



Torre de Pisa.

“Eppur si muove...”

[“Y sin embargo se mueve...”]

Galileo Galilei (circa 1633)

PROSPECCIÓN GRAVIMÉTRICA

En 1757 Giuseppe Baretta escribió que, tras abjurar Galileo de la idea copernicana heliocéntrica de una Tierra móvil, por lo bajo murmuró su famosa frase testaruda. Ya sea que lo haya hecho en ese momento o (muy probablemente) después, era evidente que por imposición del fundamentalismo religioso de Roma no iba a renunciar íntimamente a una idea de la que tenía sobradas pruebas. Tener el patrocinio de los Medici, principal familia de Florencia, seguramente influyó para que no terminase como Giordano Bruno y tantos otros, torturados o asesinados en la hoguera por la (¿Santa?) Inquisición que por entonces dirigía el cardenal Roberto Belarmino. (En verdad a Bruno, como a Galileo, se le ofreció abjurar de su concepción de la existencia de otros mundos y demás ideas heterodoxas, demasiado racionales, para así salvar el pellejo, y Bruno se negó).

Galileo convivió con una veneciana con quien tuvo un hijo y dos hijas que devinieron monjas. Su nombre y apellido eran bien cristianos. Galilei significa Galileos, seguramente porque sus ancestros tanos también se llamaron Galileo en la época en que empezaron a usarse los apellidos, pluralizando el repetido nombre de *nonno, padre e figlio*. (Como es sabido, Galilea –hoy norte de Israel– fue la región en la que habría crecido y en parte predicado Jesús, quizá en la aldea de Nazaret). Pero **Galileo Galilei** creía más en las pruebas científicas que en la ceguera mental promovida por el papa Urbano VIII y toda la cúpula del catolicismo.

Galileo llevó profusamente a la práctica el moderno método científico que el inglés **Francis Bacon** había propuesto a partir del 1600: ninguna certeza, así fuese relativa, puede sostenerse sin pruebas concluyentes. Esta eminencia nacida en Pisa hizo cantidad de observaciones con el excelente telescopio que él se fabricó; descubrió los cuatro satélites mayores de Júpiter, los anillos de Saturno –que no pudo explicar–, las montañas de la Luna, las manchas solares, etc. Además estudió el movimiento pendular observando la oscilación de los incensarios en la iglesia, midiendo el tiempo con los latidos de su corazón. También el fenómeno de inercia y la caída libre, al parecer alguna vez tirando balas de cañón de distinto peso desde lo alto de la torre que ya estaba chingada. E hizo varias publicaciones describiendo esos hallazgos impíos y presentando hipótesis opuestas a la “verdad” bíblica resultante de relatos antiguos, a veces contradictorios. Y venía zafando lindo...

Hasta que cayó en desgracia por la publicación en 1632 de su *Dialogo sopra i due massimi sistemi del mondo Tolemaico e Copernicano* donde tres personajes discutían sobre estos temas en Venecia, y lo hacían en florentino (de donde surgió el italiano), no en latín, para que así *tutti quanti* pudieran leerlo. En ese *Dialogo* Sagredo era un tipo abierto que quería saber la verdad aunque contrariase el dogma, era el árbitro. Simplicio, el segundo de los contendientes intelectuales, era simple, defendía el sistema de **Ptolomeo** y **Aristóteles** según el dogma católico. Salviati, el tercer polemista, como que era el propio Galileo, defendía el sistema copernicano con argumentos sólidos y dejaba en ridículo a Simplicio, es decir a la Santa Iglesia Católica Apostólica Romana.

Muchos menos problemas había tenido un siglo antes el polaco-prusiano **Mikolaj Kopernik** (en latín Nicolaus

Copernicus), autor de *De revolutionibus orbium caelestium*. Era sacerdote católico y su obra de seis tomos fue escrita entre 1506 y 1531 –años en que el Papa León X vendía indulgencias: vuelos directos al paraíso, sin escala en el purgatorio, por buena moneda–. Pero recién fue publicada en 1543, semanas después de su muerte ocurrida a la edad de setenta años. Y quien la publicó, Andreas Osiander –devenido luterano– le redactó un muy diplomático prólogo relativizando su contenido y tomó el buen recaudo de dedicar respetuosísimamente la obra a Su Santidad el papa Pablo III.

Con todo, Copérnico había hecho la gran revolución copernicana. Había apartado la Tierra del centro, sustituyéndola por el Sol, a cuyo alrededor puso a girar también a los demás planetas. Y dio al traste con el tremendo lío de epiciclos y demás figuras estrambóticas que había que dibujar en el cielo para explicar el movimiento de los planetas –del griego *πλανήτης* (*planētis*), errantes– en torno a la Tierra fija.

Igualmente cerca del 500 **Aryabhata** en la India ya había propuesto que era la Tierra la que rotaba –no lo demás alrededor de ella–, además de hacer diversos aportes a la trigonometría y el álgebra. E incluso antes, en 270 a.C., el griego **Aristarco de Samos** había planteado el posible heliocentrismo.

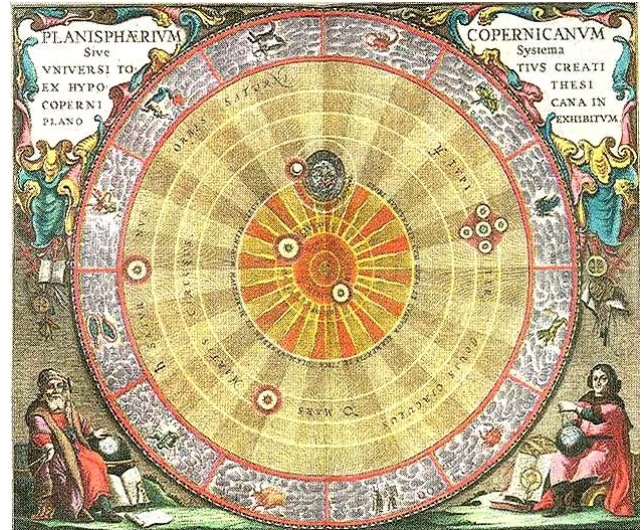


Lámina de "Harmonia macrocosmica", atlas de 1660 del matemático y cartógrafo alemán Andreas Cellarius.

CONCEPTOS BÁSICOS

La masa es conferida por los bosones de Higgs (de vida brevísima y carentes de espín, color y carga eléctrica) "obstruyendo" nada, poco o mucho a cada partícula elemental, es decir creando un campo que interactúa de modo diverso según de cuáles fermiones (leptones, quarks) o de cuáles bosones mediadores se trate, siendo por ejemplo la explicación de que los bosones vectoriales W y Z adquieran mucha masa y los fotones nada.

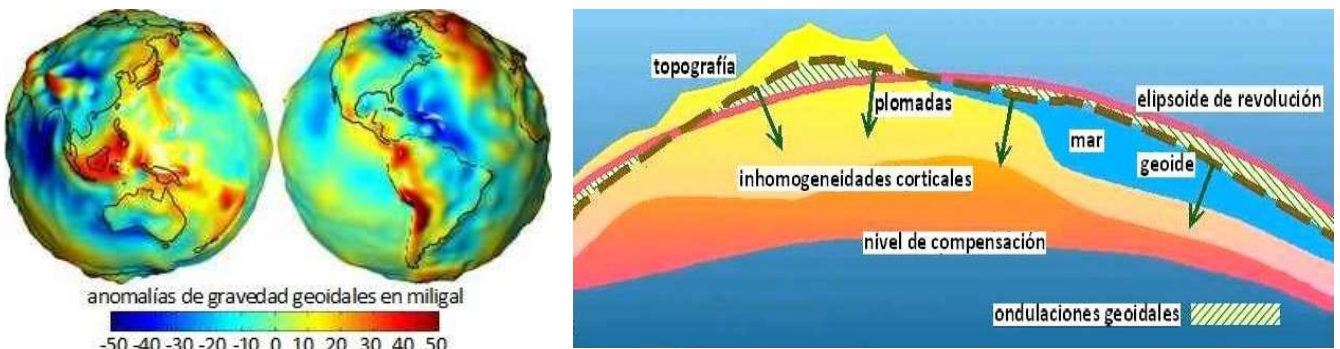
La gravimetría estudia las variaciones del campo de la gravedad (del latín *gravitas*, peso; y peso viene del latín *pendere*, pender, colgar, que es la manera como funcionan las viejas balanzas y los gravímetros clásicos). Estas variaciones obedecen a la desigual distribución de masas en el interior de la Tierra. Un sinónimo que casi no se usa es **barimetría**, del griego *βαρύς* (*barys*), peso (de donde baricentro, barión, barómetro, baritina e incluso barítono). Peso = **m.a** (masa **m** por aceleración **a**). De lo que se trata es de *medir, procesar e interpretar las anomalías locales o regionales que las diferencias de la densidad del subsuelo generan sobre el campo gravitatorio terrestre* (o lunar o marciano u 'oumuamano).

La **densidad** de los posibles minerales del subsuelo ha de ser tenida en cuenta, pero es sabido que éstos conforman rocas que sólo raramente tienen densidades más o menos homogéneas (el caso de los carbones, con 1,0-1,7, calizas con 2,7-2,8 ó evaporitas con unos 2,1 g/cm³) mientras que lo más frecuente es que se combinen en litologías heterogéneas. Rocas muy densas (por ejemplo metamórficas e ígneas, éstas últimas con unos 2,7 si son graníticas y cerca de 3,0 g/cm³ si son basálticas) provocan mayor atracción gravitatoria, y menor las que tienen baja densidad (en general las sedimentarias, que en el caso de las clásticas promedian los 2,2-2,4 g/cm³ y de 2,0 ó menos si son sedimentos inconsolidados). Además, una misma litología incrementa su densidad con la profundidad de soterramiento y consecuente aumento de la carga litostática.

Es necesario disponer de los **valores real y teórico de la aceleración de la gravedad (g) para, por diferencia, establecer las anomalías**. Para obtener el **valor teórico deben quitarse los efectos geográficamente variables debidos a la forma general del planeta (elipsoide de revolución), así como su fuerza centrífuga de rotación**, lo cual se hace con cálculos teóricos o se obtiene de publicaciones con datos de todo el geoide. En cambio, para el **valor real, además de lo anterior, entran a jugar las variaciones de densidad locales que son el objetivo de la gravimetría prospectiva**, o sea que hay que ir a medirlo realmente al campo.

Ahora bien, **ese valor real puede ser medido en forma absoluta**, teniendo en cuenta toda la masa que influye respecto al centro de la Tierra (y por añadidura se lo hace con la mayor precisión posible), lo cual es propio de la geofísica pura, **o puede medirse en forma relativa** respecto a una referencia local (x unidades mayor o menor que el valor existente en el punto tomado como referencia), que es lo que normalmente se hace en geofísica aplicada. Para saber si alguien abolló levemente nuestro auto estacionado basta generalmente comparar la parte de la carrocería que parece abollada con la parte de chapa vecina que sigue intacta; no es necesario verificar el presunto bollo con las medidas de fábrica de todo el auto.

Un modelo básico de la Tierra es el elipsoide de revolución (una elipse puesta a girar, en este caso alrededor de su eje menor), como ya adelantamos, un esferoide oblato que supone al planeta formado por capas homogéneas concéntricas y sometido a las fuerzas de la gravedad que tienden a hacerla esférica y a la fuerza centrífuga que tiende a ensancharla en el ecuador donde esta fuerza es máxima (siendo nula en los polos), por lo cual el diámetro ecuatorial es 43 km mayor que el polar, que es una diferencia relativamente chiquita, menor a la máxima deformación permitida en las bolas de billar. Pero **el modelo más ajustado es el geoide** (la forma propia de la Tierra), que es la **superficie equipotencial correspondiente al nivel medio de los mares** y su prolongación virtual a través de los continentes, la que adoptaría el agua en cualquier canal imaginario que los cruzase completamente. Se aparta del elipsoide de revolución en más o en menos según las variaciones de densidad de la corteza y el manto a gran escala: un máximo de más de 50 m en el área de Islandia y un mínimo que excede los -90 m al sur de Sri Lanka, antigua Ceilán (norte del océano Indico).



El geoide en perspectivas exageradas (modif. de la NASA) Corte exagerado de las causas de las ondulaciones geoidales.

Una aproximación intuitiva al concepto de gravedad se lee en la obra del romano **Titus Lucretius Carus** (60 a.C.): *De rerum natura*. Pero fue **Isaac Newton** quien halló la forma matemática de las leyes que la gobiernan. Partió de los hallazgos de Copérnico y Galileo, así como de los estudios del alemán **Johannes Kepler** (sus tres leyes de movimientos planetarios de 1609-1619 en *Epitome astronomiae copernicanae*), del danés **Tycho Brahe** (prolífico y preciso compilador de datos astronómicos) y de otros gigantes, como reconoció Newton cuando erigió su *Principia mathematica* (1687) donde expresó la primera ley:

$$F = G \cdot m_1 \cdot m_2 / r^2 \quad \text{y la segunda:} \quad F = m_2 \cdot a$$

La fuerza F es asumida actuando instantáneamente a la distancia r (medida desde el centro de masa) y las masas gravitatoria m_1 (dada por la cantidad de materia, que se manifiesta por su peso) e inercial m_2 (en función de la resistencia de tal materia al cambio de velocidad) se consideran análogas conceptualmente. G es constante y la aceleración a es llamada g cuando se trata de la atracción terrestre.

En 1798 otro inglés, **Henry Cavendish**, inventó la primera balanza de torsión y con ella midió el valor de la constante G (Gravitación Universal): $6,67 \cdot 10^{-11} \text{ N m}^2 / \text{kg}^2$ (en el Sistema Internacional de medidas)

Además se definió el **potencial gravitacional** terrestre: $U(r) = -G \cdot m_T / r$ Es el valor del campo potencial de la gravedad (independiente del camino realizado) cuya referencia es la superficie del geoide (o sea que vale lo mismo en los polos que en el ecuador) y toma valores crecientemente negativos al ir ascendiendo de cota, es decir, al ir creciendo la energía potencial en valor absoluto, en contra de la atracción gravitatoria.

Y también un **potencial gravitatorio** que toma en cuenta el efecto de la fuerza centrífuga:

$$-m_T \cdot \omega^2 \cdot r \cdot \cos\phi \quad (\text{siendo } \omega \text{ la velocidad angular y } \phi \text{ el ángulo de latitud})$$

La derivada del potencial gravitatorio respecto al radio es la **aceleración de la gravedad**:

$$-\partial U / \partial r = g = G \cdot m_T / r^2 \quad \text{o, escrito con una notación diferente:} \quad \partial U / \partial z = U_z$$

Donde en verdad también debemos calcular un valor neto que tome en cuenta la fuerza centrífuga (máxima en el ecuador, nula en los polos). O sea que **resulta**: $g = (G \cdot m_T / r^2) - m_T \cdot \omega^2 \cdot r \cdot \cos\phi$ (variable con la latitud)

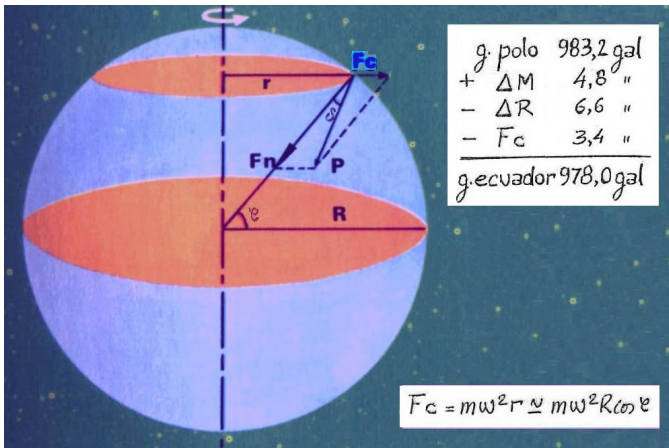
La plomada de un albañil es la dirección de g . El nivel con la burbuja centrada define un plano equipotencial.

Cavendish fue el primero en calcular la densidad media de la Tierra (δ_T), dado que: $\delta_T = m_T / \text{Volumen}_T$

$$y: m_T = \frac{g}{(G/r^2) - \omega^2 \cdot r \cdot \cos\phi} \quad \text{que para el caso particular de medirse desde un polo da:} \quad m_T = g \cdot r^2 / G$$

El resultado ($5,51 \text{ g/cm}^3$) sólo puede explicarse asumiendo que en el interior de la Tierra hay materiales de muy alta densidad, dado que, como hemos referido, las rocas superficiales tienen densidades de entre 2 y 3 g/cm^3 .

Pero no alcanza contemplar el progresivo aumento de densidad que estos materiales sufren hacia el interior terrestre por el incremento gradual de la carga litostática. Ni tampoco irlos sustituyendo por rocas con menos sílice (hasta ultrabásicas), como se observa en las extrusiones de materiales volcánicos surgidos de grandes profundidades del manto (muy por debajo de la corteza). Hace falta poner un núcleo de algo aún más denso. Y el elemento pesado más abundante en el universo es el hierro. Que está en los sideritos, meteoritos metálicos que provienen de ese planeta que no se pudo formar entre Marte y Júpiter. El hierro se coció en los hornos termonucleares de estrellas viejas y se dispersó con su explosión como supernovas.



Diferencia de gravedad entre el ecuador y los polos.

Las fórmulas antes escritas están simplificadas, ya que en rigor deberíamos incorporar el término del irlandés **James Mac Cullagh** (1839) que sustrae el pequeño efecto causado por los momentos de inercia axial y ecuatorial del planeta, cosa que no hacemos por ser despreciable en la prospección.

El valor de **g**, que es la magnitud física utilizada para medir la gravedad, se expresa en **gal** o **galio** (cm/s²). La gravedad media de la Tierra (9,81 m/s²) corresponde a 981 gal. En la figura de la izquierda se indican los valores en los polos y el ecuador, así como la razón de sus diferencias, que se explican en pág.37. Las unidades más empleadas son el **miligal** (10⁻³gal; con ella la media terrestre resulta de 981.000 mgal), la unidad gravimétrica (**u.g.**, o **g.u.**

del inglés *gravity unit*, una décima de miligal (o sea 10⁻⁴ gal), y el **microgal**, 1 μgal = 10⁻⁶ gal.

Potencial y Aceleración de la gravedad terrestre

$$U(r) = -\frac{Gm}{r} \Rightarrow \frac{\partial U}{\partial r} = \frac{G \partial m}{r^2}$$

$$G \iiint \frac{\partial m}{r^2} = \frac{GM_T}{R_T^2} = g_T$$

Aceleración debida a una masa anómala

$$g_z = G \iiint \frac{\partial m \cos \alpha}{r^2}$$

planteo sin tener en cuenta otras anomalías superficiales ni la aceleración gravitatoria del resto de la Tierra

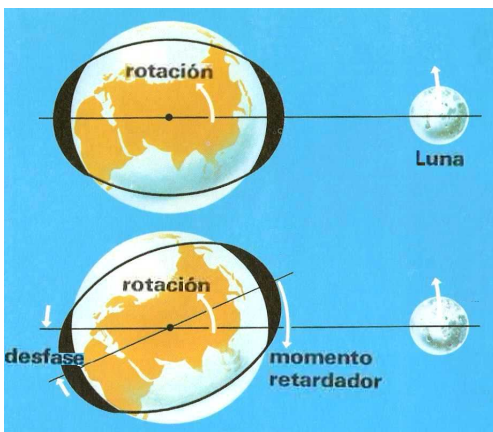
Otra magnitud medible es el **gradiente** de **g**, esto es, la derivada de la aceleración en las direcciones **x**, **y** o **z**, valores que se miden en **eötvös** (mgal/km), en razón de que el pionero en este planteamiento fue el húngaro **Loránd Eötvös** a fines del siglo XIX.

Análiticamente, tenemos entonces:

$$\frac{\partial g}{\partial z} = \frac{\partial U_z}{\partial z} = U_{zz} ; \quad \frac{\partial U_z}{\partial x} = U_{zx} ; \quad \frac{\partial U_z}{\partial y} = U_{zy}$$

MAREAS TERRESTRES

La fuerza de marea es inversa al cubo de la distancia a un astro. La atracción gravitatoria combinada de la Luna y el Sol (efecto lunisolar) genera estiramientos opuestos del geoide (máximo de unos 75 cm), como una pelota con deformaciones que se desplazan (figura abajo). O como si esas prominencias estuviesen casi quietas y la superficie terrestre girara a través de ellas, estirándose a su paso y aflojando luego. Son opuestas porque la parte



Esquema de las mareas (modific. de Salvat GT)

que mira a la Luna es la más como succionada y la opuesta la que queda más retrasada (menos atraída). Y las deformaciones se corren de lugar un poco cada día, hasta dar la vuelta completa en un mes lunar: 4 semanas. Estas mareas sólidas igual le suceden a la Luna. Se llaman así porque la causa es la misma que en las mareas del mar, registrándose pleas y bajas cada 6 horas y ocurriendo unos 50 minutos más tarde al día siguiente, intervalo que no es constante, como tampoco lo es la magnitud mareal, porque la distancia a la Luna varía y también juega la atracción solar (45% menor). Las deformaciones mareales, al no ser idealmente elásticas, provocan un retraso infinitesimal en la rotación terrestre que actualmente se alarga a razón de 1,8.10⁻⁵ segundos/año (el día duraba unas 4 hs hace 4,5.10⁹ años, como se citó en el Tema 01), habiéndose también retardado la rotación lunar hasta quedar sincronizada con

su tiempo de circunvalación a la Tierra (27,3 días; para así ver siempre el mismo hemisferio de la Luna y nunca su otra cara). Y se aleja 3,8 cm/año por efecto de transferencia de momento angular. Esto le pasa también a otras lunas síncronas. Como un bailarín que gira rápido con los brazos cerrados y al abrirlos crece la distancia del cuerpo a sus manos y disminuye la velocidad de giro. Para un momento de inercia I y velocidad angular ω :

$$I = \sum m_i r_i^2 \text{ y } I_1 \omega_1 = I_2 \omega_2 \text{ (} m \text{ y } r \text{ son las masas y radios)}$$

Ya hemos referido que la Luna estaba en sus orígenes a una distancia menor a 30.000 km de la Tierra y hoy dista unos 384.000 km. Los océanos de hace 4.000 millones de años debieron tener mareas de cientos de metros –pero después de que la Tierra se llevase puesto a un planeta como Marte, eso era lo de menos–.

Las fuertes mareas sólidas de la luna Io (¡de hasta 90 metros!) provocan vulcanismo criogénico. La causa son los fuertes tirones gravitacionales combinados de Júpiter y sus otras lunas Europa, Ganimedes y Calisto.

CUESTIÓN DE PESO

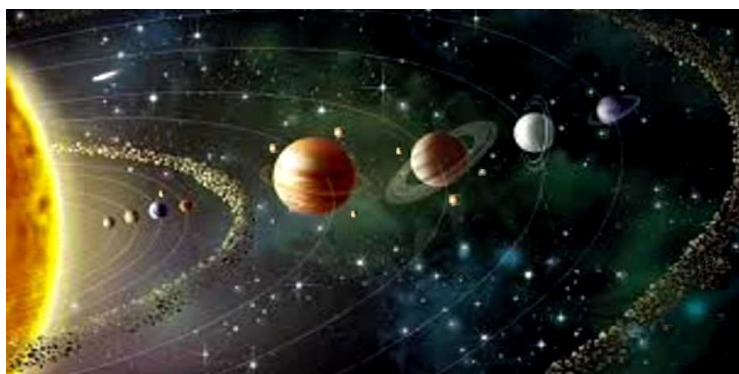
Entre nuestros vecinos, Venus es el más parecido por masa, densidad, diámetro y aceleración superficial, apenas inferiores a la terrestre, aunque su día dura 243 de los nuestros (¡más que su año!) y gira al revés que todos los otros planetas, excepto Urano. En cambio Marte tiene un día casi igual al de acá, pero su masa es un décimo de la terrestre, su densidad es de 3,9 g/cm³, el diámetro es la mitad del terrestre y la atracción gravitatoria es en su superficie de 3,7 m/s². O sea que ahí pesaríamos menos de la mitad que aquí, aunque más que en la Luna, donde la aceleración es de sólo 1,6 m/s² (masa 1/81 de la terrestre, densidad 3,3 g/cm³ y diámetro de 3.470 km, poco más de un cuarto respecto de su planeta de pertenencia). Mercurio, el menor planeta, tiene 1/18 de la masa terrestre, densidad media casi igual a la Tierra, gravedad superficial igual a la marciana y su día dura 58 de los nuestros (ahí del almanaque deshojan sólo un día y medio por año).

Entre los gigantes, tres tienen densidades de 1 a 2 g/cm³, porque retuvieron grandes espesores de elementos ligeros (más del 80% de hidrógeno y más del 10% de helio sobre sus interiores de roca y núcleos de hierro) y Saturno registra sólo 0.7 g/cm³ (más H y menos He). Todos tienen días más cortos que la Tierra (el de Urano por rotación inversa y con el eje acostado en el plano de la órbita). Neptuno, el más lejano, tiene 49.530 km de diámetro (casi 4 veces el terrestre), masa igual a 17 Tierras y aceleración superficial casi igual a la que soportamos por estos pagos. Urano registra guarismos muy parecidos. Saturno tiene una gravedad similar en su superficie, pero su diámetro es de 120.530 km (12 Tierras) y reúne unas 93 masas terrestres. Júpiter, el mayor dios mitológico, tiene una aceleración superficial 2,6 veces la terrestre, un diámetro de 142.980 km y una masa equivalente a la de 318 Tierras que, de hecho, es mayor que la de todos los demás planetas sumados.

Los dos mayores satélites naturales (Ganimedes, de Júpiter, y Titán, de Saturno) superan a Mercurio en diámetro (5.260 y 5.160 km, respectivamente) pero registran aproximadamente la mitad de su masa, mientras que el tercero (Calisto, de Júpiter) acredita un diámetro algo menor (4.820 km) y su masa es 1/3 respecto a la de Mercurio. Numerosos satélites son muy chiquititos, como los dos que orbitan Marte, probables asteroides gravitacionalmente capturados. Lo mismo sucede con la mayoría de las lunas de los planetas mayores, cuyo total contabilizado hasta ahora es de: 16 Neptuno, 28 Urano, ¡92 Júpiter y 146 Saturno! Los cuatro además poseen anillos que serían relictos de lunas desintegradas.

Entre los planetas enanos está Ceres, el mayor del cinturón asteroidal entre Marte y Júpiter, con 952 km, densidad de 2 g/cm³ y masa menor a 2/10.000 de la terrestre.

Plutón (el dios de los infiernos, que los astrónomos mandaron a la parte más helada del sistema Solar y al que encima en 2006 degradaron de planeta a planeta enano) tiene 2.370 km de diámetro y una masa que es 2/1.000 de la terrestre. Eris, que está al doble de distancia que Plutón, tiene casi el mismo diámetro y una masa algo mayor. Y entre ellos hay muchos cientos de otros enanitos que integran la tribu suburbana de los plutoides, emplazados en el cinturón de Kuiper –caso del siamés Arrokoth, visitado por la sonda *New Horizons*– que incluye cuerpos de exigua masa de hielos, polvo y rocas poco densas. Son parecidos a los que conforman la 100 veces más lejana nube de Oort que, a diferencia de todo lo demás, no se dispone en forma *grosso modo* planar sino esférica en torno al sol. (**Gerard Kuiper** y **Jan Oort** fueron astrónomos holandeses pioneros en el estudio de estos confines de nuestro sistema planetario). Estos cuerpitos pueden padecer perturbaciones gravitacionales



El Sistema Solar, distancias fuera de escala (gráfico de Jacopin /BSIP)

que los llevan a tirarse de cabeza hacia el Sol en forma de cometas, para ser luego relanzados hacia afuera de manera parabólica, hiperbólica o, si tienen suerte, elíptica muy alargada que evitará su exilio.

En el cinturón de Kuiper se encontraría el noveno planeta, con una masa entre 5 y 10 veces la terrestre, a una distancia al sol equivalente a entre 7 y 39 veces la de Neptuno debido a su órbita alevosamente elíptica.

Y, claro, está el Sol, nuestra estrella (tipo G, una entre tantas, ni de las más grandes ni de las más chicas), que rota sobre sí mismo en 28 días, mide 1.392.000 km de diámetro (109 Tierras), registra una densidad media de 1,4 g/cm³, tiene una masa equivalente a la de 332.946 Tierras (¡el 99,86% de la masa de todo el sistema Solar!), un volumen de 1.303.600 mundos y acusa una gravedad superficial de ¡274 m/s²!

GRAVEDAD Y RELATIVIDAD

La teoría de gravitación universal emplea un espacio euclídeo ideal y asume un tiempo continuo absoluto. Su indubitabilidad terminó como consecuencia del desarrollo de otra enorme teoría, el electromagnetismo, según las fórmulas reunidas por el escocés **James Maxwell** (Tema 08 pág.172), un sistema de ecuaciones en derivadas parciales lineales que describen el campo electromagnético. Y Maxwell dedujo que la luz era un ejemplo de las ondas descritas por el sistema, con una constante física a medir: la velocidad de onda. El francés **Hippolyte Fizeau** en 1849 había logrado una aproximación. Pero el polaco **Albert Michelson** y el estadounidense **Edward Morley** midieron en 1887 los casi 300.000 km/s de la luz en el aire, además de comprobar que no cambiaba con el movimiento de la fuente y descartar la existencia del hipotético éter, sostenida sin pruebas durante siglos.

Con veintiséis años de edad y estando empleado de la oficina de patentes de Zurich (Suiza) el alemán **Albert Einstein** se planteó experimentos mentales (*gedankenexperimente*) con rayos de luz, metros y relojes —en paralelo con el francés **Henri Poincaré**—. Transcurría 1905 y en Argentina el radical Hipólito Yrigoyen dirigía una fracasada sublevación cívico-militar contra el gobierno de Manuel Quintana (fraudulento, como fueron todos los gobiernos conservadores de ese tiempo), que sin embargo desencadenó una movida política que fructificaría en la ley Sáenz Peña de 1912 de voto libre y secreto (sólo masculino). En Rusia una revolución obrera no lograría derrocar al zar Nikolai II pero conseguiría tibios avances democráticos y sería un precedente para la exitosa revolución bolchevique de 1917 (*большевик*, bolshevik, uno de la mayoría). Pero Einstein estaba en una revolución del conocimiento que no causaba muertos (todavía).

Dedujo que viajando más rápido su reloj iría más lento y a la velocidad de la luz (*c*) se detendría. Postuló que *c* es una **constante universal** (invariante en cada medio), y la relación entre masa y energía: $E = m \cdot c^2$

Y acabó con la independencia del espacio y el tiempo al plantear que para dos observadores que se mueven relativamente con una velocidad uniforme (movimientos inerciales) los intervalos temporales y las longitudes espaciales no son iguales sino relativas: no existe un sistema de referencia inercial absoluto, hay sistemas particulares en cada entorno donde las leyes físicas tienen igual forma —**covariancia**—. Y como la teoría era válida sólo para sistemas inerciales (a velocidad constante, no acelerados uno respecto al otro) se lo llamó **relatividad especial**. Esto dejó obsoleta, a escala cósmica, la geometría de sólo tres dimensiones y el modelo de Newton. Que, empero, siguió vigente en casa y el vecindario próximo porque por acá las cosas transcurren con bajas aceleraciones (aunque más de un zarpado se pare sobre el acelerador).

Un tiempo después Einstein se preguntó de dónde surge la misteriosa fuerza de gravedad y por qué la masa inercial es igual a la masa gravitatoria, y se dio cuenta de que una persona en caída libre no siente su propio peso. Un astronauta en la ingravidez está en caída libre igual que un paracaidista antes de abrir el paracaídas, sólo que el primero no cae como bolsa de papas hacia la Tierra porque tiene una componente de velocidad tangencial —inercial— que sumada vectorialmente a la gravedad da por resultado el giro en órbita. Otro modo de verlo es que se mantiene siempre a la misma distancia porque el piso es curvo, no plano.

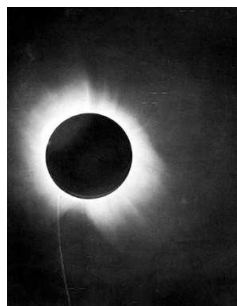
Con los pelos cada vez más revueltos Albert recurrió a la geometría de su compatriota **Georg Bernhard Riemann**, a la geometría diferencial en general, al análisis tensorial de los italianos **Gregorio Ricci-Curbastro** y **Tullio Levi-Civita** y a los conceptos de covarianza generalizada. El francés **Pierre de Fermat** hacia 1630 había descubierto que un rayo de luz que atraviesa un medio heterogéneo sigue una trayectoria que minimiza el tiempo transcurrido en unir dos puntos dados. Es como si los rayos de luz describiesen geodésicas. Análogamente, si los rayos de luz se curvan por acción de la gravedad, debe abandonarse la geometría euclídea donde las geodésicas son rectas, para recurrir a la **geometría riemanniana** donde aquellas devienen curvas. El resultado son las ecuaciones del campo de Einstein cuya fórmula general es: $R_{ij} - \frac{1}{2}R \cdot g_{ij} + \Lambda \cdot g_{ij} = (8\pi \cdot G/c^4) \cdot T_{ij}$

(*R_{ij}* es el tensor de curvatura de Ricci-Curbastro, *R* es la correspondiente contracción del tensor, Λ es la constante cosmológica, *g_{ij}* es el tensor pseudométrico que determina la geometría del espaciotiempo, *T_{ij}* es el tensor de energía-momento que describe la distribución de materia y energía y *G* es la constante de gravitación; dado que los índices *i, j* van de 1 a 4 y los tensores son simétricos, se trata de un sistema de 10 ecuaciones en derivadas parciales no lineales)

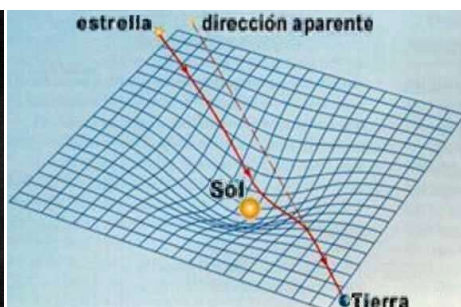
En la **teoría de la relatividad general** (1915) Einstein generalizó el **principio de covariancia para sistemas acelerados**: si viajásemos a velocidades v cercanas a c nuestro reloj t iría más lento –pero nos parecería que los sucesos exteriores transcurren más rápido–, nuestra propia masa aumentaría (resistencia crecientemente cuadrática a la aceleración, por lo cual c es inalcanzable) y el espacio x se nos acortaría respecto al resto ($x=v.t$; si t decrece, x también). Siempre c es la suma de la velocidad en los 3 ejes espaciales más la velocidad temporal: *ergo*, mientras sigamos viajando lentamente dentro de esta ínfima burbuja del Universo, el tiempo se nos seguirá yendo como agua entre la manos...

Luego, partiendo de la comprobación de Galileo de que todo cae con la misma aceleración (en un mismo lugar), Albert postuló el **principio de equivalencia**: aceleración y gravedad son diferentes aspectos de una única realidad física, porque los efectos de un campo gravitatorio uniforme son idénticos a los de una aceleración uniforme del sistema de coordenadas. De ahí la noción de curvatura del espacio-tiempo: el campo gravitatorio creado por una masa resulta descrito como una deformación del tejido espaciotemporal. En consecuencia caemos u orbitamos porque seguimos la curvatura espacio-tiempo creada por la masa de la Tierra. Aunque estemos quietos, la curvatura temporal causada por la masa terrestre nos hará caer. De donde predijo que los rayos de luz se curvarían al pasar cerca de un astro masivo como una estrella. Y además resulta que si cayésemos hacia un cuerpo de exagerada gravedad (como en la película *Interstellar*) el tiempo ralentizaría.

En 1919 el inglés **Arthur Eddington** observó la lejana luz estelar pasando cerca del Sol en un eclipse, calculó



Eclipse solar de 1919
(imagen ESO.org)



Esquema de la curvatura
gravitacional de la luz.

su desviación anómala y así probó que la teoría relativista era correcta. También lo demuestra la elipticidad no del todo newtoniana de la órbita de Mercurio, la más cercana a la gran masa solar.

El espaciotiempo se estira, contrae o retuerce según la distribución de masas y energías. Y una manifestación son las ondas gravitacionales detectadas en 2015 por LIGO y de nuevo en 2017 por su símil Virgo en Pisa –¿dónde si no?– por la colisión de estrellas de neutrones. Ondas que mueven todos los objetos a su paso, cual boyas en el vastísimo océano cósmico.

ADQUISICIÓN DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS

Basta de vagar por el espacio. Aterricemos. Unos mates y a laburar. La metodología de trabajo es la siguiente:

▪ **Ubicación del área** a partir de la **evaluación de toda la información previa** y de la **definición de los objetivos del relevamiento**, sean éstos puramente científicos o de prospección de recursos.

▪ **Determinación y estaqueo de los puntos** tomados como **bases** (donde las lecturas gravimétricas se harán dos o tres veces) y de las **estaciones** en torno a esas bases (donde las mediciones se harán una sola vez). La ubicación de estos puntos ha de conformar una malla lo más regular posible, más factible en trabajos de escala chica e improbable en relevamientos regionales donde cerros, lagunas y otros rasgos geográficos pueden obligar a desplazar u omitir puntos del mallado ideal de datos. Puede hacerse un análisis fractal para su optimización.

También puede trabajarse siguiendo **líneas de perfil** (en sección o corte), llamadas transectas si son regionales.

En **trabajos aéreos o marinos** (o lacustres o fluviales) se definirán las líneas de navegación y el intervalo de muestreo a lo largo de ellas, además de los puntos de atadura entre líneas donde las lecturas habrán de repetirse para tener los puntos base. Podrá haber restricciones: islas, sectores vedados a la navegación, etc.

▪ **Relevamiento topográfico**, durante el cual se realiza la **determinación de cotas y distancias entre las estaciones**. Los errores de cierre de los polígonos (altimétricos y planimétricos) deben ser bien controlados y distribuidos. Su precisión estará ajustada con la precisión de las lecturas gravimétricas propia del aparato.

- **Planimetría**, para ubicar las estaciones. Debe considerarse el margen de error en las mediciones para así calcular a su vez el **error probable de g** en las correcciones por latitud. Generalmente basta la precisión dada por un aparato de **GPS** (*Global Positioning System*; red que corrige por relatividad: los satélites se nos adelantan 38 microsegundos diarios, que de no hacerse llevarían a unos 10 km de error acumulativo cada día).

- **Altimetría**, para la ubicación en z . También se calcula el **rango de error probable** en las mediciones que se traducirá en errores de g en las correcciones vinculadas con la altitud. Puede ser suficiente la precisión de un **GPS** para trabajos regionales, pero es necesaria una nivelación de alta precisión para trabajos de carácter más local, sea que se efectúe con teodolitos convencionales o electrónicos.

▪ **Relevamiento gravimétrico**, que consiste en la **adquisición de los valores de g**, ya sea la componente vertical z de la gravedad, obtenida con gravímetros (en esencia balanzas de resorte, aunque los hay de otro tipo) o más raramente de valores de gradiente de la gravedad en x, y, z (con aparatos llamados gradiómetros).

Si cerca hay alguna base de una red de gravedad absoluta, existe la posibilidad de colgar el trabajo de ese valor de precisión geodésica. En Argentina en 1968 fue medida la red BaCaRA (Base de Calibración de la República Argentina) con 5 puntos de máxima precisión (orden cero) y 86 de primer orden, la cual fue reemplazada entre 2014 y 2015 por los 36 puntos de la RAGA (Red Argentina de Gravedad Absoluta) y en los años siguientes por nuevas redes de primero y segundo orden, todo en función de las nuevas tecnologías y estándares. Existe asimismo la IGSN (International Gravity Standard Net). Sin embargo las mediciones absolutas no son necesarias en los trabajos netamente prospectivos, en los que bastan mediciones relativas. Tampoco es condición *sine qua non* que la base de arranque sea un punto no anómalo, ya que igual la condición de anomalía de gravedad relativa quedará en evidencia al completar la serie de correcciones de los datos adquiridos.

Ha de tenerse presente que las vibraciones por **microsismos naturales o artificiales afectan las mediciones**.

PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN

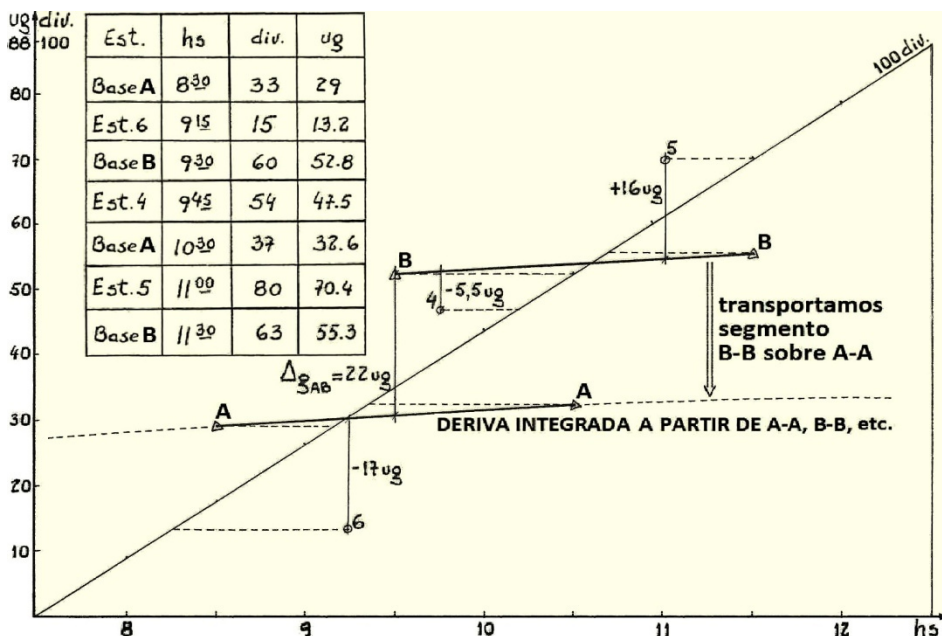
Es el conjunto de las **correcciones a aplicar** (también llamadas **reducciones**) que permitirán homogeneizar los datos y hacerlos comparables para su correcta graficación, con el fin de poder interpretarlos geológicamente. Hablamos de datos muy finos, incluso hasta en una prospección regional. Es como pesar a un chabón y de ahí deducir si su camisa tiene un botón en más o en menos. Se efectúan según el siguiente ordenamiento.

Correcciones temporales

El objetivo es tener valores corregidos que se aproximen a los que se hubieran obtenido si todas las estaciones hubiesen sido medidas simultáneamente (y con el mismo instrumento). Las causas de que las mediciones de g cambien con el tiempo son dos, a saber:

▪ **Mareas terrestres (earth tides)**: el geode se deforma hasta unos 75 cm, con dos pleas y dos bajas al día (gráfico pag.32), resultando como máximo 0.5 u.g./h, o sea unas 3 u.g. en seis horas, cuyos valores diarios pueden obtenerse de **tablas publicadas** para cada lugar del planeta.

▪ **Deriva instrumental (instrumental drift)**: es el cambio en la lectura de los gravímetros tradicionales debido a la fatiga del resorte –lo que provoca un comportamiento parcialmente plástico, no completamente elástico, de largo período (*long-term*)– y la eventual influencia adicional de la temperatura ambiente en su respuesta. Varía desde menos de 0,1 hasta 10 u.g. por hora según sea la prestación del aparato que se emplee.



Cálculo de deriva temporal con datos de campo (modif. de Geofísica Explorac. Y.P.F.)

Para hacer la **corrección temporal de modo práctico** se construye una gráfica con los datos crudos de campo (figura adyacente) con el tiempo (horas) en abscisas y g en ordenadas (divisiones leídas con el tornillo del aparato y las equivalentes u.g. que surgen de la relación u.g./div, o sea la constante de calibración del mismo). Después hay que trazar segmentos a fin de conectar los datos correspondientes a las lecturas de un mismo punto base, que se han leído dos o tres veces (en distintos horarios), para luego proyectar sobre cada segmento los datos de las estaciones leídas en los

horarios intermedios en torno a cada base de referencia (A, B, etc.). A su vez el Δg entre bases se obtiene calculando la diferencia entre cada segmento y el siguiente. La curva de deriva se construye transportando los

sucesivos segmentos sobre una **trayectoria integrada única**, como se indica. En ella ya están contempladas tanto la deriva instrumental como las mareas. Con los datos de muchas bases también puede recurrirse a una aproximación por mínimos cuadrados, que los gravímetros modernos calculan automáticamente. Otra opción sería construir la curva de variación de los dos efectos sumados en forma teórica, adicionando el efecto de marea (obtenido de tablas) al de deriva instrumental, cuyo comportamiento casi lineal puede saberse antes de ir al campo (repetiendo mediciones en un punto y descontando el efecto de mareas).

Compensación por el método de los polígonos:

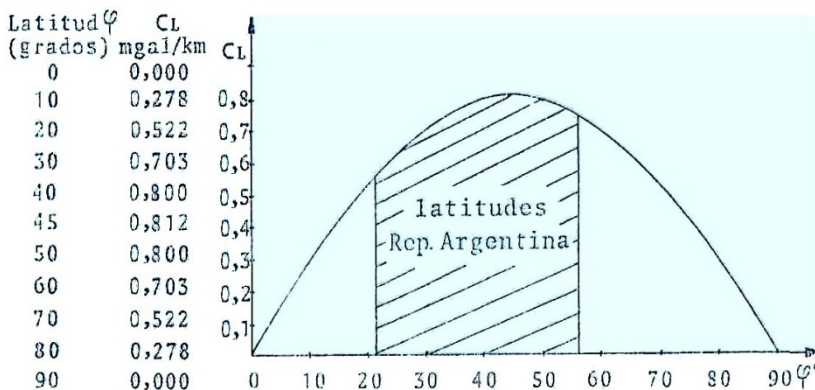
Si, tras corregir por deriva los valores de cada estación, el cálculo del error de cierre no resultase cero, habrá que compensar ese error en todas las estaciones, tal que coincida al llegar a la primera (figura contigua). Se dividirá el error por el total de estaciones.

Correcciones espaciales

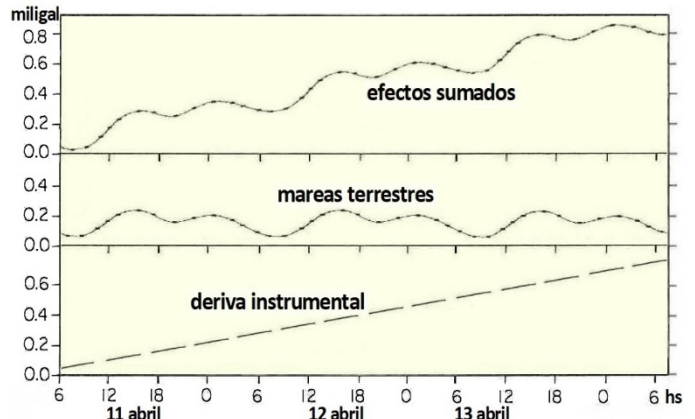
En este caso el objetivo es tener valores en los que se busca cancelar los efectos latitudinal y altimétrico sobre las lecturas registradas en cada estación. Veamos puntualmente las causas y su corrección.

▪ **Latitud:** se define el valor de gravedad teórico según el modelo del elipsoide de revolución –usualmente no se requiere la precisión de un modelo geoidal– debido sobre todo al efecto combinado de la fuerza centrífuga (que no es gravitatoria pero la contrarresta, tendiendo a minimizar el valor de *g* en el ecuador) y del achatamiento terrestre axial y su ensanchamiento ecuatorial (originado por la fuerza centrífuga) que provoca en los polos una menor distancia y una menor masa interpuesta entre la superficie y el centro de la Tierra (y lo contrario en el ecuador). Donde menor sea el radio terrestre mayor será el valor de *g*, pero también donde menor masa interpuesta haya menor será ese valor. En el balance, el efecto de menor radio es más significativo que el de menor masa interpuesta (como lo indica la fórmula de Newton, donde el radio está al cuadrado), o sea que *g* resulta mayor en los polos y esto se magnifica todavía más porque en los polos no hay fuerza centrífuga que contrarreste el valor de *g*, resultando en unos 983,2 gal contra 978,0 en el ecuador (figura en pág.32). De modo que **la diferencia total es de sólo unas 5 milésimas** ¡y esa es la mayor diferencia relativa posible! A escala local las diferencias medibles serán muchísimo menores, razón por la cual tendremos que ser muy precisos con nuestros datos.

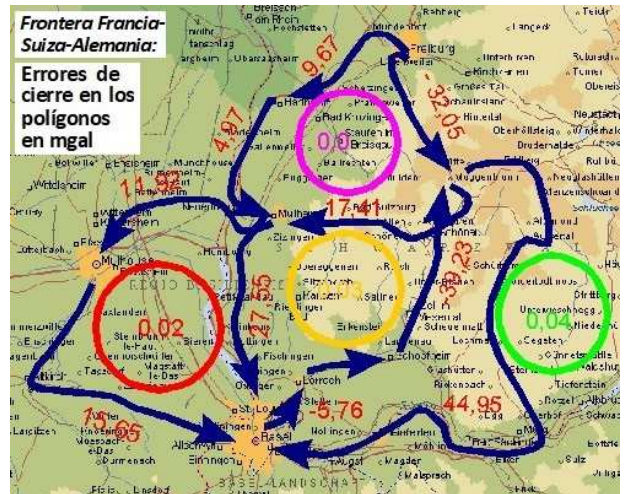
La siguiente es la fórmula que da la **gravedad teórica** para una latitud φ en base al elipsoide de revolución que mejor ajusta el geode: $g \text{ (gal)} = 978,0327 (1 + 0,0053024\text{sen}^2\phi - 0,0000058\text{sen}^22\phi)$



Corrección por latitud CL en Argentina (modif. de Geof. Exploración Y.P.F.)



Variaciones temporales (modif. de Robinson & Coruh, 1988)



Compensación de estaciones (relevamiento de 1989)

Al corregir por latitud recuérdese que **la gravedad en ambos hemisferios crece a medida que nos acercamos a los polos** y consecuentemente existe siempre una diferencia previsible de gravedad entre las estaciones y la base debido a las diferencias de latitud entre ellas. En el hemisferio sur la corrección por latitud (CL) resultará positiva para todas las estaciones que estén al norte de la base y será negativa para las que están al sur. En prospección casi siempre basta con la siguiente aproximación grosera de la

corrección por latitud: $CL \text{ (mgal)} = \Delta h \text{ (km)} \cdot 0,8122 \text{ (mgal/km)} \cdot \text{sen}2\phi \text{ (}^\circ\text{)}$

El **error planimétrico máximo** si se requiere obtener, por ejemplo, una precisión de 0,1 u.g. es:

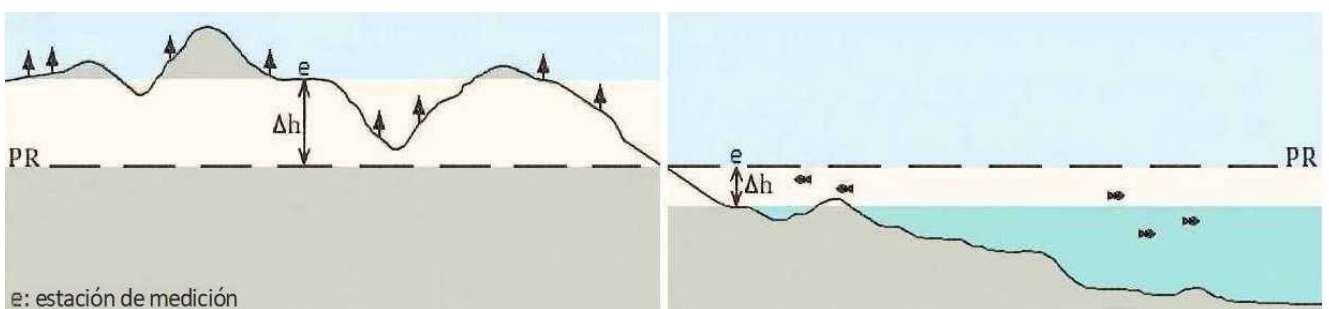
$$Ex \leq 0,1 \mu\text{g} / 8,122 \mu\text{g/km} \Rightarrow \leq 0,012 \text{ km} = 12 \text{ m (norte-sur)} \quad (\text{alcanzable con un común GPS})$$

Efecto Eötvös: es una consecuencia singular de la fuerza centrífuga, que puede manifestarse cuando se prospecta en dirección este-oeste (o casi) desde embarcaciones o en forma aérea. El movimiento hace que el efecto de la fuerza centrífuga se vea contribuido positivamente yendo hacia el este y negativamente hacia el oeste. La magnitud de corrección máxima (en el ecuador) es de unos 200 mgal (en más al este, en menos al oeste) para una velocidad de unos 50 km/h, lo que da una diferencia de 400 mgal entre uno y otro sentido de viaje. Cuanto más velocidad, mayor corrección.

▪ **Altitud:** se modifica el valor de gravedad teórico a nivel local según la altimetría, lo cual se manifiesta con dos efectos opuestos, denominados de **Aire Libre y Bouguer**, más un efecto fino vinculado al segundo (por irregularidades topográficas). Tenemos entonces:

- **Corrección de Aire Libre** (*free-air correction*) o de **Faye**, en honor al francés **Hervé Faye**, circa 1870. Toma en cuenta la altura o cota respecto a un plano de referencia establecido, sea el nivel medio del mar (superficie del geode o nivel equipotencial cero) o cualquier otra altitud de referencia elegida para uniformar las magnitudes medidas dentro del área de trabajo. El objetivo es corregir la diferencia entre lo que se midió desde la superficie del terreno y lo que se hubiera medido parado sobre el nivel de referencia. Si el plano elegido está por debajo del punto de medición, lo que se midió es de menos (porque se leyó más alejado del centro de la Tierra, con menor aceleración gravitatoria) y entonces la corrección se suma (Δh es mayor que cero en la fórmula). Si el plano de referencia está por encima, se le resta la corrección por aire libre (CAL). Se demuestra que la fórmula aproximada es: $CAL \text{ (mgal)} = \Delta h \cdot 2g / r = \Delta h \text{ (m)} \cdot 0,3086 \text{ (mgal/m)}$

- **Corrección de Bouguer** (CB), concebida por el francés **Pierre Bouguer**, hacia 1740, tras un viaje científico a Ecuador en el que halló una inesperada desviación de la vertical de g en el Chimborazo (6.268 msnm, punto de la superficie más alejado del centro de la Tierra; el Everest no está en el Ecuador) e infirió el faltante de masa debido a la entonces desconocida fosa oceánica. Esta corrección apunta al efecto de la masa interpuesta entre el lugar de medición y el plano de referencia y asume para el cálculo una losa horizontal infinita de espesor Δh igual a la diferencia de cota que hay entre dicho plano y la cota a la que estuvo el gravímetro para esa medición de la aceleración g . Debe conocerse la densidad rocosa media (δ , que más adelante veremos cómo obtener) de la losa virtual (sector marfil de cada mitad de la siguiente figura), porque la fórmula aplicada se demuestra que es: $CB \text{ (mgal)} = \Delta h \cdot 2\pi \cdot G \cdot \delta = \Delta h \text{ (m)} \cdot 0,0419 \text{ (mgal/m)} \cdot \delta$ (en gr/cm^3 pero expresada adimensionalmente, como **gravedad específica**, o sea su valor relativo al agua)



Corrección de Bouguer: losa imaginaria infinita de espesor Δh en tierra firme y mar para un plano de referencia (PR).

Observando la mitad izquierda de la figura superior, vemos que se calcula la aceleración de gravedad extra que habría producido esa virtual losa horizontal infinita (extendida en todas direcciones), cosa que se asume porque el gravímetro, por más que sólo mide el tirón en la dirección z , también registra la componente z de los tirones oblicuos provocados por las masas presentes en el entorno topográfico y obviamente no registra las masas ausentes (valles o depresiones), pero **la corrección de Bouguer es una primera aproximación simplista que para cada estación e supone que está localizada sobre una meseta de extensión infinita cuya cota es la de esa misma estación e**. La aceleración en más registrada respecto a si se hubiera estado parado midiendo sobre el mismo plano de referencia PR, debe restarse del valor de g medido en un caso como éste, en el que la estación e está situada por encima de PR (elegido arbitrariamente coincidente con el nivel medio del mar, lo cual no tiene que ser necesariamente así).

Si en cambio observamos ahora el ejemplo de la mitad derecha de la figura precedente, estamos ante un caso en

el que PR también está a nivel del mar, pero ahora por encima de la topografía subácea, y entonces para una dada estación **e** debe sumarse la masa faltante, que en este caso será la diferencia entre la masa que existiría si todo el espacio en color marfil estuviese lleno con roca (de la misma densidad media que las rocas del lecho marino o lacustre o fluvial) y la masa que efectivamente existe (agua, de densidad cercana a 1,00 g/cm³ si es dulce o del orden de 1,03 g/cm³ si es un mar abierto).

Si este último fuera un caso en tierra firme (con PR en el aire, por encima del nivel del mar y por encima de la topografía subaérea), directamente se sumaría la masa rocosa faltante –siempre suponiendo una losa horizontal infinita–, ya que sería ocioso restar la ínfima masa de aire (cuya densidad es del orden de 0,001g/cm³).

Y **si la estación e estuviese situada en el fondo del mar** y PR fuera el nivel del mar, habría que sumarle el efecto gravitacional de la masa ácuea (que se hubiese tenido en caso de haber medido en la superficie) y además volverle a sumar eso mismo porque el agua quedó por encima del gravímetro, tiró para arriba y le hizo medir menos que si hubiese aire. Es decir, **¡la corrección de Bouguer es doble!**

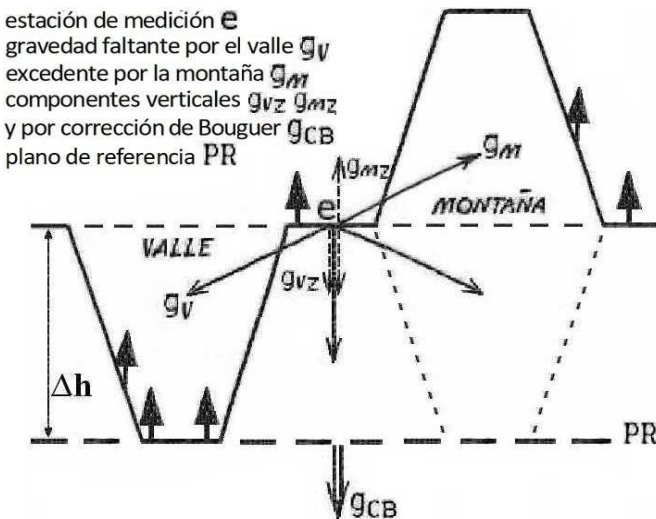
Téngase presente que el signo de la CB siempre es opuesto al de la CAL.

Se denomina **Corrección Altimétrica (CAlt)** a la suma (con su signo) de la corrección de Bouguer y la de Aire Libre. Siempre que elijamos un plano de referencia por debajo del punto estación, la corrección altimétrica será positiva. $CAlt \text{ (u.g.)} = CAL - CB = \Delta h \text{ (m)} \cdot (3,086 - 0,419 \cdot \delta)$

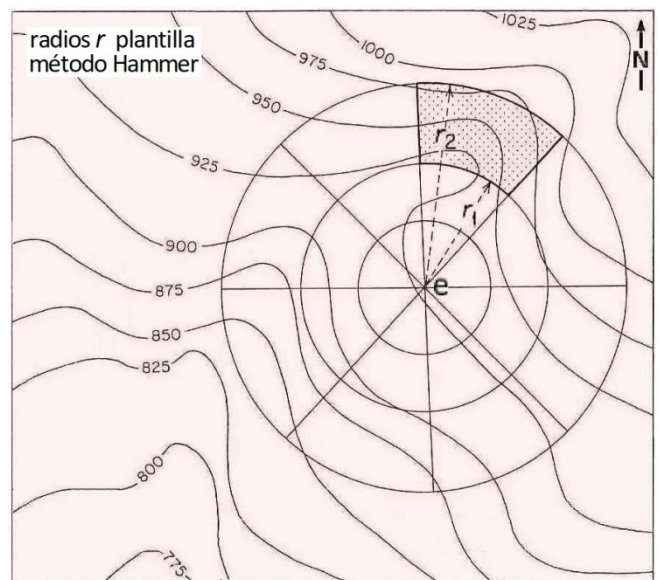
El **error altimétrico máximo** para una precisión de 0,1 u.g. y una losa de densidad 1,8 gr/cm³ es:

$Ez \leq 0,1 \text{ u.g.} / (3,086 - 0,419 \cdot 1,8) \text{ u.g./m} \Rightarrow \leq 0,04 \text{ m} = 4 \text{ cm}$ (sólo posible con teodolito o GPS geodésico)

- **Corrección Topográfica** –del griego **τόπος** (topos), lugar; **γραφία** (grafía), graficación o escritura– que es un **ajuste o sintonía fina de la corrección de Bouguer**. Se debe a la influencia lateral de las elevaciones y depresiones topográficas respecto del punto de medición –ya que antes se había supuesto todo lateralmente homogéneo–. Los cambios laterales ocurrirán en función de los excesos o deficiencias de masa dados por las irregularidades del relieve local, lo cual también requiere considerar la influencia de la densidad media (el mismo valor empleado para la CB y ya calculado con alguno de los métodos recién vistos).



Concepto de la corrección topográfica en corte (izquierda) y mapa (derecha, modificado de Robinson & Coruh, 1988)



El corte esquemático acá arriba muestra que, para un plano de referencia PR elegido, al obtener la gravedad corregida por Bouguer (**g_{CB}**) se restó en una dada estación **e** (sobre la superficie topográfica) el efecto de la losa horizontal infinita de espesor Δh y al hacerlo se asumió que ésta generaba un efecto total resultante de la sumatoria de los diferenciales de gravedad vertical generados por los infinitos prismas de base infinitesimal y altura Δh que la conforman. En todos ellos es su componente vertical z la que contribuye a la integral o sumatoria que constituye la losa infinita. **De tales prismas, los inmediatos a la estación son los que mayor aceleración habrían hecho registrar al gravímetro** y el efecto habría sido cada vez menor a medida que fuera aumentando la distancia horizontal hasta **e**. A los fines didácticos pensemos de modo simplifícadísimo en un tirón generado por la masa situada directamente debajo de **e**, otros dos tirones laterales oblicuos (debidos a las masas que se supone emplazadas hacia izquierda y derecha). Y naturalmente **habrá otros hacia adelante y atrás del corte, y habrá tirones menores de prismas más alejados**, que obviaremos.

Ahora bien, en caso de existir una masa lateral por encima del punto corregido, la componente vertical (z) del tirón lateral oblicuamente ascendente g_M hacia el centro de masa de esa elevación (montaña, etc.) no había sido considerada en la corrección de Bouguer (losa horizontal infinita). **En el campo su presencia motivó que la medición del gravímetro fuera menor** a la que se hubiese tenido si esa elevación no hubiera existido, pero **al aplicar CB esa medición real en menos fue ignorada y entonces ahora debe corregirse eso que quedó pendiente, cosa que ha de efectuarse sumando** una magnitud de corrección g_{MZ} para tener el valor que hubiese resultado si tal elevación lateral no hubiera existido.

A la inversa, cuando existe una depresión lateral (valle, etc.), al proceder a la corrección de Bouguer se ha asumido que allí había masa –depresión rellena–, es decir que, como parte del efecto de la losa horizontal infinita, **ha sido restada la componente vertical (z) de ese tirón lateral descendente g_V que podría haber registrado el gravímetro en caso de haber ocurrido**. Pero tal tirón no existía porque allí no hay masa –en rigor hay una masa pequeñísima, despreciable, causada por la presencia de aire–, o sea que **la CB fue implícitamente sobredimensionada, por lo cual se ha restado de más y ahora tiene que ser devuelta la diferencia, o sea sumarse** una magnitud de corrección g_{VZ} volviendo las cosas a como fueron medidas.

Todos estos razonamientos se invierten si el plano de referencia se elige por encima de la máxima cota, algo que sólo ocurre en casos muy especiales en los que se buscan anomalías muy someras en un área extensa o, como vimos antes, en un mar, lago o río. Pero, en cualquier caso, **la corrección topográfica resulta siempre positiva**. Para calcularla se recurre a plantillas como la pergeñada por **Sigmund Hammer** (1939; gráfica de la página anterior), tomando la cota promedio de cada compartimiento entre radios r_1 y r_2 , calculando el Δh respecto a la estación **e** central (que se corresponde con un dato gravimétrico) y aplicando la siguiente fórmula de ajuste o alternativamente resolviendo mediante el uso de los llamados ábacos o nomogramas (que permiten la obtención gráfica de resultados). El efecto gravitatorio de un sector aislado puede calcularse mediante:

$$CT(\text{gal}) = G \cdot \delta \cdot \phi [(r_2 - r_1) + (r_1^2 + \Delta h^2)^{1/2} - (r_2^2 + \Delta h^2)^{1/2}]$$

(ϕ es el ángulo de cada sector en radianes, Δh y r en cm, δ en g/cm^3 y G también en sistema CGS)

- **Obtención de la densidad media:** hemos apuntado que para calcular las correcciones de Bouguer y Topográfica **se debe conocer la densidad promedio de la roca entre cada punto estación y el plano de referencia** (en inglés *datum*). Ésta se puede obtener a través de métodos directos o indirectos.

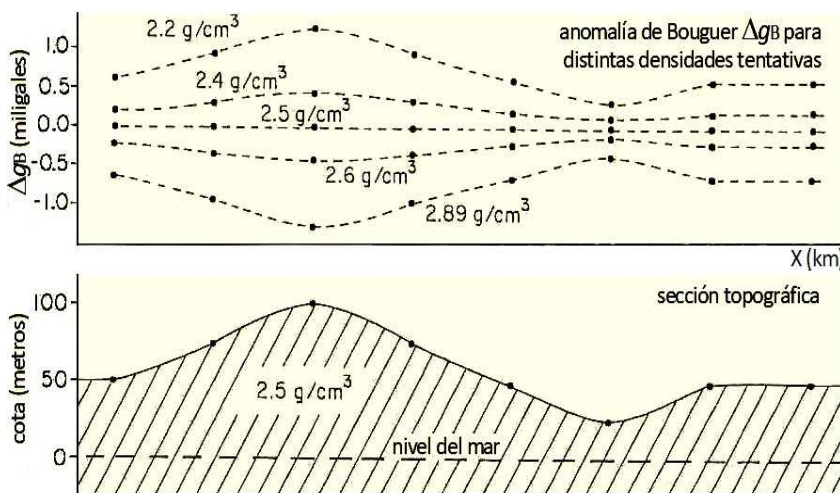
métodos directos

*Midiendo el peso de muestras de material no consolidado colocado en un cilindro de volumen conocido.

*Pesando en el aire y en el agua la muestra, recubierta con parafina o polietileno, aplicando la fórmula:

$\delta = \text{Peso en el aire} / \text{Empuje (peso del fluido desplazado)}$ Dada por el principio hallado por **Arquímedes de Siracusa**, Sicilia (parte de la Magna Grecia) hacia el 250 a.C., quien dicen que de la bañera salió a la calle, como Zeus lo trajo al mundo, gritando $\epsilon\acute{\upsilon}\rho\eta\kappa\alpha!$ (¡Eureka!), ¡lo he descubierto!

Las muestras pueden ser de afloramientos o pozos, pero dan valores algo menores que los de roca virgen soterrada y además puede haber cambios laterales ignorados, por lo cual suelen no ser representativos de la densidad media en el conjunto de roca considerado. **Raramente se emplean estos métodos directos en gravimetría; más bien se recurre a ellos como complemento para cotejar con los métodos indirectos.**



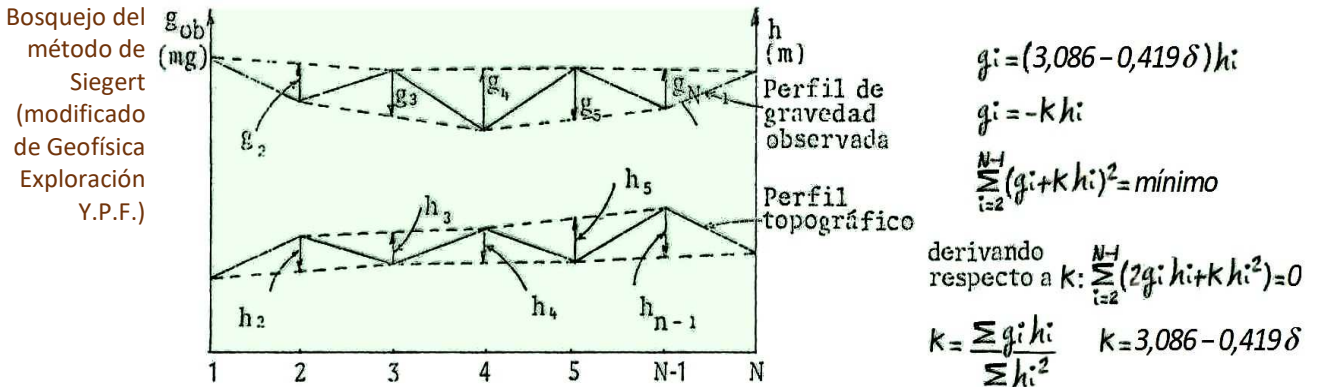
Bosquejo del método de Nettleton (modific. de Robinson & Coruh, 1988)

métodos indirectos

*El más utilizado es el método concebido por el estadounidense **Lewis Nettleton** (1939). Consiste en seleccionar en la zona de trabajo un área que involucre un sector alto y uno bajo. Se miden valores de g en cada uno de los puntos y se los corrige altimétricamente asignándole diferentes valores tentativos de la densidad –habiendo previamente corregido por deriva y latitud–. Con valores bajos de densidad la corrección resulta insuficiente y entonces el perfil de anomalía de Bouguer acompaña la forma de la topografía; el efecto de la cota es dominante y el de la masa se minimiza.

En cambio, si la densidad elegida es alta, la corrección resulta excesiva, la g está más influenciada por la masa interpuesta que por la cota y se invierte el perfil de Bouguer. Para un valor próximo al real (en la figura 2,5 g/cm^3) desaparece el efecto del relieve. En conclusión, para las correcciones de aire libre y topográfica se utilizará el valor de densidad que tiende a hacer relativamente lineal la anomalía gravimétrica.

*Un método alternativo es el de **Arnold Siegart** (1942), con relieve ondulado, que se resuelve por aplicación de mínimos cuadrados entre diferencias de cotas y de gravedades observadas, como se indica:



*Y otro método menos usado es el de **J. A. Legge** (1939), también mediante mínimos cuadrados.

Determinación de la g corregida y de los valores de la anomalía de Bouguer

La **gravedad observada y corregida de todas las estaciones** es el resultado de la suma de las correcciones aplicadas, también denominada reducción de la gravedad al elipsoide. Podrá ser un valor de gravedad absoluto o alternativamente relativo a una referencia de trabajo local:

$$g_c = g_{ob} \pm \text{Deriva} \pm \text{CL} \pm \text{CAL} \pm \text{CB} + \text{CT}$$

Si se ha trabajado con valores de gravedad absoluta, la anomalía será la diferencia entre la g observada (y corregida, o sea g_c) y la g teórica que se obtiene de la fórmula que hemos visto para un elipsoide de referencia (pág.37). Es el objetivo de los estudios geodésicos y su origen se encuentra en las variaciones de densidad de la corteza terrestre, sobre todo en su porción más superficial. $\Delta g = g_c - g_T$

Pero también llamamos anomalía de Bouguer a los Δg de gravedad relativa respecto de alguna referencia local que sea considerada normal o de fondo, situación típica en la inmensa mayoría de los trabajos de prospección, donde no se han medido valores absolutos de g .

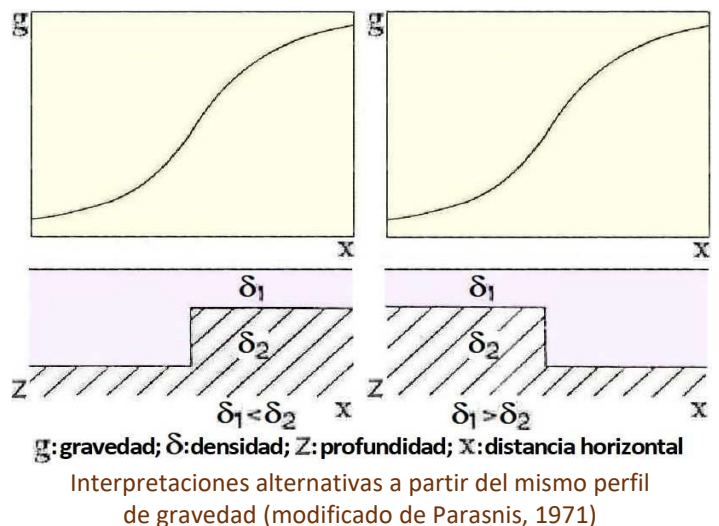
Confeción del mapa de isoanómalas o de anomalía de Bouguer

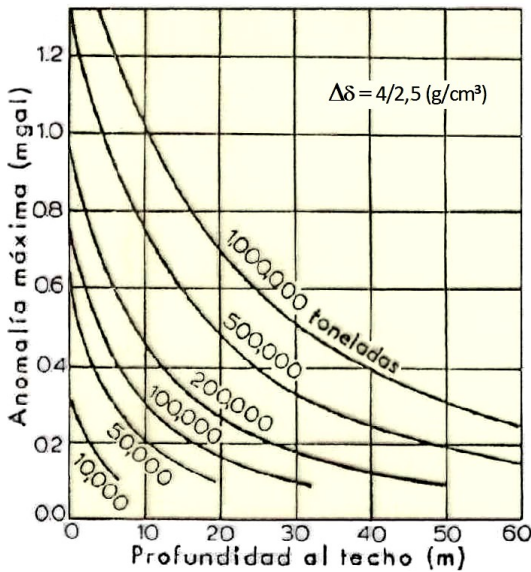
Graficación de curvas que unen puntos interpolados de iguales valores de anomalía de Bouguer: **curvas isoanómalas** –en griego *ἴσος* (isos), igual– con una dada equidistancia (diferencia de magnitud entre cada dos de ellas), que permite visualizar arealmente las anomalías encontradas durante la prospección. También pueden construirse **perfiles de anomalía de Bouguer** a partir de datos ya mapeados o desde datos que son registrados directamente a lo largo de **cortes o transectas** individuales.

INTERPRETACIÓN GRAVIMÉTRICA

Se trata de poner los datos ya graficados en términos de significado geológico –y eventualmente económico–. Es como interpretar una canción para dar pleno sentido a ese cúmulo de palabras y notas musicales.

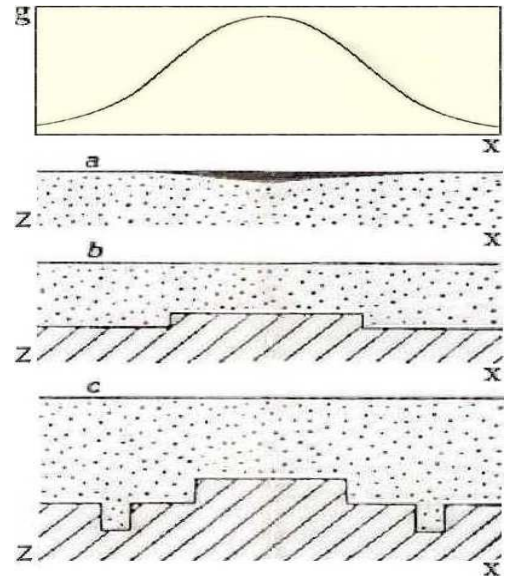
Debe tenerse presente la fortísima dependencia de la distancia vertical y lateral entre el punto de medición y la masa anómala, y también que hay infinitos diferentes modelos del subsuelo capaces de producir respuestas gravimétricas similares, tal como se ilustra a la derecha y en la próxima página.





Efecto de masas esféricas a profundidad variable (modificado del modelo de Yüngul, 1956)

Interpretación de un perfil gravimétrico: las secciones a, b y c son algunas de las n opciones que sólo otros datos permitirán discernir (modificado de Jung, 1961)

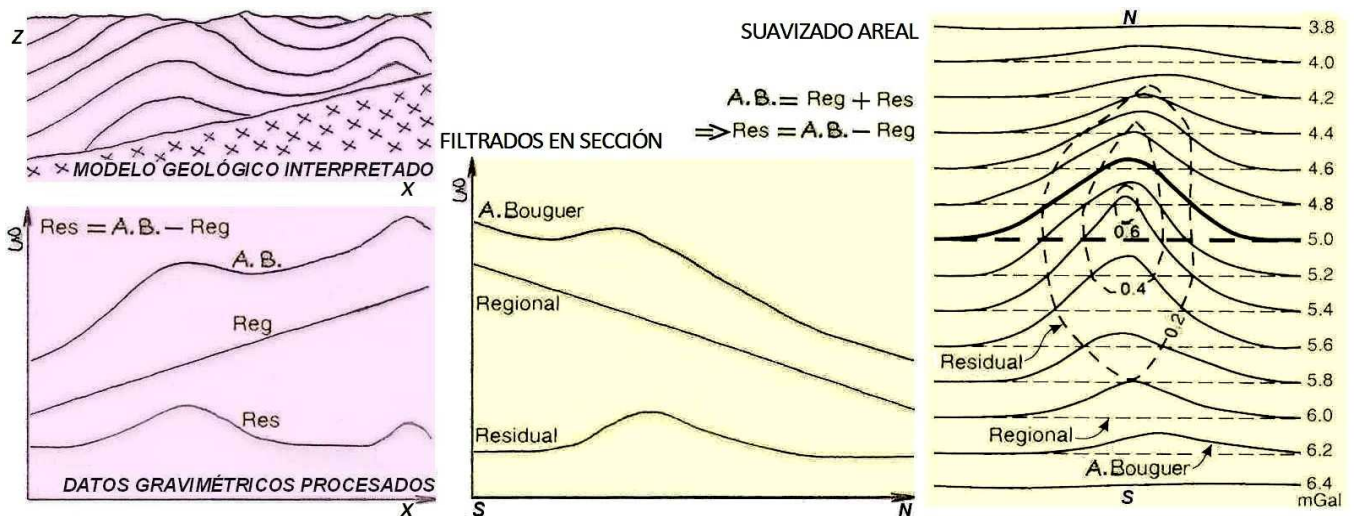


Por esto es fundamental la evaluación de toda la información geológica conexas, así como la proveniente de pozos, de otros métodos geofísicos, etc. Y pueden considerarse dos encuadres:

- Interpretación Cualitativa: descripción de anomalías, relación con estructuras y procesos geológicos.
- Interpretación Cuantitativa: volumen, profundidad, masa.

Filtrado y separación de las componentes residuales y regionales de gravedad

Las anomalías observadas son la suma de los potenciales físicos de anomalías someras (locales o residuales), intermedias y profundas (regionales). La interpretación debe iniciar separando, es decir filtrando, los diferentes componentes de ese resultado final: lo que se tiene registrado y corregido. El procedimiento de separación de anomalías consiste en definir primero el efecto regional (más suave, es decir, de más baja frecuencia) para luego restarlo al mapa o perfil de Bouguer y así obtener un mapa o perfil resultante llamado residual (más detallado, o sea de más alta frecuencia). El alcance de estos conceptos (regional, residual y, si cabe, algo intermedio) son función del objetivo de la prospección. Regional puede ser la base de la corteza terrestre, el basamento de una cuenca sedimentaria, las rocas impermeables sobre las que se halla la napa freática, etc. A su vez, residual puede ser toda una cuenca, un diapiro salino dentro de ella, un acuífero, etc., según sea la escala de trabajo.



Izquierda, respuesta gravimétrica para una dada geología; derecha, mapa y sección de éste en posición central S-N.

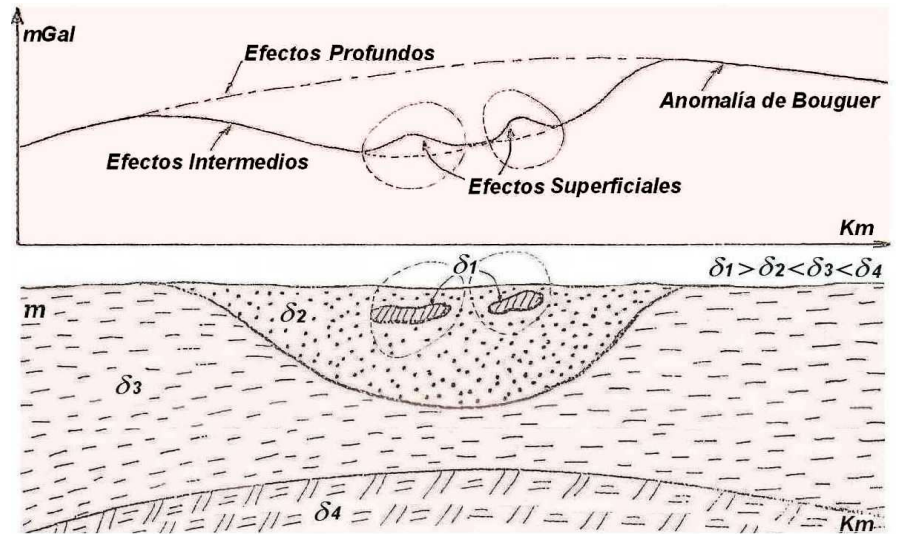
La separación de anomalías responde a: $g_{Residual} = g_{Bouguer} - g_{Regional}$ y puede hacerse por:

- **Métodos gráficos:** que se basan en el conocimiento de las anomalías locales y de la geología regional por parte del intérprete. Una forma es el método de suavizado areal de curvas en el que se asume un cierto regional (derecha acá arriba, con un mapa regional simple de líneas rectas paralelas) que se resta del mapa de Bouguer (en cada punto de cruce de líneas) para producir el residual interpolado –a su izquierda se observa un perfil N-S

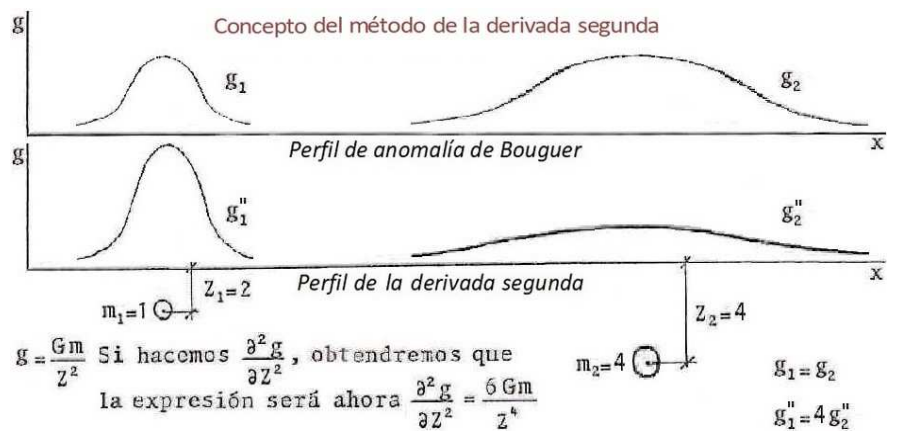
ilustrativo—. Como alternativa se trabaja sobre cortes o perfiles de gravedad (véase a la izquierda del anterior), restando un regional para tener el residual y así interpretar la geología. Y acá la derecha un caso genérico, interpretado, implicando efectos profundos (regionales), intermedios y superficiales (locales o residuales) donde cada unidad geológica tiene una determinada densidad δ que influye en las componentes de la gravedad.

- **Métodos analíticos:** en éstos el efecto regional es eliminado por análisis de la derivada segunda, continuación analítica, polinomios de tendencia, transformada de Fourier, método de Griffin y otros. Los vemos brevemente.

Método de la derivada segunda: a través de la aplicación de la segunda derivada de la gravedad sobre los datos mapeados o en perfil se consigue resaltar todo aquello que sea de origen somero o residual con respecto a los efectos regionales o profundos, como se bosqueja en el adyacente ejemplo teórico deliberadamente exagerado.



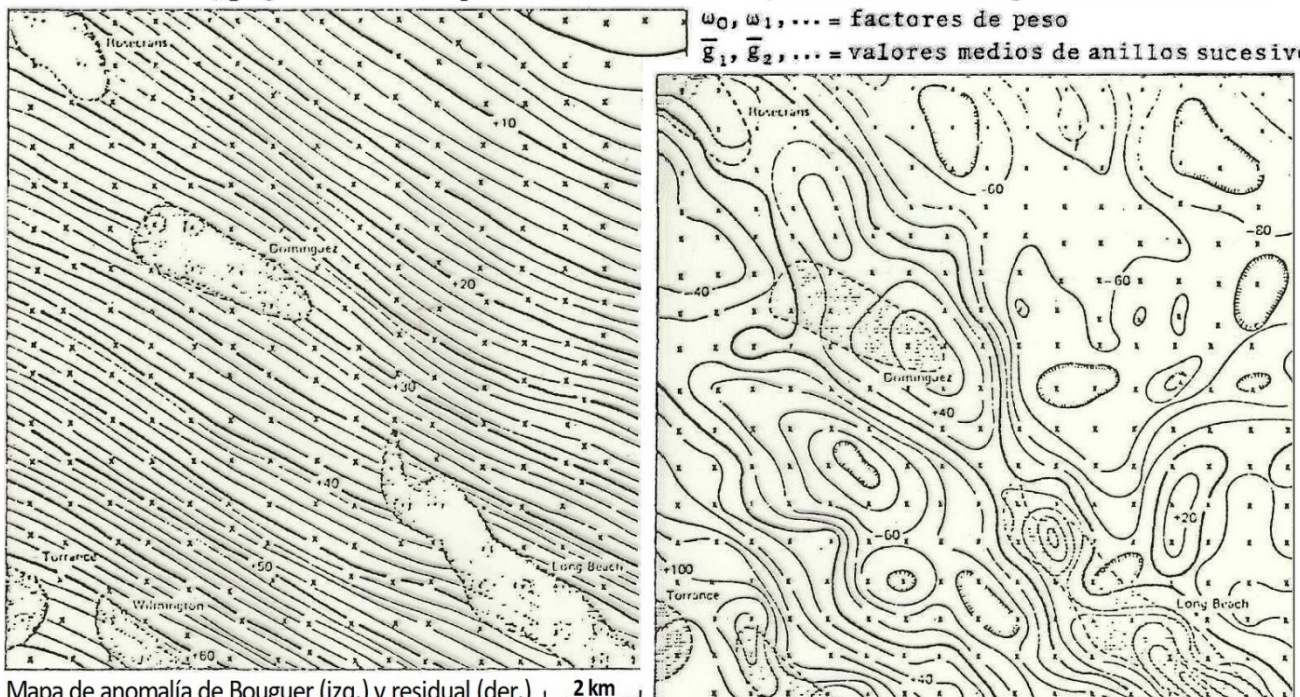
Arriba perfil de g resultante de la suma de efectos someros, medios y profundos, y una posible interpretación geológica abajo (modif. de Geofísica Explorac. Y.P.F.)



Sudoeste de la cuenca Los Ángeles (modificado de Elkins, 1951)

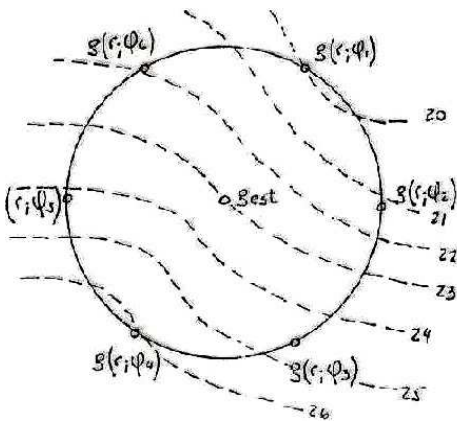
$$\frac{\partial^2 g}{\partial Z^2} = \frac{c}{S^2} (\omega_0 g_0 + \omega_1 \bar{g}_1 + \omega_2 \bar{g}_2 + \dots + \omega_n \bar{g}_n)$$

donde: C = constante para cada sistema en particular
 g_0 = gravedad en el punto de cálculo S = espaciamiento entre puntos muestreados
 $\omega_0, \omega_1, \dots$ = factores de peso
 $\bar{g}_1, \bar{g}_2, \dots$ = valores medios de anillos sucesivos



La anomalía provocada por la esfera es más ancha cuando se encuentra más profunda. La amplitud en ese caso es igual que para la esfera somera porque la masa compensa el efecto de la mayor profundidad. La derivada segunda magnifica la anomalía superficial y minimiza la de mayor soterramiento. Abajo en la página anterior hay una aplicación concreta y se expresa el algoritmo empleado a través de un programa informático.

Método de Griffin: desarrollado por el estadounidense **Carroll Griffin** en 1949, parte de tomar en un mapa de anomalía de Bouguer un punto del que naturalmente se conoce el valor de la g de Bouguer (es decir la g observada con todas las correcciones ya vistas). Se traza un círculo con centro en dicho punto y se considera que el regional es el promedio de los valores de la gravedad en el entorno de la estación. Una vez obtenido éste, el residual es la diferencia entre la gravedad de Bouguer y la gravedad regional. El tamaño del círculo ha de ser función de lo que se interpreta por regional y residual. Un círculo demasiado pequeño dará una g regional casi igual a la g de Bouguer que ya se tiene y por lo tanto la g residual será prácticamente nula. Un círculo excesivamente grande producirá una g regional casi nula y en consecuencia la g residual será semejante a lo que muestra el mapa de anomalía de Bouguer que se disponía ya al inicio.



método de Griffin

- Profundidad del basamento - El radio no debe ser mayor que la mitad de la profundidad del basamento.
- Extensión de la anomalía - Sacada del perfil gravimétrico. Si R es pequeño se acentuarán detalles que pueden no tener importancia y el residual resultará nulo. Si R es grande podrán introducirse efectos ajenos.

$$g_{reg} = 1/2\pi \int_0^{2\pi} g(r; \phi) d\phi$$

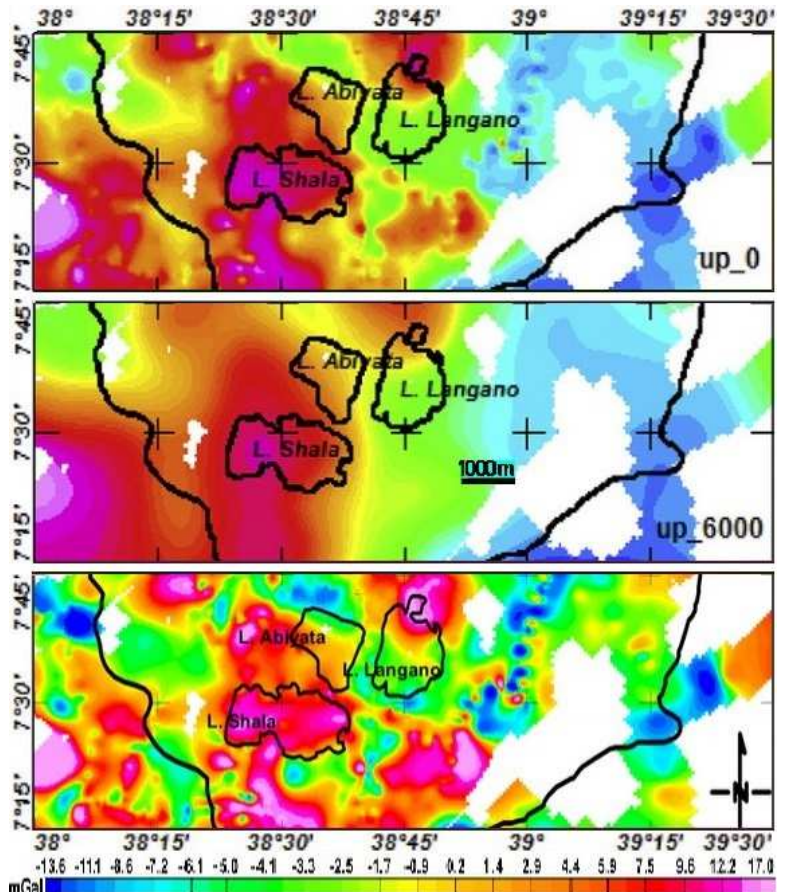
$$g_{reg} = \frac{g(r; \phi_1) + g(r; \phi_2) + \dots + g(r; \phi_n)}{n}$$

$$g_{res} = g_{est} - g_{reg}$$

(modificado de Geofísica Exploración Y.P.F.)

Método de continuación analítica: se basa en calcular cuáles serían los valores del campo gravitatorio de un área dada si se la hubiera medido desde un plano a mayor altura (continuación o prolongación ascendente, como desde avión), o bien desde un nivel más abajo (continuación descendente, opción poco usada y sólo válida con el plano de referencia por encima de las masas anómalas). El resultado es en el primer caso un mapa de anomalías más suaves (como si fueran más profundas) y más agudas en el segundo caso (como las muy someras), asimilables a componentes regionales o residuales respectivamente. Es muy buen método para incrementar la resolución de las anomalías de Bouguer resultantes de la intersección de los efectos de dos masas rocosas del subsuelo. La figura contigua muestra la aplicación de continuación ascendente para tener un mapa regional que luego, restado del mapa de Bouguer, da como resultado un mapa residual.

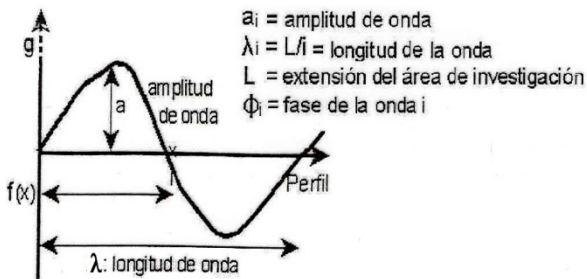
Método de las superficies polinómicas de tendencia: guarda cierta semejanza con el filtrado anterior. Se pueden seleccionar superficies de distinto grado (elipsoide,



Arriba mapa de anomalía de Bouguer, al centro del mapa ascendente a 6000 m y abajo el residual, Etiopía central (modif. de Kebede et al., 2020)

paraboloide, hiperboloide, etc.) que serán utilizadas como aproximaciones del mapa regional, restarla en cada caso al mapa de Bouguer e ir cotejando cada residual resultante hasta hallar la solución más satisfactoria en función del conocimiento previo y la finalidad exploratoria.

Método de la transformada de Fourier: recurre al instrumento matemático concebido por **Joseph Fourier** (1822) en la Francia postnapoleónica. Mediante su aplicación se aproxima el perfil o mapa de anomalías empleando una serie de funciones armónicas (seno, coseno) de distintas longitudes de onda y distinta amplitud cada una, transfiriendo así la información al dominio de los espectros de amplitudes. Allí se separa con algún criterio práctico las que van a considerarse componentes regionales o profundas (de larga longitud de onda o pequeño número de onda) de las residuales, someras o locales (de corta longitud de onda o gran número de onda), para finalmente volver al dominio original –haciendo la antitransformada de Fourier– representando grupos de datos separados (ya sea regionales o residuales) en mapas o cortes según los criterios aplicados, como se esquematiza.

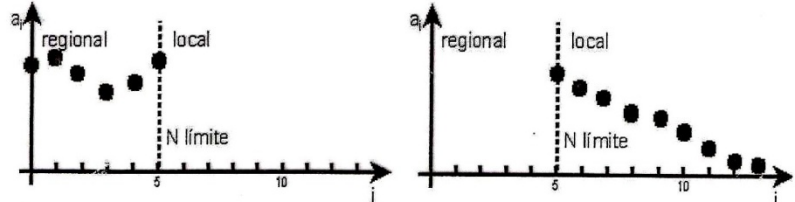
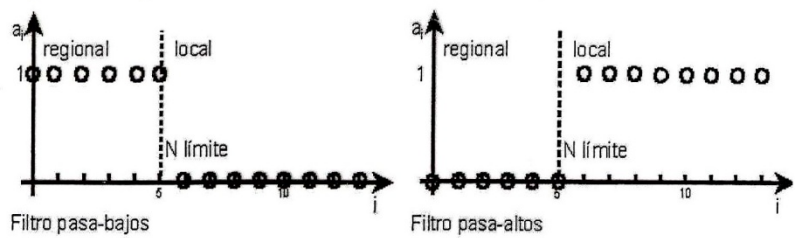
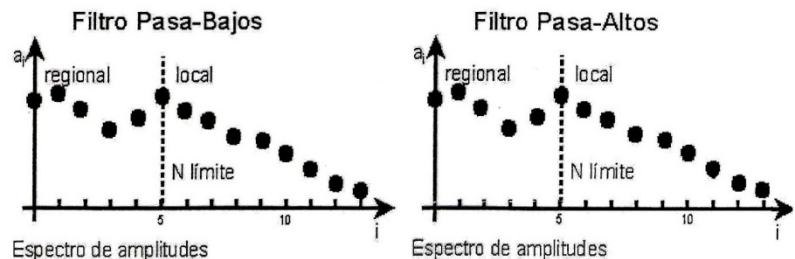
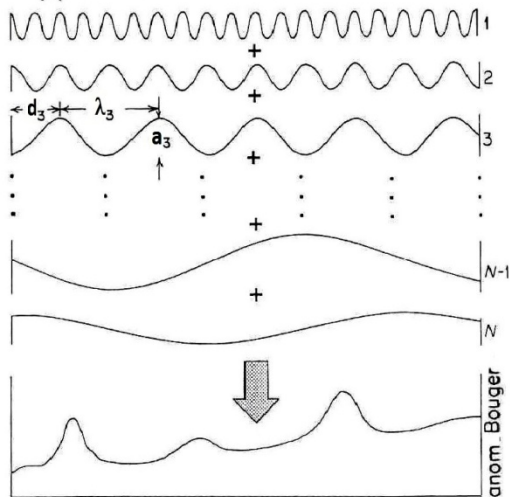


La función armónica; a : amplitud de onda y λ : longitud de onda
 El principio de la Transformada de Fourier es la representación de una anomalía por medio de una suma de funciones armónicas como el seno y el coseno. g se compone de N funciones armónicas, de longitud de onda (λ), amplitud de onda (a) y fase (ϕ), diferentes.

$$\Delta g = a_0 + a_1 \sin(2\pi x / \lambda_1 - \phi_1) + \dots + a_N \sin(2\pi x / \lambda_N - \phi_N)$$

o bien:

$$\Delta g = a_0 + \sum_{i=1}^N a_i \sin(2\pi x / \lambda_i - \phi_i)$$



Filtro pasa-bajo (izquierda) y pasa-alto (derecha) y el resultado de su aplicación al espectro de amplitudes.

Debido a la ecuación $\lambda_i = L/i$ una i grande significa que tenemos una longitud de onda pequeña y viceversa.

Multiplicando el filtro pasa-bajos o el filtro pasa-altos con el espectro de amplitudes se obtiene el espectro del campo regional (izquierda) o del campo local (derecha).

Un perfil de anomalía de Bouguer puede duplicarse sumando la apropiada selección de curvas cíclicas con diferentes longitudes de onda λ , amplitudes a y distancias de apartamiento d , que son las distancias desde el borde izquierdo del perfil hasta las más cercanas crestas de onda.

Filtrado mediante la transformada de Fourier (modif. de Susanne Griem-Klee, Univ. de Atacama, y Robinson & Coruh, 1988)

Anomalía isostática

Es un cálculo especial, sólo aplicado en casos de estudios regionales de la gravedad, donde el conjunto de la corteza terrestre queda involucrado en un objetivo de investigación profunda. Se compara la gravedad medida (con todas las correcciones previas aplicadas) con la que correspondería a una situación de corteza en equilibrio isostático según un modelo elaborado ad hoc (basado en el esquema del inglés George Airy de 1855, refinado por el finlandés Weikko Heiskanen en 1933). La diferencia entre ambos conjuntos de datos es la corrección isostática, o sea el grado de desequilibrio isostático (flotacional) de la región en el sentido conceptual del estadounidense Clarence Dutton de 1889. Análogamente a un témpano en el mar.

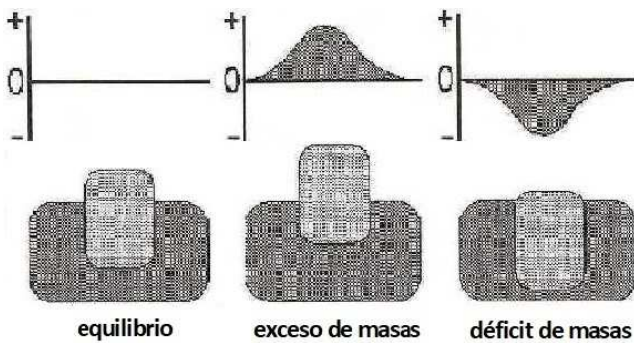
La gráfica de anomalía isostática se asemeja en parte a la de anomalía de aire libre (producto de aplicar todas las correcciones hasta la de cota, pero no la de Bouguer). Si esta última se aplica a escala cortical se desequilibra

el cálculo, al quitar las antirraíces (el relieve sobre el nivel del mar) que tiende a equilibrarse isostáticamente con las raíces profundas de la corteza, la cual flota sobre el manto subyacente.

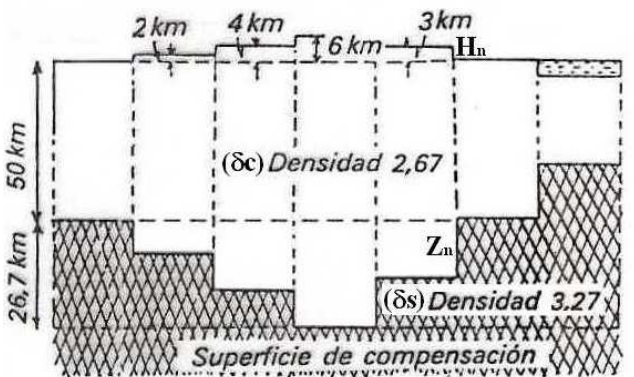
Las causas del desequilibrio isostático en la naturaleza pueden ser muy diversas: sobrecargas corticales aún no compensadas por las raíces (como, por ejemplo, en grandes acumulaciones deltaicas o en estructuras volcánicas recientes como los puntos calientes o *hot spots* surgidos desde el manto profundo), también cortezas descargadas rápidamente –en términos geológicos– por fenómenos erosivos o por deglaciación, tal el caso de la Patagonia, actualmente en ascenso isostático, o incluso delaminación (descuelgue de raíces orogénicas muy densas y el consecuente rebote isostático). Se presenta algún ejemplo en el Tema 03.

La fórmula general de Airy es: $Z_n(\delta_s - \delta_c) = H_n \cdot \delta_c$

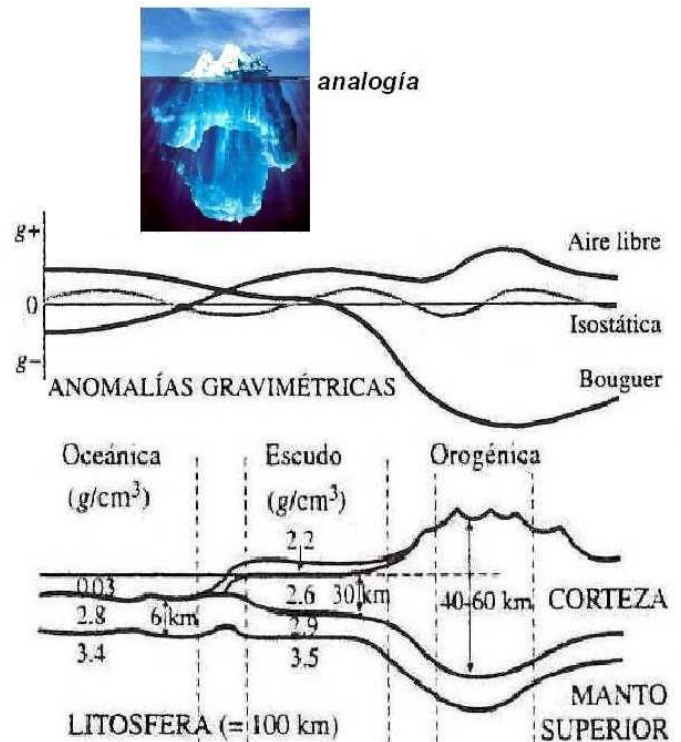
(Z_n es la altura de la porción profunda de cada bloque, H_n la cota sobre el nivel del mar, δ_c la densidad media de la corteza terrestre y δ_s la densidad subcortical)



Modelo simple de la sumersión de un complejo cortical (con menor densidad: gris claro) en el manto terrestre (con mayor densidad: gris oscuro) y su efecto en la Anomalia Isostática.



(modificado de Heiskanen, 1938)



Valores típicos de densidad y espesores de la corteza en las regiones oceánica, de escudo y orogénica. Curvas esquemáticas de las distintas anomalías de la gravedad: aire-libre, Bouguer e isostática para dichas estructuras.

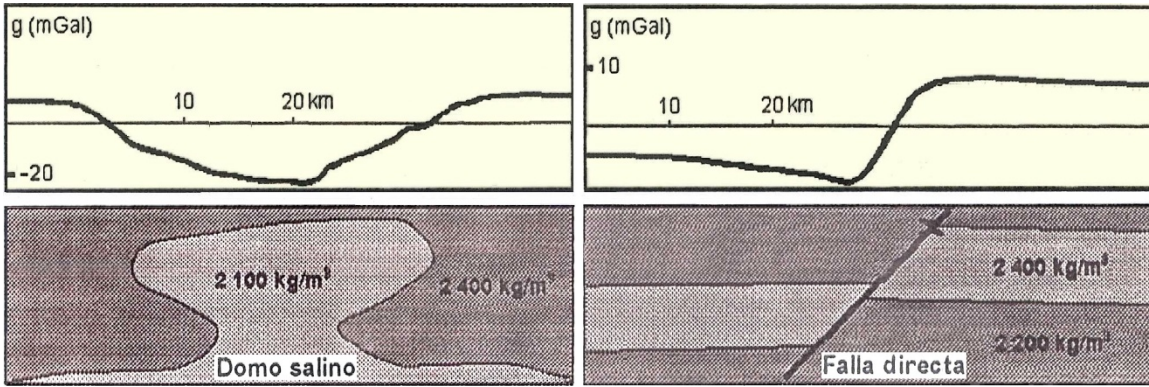
(modificado de Udías & Mezcuca, 1997)

Interpretación de las anomalías observadas y comparación con formas sencillas

Algunos de los criterios de interpretación son la intensidad, agudeza, resolución y forma de las anomalías. La **intensidad** está dada por el contraste de densidades con las rocas del entorno, así como por el tamaño y la profundidad de la masa anómala. La **agudeza** suele vincularse a la profundidad del rasgo geológico, tanto más agudo el mapa o perfil cuanto más somero es el emplazamiento anómalo. La **resolución** refiere a la capacidad de la información graficada para definir la separación en subsuelo entre dos anomalías parcialmente superpuestas en mapas o cortes: como cuando una fotografía de alta definición nos permite ver que una mancha rosa elíptica sobre un fondo verde son dos flores muy juntas (efectos locales) sobre el césped (efecto regional). Y la **forma** nos brinda información sobre la configuración geológica de las anomalías, como el caso de pliegues o diques alargados, chimeneas volcánicas, diapiros más o menos circulares, montículos arrecifales, etc.

El objetivo es la determinación de las dimensiones, forma y profundidad de aquellos emplazamientos gravimétricamente anómalos. Una estimación sencilla, aunque no precisa, de la profundidad Z del techo de la masa de densidad anómala se basa en medir el ancho medio a (el ancho medido en la mitad del Δg anómalo) y multiplicarlo por 0,7. Es decir, $Z \approx 0,7a$

A veces los valores altos de g están vinculados con los núcleos de los anticlinales o bloques elevados (pilares).



Arriba, secciones gravimétricas; abajo, modelos geológicos causantes (modificado de Susanne Griem-Klee, Universidad de Atacama)

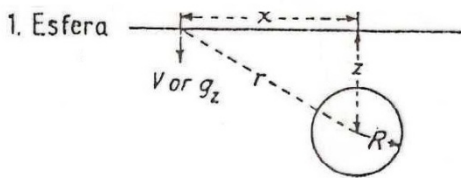
Esas alternativas representan un acercamiento de rocas densas a la superficie. En otros casos los valores altos están relacionados con la presencia de cuerpos intrusivos ígneos (que pueden tener distintas mineralizaciones) o de coladas sepultadas en el subsuelo. Las zonas con gradientes fuertes responden al contacto entre rocas con distinta densidad, como ocurre en los planos de falla (figura derecha). También ocurren anomalías negativas debidas a la presencia de rocas poco densas, como los núcleos de los sinclinales, diapiros tecto o halocinéticos (figura izquierda) u otras conformaciones geológicas. El conocimiento de la geología regional y la estructura

del área contribuye a desechar alternativas que podrían dar una solución equivocada a la respuesta gravimétrica obtenida.

Por otro lado, si se sabe que la anomalía se debe a un cuerpo que, por ejemplo, sea más o menos cilíndrico en la vertical y se conoce el contraste de densidades con las rocas que lo circundan, será posible el cálculo de la profundidad y del radio y longitud de esa masa que se podrá asimilar a una chimenea volcánica u otras formas geológicas. Es lo que se denomina **inversión** o **modelado** del método.

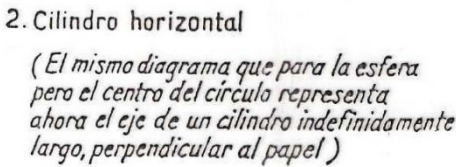
Igual procedimiento se aplica a otras geometrías simples (esferas, prismas y demás, como puede verse acá a la izquierda), donde igualmente se expresan las fórmulas de intensidad del campo magnético a emplearse cuando tales volúmenes manifiesten un contraste en la respuesta de ese otro campo potencial.

(modific. de Nettleton, 1942)



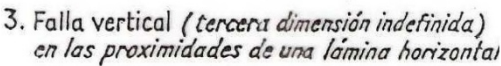
$$g_z = 8.52 \frac{\sigma R^3}{z^2} \left[1 + \left(\frac{x}{z}\right)^2 \right]^{-3/2}$$

$$V = 8.38 \times 10^5 \frac{R^3 I}{z^3} \frac{1 - \frac{x^2}{2z^2}}{\left(1 + \frac{x^2}{z^2}\right)^{5/2}}$$



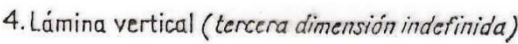
$$g_z = 12.77 \frac{\sigma R^2}{z} \left[1 + \left(\frac{x}{z}\right)^2 \right]^{-1}$$

$$V = 6.28 \times 10^5 \frac{R^2 I}{z^2} \frac{1 - \frac{x^2}{z^2}}{1 + \frac{x^2}{z^2}}$$



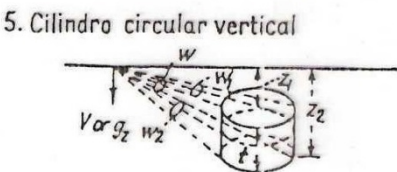
$$g_z = 12.77 \sigma t \left[\frac{1}{z} + \frac{1}{\pi} \tan^{-1} \frac{x}{z} \right]$$

$$V = 2 \times 10^5 \frac{I t}{z} \frac{x}{z} \frac{1}{1 + \frac{x^2}{z^2}}$$



$$g_z = 4.68 \sigma t \left[\log \left(1 + \frac{z_2^2}{x^2} \right) / \left(1 + \frac{z_1^2}{x^2} \right) \right]$$

$$V = 2 \times 10^5 I t \left[\frac{1}{z_1 \left(1 + \frac{x^2}{z_1^2} \right)} - \frac{1}{z_2 \left(1 + \frac{x^2}{z_2^2} \right)} \right]$$

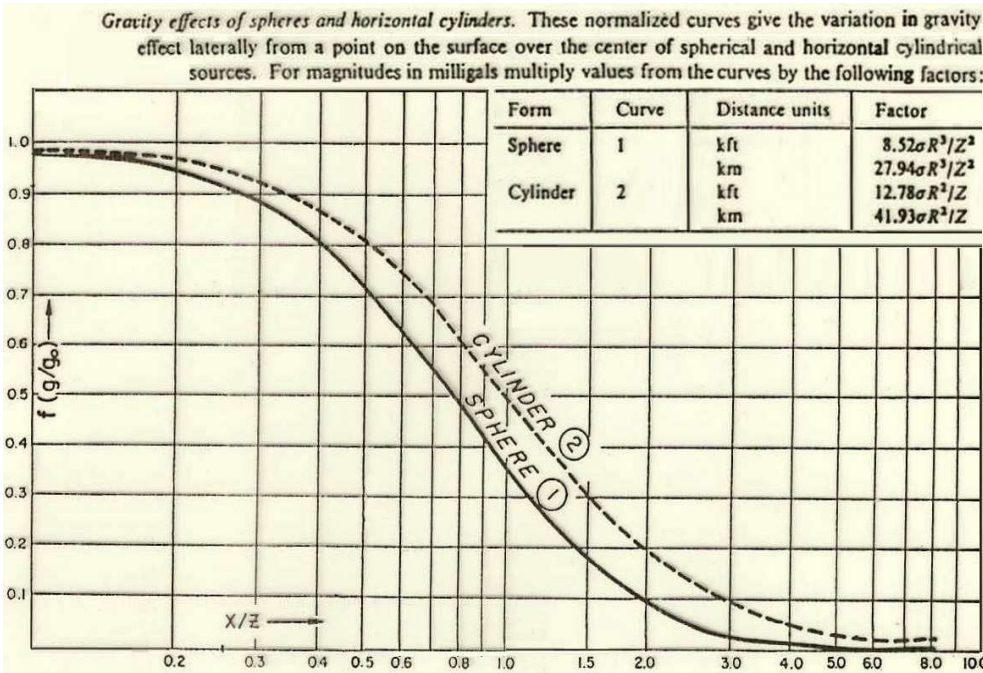


$$g_z = 2.03 \sigma t w$$

$$V = I \times 10^5 (w_1 - w_2)$$

σ = Densidad g_z = Componente vertical de la gravedad en miligal
 I = Intensidad de la magnetización (supuesta vertical) en unidades cgs.
 V = Componente vertical de la intensidad magnética en gammas
 w_1, w_2 = Ángulos sólidos como se representa en 5
 Dimensiones lineales arbitrarias para las fórmulas magnéticas; en kilopies para las fórmulas gravitatorias

Sumario de fórmulas para los componentes verticales de campos gravitatorios y magnéticos de cuerpos enterrados que tienen formas sencillas



Ábaco del efecto de masas cilíndricas y esféricas en el valor g (modific. de Nettleton, 1976)

Algunas formas sencillas pueden resolverse por medio de ábacos (como en la figura adyacente), cosa que era lo habitual en décadas pasadas en las que no se disponía de computadoras u otros dispositivos de cálculo automatizado. Otras veces es preferible emplear geometrías más complejas, recurriendo a métodos de integración de volúmenes con la utilización de formas poliédricas elaboradas, tal como se detalla en la ilustración siguiente.

aproximación de un cuerpo tridimensional con poliedros

El cálculo de la atracción gravitatoria de un poliedro homogéneo en un punto P del espacio libre, se basa en el cálculo de su potencial gravitacional U en P

donde R = la distancia del punto P al elemento de masa dm

$$dm = \rho dV = \rho dx dy dz$$

G = la constante gravitacional

Derivando el potencial respecto de la dirección z , pues nos interesa la componente z de la gravedad que es lo que se mide con el gravímetro, obtenemos la atracción gravitatoria o aceleración de la gravedad $g_z(P)$

$$\frac{\partial U(P)}{\partial z} = g_z(P) = G\rho \iiint_{Poly} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{R} \right) dV$$

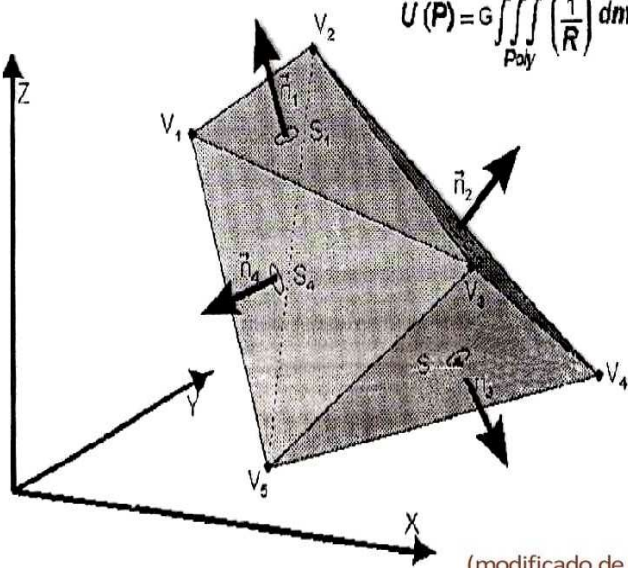
Considerando el teorema de Gauss del análisis vectorial se obtiene

$$g_z(P) = G\rho \iint_{S_{Poly}} \cos(\vec{n}, z) \left(\frac{1}{R} \right) dS$$

donde la integral doble se calcula sobre toda la superficie del poliedro y el término $\cos(n, z)$ representa la dirección del elemento de superficie dS respecto del sistema de coordenadas cartesianas. Dado que para cada superficie S_j ($j=1,2,...,m$ con m el número de superficies) del poliedro vale que el $\cos(n, z)$ es constante, puede expresarse la atracción gravitatoria del poliedro a través de la superposición de los efectos gravitatorios de las diferentes superficies que lo componen

$$g_z(P) = G\rho \sum_{j=1}^m \left\{ \cos(\vec{n}_j, z) \iint_{S_j} \left(\frac{1}{R} \right) dS_j \right\}$$

(modificado de Götze & Lahmeyer, 1988)



Deconvolución: es un método de inversión avanzado que se fundamenta sobre la serie de operaciones matemáticas empleadas en restauración de señales, para recuperar datos que han sido alterados por un cierto proceso físico. Ese proceso es llamado **convolución**, que en nuestro caso sucede en función de una cierta configuración del subsuelo: la modificación de los valores de gravedad por la presencia de masas rocosas anómalas. De modo que el campo gravitatorio representa al portador de la información del subsuelo que se convolucionó con las sucesivas densidades de cada formación geológica (filtro lineal).

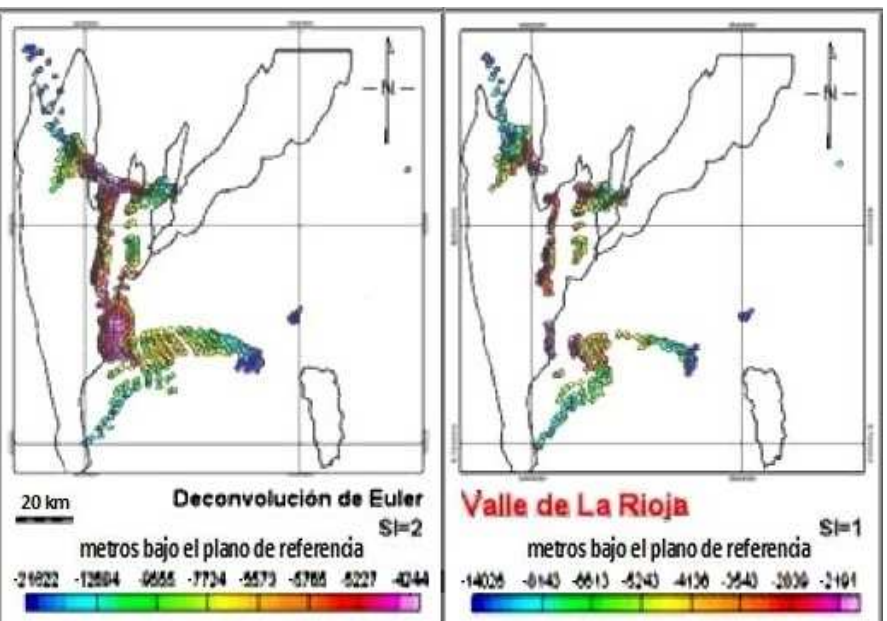
Con el proceso matemático de deconvolución –operación inversa a la convolución– se intenta reconstruir el modelo a partir de una integración (de diferenciales dh) de las formaciones $F(z)$ –con sus particulares estructuras– que se convolucionaron (operador $*$) con la gravedad $G(z)$ para dar la anomalía de Bouguer que ha sido medida y graficada $B(z)$. Es decir:

$$F(z) * G(z) = \int_{-\infty}^{+\infty} F(h) G(h-z) dh = B(z)$$

Este es el planteo unidimensional.

Para modelos en dos dimensiones (secciones x, z o mapas x, y) se plantea una integración doble, y para tres dimensiones (x, y, z) una integral triple que dé cuenta de las particularidades de cada modelo. Además, cualquiera sea la dimensionalidad, habrán de plantearse límites prácticos, empleando integrales definidas. Pero llegar al modelo el proceso de inversión por deconvolución supone despejar $F(z)$. En los programas de modelado digital dicho despeje se expresa mediante algoritmos que incluyen derivadas y ciertas constantes propias de cada tipo de modelo elegido (según la geometría, tamaño y densidad de cada masa anómala). La **deconvolución de Euler** propuesta en Estados Unidos por **D. T. Thomson** en 1982 (basada en conceptos matemáticos del suizo **Leonhard Euler** de 1748), calcula gradientes en x, y, z e índices estructurales (*Structural Indexes*, SI o N , ver más abajo) para entonces hacer una inversión por mínimos cuadrados dividida en ventanas posicionales en el subsuelo. Existe una **versión estándar que emplea la señal analítica** del rumano **Misac Nabighian** (1972) como gradiente y un índice estructural que es función de las geometrías geológicas esperables, y otra **versión ampliada que emplea la transformada** del matemático alemán **David Hilbert** para formular 2 o 3 ecuaciones que evitan que el usuario deba establecer apriorísticamente el citado índice.

Modelo Geológico	Número de dimensiones	Magnetismo $N(s)$	Gravedad $N(s)$
Esfera	0	3	2
Chimenea	1 (z)	2	1
Cilindro horizontal	1 (x - y)	2	1
Dique	2 (z, x-y)	1	0
Filón capa	2 (x, y)	1	0
Contacto	3 (x, y, z)	1	NA



Referencias para la aplicación de la deconvolución de Euler en gravimetría y magnetometría.

Ejemplo gravimétrico regional con dos valores alternativos del índice estructural (modificado de Giménez *et al.*, 2008)

También puede recurrirse a análisis estadísticos y graficarlos mediante **variogramas** (véase Maus, 1999). Suele registrarse gravimetría junto con magnetometría (ejemplo Reeves, 1985) u otros métodos geofísicos que contribuyan a una interpretación más segura. En cualquier caso, es siempre difícil prever cómo se desarrollará el juego. Pero, obvio, con el diario del lunes todos somos DT.

CUESTIONARIO BÁSICO

- ¿Qué tipos de roca son más densas, cuáles intermedias y cuáles lo son menos?, ¿influye la profundidad?
- ¿En qué se diferencian campo y potencial gravitatorio?
- ¿Qué es la gravedad teórica y qué la real?, ¿qué es la gravedad absoluta y qué la relativa?
- Fundamentar las diferencias entre la gravedad en el ecuador y en los polos del planeta.
- Explicar las mareas terrestres y su efecto sobre las mediciones en prospección.
- ¿Qué es y cómo se corrige la deriva instrumental?
- Explicar la causa de los signos opuestos de las correcciones de aire libre y Bouguer.
- ¿Puede la corrección topográfica ser positiva o negativa?, ¿por qué?
- ¿Cómo se aplica el método de Nettleton?
- ¿Qué métodos separan gravedad regional de local?
- Explicar por qué las anomalías residuales son las más agudas.
- ¿Qué es la anomalía isostática?
- ¿Cuál es la utilidad de los modelos gravimétricos?

BIBLIOGRAFÍA DE REFERENCIA

- Burger, H., 1992. Exploration geophysics of the shallow subsurface (p 317-388). Prentice-Hall.
- Cantos Figuerola, J., 1972. Tratado de geofísica aplicada (p 35-100). Librería de Ciencia e Industria.
- Dapor, M., 2008. Teoria della relatività (216 p). Zanichelli Editore.
- Dimri, V., 1998. Fractal behavior and detectability limits of geophysical surveys. Geophysics, V.63 N°6 (p 1943-1946).
- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting (p 357-475). McGraw-Hill.
- Elkins, T., 1951. The second vertical derivative method of gravity interpretation. Geophysics, V.16 (p 39-56).
- Fowler, C., 1990. The solid Earth (p 169-189). Cambridge University Press.
- Francis, P., 1992. Exploration of the Solar System. En Understanding the Earth (p 3-24); Brown, G., Hawkes-worth, C.& Wilson, C. Eds. Cambridge University Press.
- Giménez, M., Martínez, P. & Introcaso, A., 2008. Lineamientos regionales del basamento cristalino a partir de un análisis gravimétrico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, V.63 N°2 (p 288-296).
- Götze, H. & Lahmeyer, B., 1988. Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics. Geophysics, V.53 N°8 (p 1096-1108).
- Griffiths, D. & King, R., 1972. Geofísica aplicada para ingenieros y geólogos (p 148-179). Editorial Paraninfo.
- Heiskanen, W., 1938. Investigations of the gravity formula. Annales Academiae Scientiarum Fennicae, N°51 (6 p).
- Howell, B., 1962. Introducción a la geofísica (p 214-264). Ediciones Omega.
- Introcaso, A., Ghidella, M., Ruiz, F., Crovetto, C., Introcaso, B. & Paterlini, C., 2008. Métodos gravimagneto-métricos modernos para analizar las características estructurales de la plataforma continental argentina. Geoacta, V.33 (p 1-20).
- Jung, K., 1961. Schwerkraftverfahren in der angewandten geophysik (348 p). Geest und Portig K.G.
- Kebede, H., Alemu A. & Fisseha, S., 2020. Upward continuation and polynomial trend analysis as a gravity data decomposition, case study at Ziway-Shara basin, central Main Ethiopian rift. Elsevier, Heliyon 6 (11 p).
- Lauría, E., 2017. Medición y cálculo de la red gravimétrica nacional: Red Argentina de Gravedad Absoluta (266 p). Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, Universidad Nacional de Rosario.
- Lowrie, W., 1997. Fundamentals of geophysics (p 29-81). Cambridge University Press.
- Lunine, J., 1999. Evolution of a habitable world (p 108-120). Cambridge University Press.
- Mateo, J., 1968. El potencial terrestre (120 p). Serie General N°1. Observatorio astronómico de la U.N.L.P.
- Maus, S., 1999. Variogram analysis of magnetic and gravity data. Geophysics, V.64 N°3 (p 776-784).
- Nettleton, L., 1942. Gravity and magnetic calculations. Geophysics, V.7 (p 293-310).
- Nettleton, L., 1976. Gravity and magnetics in oil prospecting (p 1-304). McGraw-Hill.
- Parasnis, D., 1971. Geofísica minera (p 227 -281). Editorial Paraninfo.
- Reeves, C., 1985. The Kalahari Desert, central southern Africa: a case history of regional gravity and magnetic exploration. En The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps (p 144-153), Hinze, W. & associate Eds. Society of Exploration Geophysicists.
- Robinson, E. & Coruh, C., 1988. Basic exploration geophysics (p 221-331). John Wiley & Sons.
- Sharma, P., 1976. Geophysical methods in geology (p 87-146). Elsevier Scientific Publishing Co.
- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Smith, P., 1975. Temas de geofísica (p 54-102). Editorial Reverté.
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. & Keys, D., 1976. Applied geophysics (p 7-104). Cambridge University Press.
- Udías, A. & Mezcua, J., 1997. Fundamentos de geofísica (p 37-139). Alianza Editorial.
- Yüngül, S., 1956. Prospecting for chromite with gravimeter and magnetometer over rugged topography in Eastern Turkey. Geophysics, V.21 N°2 (p 433-454).

Los posibles errores y sesgos contenidos en estas Glosas de Geofísica son sólo atribuibles al primero de los autores.