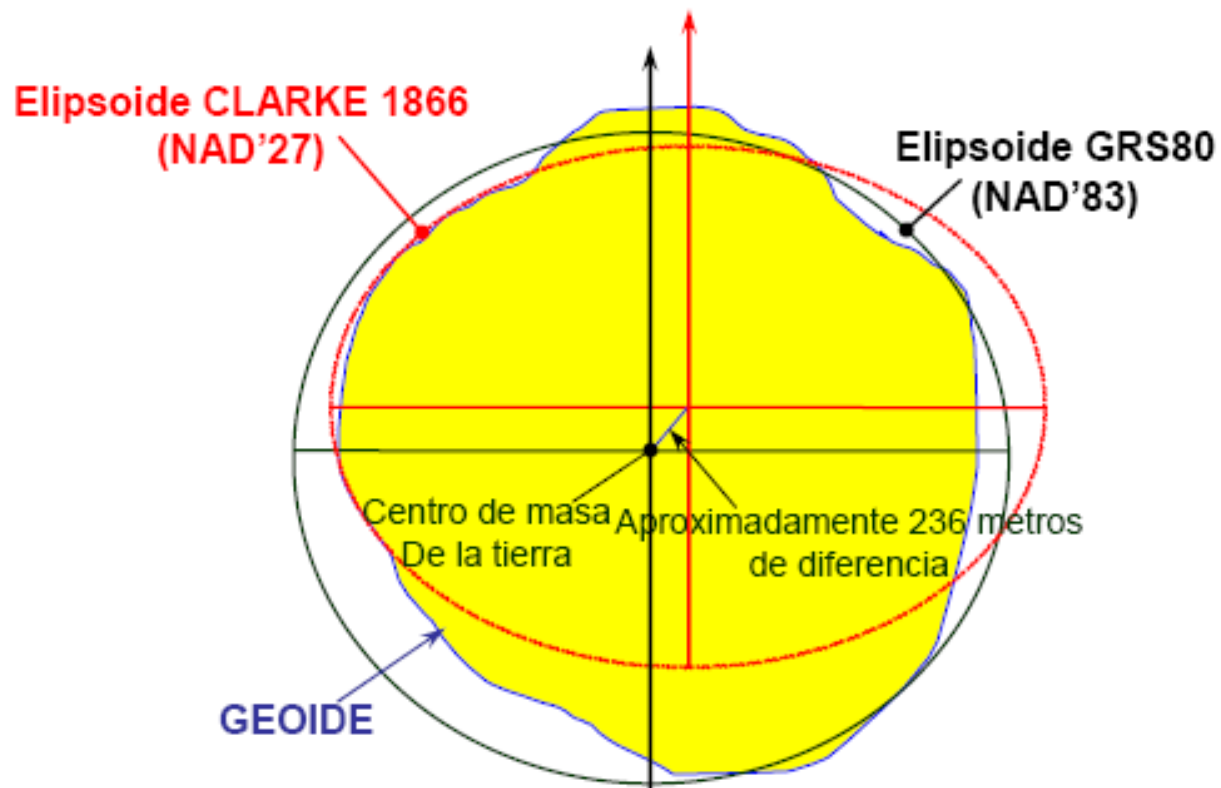
$$H = h - N$$



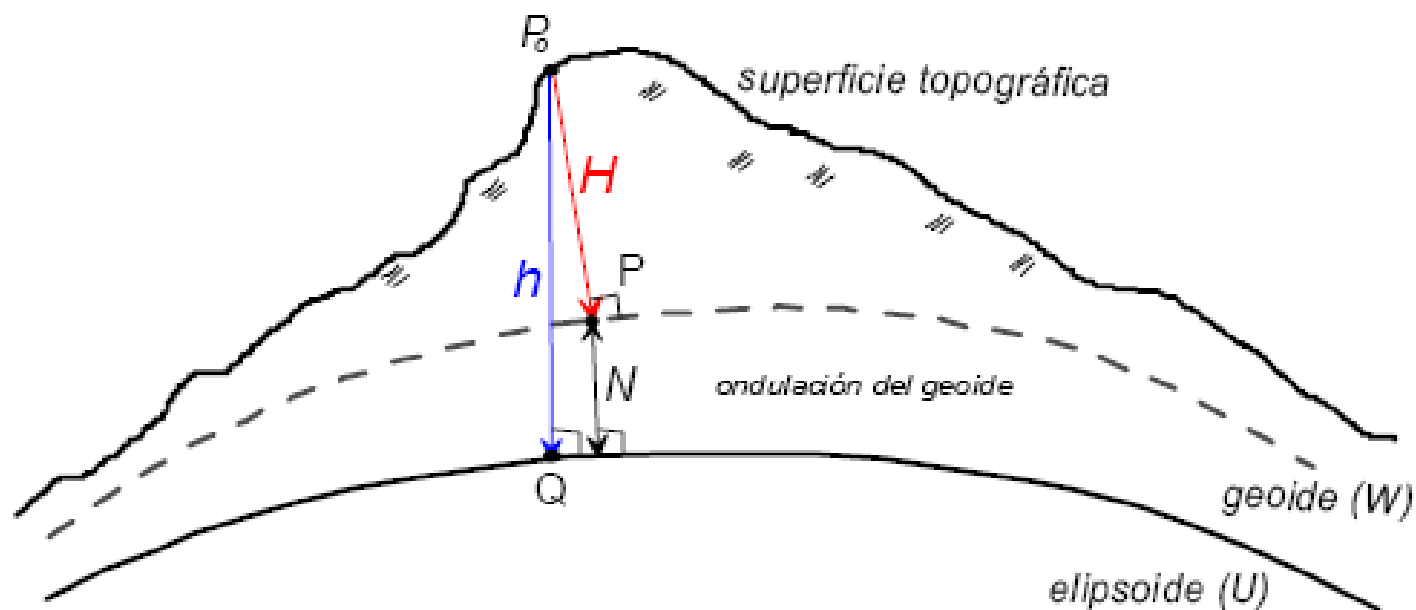
DATUMS o ELIPSOIDES

- Un datum es un elipsoide de referencia que es definido y orientado de tal manera de lograr la mejor aproximación al geoide tanto para su totalidad como para un sector determinado
- Por ejemplo el datum de Norte América (NAD) ha sido definido por dos elipsoides diferentes: el elipsoide de Clarke de 1866, que constituye la base del NAD27 específicamente para Norte América, y el elipsoide de referencia global de 1980 (GRS80) que es el elipsoide global que constituye la base del NAD83.

DATUMS: NAD'27 y NAD'83



National Geodetic Survey



$$N = h - H$$

Altura elipsoidica

GPS

Altura Ortométrica

Nivelacion Geométrica

correcciones gravimétricas

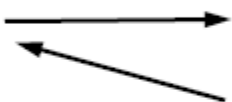
- Usamos al datum o **elipsoide** como modelo de referencia

Anomalías de la gravedad - Correcciones

Se define:

gravedad observada: valor medido en la estación g_{ob} contiene el efecto de todas las masas internas y de la rotación

También:

g_{ob}  influencia masas irregulares
distintos efectos, variación con la cota (más importante)

 Realzar efectos de las masas irregulares  **ANOMALIAS (A)**

Se define:

$$A = g_{ob} - g_{teorica}$$

$g_{teorica}$  incluye efectos de las masas uniformes dentro de la Tierra y de su rotación

$g_{teorica} = f(\text{modelo de la Tierra})$

Anomalías $< g_{absoluta}$ (del orden de los 980000mGal)

Anomalías de la gravedad – Correcciones (ii)

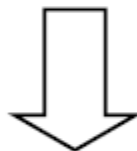
Anomalías de la gravedad: componente vertical del efecto gravitatorio de las masas en la Tierra no incluidas en el modelo teórico

Masas anómalas: $\Delta\rho = \rho_{real} - \rho_{teórica}$ $\rho_{teórica} = f(\text{Radio de la Tierra})$

Por otro lado:

g_{teor} = atracción gravitatoria elipsoide normal

g_{ob} = f(masas anómalas, posición, altura)



$g_{ob,c} = f(\text{masas anómalas})$ ← gravedad observada, corregida

FINALMENTE:

ANOMALIA GRAVEDAD: $g_{ob,c} - g_{teor}$

Variaciones de la gravedad

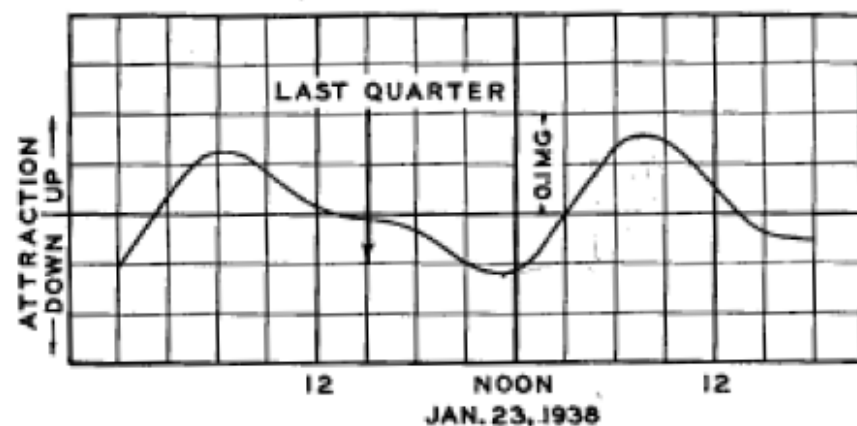
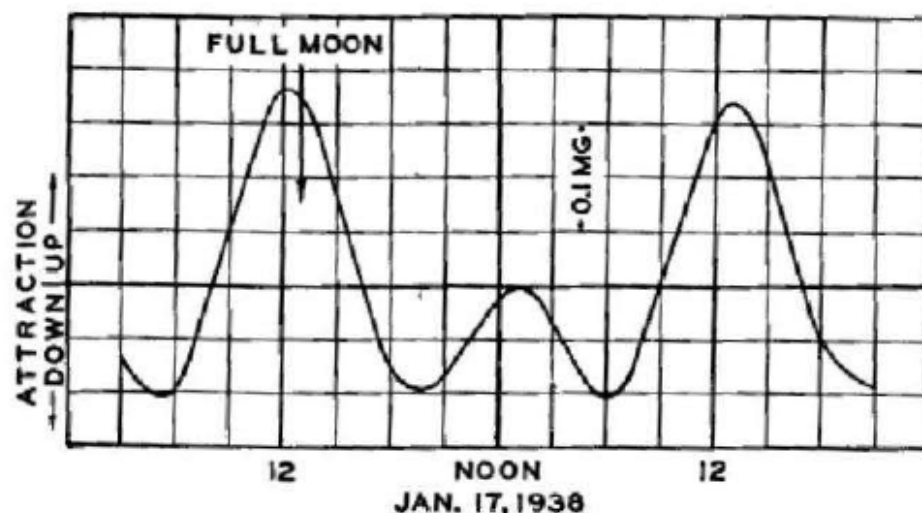
- **Temporales:**
 - **Deriva instrumental**
 - **Efecto lunisolar (Mareas)**
- **Espaciales:**
 - **Latitud**
 - **Altura**
 - **Masa interpuesta**
 - **Topografía cercana**
 - **Isostasia**

Reducciones a la gravedad medida

Corrección por marea

- La gravedad medida en un punto determinado variará en el tiempo debido a los efectos gravimétricos del sol y la luna
- Estos efectos gravimétricos además cambian la geometría de la Tierra alterando las alturas el esferoide
- Las mareas en tierra firme son de menor amplitud que las oceánicas
- Las mareas continentales producen variaciones de elevación del orden de los pocos centímetros (de esta manera varía la distancia al centro de la tierra)
- La máxima amplitud que este fenómeno produce es de 0.3 mGal.
- Estas variaciones debidas a efectos de marea son fácilmente predecibles, calculables, y descontadas

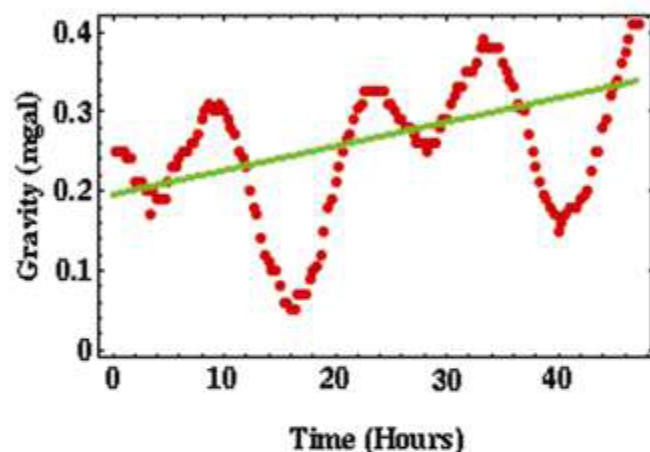
Mareas



Cambios del orden de 0.2 mGal
Existen fórmulas que pueden ser calculadas en forma rutinaria, muy rápidamente

Deriva instrumental

Gravity Variation with Drift Estimate



1.- Oscilaciones (Mareas)

2.- Cambio constante

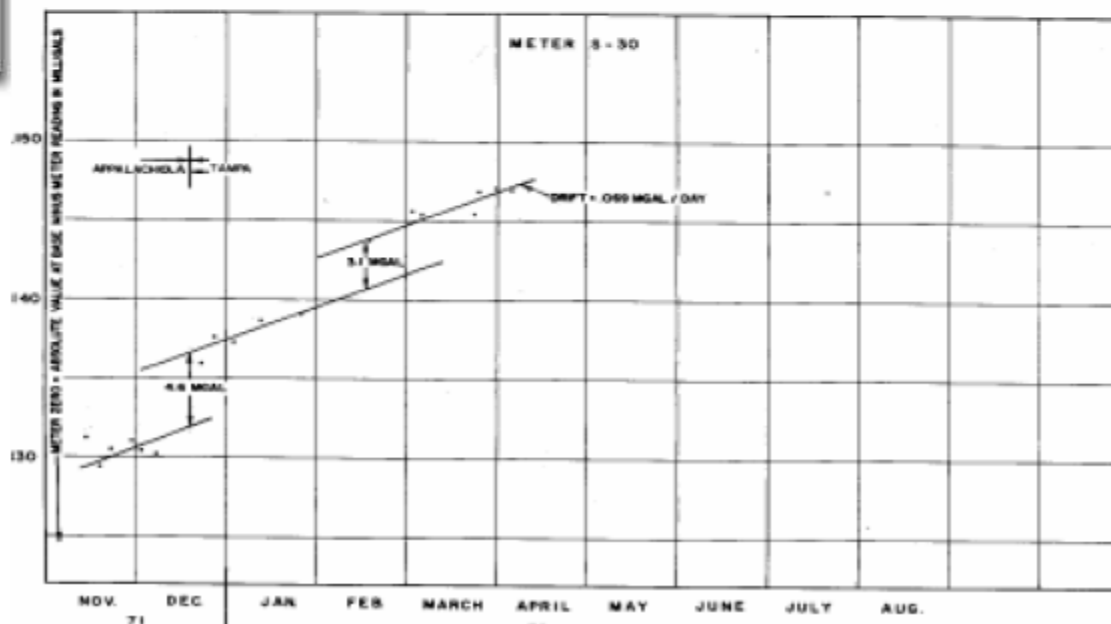
Deriva: 0.12 mgal (48 horas)
0.00250 mgal/hora

Deriva: Cambio gradual e involuntario en el valor de referencia respecto al cual se realizan las mediciones

Aparatos termostatizados

Resortes poco sensibles a los cambios de temperatura

Derivas normales 0.1 a 0.5 mGal por día

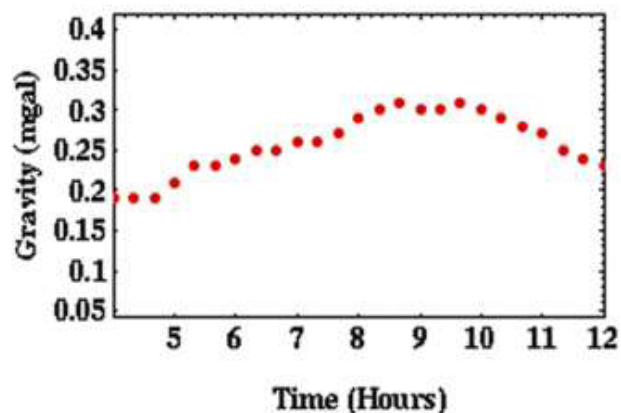


Correcciones de deriva y marea

- Mediciones en el mismo punto, en tiempos distintos dan resultados diferentes
- Primera manera:
 - Estación base: monitorear la variación
Requiere dos instrumentos uno fijo (base) y otro móvil. Siempre hacia delante. Rápido
Inconvenientes: Mayor costo
Por su construcción, no hay dos gravímetros que tengan la misma deriva
Elimina los efectos de marea pero no los de las derivas de cada aparato
Calcularla para cada aparato
- Segunda manera:
 - Recuperar una estación (volver periódicamente)
Un instrumento. Volver hacia atrás. Más lento.

Bases y estaciones de relleno

Gravity Variation with Time



Deriva instrumental

Comportamiento recto entre dos instantes

Tiempo entre lecturas:

Ideal: 1 hora

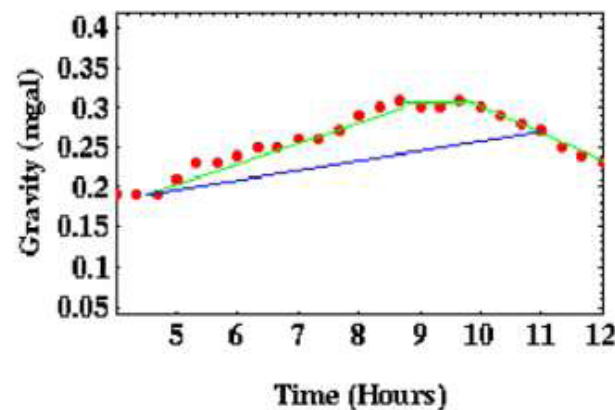
Terrestre: 4/8 horas

Aérea: al inicio y final de cada vuelo

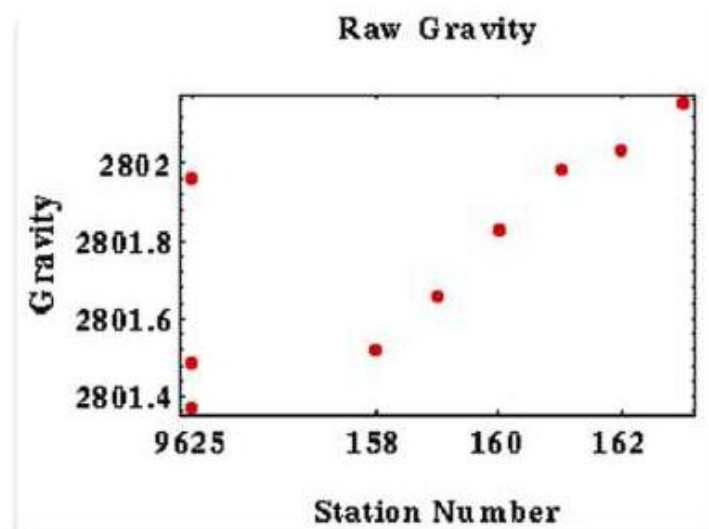
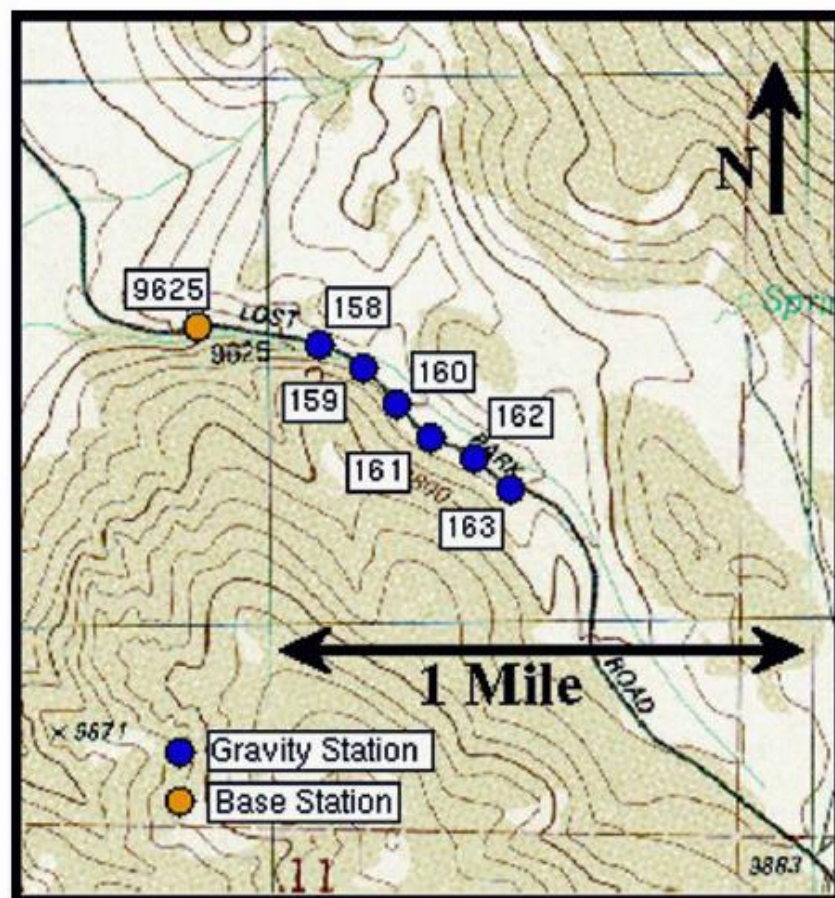
Marino: Cada vez que el barco vuelve al mismo puerto

Lectura	Hora	Valor (mGal)	Dif (mGal)	Dif (horas)	Deriva (mGal/h)
1	5:00	0.19	----	----	----
2	8:45	0.32	0.130	3:45	0.0347
3	11:00	0.28	0.090	6:00	0.0150
n	7:00	0.27			
recta verde		0.259	$=0.19+0.0347*2$		
recta azul		0.22	$=0.19+0.0150*2$		

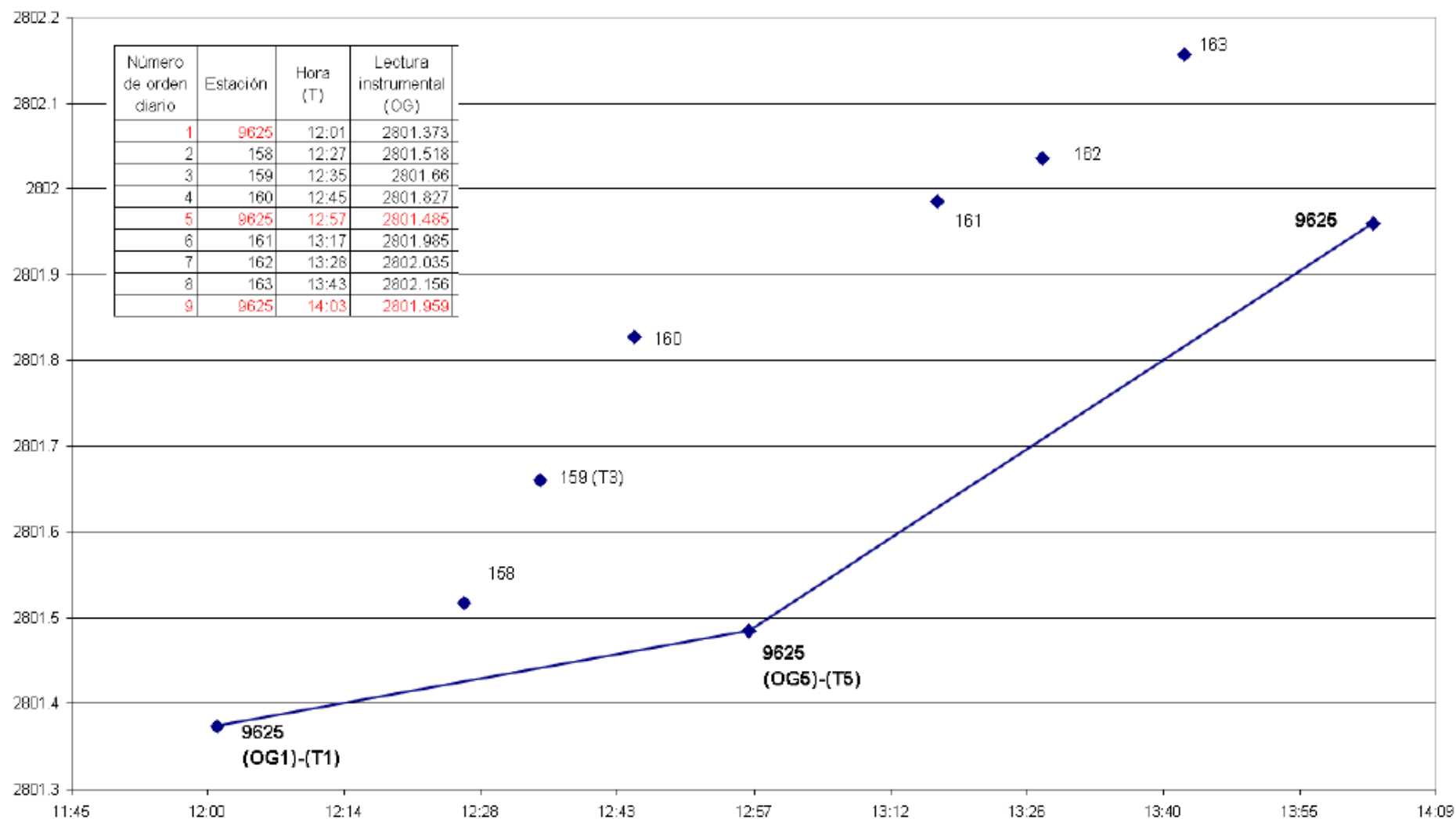
Gravity Variation with Time



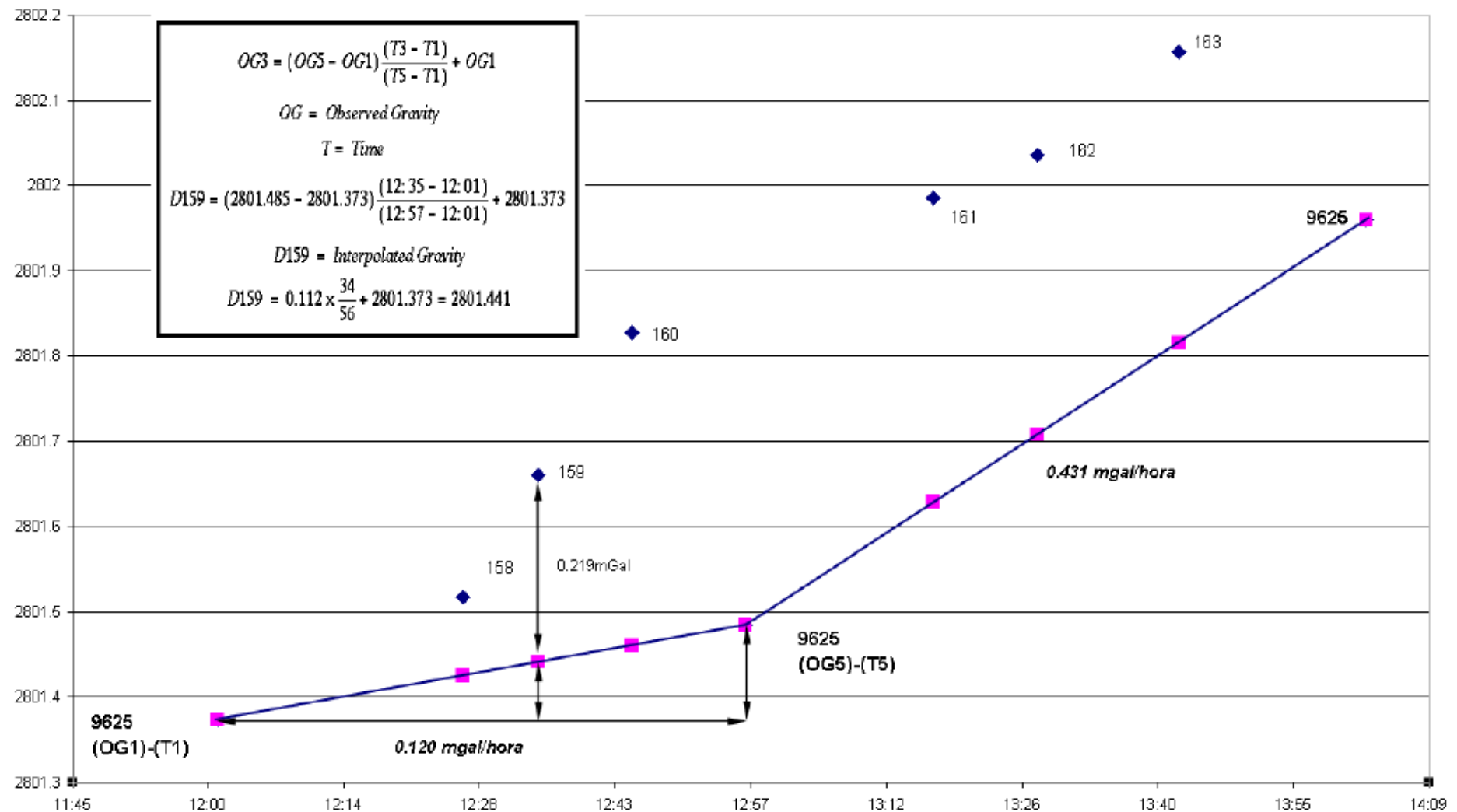
Procedimiento de campo



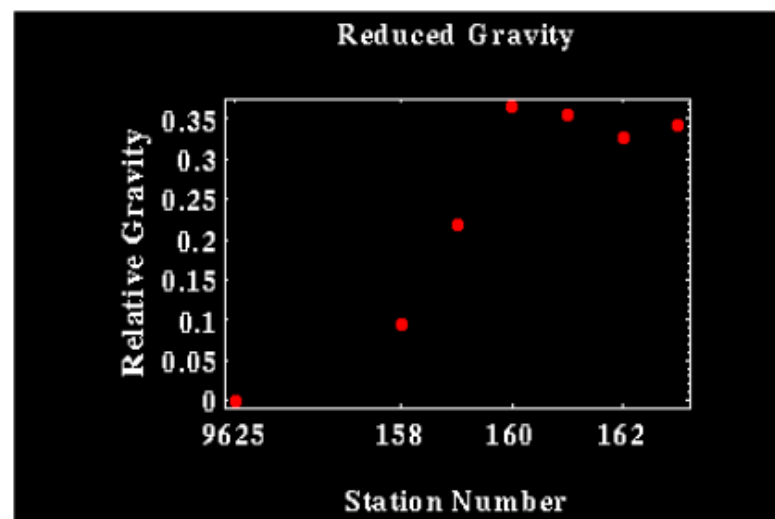
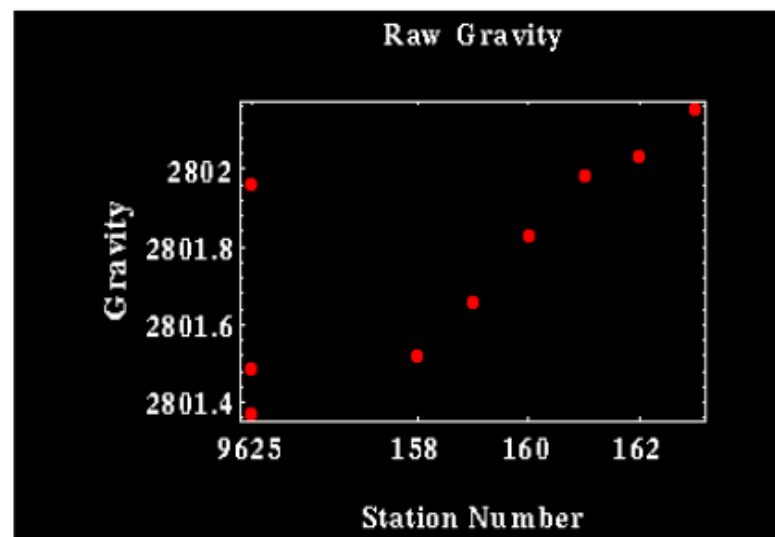
Procedimiento de campo – Cálculo de la deriva



Procedimiento de campo – Cálculo de la deriva



Cálculo de las correcciones



$$OG3 = (OG5 - OG1) \frac{(T3 - T1)}{(T5 - T1)} + OG1$$

OG = Observed Gravity

T = Time

$$D159 = (2801.485 - 2801.373) \frac{(12:35 - 12:01)}{(12:57 - 12:01)} + 2801.373$$

$D159$ = Interpolated Gravity

$$D159 = 0.112 \times \frac{34}{56} + 2801.373 = 2801.441$$

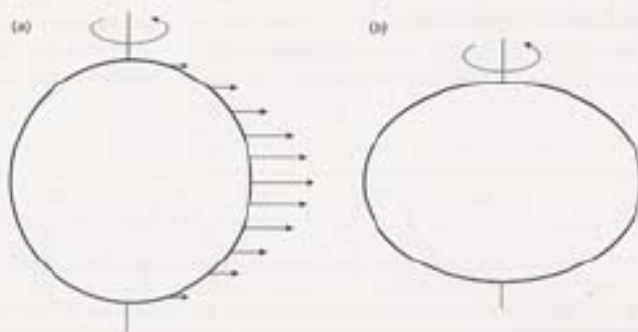
Número de orden diario	Estación	Hora	Lectura instrumental	Lectura interpolada	Diferencia de gravedad corregida por deriva	Deriva (mGal/hora)
1	9625	12:01	2801.373	2801.373	0.000	
2	158	12:27	2801.518	2801.425	0.093	
3	159	12:35	2801.66	2801.441	0.219	
4	160	12:45	2801.827	2801.461	0.366	
5	9625	12:57	2801.485	2801.485	0.000	0.120
6	161	13:17	2801.985	2801.629	0.356	
7	162	13:28	2802.035	2801.708	0.327	
8	163	13:43	2802.156	2801.815	0.341	
9	9625	14:03	2801.959	2801.959	0.000	0.431

Reducciones a las medidas de gravedad

Corrección por latitud

- La gravedad varía con la latitud debido a dos componentes:
 - La Tierra no es esférica debido a que las fuerzas centrífugas han producido un abultamiento ecuatorial. **Un punto en el ecuador está relativamente más lejos del centro de la Tierra por lo que la gravedad allí es menor.** *Sin embargo la amplitud de este efecto es menor a lo esperable ya que sobre el ecuador la columna de masa terrestre infrayacente es mayor que en los polos (menos atracción gravitatoria).*
 - La **velocidad angular** en un punto sobre la superficie de la Tierra decrece desde un máximo en el ecuador a cero en los polos.
 - En definitiva la **gravedad a los polos excede a la del ecuador en $\sim 5,186$ mGal.**

Fig. 5.11 (a) The variation in angular velocity with latitude around the Earth represented by vectors whose lengths are proportional to angular velocity. (b) An exaggerated representation of the shape of the Earth. The true shape of the oblate ellipsoid of revolution results in a difference in equatorial and polar radii of some 21 km.



Corrección por latitud

$$g_n = 978.03185 (1.0 + 0.005278895 \sin^2 \phi - 0.000023462 \sin^4 \phi) \text{ (cm/s}^2\text{)}$$

g_n = Normal Gravity: Gravitational acceleration expected for a rotating ellipsoidal earth without any geologic complications and no surface features

ϕ = Latitude

➤ **Fórmula Internacional de Gravedad de 1967 (Geodetic Reference System 1967)**

➤ **Variación horizontal: 0.81 mgal/km (Norte –Sur)**

➤ **Precisión 0.01 mgal
metros en el sentido Y-Norte**

Precisión posición 12

Fórmula internacional de Gravedad de 1930:

$$g_n = 978.049 (1 + 0.005294 \sin^2 \phi - 0.0000059 \sin^2 2\phi)$$

Corrección por latitud

Fórmula Internacional de Gravedad de 1980

$$g_n = 978.0237(1 + 0.0053024 \sin^2\phi - 0.0000058 \sin^2 2\phi)$$

(Geodetic Reference System GRS80)

Hay una fórmula que incluye términos en varias potencias pares, hasta el grado 8

Todos los coeficientes de las fórmulas se obtienen ajustando valores medidos en tierra y por satélites

Finalmente para World Geodetic System 1984

$$g_n = 978.03267714(1 + 0.00193185138639 \sin^2\phi) / (1 - 0.0066943799013 \sin^2 2\phi)^{1/2}$$

Corrección por latitud

$$g_n = 978.03185 (1.0 + 0.005278895 \sin^2 \phi - 0.000023462 \sin^4 \phi) \text{ (cm/s}^2\text{)}$$

g_n = Normal Gravity: Gravitational acceleration expected for a rotating ellipsoidal earth without any geologic complications and no surface features

ϕ = Latitude

Latitud	Gravedad (1967)
0	978031.8500
10	978187.5312
20	978635.7961
30	979322.5743
40	980165.0266
50	981061.5385
60	981903.9774
70	982590.7352
80	983038.9822
90	983194.6563

En la fórmula elipsóidica la gravedad aumenta del Ecuador al Polo, principalmente, porque

- 1.- El Radio es menor en el Polo,
- 2.- En el Polo la fuerza centrífuga es nula

Si la región en estudio no está demasiado extendida en sentido meridiano, podemos calcular el monto de variación de la gravedad en función de la latitud media ϕ_m de la región. En efecto, la variación de gravedad que buscamos es el gradiente de dirección norte. Admitiendo que la Tierra es esférica, tendremos:

$$\Delta g_\phi = \frac{1}{r} \frac{\partial g}{\partial \phi} = \frac{1}{r} \frac{\partial (g_E (1 - \beta \cdot \text{sen}^2 \phi))}{\partial \phi} = \frac{1}{r} (-g_E \cdot \beta \cdot 2 \cdot \text{sen} \phi \cdot \cos \phi) = \frac{g_E \cdot \beta}{r} \cdot \text{sen} 2\phi$$

$$\Delta g_\phi = 8.122 \cdot \text{sen} 2\phi \cdot 10^{-9} \text{ c.g.s.} = 8.122 \cdot \text{sen} 2\phi \text{ Eötvös}$$

$$\frac{\Delta g}{\Delta x} \approx 0.8122 \cdot \text{sen} 2\phi \cdot \frac{mGal}{km} \quad (55)$$

Gradiente de la gravedad con la latitud

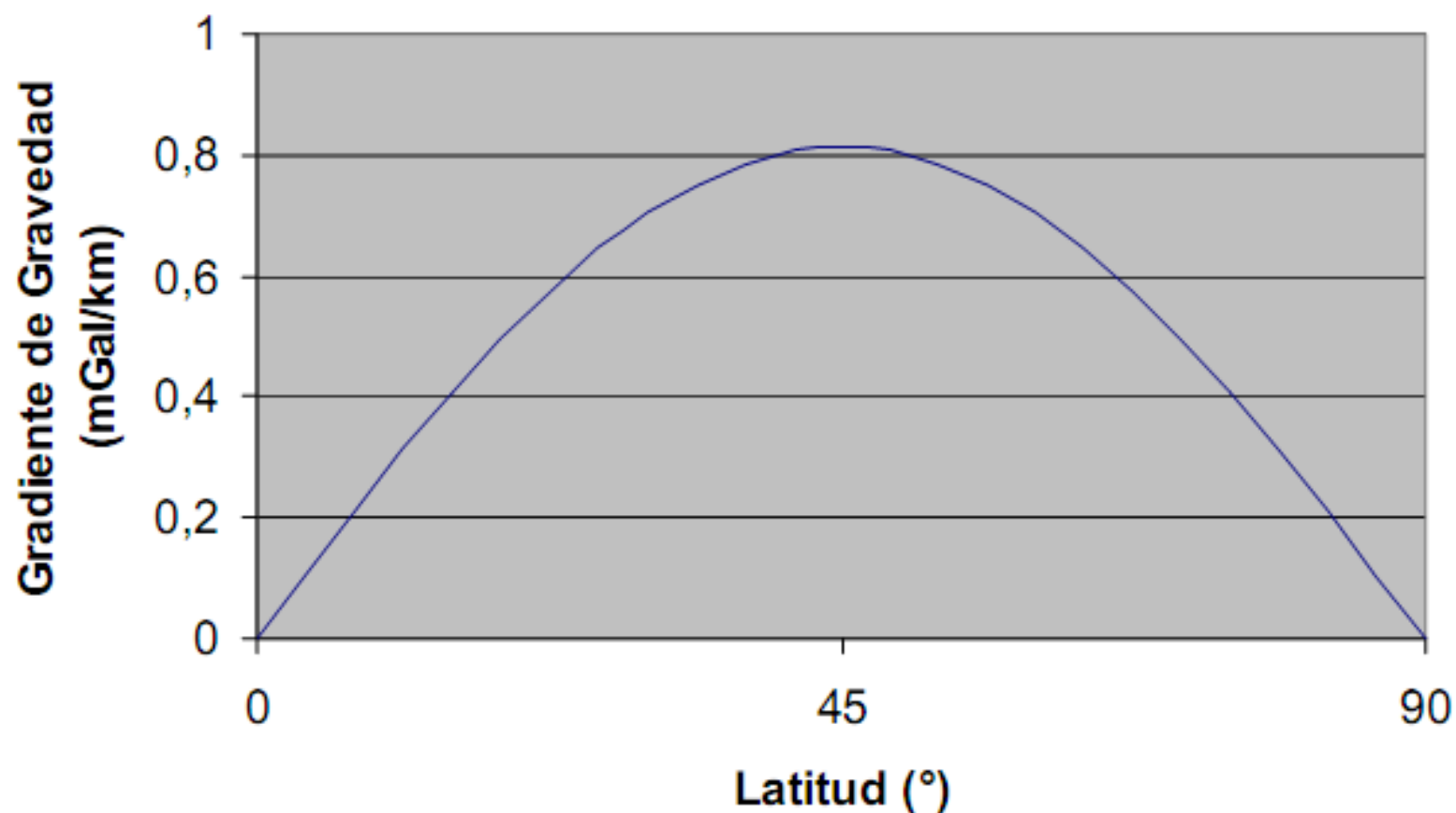
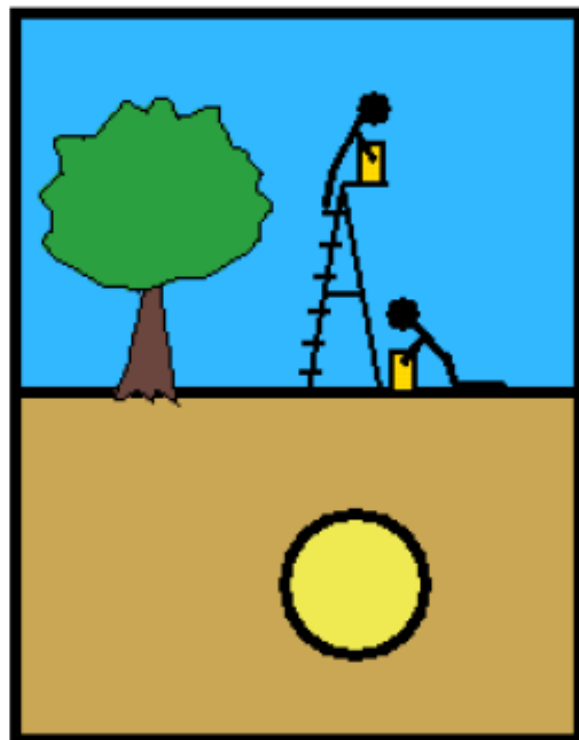


Figura 18: Gradiente de la gravedad en función de la latitud (Gradiente K).

Variación con la altura



➤ Gravímetros perfectos (sin deriva)

➤ **Lectura arriba < Lectura abajo**

(Inversamente proporcional al cuadrado de la diferencia de altura)

Eliminar entre dos estaciones el efecto de la diferencia de altura entre ellas

CORRECCION AIRE LIBRE: 0.3086 mgal/m

Precisión 0.01 mgal



Precisión en altura 3 cm

Reducciones a la gravedad medida

Corrección de aire libre

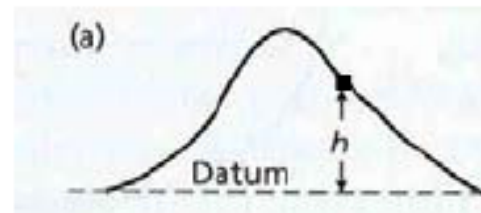
- La corrección de aire libre es la primera de una serie de 3 correcciones asociadas a la elevación topográfica
- La corrección de aire libre (FAC) corrige la disminución de gravedad por altura, debida a una mayor distancia al centro de la tierra

•— recordar:

$$g = \frac{GM_E}{R_E^2}$$

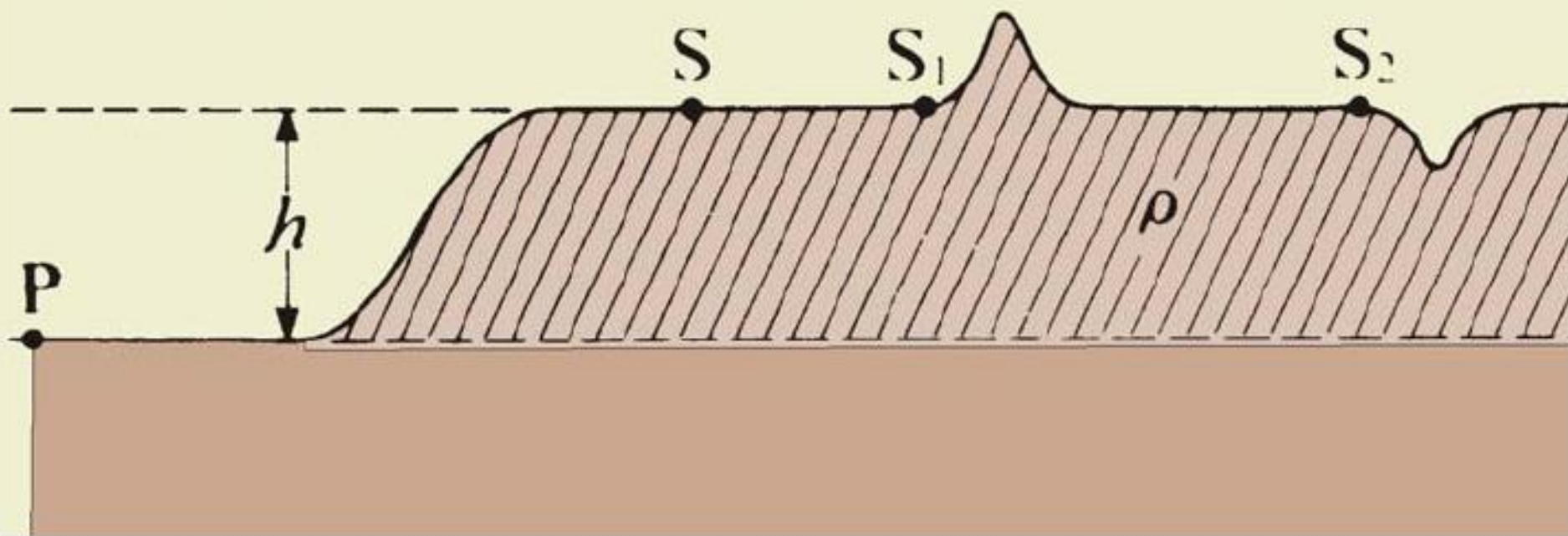
- Para reducir una medición tomada a una altura h (sobre el nivel del mar) a un elipsoide de referencia

$$FAC = 0.3086h \text{ mGal}$$



CORRECCIÓN DE AIRE LIBRE

- Lleva la medición al nivel del elipsoide de referencia (uno que pase localmente por el nivel del mar por ejemplo)



Reducciones a la gravedad medida

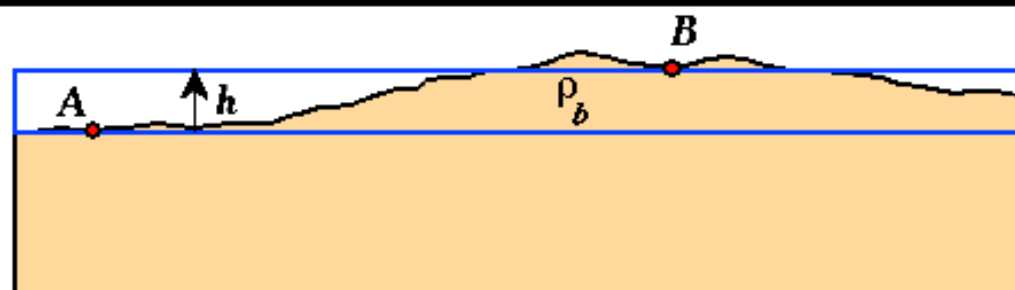
Corrección de Bouguer

- La segunda corrección que depende de la topografía es la corrección de Bouguer. La corrección de aire libre contempla la altura de la estación, sin embargo la atracción gravitatoria de la masa de rocas interpuesta entre el punto de medición y el elipsoide es ignorada.
- La corrección de Bouguer remueve aquel efecto aproximando este volumen de roca ubicado por debajo del punto de medición, a través de una losa horizontal infinita con un ancho equivalente a la distancia entre la estación y el elipsoide.

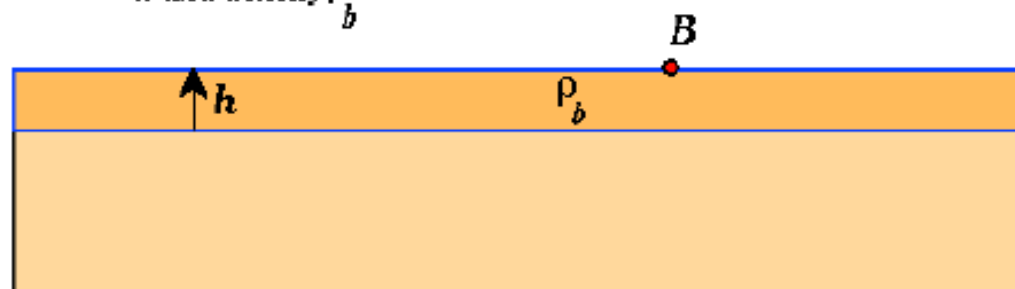
$$BC = 2\pi G\rho h = 0.04193\rho h \text{ mGal}, \rho \text{ in Mg m}^{-3}$$

- Sobre tierra la corrección de Bouguer debe ser sustraída, ya que la atracción extra de la losa infinita necesita ser removida.

Masa Interpuesta - Bouguer



Approximate the gravity anomaly observed at B due to the difference in topography between A and B, h , and the excess mass under B by assuming the excess mass can be approximated as a slab of material with thickness h and density ρ_b .



$g_a \neq g_b$ por:

- 1.- Diferencia de altura
- 2.- Masa de la topografía

Corrección de Bouguer = $-0.04193 \rho h$ mgal/m

$\rho = 2.67 \text{ gr/cm}^3$, C. B. = 0.11 mgal/m

Dependencia de la anomalía de Bouguer de la densidad utilizada

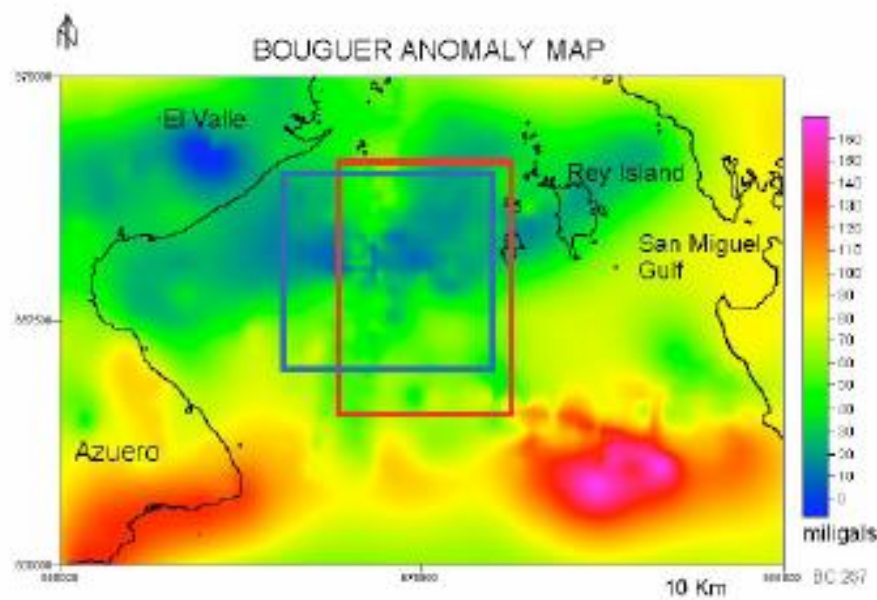


Fig. 29. Bouguer anomaly map based on a Bouguer density of 2670 kg/m^3 . Note the gravity high anomalies elongated in east-west direction, reflecting the shelf contact. The red (blue) colored frame denotes the area of residual map (interpreted residual anomaly) presented in figure 31 (Fig. 33).

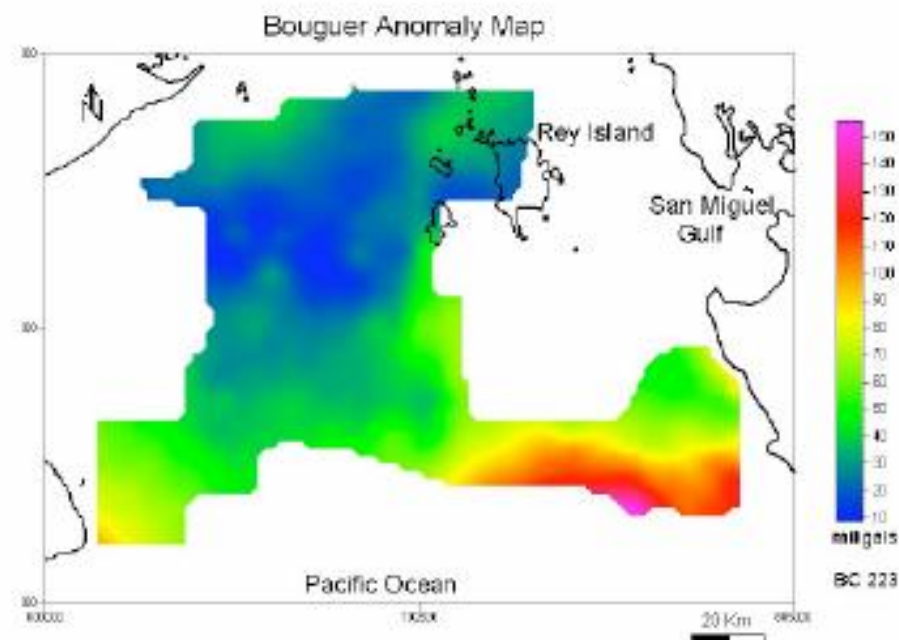
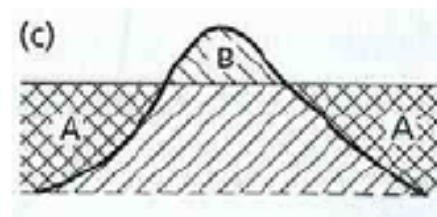


Fig. 30. Bouguer gravity map based on a correction density of 2300 kg/m^3 . The map has been constructed where gravity data are frequent and evenly distributed. Note the gravity low dominating the northern part of the Gulf of Panama.

Reducciones a la gravedad medida

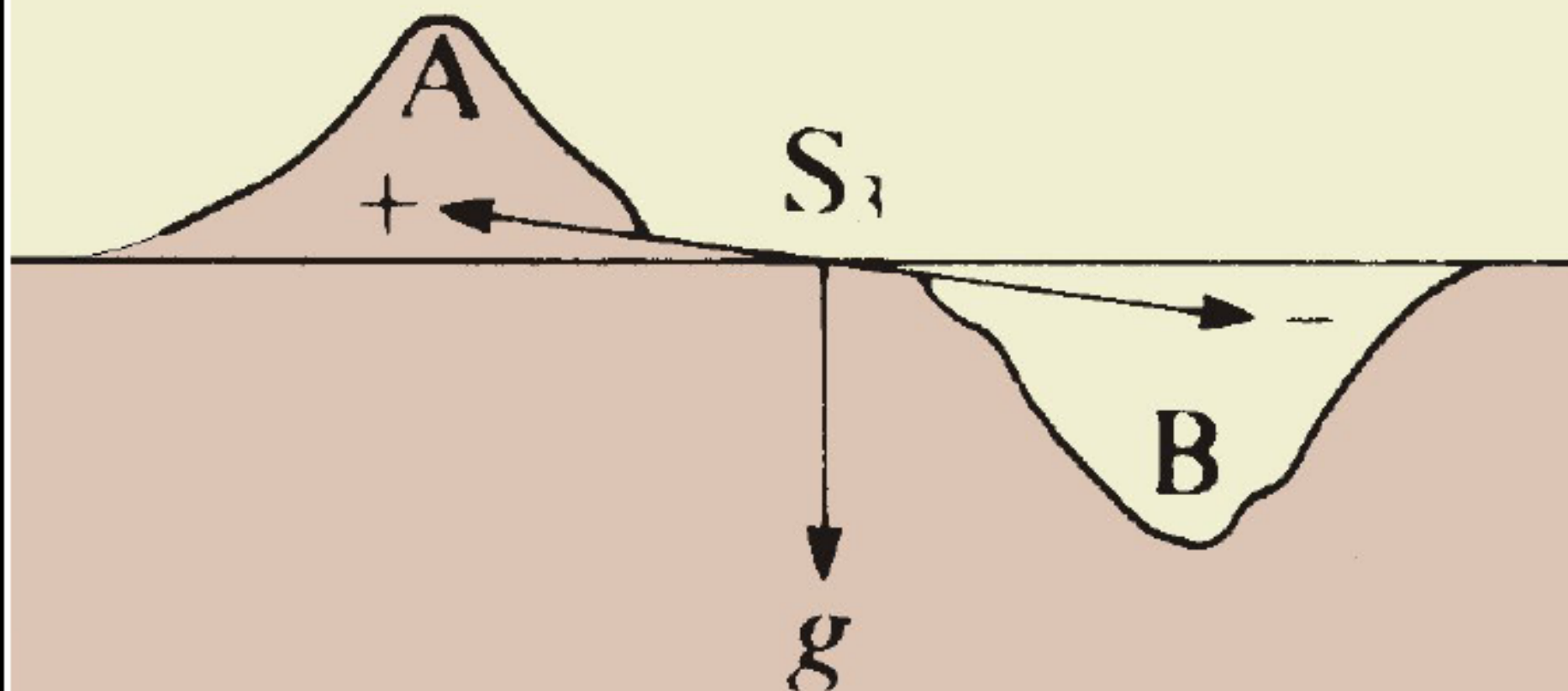
Corrección topográfica

- La corrección de Bouguer considera que la topografía en torno al punto de muestreo es plana, pero raramente es éste el caso
- La tercera corrección que depende de la topografía es la corrección topográfica
- **Esta corrección siempre es positiva.**
 - La regiones de roca indicadas con A fueron contempladas en la corrección de Bouguer, sin embargo las mismas no existen. Por lo tanto la corrección de Bouguer ha “restado” de más y por lo tanto se debe **sumar** para corregir ello
 - La región indicada con la letra B consiste en material que no ha sido contemplado en la corrección de Bouguer, pero que genera un extra de atracción gravitatoria hacia arriba disminuyendo la gravedad medida, y por lo tanto debe **sumarse** tal valor.

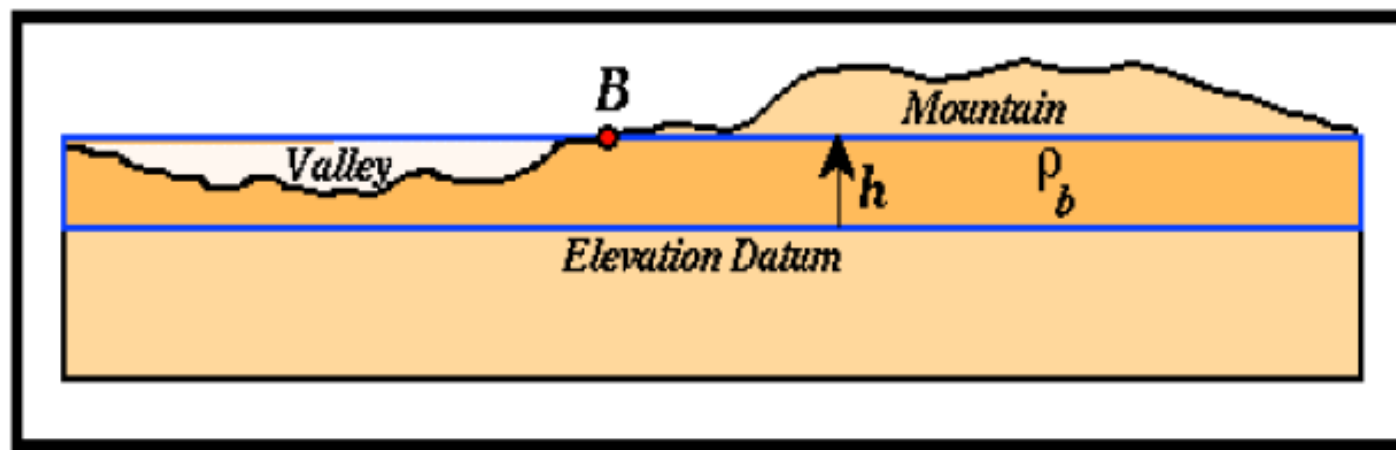


CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA:

- Calcula el efecto de las masas por encima y por debajo de la superficie de medición.



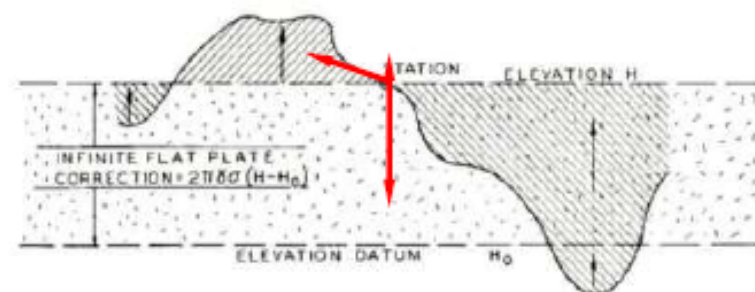
Correcciones topográficas



Corrección siempre positiva

Plantilla de Hammer (1939)

Desnivel de 0.60 m a 17 metros de la estación produce un error de 0.04 mgal

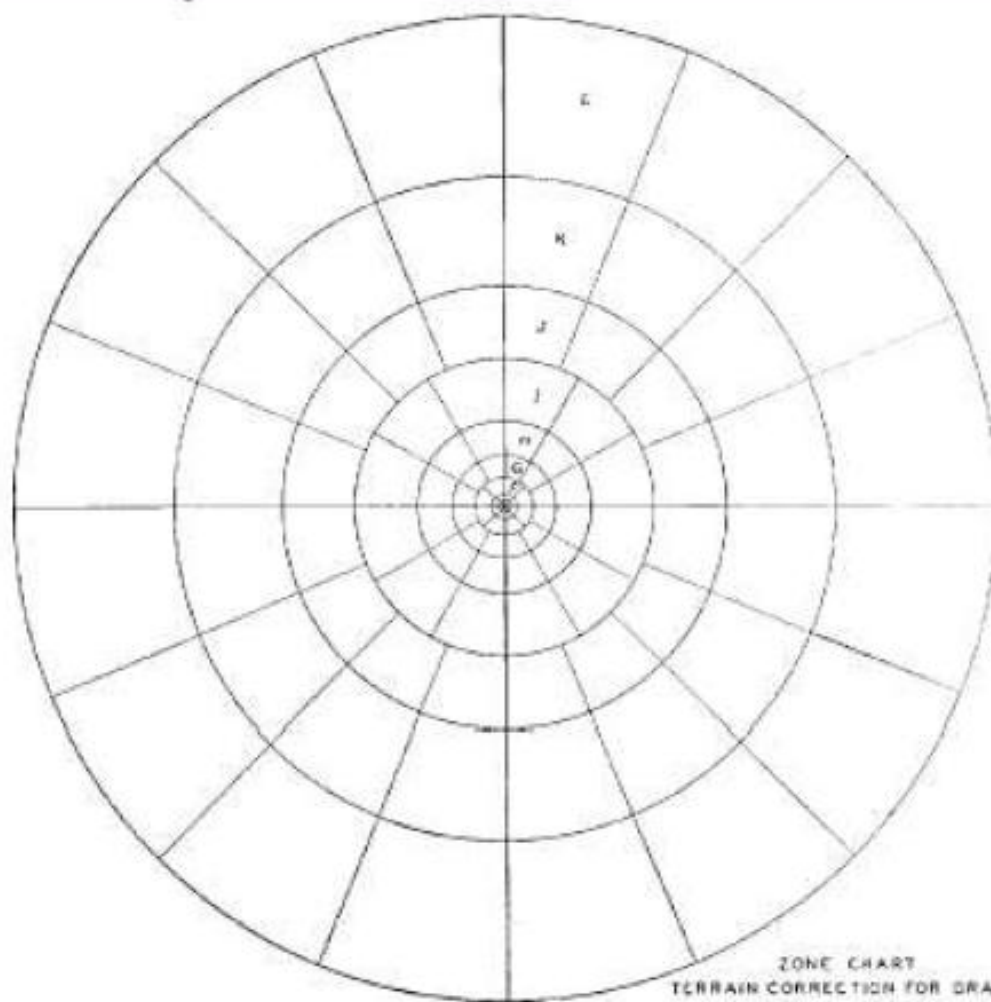


Reducciones a la gravedad medida

Corrección topográfica (continuación)

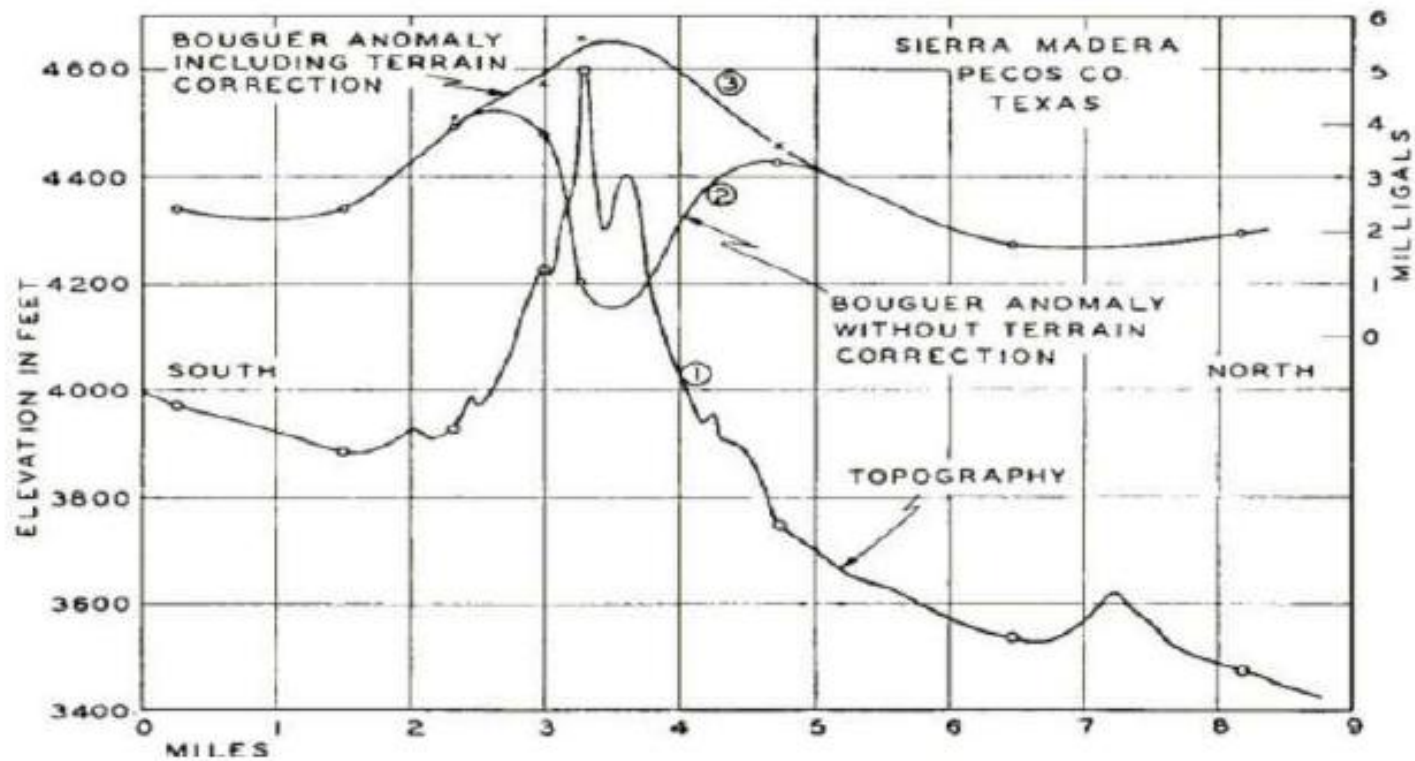
- La corrección topográfica se ha realizado clásicamente usando la **cartilla de Hammer**.
 - Esta cartilla está dividida en líneas radiales y concéntricas que definen 130 compartimentos.
 - La zona más externa se extiende a 22 km, distancia a partir de la cual el efecto topográfico se considera despreciable.
 - La cartilla se desplaza sobre el mapa con el punto de medición en su centro. Se calcula el promedio de elevación de cada compartimento a los cuales se resta la elevación del punto de medición.
 - Se determina la atracción gravitatoria de cada compartimento usando tablas de referencia
 - La corrección topográfica es la suma de cada componente de cada compartimento

Corrección topográfica: Hammer



ZONE CHART
TERRAIN CORRECTION FOR GRAVITY
SCALE 162,500
(REDUCED)

Corrección topográfica



Tipos de gravedad

- Gravedad observada (g_{obs}): corregida por deriva y mareas
- Corrección por latitud (g_n): tiene en cuenta la forma elíptica y rotación de la Tierra
- Gravedad Aire Libre (g_{AL}):

$$g_{AL} = g_{obs} + 0.3086 h - g_n \text{ (mgal)}$$

- Gravedad Bouguer (g_B) ó Bouguer Simple:

$$g_B = g_{obs} + 0.3086 h - 0.04193 \rho h - g_n \text{ (mgal)}$$

- Gravedad Bouguer, Corrección topográfica (g_{Bt}), ó Bouguer Completa:

$$g_{Bt} = g_{obs} + (0.3086 - 0.04193 \rho) h + CT - g_n \text{ (mgal)}$$

Anomalía de aire libre y de Bouguer

$$FAA = g_{obs} - g_{\theta} + FAC$$

$$BA = g_{obs} - g_{\theta} + FAC - BC + TC$$

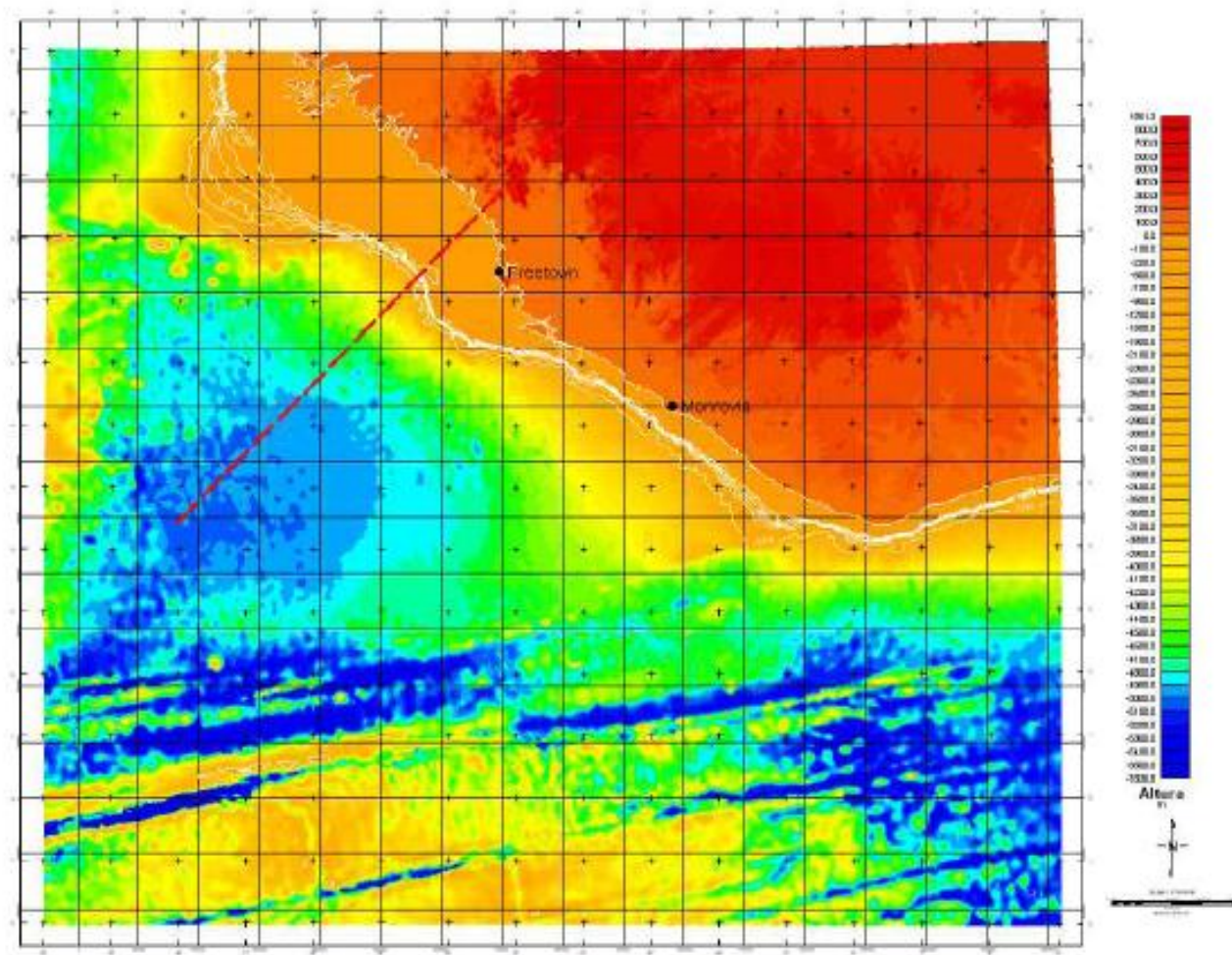
Proviene del elipsoide (sólo depende de la latitud)

$$g = g_o (1 + k_1 \sin^2 \Phi - k_2 \sin^2 2\Phi)$$

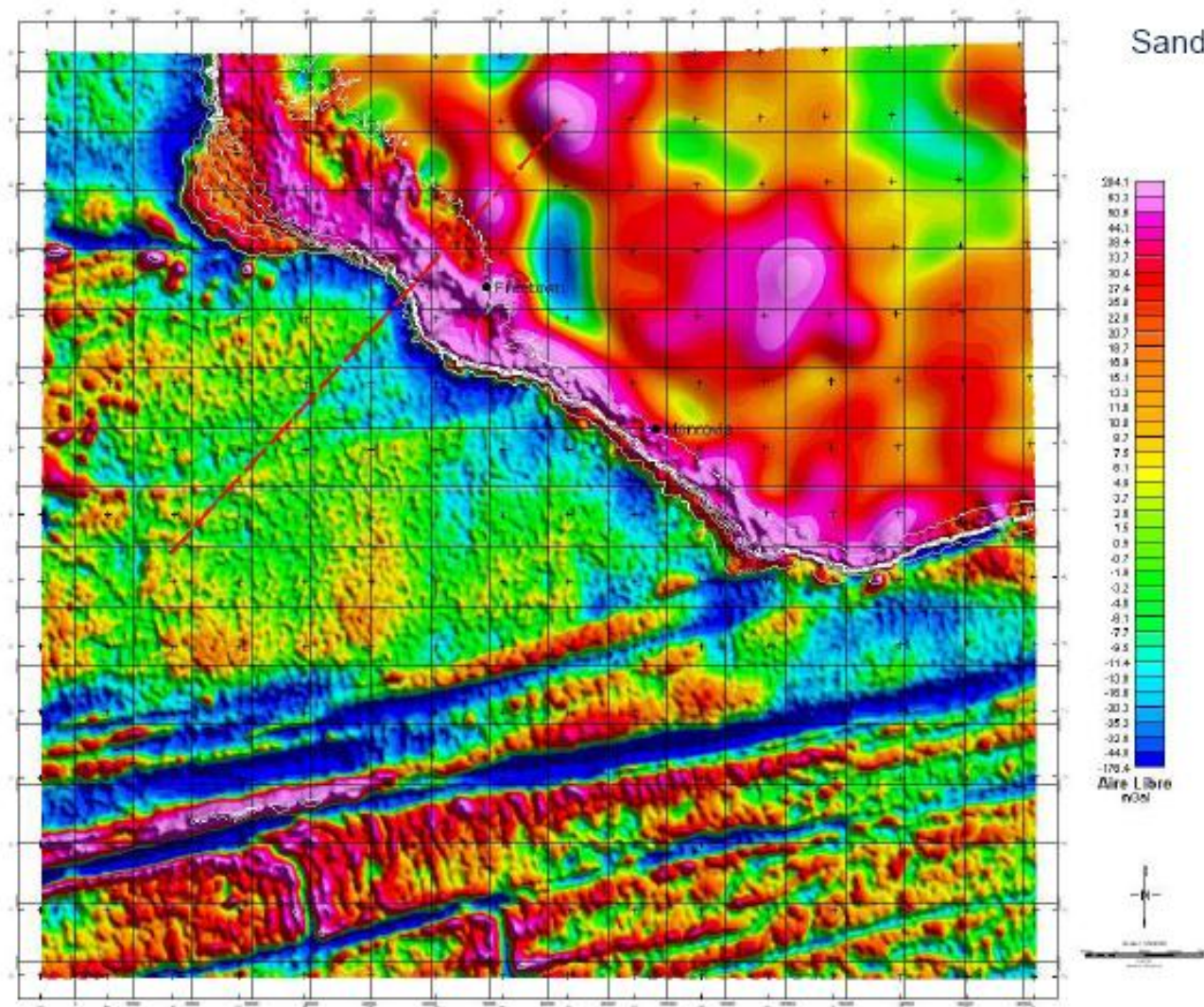
El cálculo de la anomalía de Bouguer constituye las bases de la interpretación de datos de gravedad continentales

La anomalía de aire libre es típicamente usada en relevamientos marinos

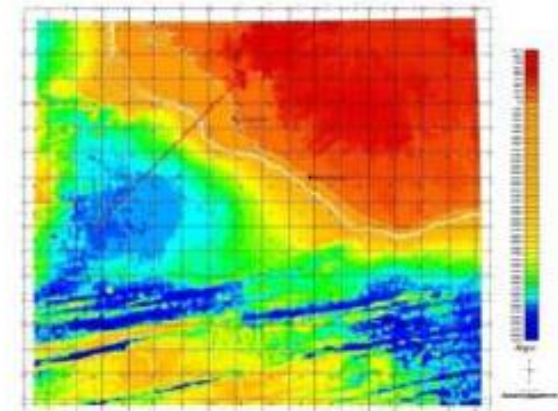
Bathymetry - Topography



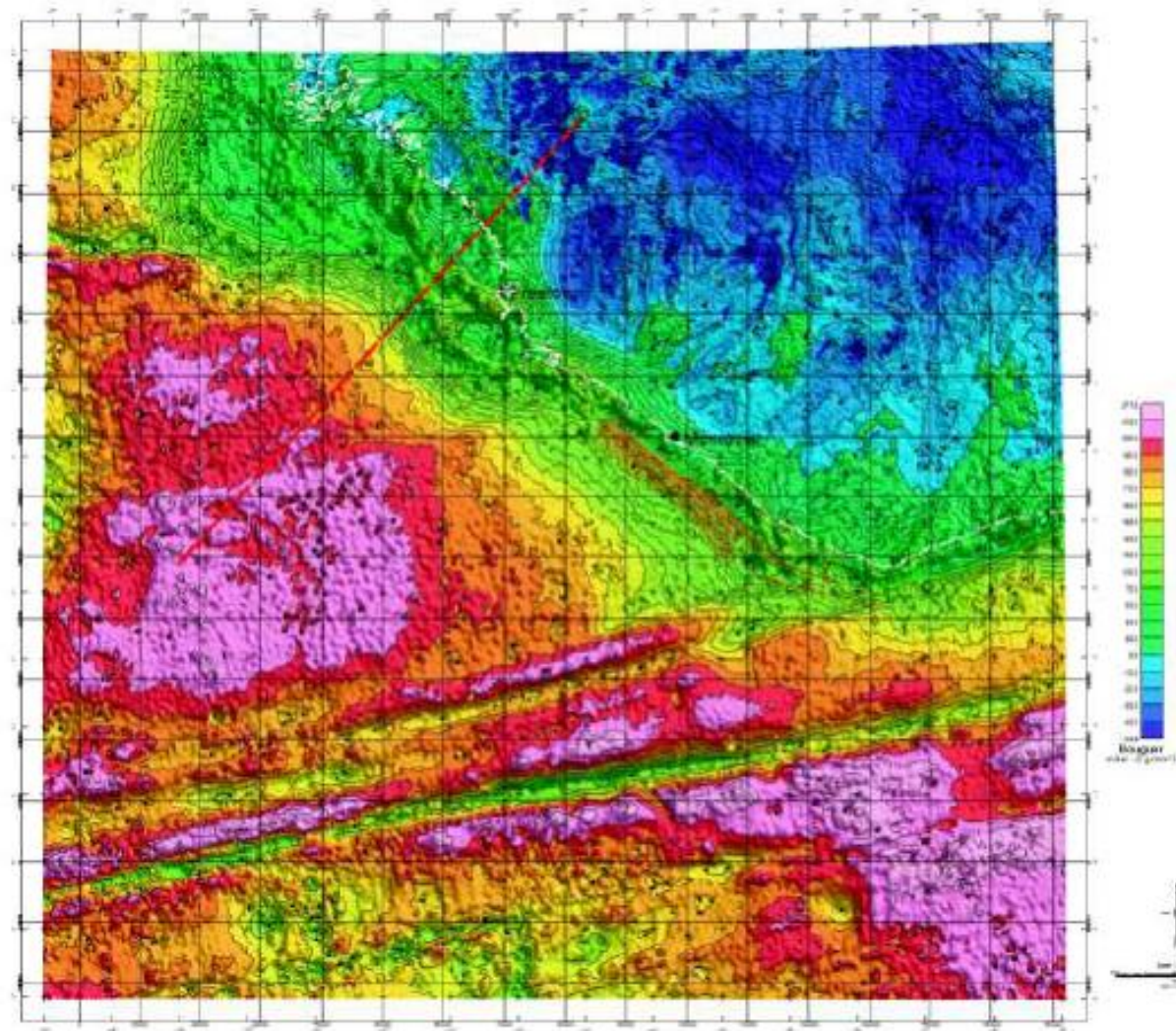
Free Air Gravity



Sandwell data – University of San Diego

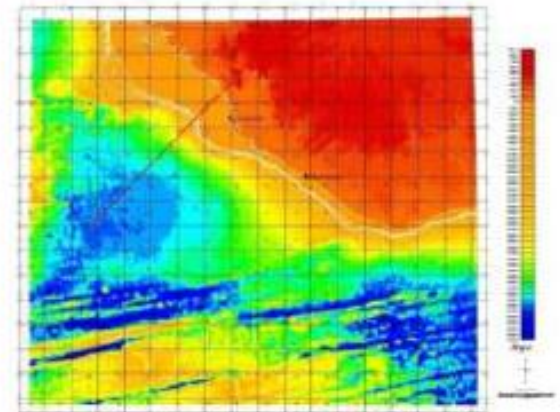


Bouguer Anomaly - Simple



Density 2 gr/cm^3

No topographic correction



Cálculo de la densidad superficial – Nettleton

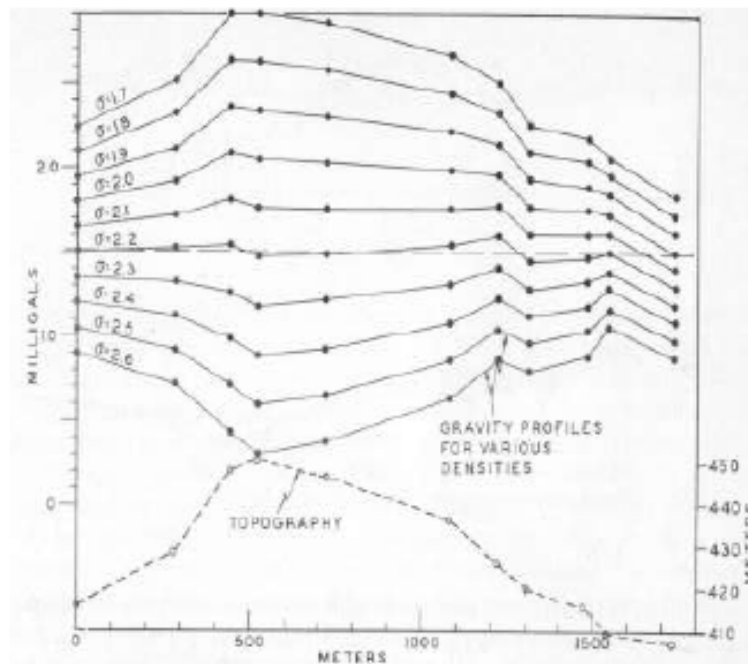


FIGURE 4-10

Density profile over local topographic feature. The several gravity profiles are reduced with elevation factors corresponding to the densities shown. The indicated density is 2.2, as that profile has minimum correlation with topography.

A.- Rasgo topográfico característico de la zona (positivo, no valle)

B.- Paralelo a las isoanómalas (mapa previo)

C.- Aplicar corrección altimétrica con distintas densidades y graficar los resultados

$$C_{Alt} = (0.3086 - 0.04193 * \rho) * h(m)$$

D.- Interpretativo. Buscar el perfil que se asemeje lo menos posible al perfil topográfico

E.- Valor de la densidad entre el punto más alto y el más bajo del rasgo topográfico

F.- En uso actualmente

G.- Densidades menores que la real reproducen la topografía, densidades mayores la invierten

Determinación indirecta de densidades

Método de Nettleton

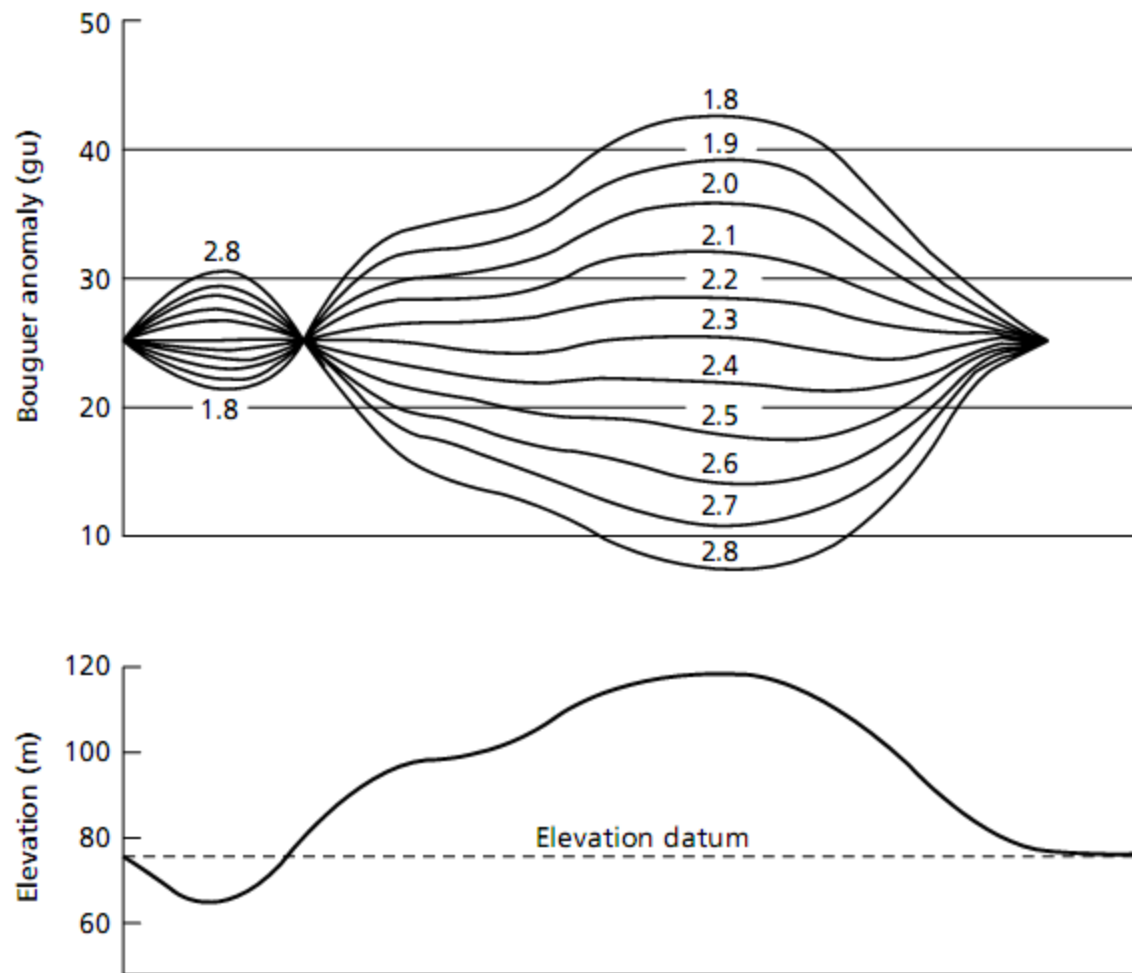


Fig. 6.15 Nettleton's method of density determination over an isolated topographic feature. Gravity reductions have been performed using densities ranging from 1.8 to 2.8 Mg m^{-3} for both Bouguer and terrain corrections. The profile corresponding to a value of 2.3 Mg m^{-3} shows least correlation with topography so this density is taken to represent the density of the feature. (After Dobrin & Savit 1988.)

Variaciones de la gravedad

- **Temporales:**
 - Deriva instrumental
 - Efecto lunisolar (Mareas)
- **Espaciales:**
 - Latitud
 - Altura
 - Masa interpuesta
 - Topografía cercana
 - Isostasia



ANDES

Plomada

Calculado

Observado

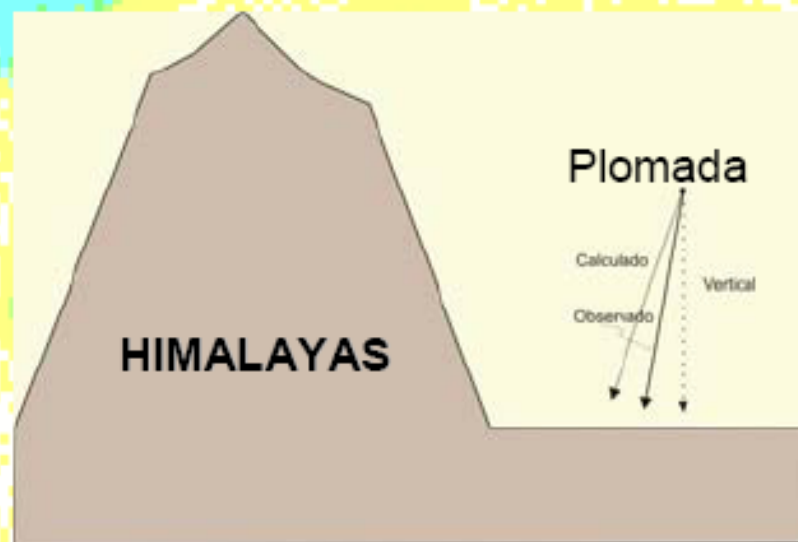
Vertical

From Watts, 2001

Expedición francesa de Bouguer a los Andes del Perú en 1835: Encontró que la desviación de la plomada era mucho más pequeña que lo que debería ser.

La expedición inglesa a los Himalayas encontró una desviación aún mayor: en vez de 15 segundos como se estimaba por la masa de rocas involucrada el Monte Everest desviaba aún menos, **sólo 5 segundos de arco.**

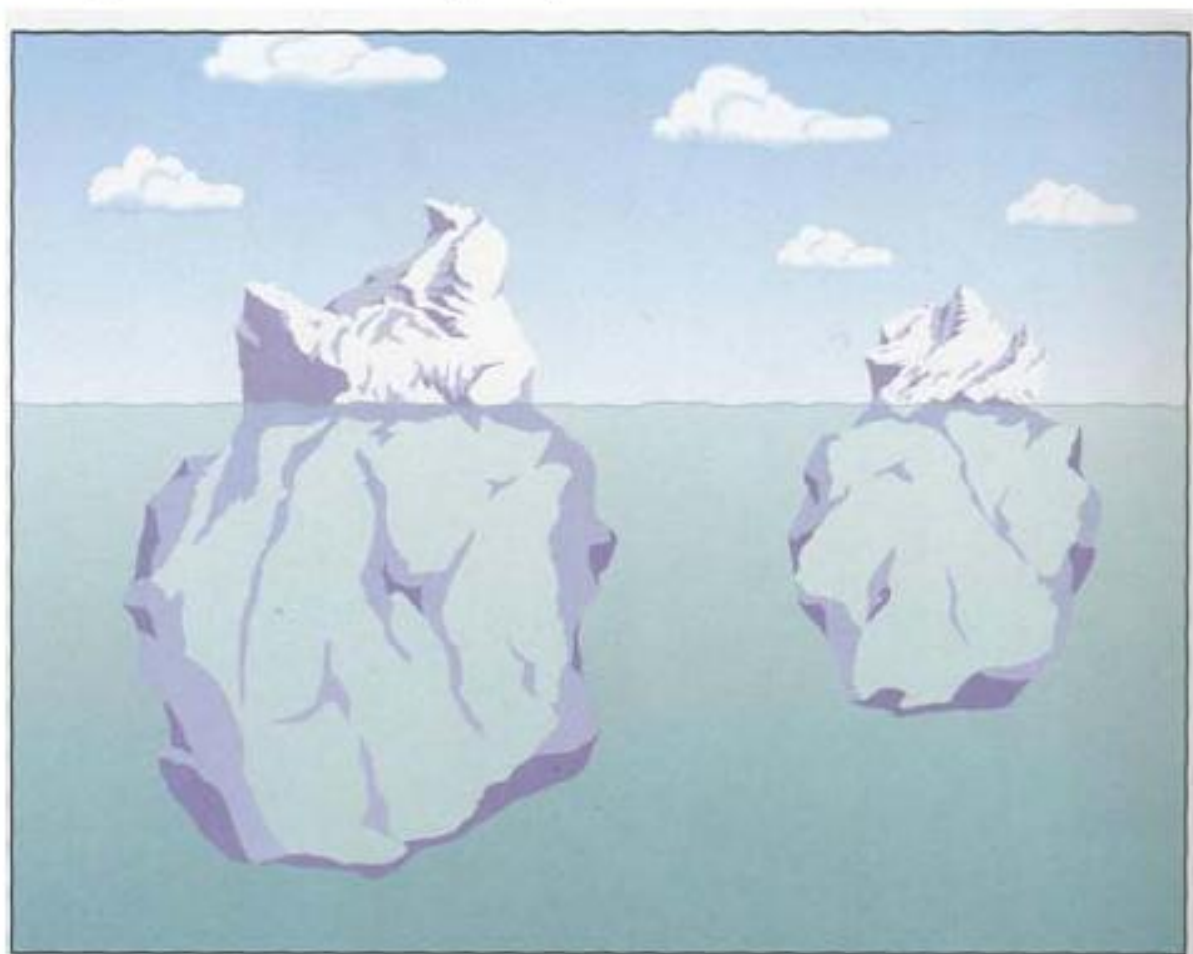
Algo estaba pasando: tendrían raíces las montañas?



La existencia de masa por debajo de la superficie de menor densidad contrarrestaría el efecto de la mayor masa aflorante en las regiones montañosas ya sea por:

- Rocas de diferente densidad,
- Rocas de igual densidad pero mayor extensión en profundidad
- O por ambos procesos...

Las cordilleras están soportadas por raíces de materiales de baja densidad proporcionales a su volumen



Para describir más fielmente el estado de equilibrio de la litósfera no nos alcanza con las **anomalías gravimétricas**

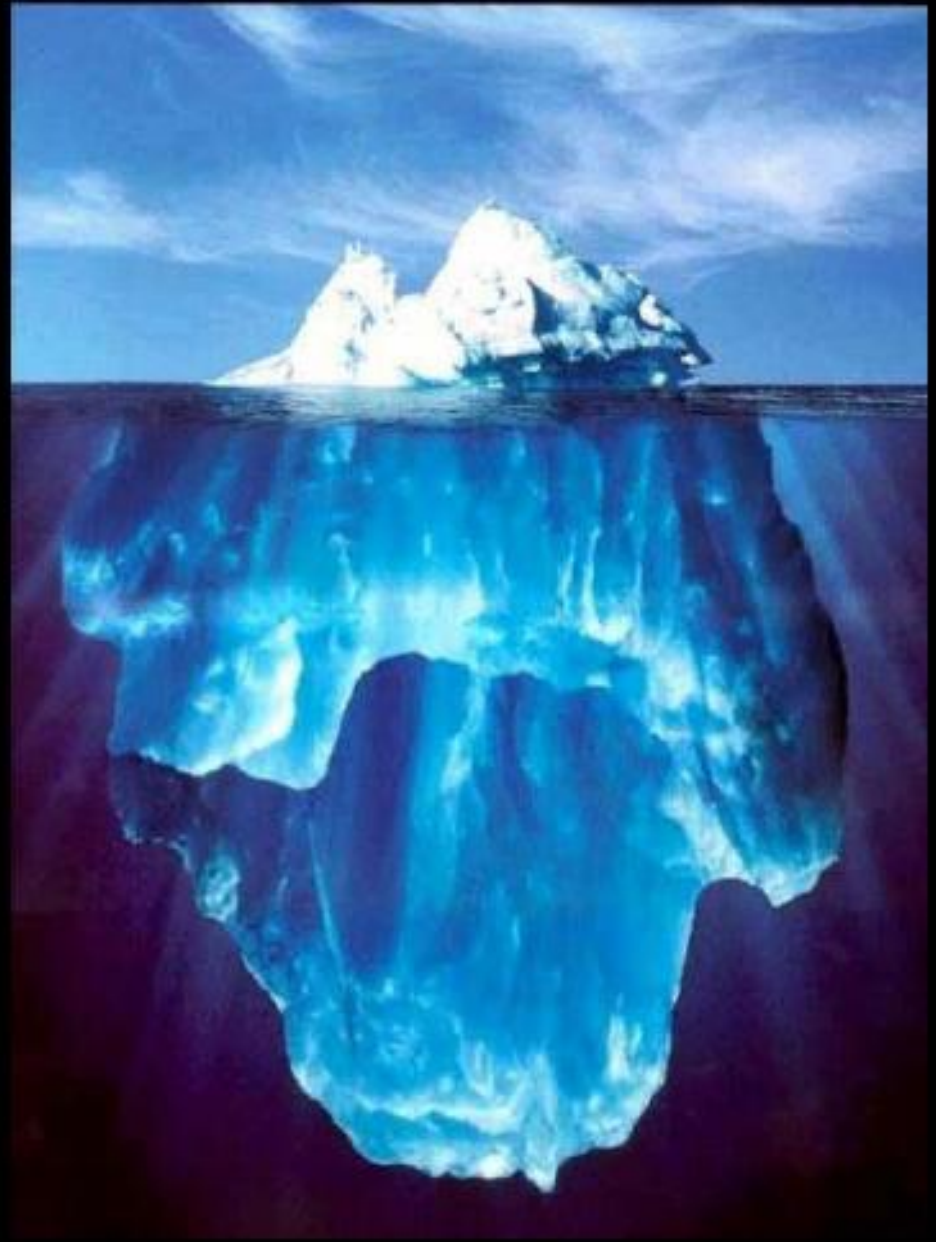
necesitamos introducirnos en el concepto de **isostasia y en el cálculo de las anomalías isostáticas**

isostasia

Este término describe el estado de la tierra **en la ausencia de fuerzas dinámicas que alteren ese estado**

Materiales menos densos flotan sobre materiales más densos

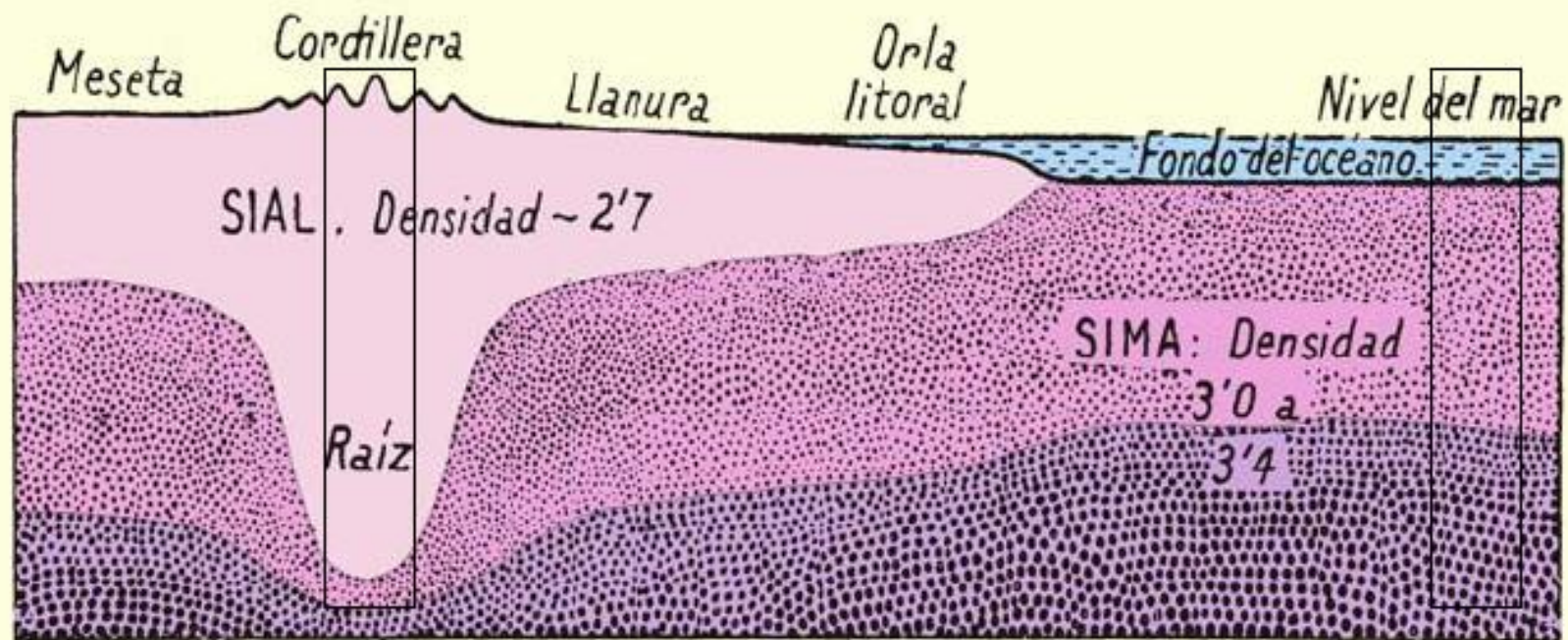
Equilibrio isostático significa que no hay ni exceso ni déficit de masas en una región determinada



isostasia

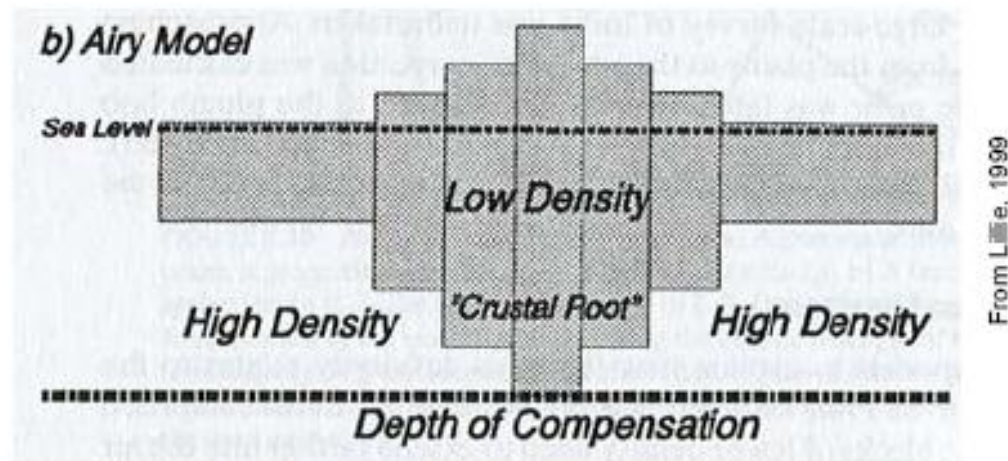
- Distribución de masa es variable en el tiempo en la Tierra
- Es por ello que ciertas regiones que se encuentran en equilibrio dejan de estarlo
- La isostasia permite cuantificar dichas desviaciones al estado de equilibrio

ISOSTASIA: La altura de los continentes está en equilibrio a través de raíces de menor densidad con el material más denso que los rodea.



Las dos columnas litosféricas tienen el mismo peso

Modelo isostático de Airy



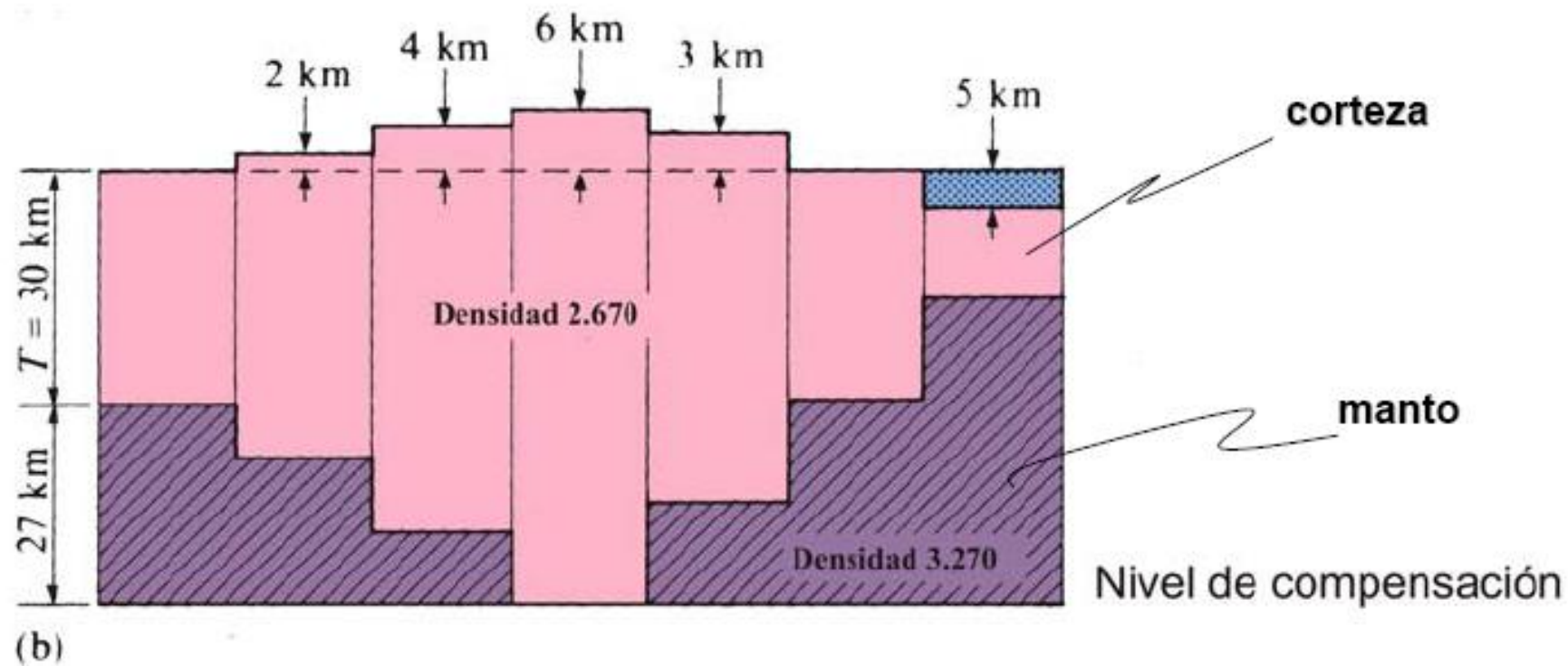
Los bloques corticales tienen igual densidad

- Cuanto más alta una montaña, existe una raíz más profunda

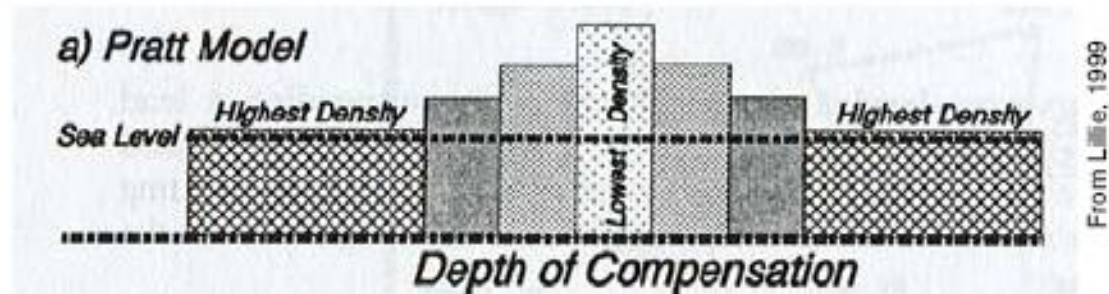
$$(h_{lith}\rho_{lith} + h_{asth}\rho_{asth})_A = (h_{lith}\rho_{lith} + h_{asth}\rho_{asth})_B$$

- El peso de todas las columnas se iguala por encima de una superficie de compensación

MODELO DE AIRY



Modelo isostático de Pratt

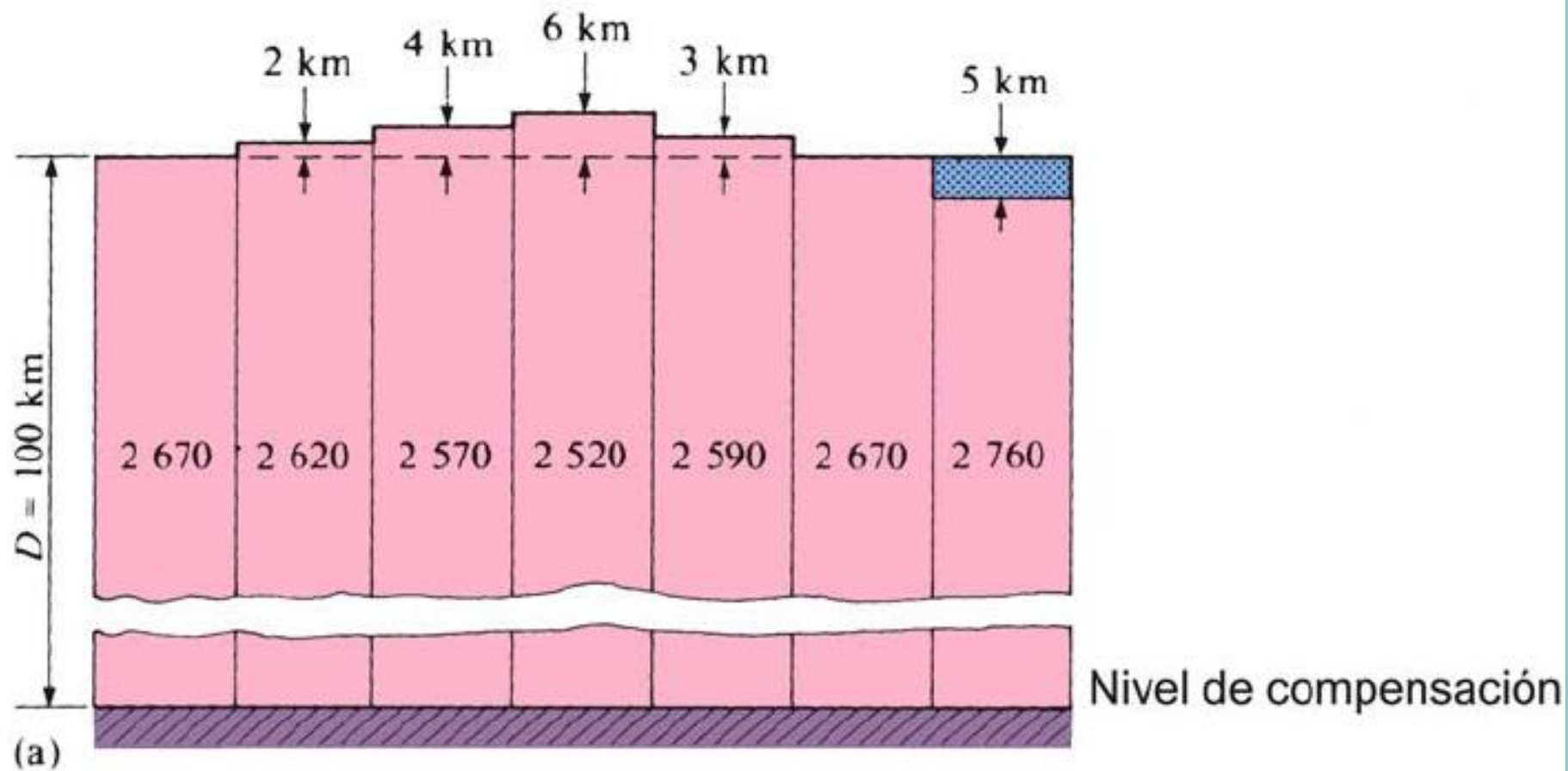


Las raíces de todos los bloques penetran a la misma profundidad. Los bloques más altos poseen más baja densidad.

$$(h_{lith} \rho_{lith})_A = (h_{lith} \rho_{lith})_B$$

- O simplemente, el peso de todas las columnas sobre el nivel de compensación es el mismo

MODELO DE PRATT

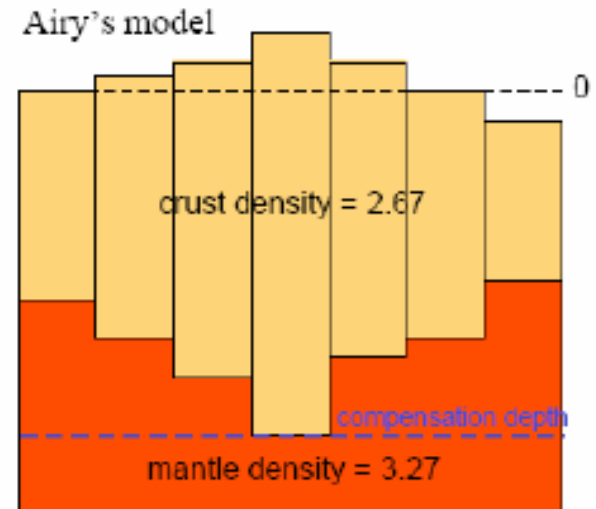
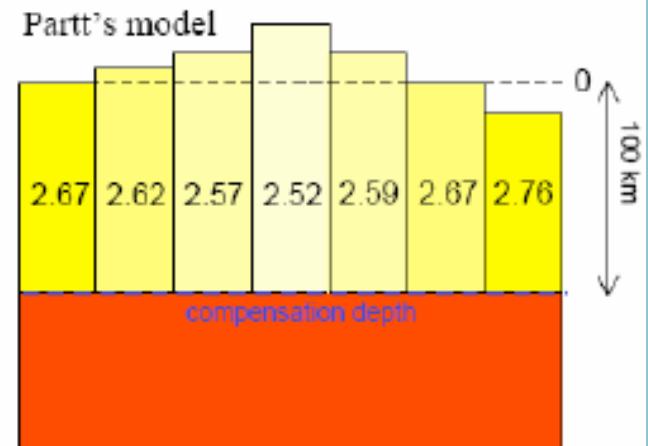


Airy (1854): las montañas tienen raíces corticales que soportan el relieve

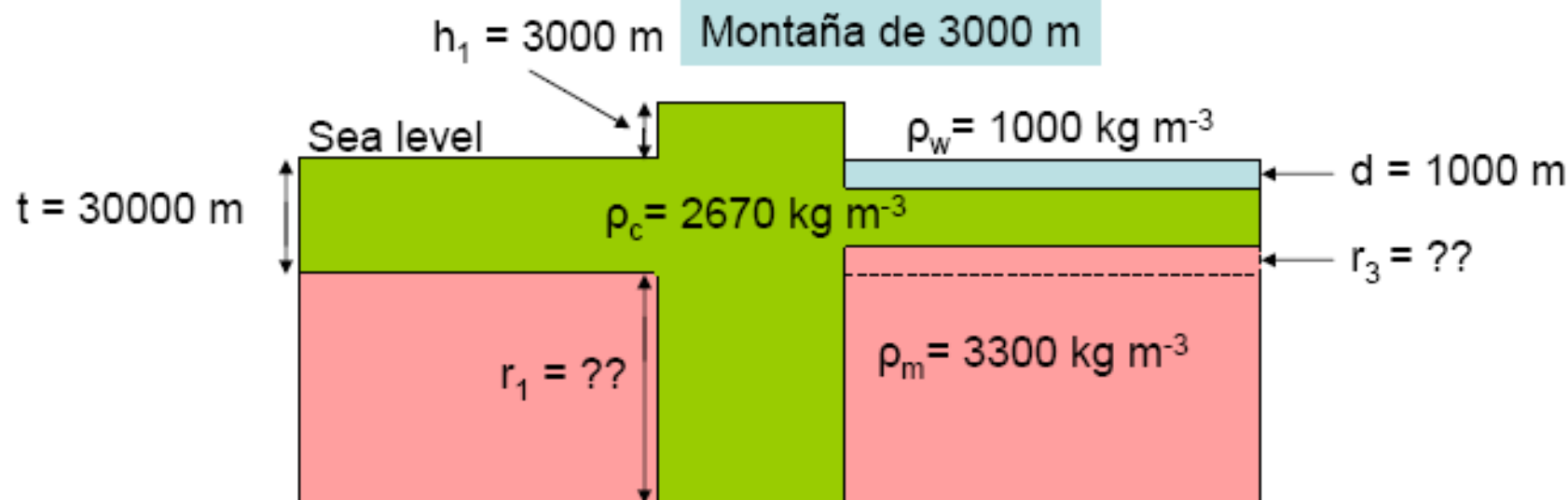
Pratt (1855): la densidad varía lateralmente (debido a variaciones en composición o temperatura)

Ambos modelos consideran que las montañas “flotan” en un medio más denso

Condición isostática: el peso de las columnas de roca, a cierta profundidad denominada profundidad de compensación, es igual



Cálculos isostáticos



La profundidad de la raíz, r_1 está dada por

$$t\rho_c + r_1\rho_m = (h_1 + t + r_1)\rho_c$$

$$r_1 = \frac{h_1\rho_c}{\rho_m - \rho_c}$$

$$r_1 = \frac{3000 \times 2670}{3300 - 2670} = 12714 \text{ m}$$

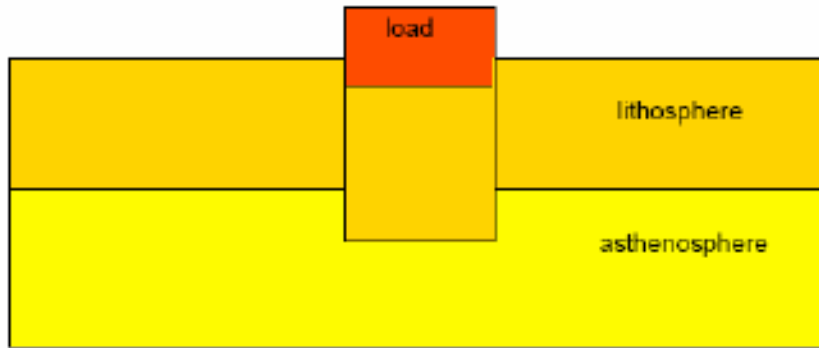
similarmente, la profundidad de la antirazón, r_3 está dada por

$$r_3 = \frac{d(\rho_c - \rho_w)}{\rho_m - \rho_c}$$

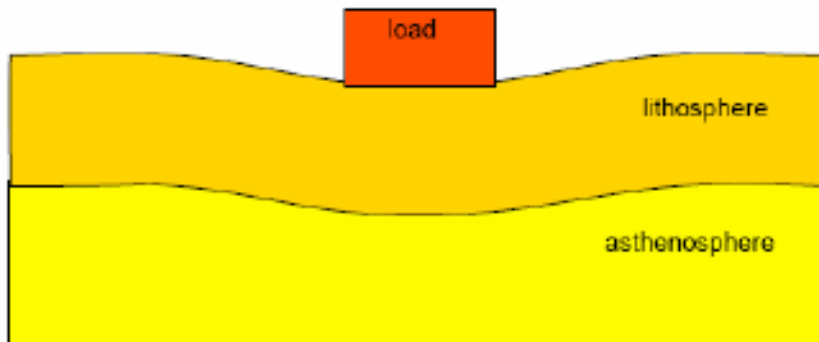
$$r_3 = \frac{1000(2670 - 1000)}{3300 - 2670} = 2650.8 \text{ m}$$

Isostasia y flexión litosférica

Compensación local (tipo Airy)



Compensación regional



Modelo de Airy: carga topográfica es compensada por **fuerzas de flotabilidad**, lo cual resulta en **variaciones laterales de espesor cortical**

Modelo de Pratt: carga topográfica es compensada por **fuerzas de flotabilidad** que son producidas por **variaciones de densidad laterales en la corteza**

Sin embargo, una carga topográfica es también resistida por la rigidez de la litósfera

Si la carga es lo suficientemente grande en comparación con la rigidez de la litósfera, ésta se inflexiona hacia abajo

Compensación isostática regional

Tanto **Pratt** como **Airy** tratan a la **litósfera** como si se comportara como una serie de **columnas desconectadas**. Al margen del modelo (Pratt o Airy) la carga se acomoda bajo la carga localizada en la litósfera, lo que sólo sería factible en caso de que la misma tuviera **rigidez nula**. En general la litósfera posee algún grado de rigidez lo cual produce una distribución de la carga a nivel más regional.

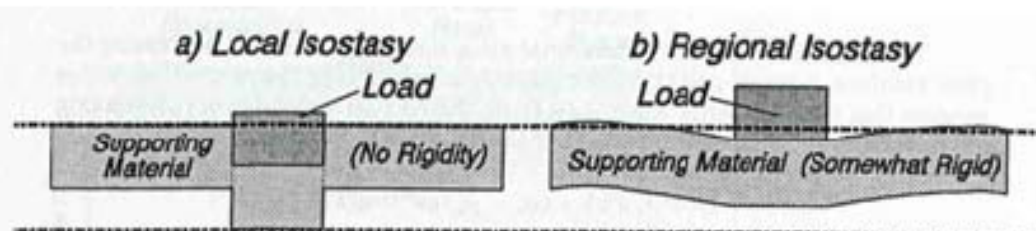
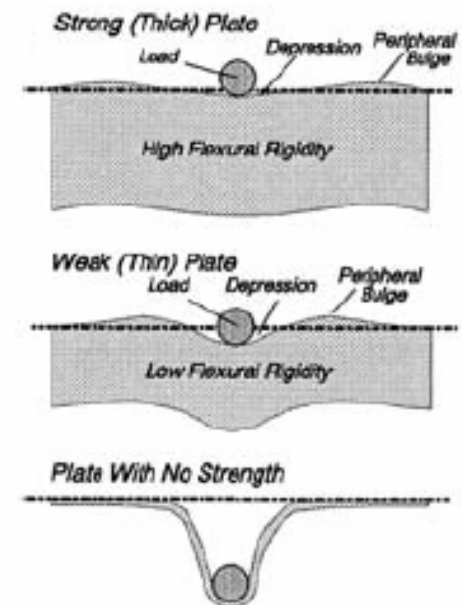


FIGURE 8.21 The type of isostatic compensation depends on the flexural rigidity of the supporting material. a) *Local isostasy*. Where there is no rigidity, compensation is directly below the load. b) *Regional isostasy*. Materials with rigidity are flexed, distributing the load over a broader region.

From Lillie, 1999



Compensación isostática regional

- El efecto de una carga es distribuido en un amplia área, dependiendo de la rigidez flexural del material soportante
- La rigidez flexural de una placa (D) define el grado hasta el cual la misma soporta la carga
- Una placa fina se flexiona dramáticamente en cercanía a la carga aplicada
- Una placa más gruesa del mismo material se comporta más rígidamente— y la carga causa una inflexión menor
- La rigidez flexural (resistencia a flexión) así depende (entre otras cosas) del espesor elástico de cada placa

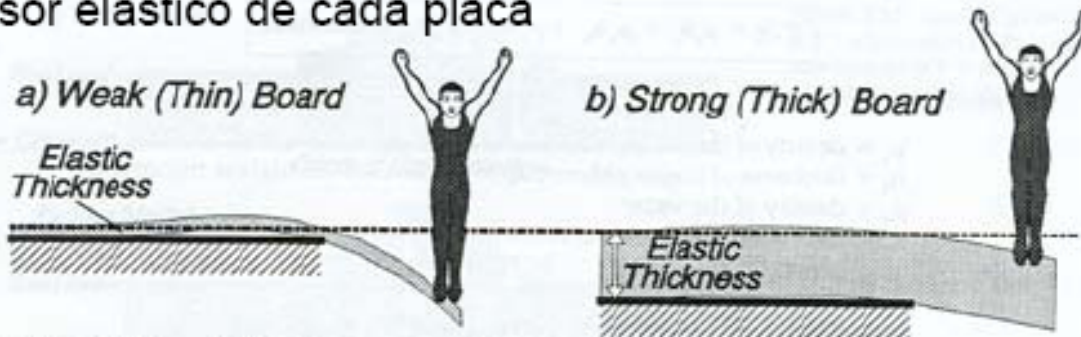
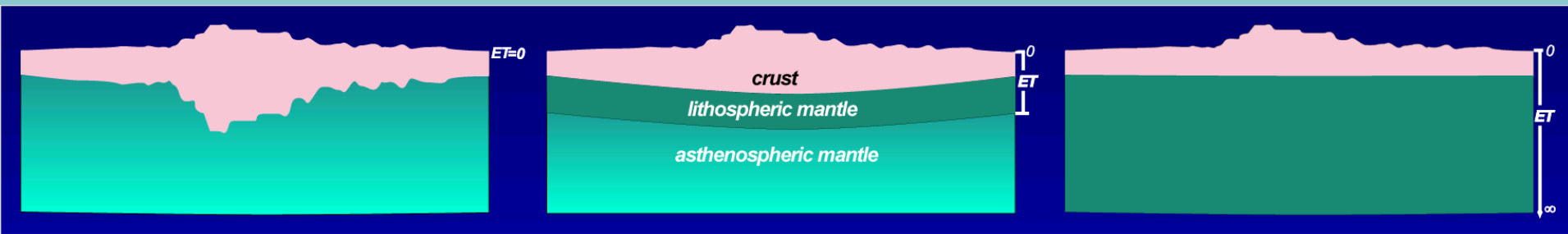


FIGURE 8.22 Flexural rigidity. a) A thin diving board (small elastic thickness) has low flexural rigidity. b) A thick board (large elastic thickness) has high flexural rigidity.

From Lillie, 1999

Mecanismos de compensación de cargas topográficas/orogénicas

$TE \Rightarrow$ Espesor Elástico
Rigidez Flexural de la Litosfera



$TE = 0$

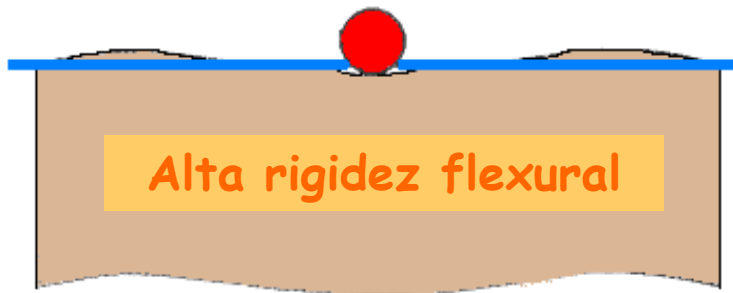
**Compensación
Regional
Flexura
Vening-Meinesz**

$TE \rightarrow \infty$

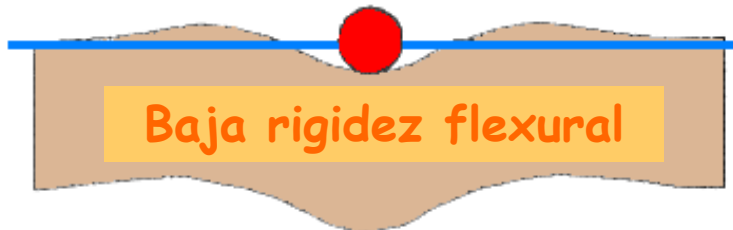
Descompensación
total

Compensación Local
Airy - Pratt

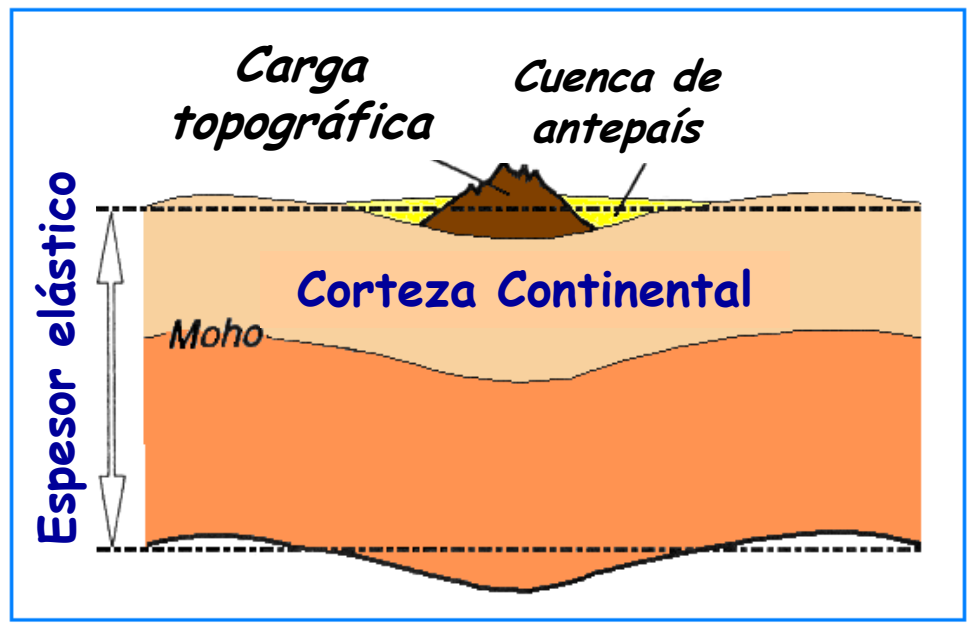
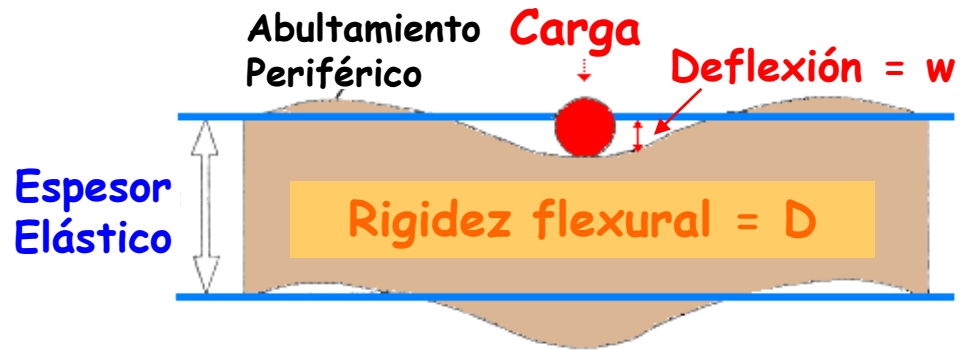
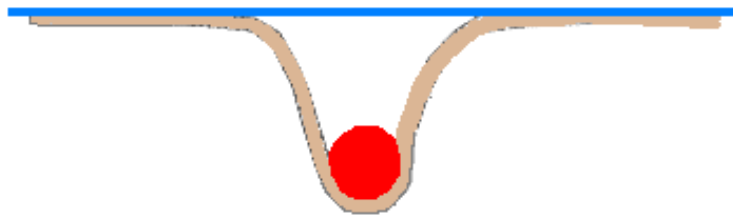
Placa gruesa y rígida



Placa delgada y flexible

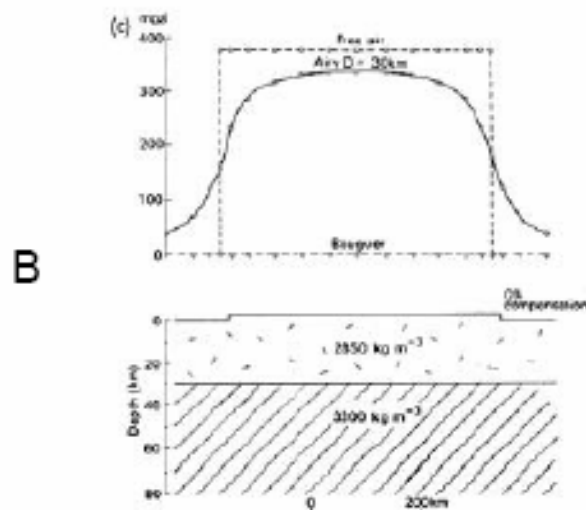


Placa con Rigidez = 0



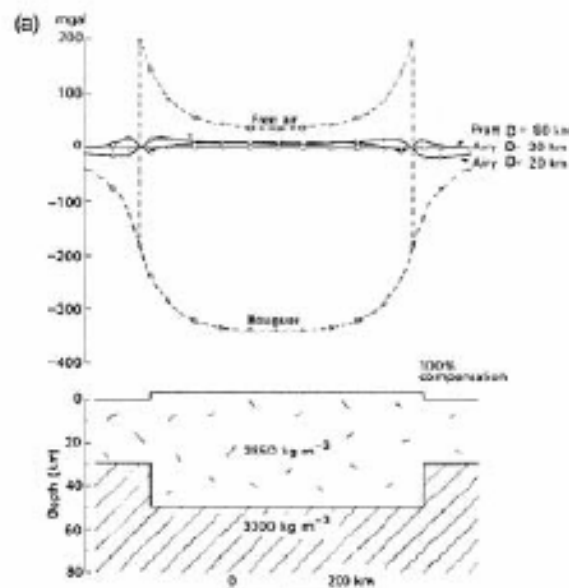
Que nos pueden decir las anomalías del estado de equilibrio isostático de la litósfera?

Equilibrio isostático



No Compensado

anomalía de aire libre positiva y alta
Anomalía de Bouguer que vale cero



Compensado

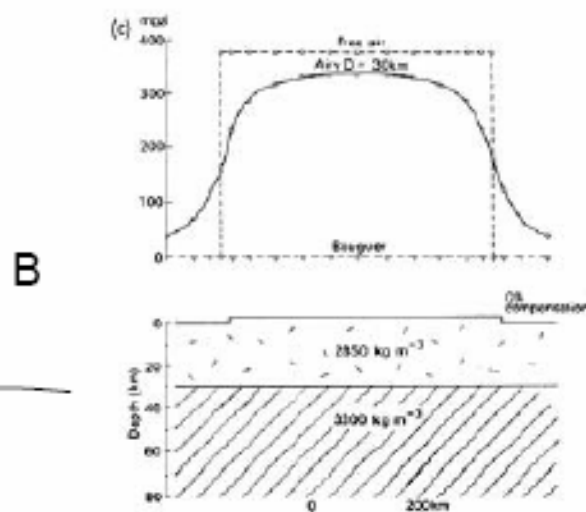
anomalía de aire libre positiva y pequeña
Anomalía de Bouguer muy negativa

$$FAA = g_{obs} - g_{\theta} + FAC(\pm EC)$$

$$BA = g_{obs} - g_{\theta} + FAC \pm BC + TC(\pm EC)$$

Que nos pueden decir las anomalías del estado de equilibrio isostático de la litósfera?

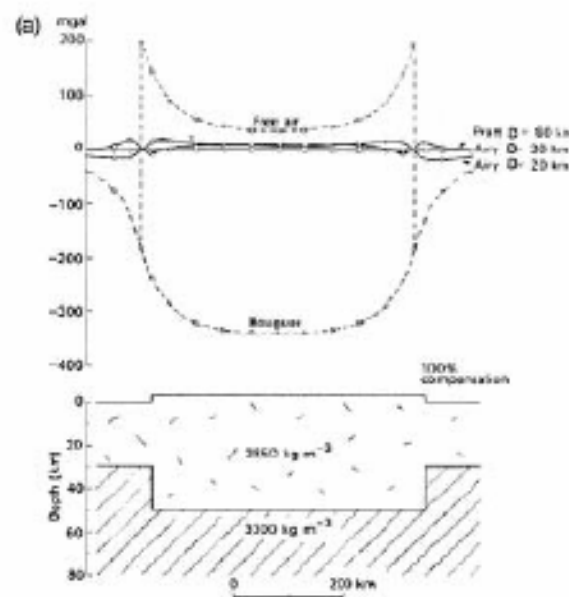
Equilibrio isostático



B

No Compensado

anomalía de aire libre positiva y alta
Anomalía de Bouguer que vale cero



A

Compensado

anomalía de aire libre positiva y cercana a cero
Anomalía de Bouguer muy negativa

En este caso la gravedad que se observa es mucho mayor que si existieran raíces
Por ello ($g_{obs} - g_{esf}$) da alto y positivo (g_{obs} es anómalamente alto para estar sobre una cordillera)

Al remover losa infinita, nos quedamos con el caso de una llanura sin raíces por lo que la anomalía de Bouguer es cero

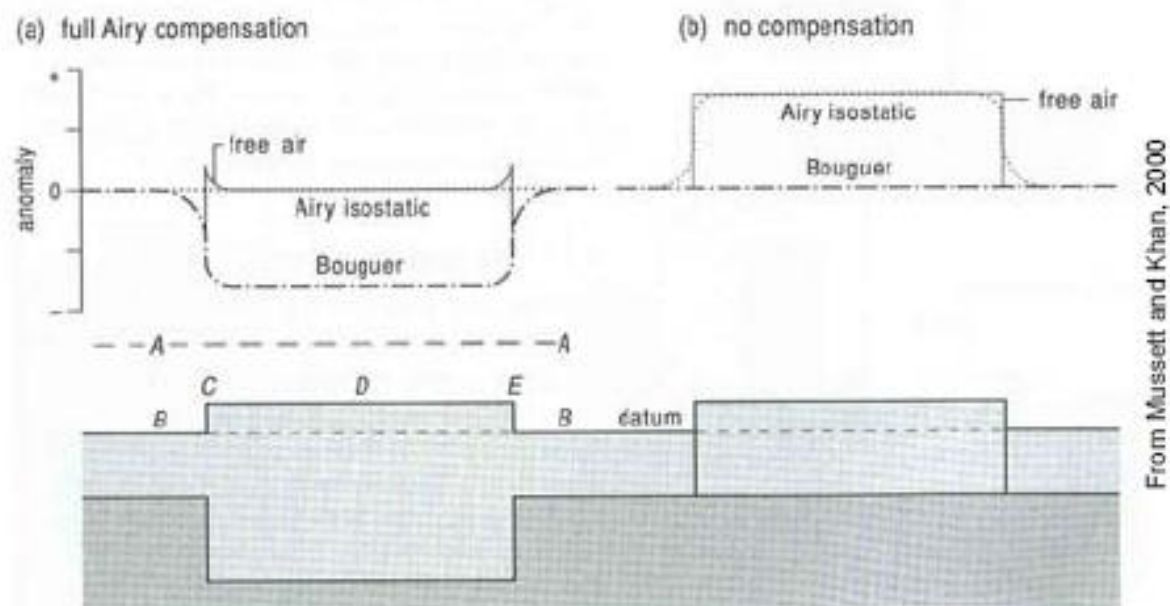


Figure 9.11 Anomalies with and without isostatic compensation.

Compensado

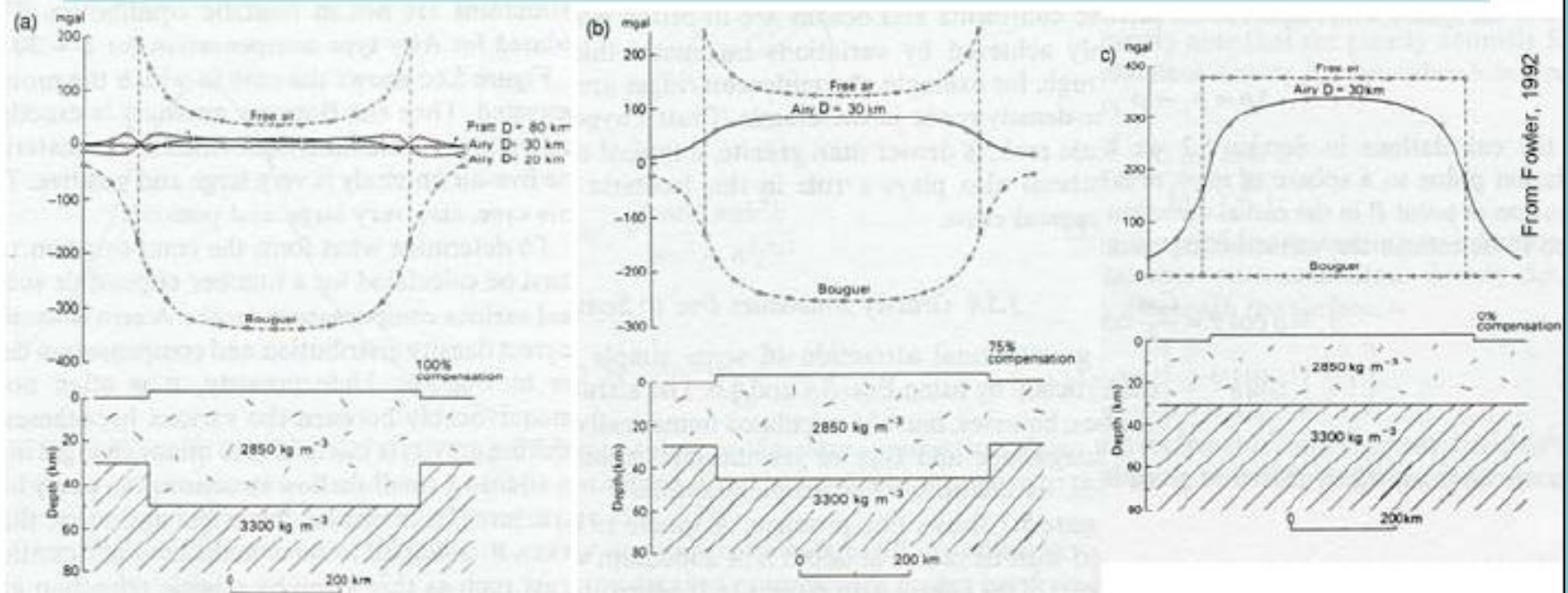
anomalía de aire libre positiva y pequeña
Anomalía de Bouguer muy negativa

No Compensado

anomalía de aire libre positiva y alta
Anomalía de Bouguer que vale cero

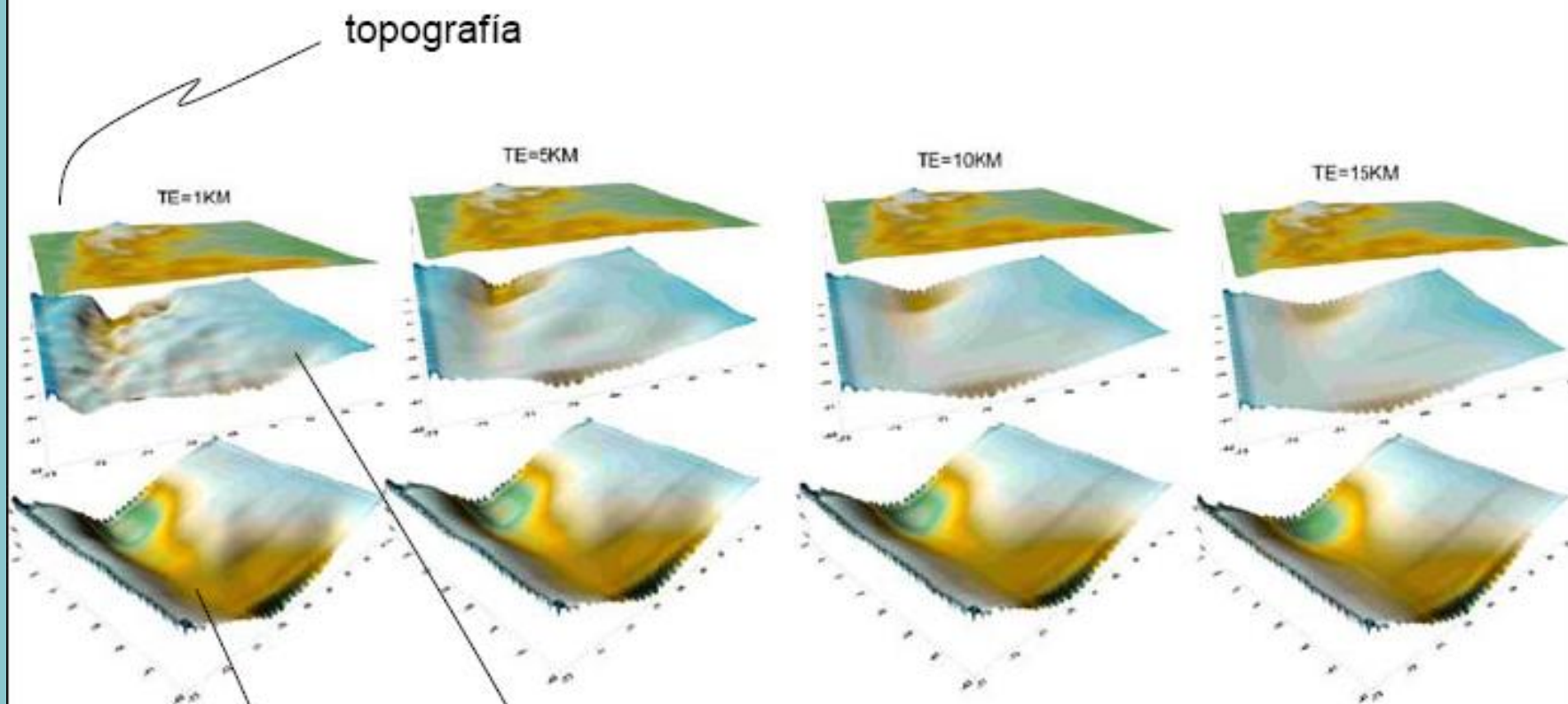
La anomalía de aire libre es usada para tener una aproximación al entendimiento del equilibrio isostático

Anomalías isostáticas



En los ejemplos arriba se ha calculado la anomalía de aire libre y Bouguer (FAA y BA) para casos de 100, 75 y 0% de compensación isostática

La anomalía isostática es la anomalía de Bouguer calculada, menos la anomalía de Bouguer calculada para el modelo isostático propuesto.



topografía

TE=1KM

TE=5KM

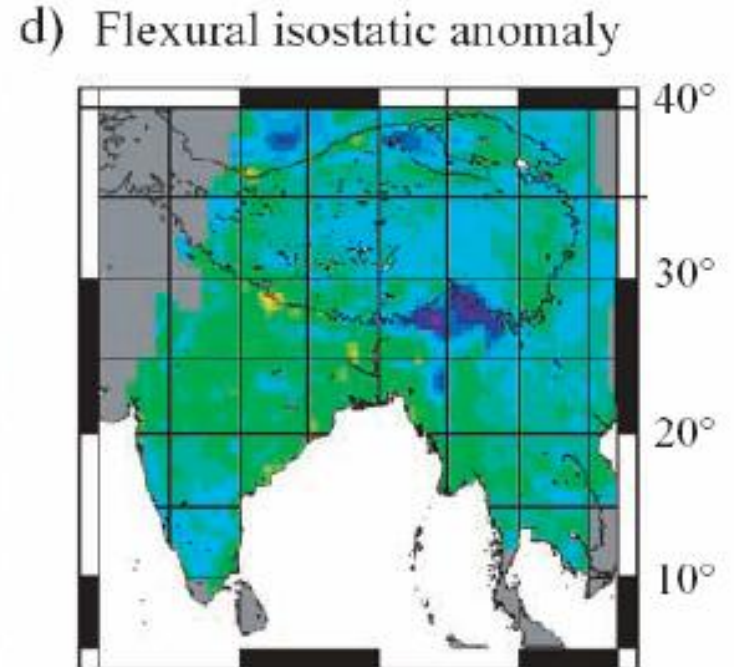
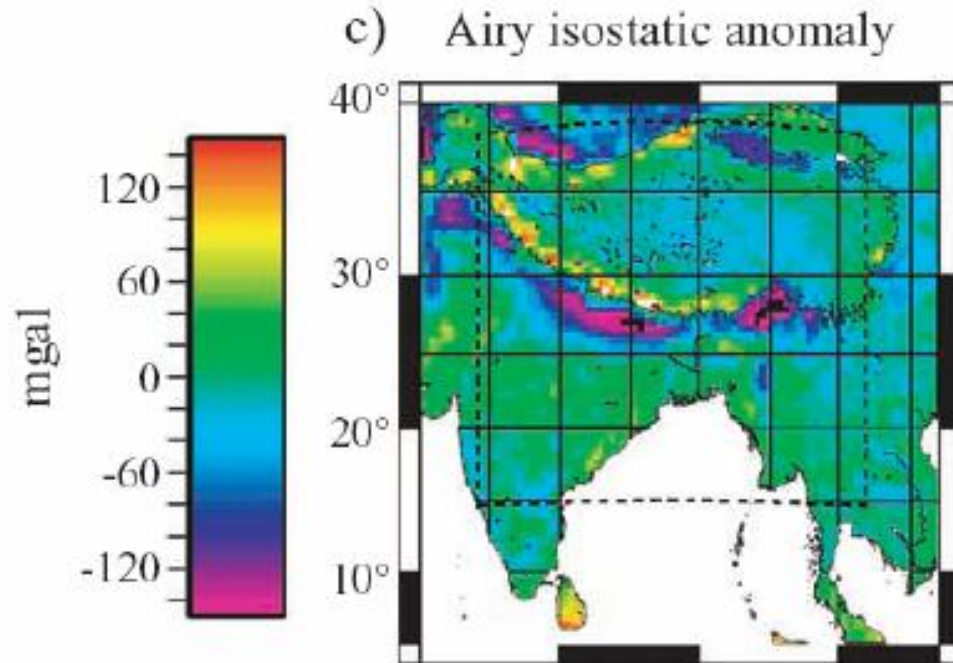
TE=10KM

TE=15KM

Moho calculado para modelo isostático dado

Respuesta gravitatoria de moho de modelo

Diferencia respecto
a un modelo flexural
ES MÍNIMA



Diferencia respecto
a un modelo
hidrostático
ES MAYOR