

CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

Fecha: 07/02/05

1. Objetivo de la práctica

Medida de la componente horizontal del campo magnético terrestre.

2. Material

- Fuente de alimentación de corriente continua
- Miliamperímetro (polímetro)
- Bobinas de Helmholtz (el número N de espiras de una bobina y el radio R están indicados en las bobinas; la separación entre ambas es igual a R)
- Brújula (aguja imantada sobre soporte con círculo graduado)
- Cronómetro

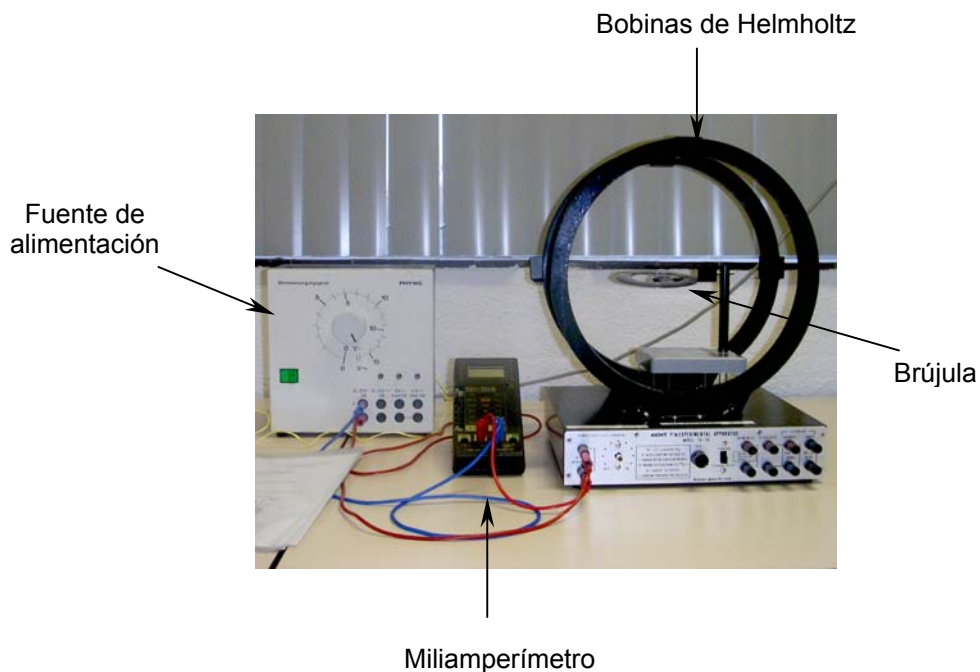
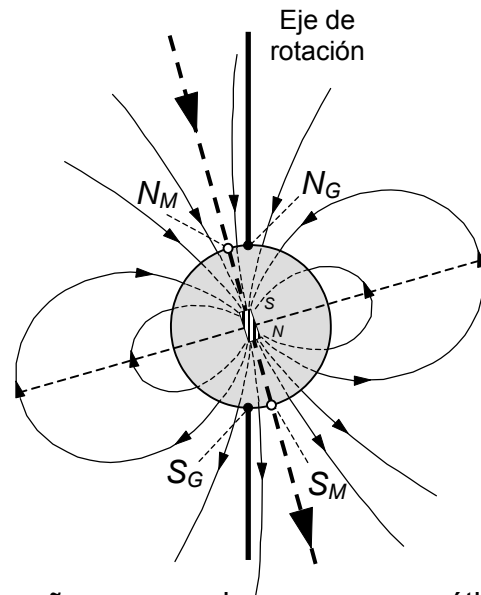


Fig. 1. Montaje de las bobinas de Helmholtz.

Fig. 2. Campo magnético terrestre

La línea gruesa vertical es el eje de rotación de la Tierra, con N_G y S_G como polos geográficos. La línea de trazos es la dirección (a $\sim 15^\circ$ respecto a la anterior) de la barra imantada SN que produce un campo magnético equivalente al que hay en el exterior de la Tierra, con N_M y S_M como polos magnéticos. Nótese que los polos en la barra son opuestos a los anteriores.



3. Teoría

La Tierra constituye un imán de enorme tamaño aunque de campo magnético pequeño, el cual coincide de modo aproximado con el campo exterior a una esfera imantada uniformemente. Este campo magnético se puede suponer producido por una pequeña barra imantada situada en el centro de la Tierra con su polo sur señalando el polo norte magnético (véase la Fig. 2). El eje definido por los polos magnéticos forma un ángulo de $\sim 15^\circ$ con el eje de rotación de la Tierra, por lo que los polos magnéticos, aunque próximos a los geográficos, no coinciden con ellos. El polo norte magnético se encuentra cerca de la isla de Bathurst, en el norte de Canadá, a unos 1.600 km del Polo Norte. El polo sur magnético se encuentra cerca de la Tierra Adelia de la Antártida, a unos 2.600 km del Polo Sur. Nótese que las líneas de inducción salen de la superficie terrestre por todo el hemisferio sur magnético y entran por el norte, son exactamente verticales en los polos magnéticos y exactamente horizontales en el ecuador magnético. El ángulo que forma el campo magnético terrestre \mathbf{B}_{Terr} con el plano horizontal de un lugar de la superficie terrestre es llamado *inclinación magnética* de ese lugar. El ángulo formado por la componente horizontal, \mathbf{B}_H , del campo magnético terrestre con la verdadera dirección Norte-Sur se denomina *declinación magnética* de ese lugar. Como el tema no suele ser tratado en los libros de Física General, al final del guión se da un Apéndice tomado de un libro clásico en magnetismo por si se desea ampliar un poco más.

La brújula y las bobinas de Helmholtz

Una brújula o aguja imantada libre de moverse en posición horizontal, en ausencia de otros campos magnéticos, indica la dirección de la componente horizontal del campo magnético terrestre \mathbf{B}_H . Si una vez que tenemos la brújula en

su posición de equilibrio (señalando el Norte), se aplica sobre la misma otro campo magnético \mathbf{B} perpendicular a \mathbf{B}_H (figura 2), la brújula se desviará un ángulo θ dado por (Fig. 3):

$$\tan \theta = \frac{B}{B_H} \quad (1)$$

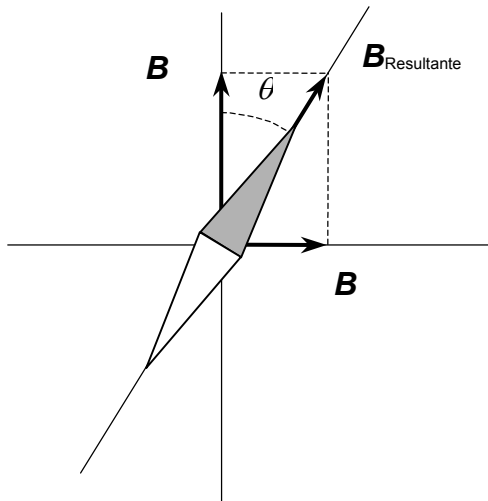


Fig. 3. Desviación de una aguja magnética por efecto de la componente horizontal del campo magnético terrestre (\mathbf{B}_H) y del campo magnético (\mathbf{B}) inducido por las bobinas de Helmholtz.

En esta práctica se utilizarán las *bobinas de Helmholtz* para obtener el campo magnético uniforme \mathbf{B} . Este sistema está formado por dos bobinas idénticas, con N vueltas en total y radio medio R , que poseen un eje común y por las cuales pasan corrientes de igual intensidad I y en el mismo sentido. La distancia de separación entre las bobinas es también igual a R . Este montaje tiene una propiedad importante, útil en muchas aplicaciones: el campo magnético en los puntos próximos al eje del conjunto es prácticamente uniforme, paralelo al eje y su valor viene dado por:

$$B = \frac{8\mu_0 N}{5\sqrt{5}R} I \quad (2)$$

donde $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ T}\cdot\text{m/A}$ es la permeabilidad magnética del vacío y N es el número de espiras de una de las dos bobinas. A partir de las ecuaciones (1) y (2) obtenemos:

$$I = \frac{5\sqrt{5}R}{8\mu_0 N} \cdot B_H \cdot \tan \theta \quad (3)$$

Con esta ecuación se puede determinar B_H midiendo los valores de I y de θ .

4. Montaje Experimental

Precaución: *La aguja imantada de la brújula debe tratarse con delicadeza debido a que el pivote que la soporta es de muy bajo rozamiento. Si aumenta éste al ser tratada de modo inadecuado las medidas perderán mucha precisión*

La brújula se sitúa en el centro de las dos bobinas de Helmholtz, las cuales deben orientarse de modo que, cuando no pasa corriente, la aguja imantada y el eje de las bobinas estén perpendiculares. Por tanto, cuando pase corriente, el campo \mathbf{B} producido por las bobinas y \mathbf{B}_H serán perpendiculares. La intensidad I se mide con un polímetro trabajando como miliamperímetro, que debe estar en serie con las bobinas y la fuente de alimentación. Variando la tensión de la fuente de alimentación se varía la corriente I que pasa por las bobinas, y por tanto el campo magnético \mathbf{B} creado por las mismas.

5. Medidas a realizar

1. Antes de empezar las medidas, conviene colocar las bobinas y la brújula lo más lejos posible de las fuentes de alimentación o de cualquier otra posible fuente de pequeños campos magnéticos que podrían afectar a las medidas.
2. Para iniciar las medidas, se varía la tensión de la fuente de alimentación hasta que se produzca una desviación de la aguja de $\theta_+ \sim 10^\circ$; se anotan los valores de θ_+ y de I en la Tabla 1.
3. Se cambia la polaridad de la fuente, se mide la desviación θ_- , aproximadamente igual y de signo contrario a θ_+ , y se anota el valor en la Tabla 1 (la intensidad no debe haber variado). Así se corrigen parcialmente los errores de orientación de la aguja.
4. Se aumenta la intensidad I para que el ángulo aumente unos 5° respecto al anterior y se repite el proceso hasta un total de 10 ángulos diferentes.

6. Resultados

Se representan gráficamente los valores de I en función de los de $\tan \theta$. Ajustando los datos (primero visualmente y después por mínimos cuadrados) a una recta de acuerdo con la ecuación (3), se determina B_H y su error a partir de la pendiente de la recta.

Método alternativo (no es obligatorio)

El campo magnético que actúa sobre la aguja imantada ejerce sobre ésta un par de fuerzas (Fig. 4) proporcional al ángulo θ . Como la aguja puede girar libremente alrededor de un eje que pasa por su centro, se orientará en la dirección del campo magnético. Hasta tomar esa dirección, el par de fuerzas produce un movimiento armónico de rotación cuyo periodo T viene dado por la relación:

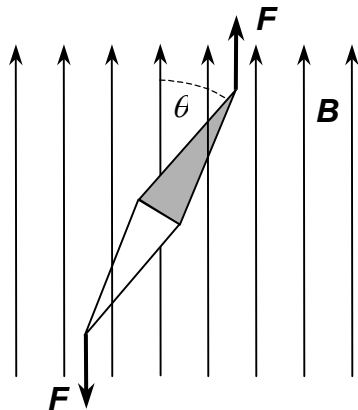


Fig. 4. Par de fuerzas experimentado por una aguja imantada en un campo magnético uniforme.

$$T^2 = 4\pi^2 \frac{I_C}{MB} \quad (4)$$

donde I_C es el momento de inercia de la aguja respecto al eje de rotación y M es el momento magnético total de la aguja imantada. En principio, la ecuación (4) permite medir B_H situando la aguja imantada paralela a B_H y midiendo el periodo T de pequeñas oscilaciones en torno a su posición de equilibrio. Pero la dificultad en conocer I_C y M , ya sea por experimento o cálculo, hace recomendable utilizar un método más práctico. Para ello, se hace que el campo B de las bobinas tenga la misma dirección y sentido que B_H , de modo que la aguja oscile bajo la influencia de un campo magnético $(B + B_H)$. Después se invierte el sentido de la corriente para que B y B_H tengan sentidos opuestos, de modo que ahora la aguja oscilará en un campo $(B_H - B)$. Los periodos respectivos de estas oscilaciones vendrán dados por:

$$T_1^2 = 4\pi^2 \frac{I_C}{M(B + B_H)} \quad \text{y} \quad T_2^2 = 4\pi^2 \frac{I_C}{M(B_H - B)} \quad (5)$$

Tomando el cociente de los cuadrados de los periodos, queda:

$$\frac{T_1^2}{T_2^2} = \frac{B_H - B}{B_H + B} \quad \Rightarrow \quad B_H = B \frac{T_2^2 + T_1^2}{T_2^2 - T_1^2} \quad (6)$$

La última ecuación es la que se utilizará ahora para determinar B_H .

Medidas y resultados

Sin que pase corriente por las bobinas, su eje se orienta paralelo a la aguja imantada, es decir a B_H . Si en esas condiciones se aplica tensión con la fuente de alimentación, el campo B que producen las bobinas es paralelo a B_H y el módulo del campo total es la suma escalar $B + B_H$. La tensión se debe subir hasta que la intensidad I que pasa por las bobinas alcance un valor aproximadamente igual al que en la Tabla 1 corresponde a $\theta = 30^\circ$. Ahora se desvía ligeramente la aguja de su posición de equilibrio para que oscile, y se mide el tiempo de cinco oscilaciones para obtener el periodo T_1 . Se invierte el sentido de circulación de la corriente (sin cambiar su magnitud) intercambiando las entradas en los bornes de las bobinas de Helmholtz (ahora B es antiparalelo a B_H y el módulo del campo total es $B - B_H$) y se mide T_2 . (El periodo más corto debe corresponder a T_1). Se repiten las medidas para varias intensidades diferentes, se hace la media y se calcula el error. Compárese con el valor obtenido por el método anterior.

Bibliografía

1. F. W. Sears, "Electricidad y Magnetismo", Ed. Aguilar (1963).

Tabla 1. Intensidades y ángulos

(Precisiones: amperímetro, \pm A; círculo graduado, \pm °; $\tan \theta$, \pm)

I (A)	θ_+ (°)	θ_- (°)	$\tan \theta \pm \Delta\theta \text{ rad} / \cos^2 \theta$

Apéndice A

Terrestrial magnetism

(*Electricity and Magnetism*, B. I. Bleaney and B. Bleaney, p. 208, Oxford Clarendon Press, 1963)

It has been known since the sixteenth century that there is a small permanent magnetic field at the surface of the earth. The general nature of this field is similar to that of a uniformly magnetised sphere whose magnetisation is slightly inclined to the axis of rotation. At two points the lines of force are normal to the earth's surface. These are known as the 'magnetic poles'; the north magnetic pole attracts the 'north' pole of a suspended magnet or compass needle, and the latter is more accurately termed the 'north-seeking pole', since it is a pole of opposite sign to the earth's magnetic pole. In general, the magnetic field at any point on the earth's surface makes an angle with the horizontal, known as the angle of dip. The direction of the horizontal component is called the magnetic meridian, and the angle between this and the geographical meridian is the angle of declination. In England the size of the horizontal component is about 0.18 G ($14 \text{ A/m} = 14\mu_0 \text{ T}$), and the angle of dip is 58° .

Although it is a convenient first approximation to think of the earth as a uniformly magnetised sphere, it must be remembered that this implies that the field outside it is just the same as that of a small dipole at the centre, and no immediate deductions can be drawn from the nature of this field about the actual distribution of magnetisation within the earth. The magnetic potential associated with the earth's field can be analysed in a series of spherical harmonics. Apart from small localised distortions due to iron-bearing minerals in the earth's crust, there is a dipole term which has decreased in magnitude by about 5 per cent in the last hundred years, while the quadrupole and higher terms have strong and fairly rapid secular variations with lifetimes less than a hundred years. These latter terms have no constant components and it is believed that all the non-dipole field components would average to zero over a sufficiently long period of time. The variation with time of the field at any one point also contains diurnal variations which are irregular and unpredictable. These are due to solar and lunar perturbations of the ionosphere, and days of great magnetic disturbance can often be related to epochs of maximum sunspots, the intensity showing a similar 11-year cycle.

The origin of the main field is more difficult to account for. A plausible guess of the composition of the interior of the earth may be made by studying the composition of meteorites, the sun, stars, and other planets, and using the data on the density obtained from the velocity of seismic waves through the earth. The latter show that there is a central core, with a radius of $3473 \pm 4 \text{ km}$, which is assumed to be liquid since no transverse seismic waves are transmitted through it. Although this contains much iron, the temperature and pressure are too high for it to be ferromagnetic; it is assumed to consist mostly of liquid silicates of iron, magnesium, and calcium, which have an appreciable electrical conductivity at high temperatures. The present view is that the main part of the earth's field is due to electric current in this core, associated with convective currents caused by radioactive or chemical sources. The mathematics of the process (energy source \rightarrow kinetic energy of fluid \rightarrow electrical energy) has been studied by Elsasser, Bullard, and others, and it seems probable that electrical currents can be maintained in this way. For detailed accounts reference should be made to Chapman and Bartels (1940), and Elsasser (1950, 1955-6).

Measurement of the earth's field

An accurate measurement of the horizontal component H_h of the earth's field can be made by balancing it against the field due to a pair of Helmholtz coils. The coils are placed with their planes vertical, and their axes as nearly as possible parallel to H_h ; a small magnet hangs midway between the coils (where their field is most uniform) by a torsionless suspension. A current is passed through the coils producing a field H ; suppose this makes an angle $(180^\circ - \delta)$ with H_h . Then the total field acting on the magnet has components $H \sin \delta$ and $(H_h \pm H \cos \delta)$

perpendicular and parallel to H_h , and when H is adjusted to make the latter component small, the magnet will set at a large angle from its initial direction. The plane of the coils is then adjusted to reduce this angle (making δ smaller), and the current adjusted until the magnet again swings round; the procedure is repeated until accurate alignment and equality of H and H_h is obtained, when the needle will set in any direction. An accuracy of 1 in 10^4 or better can be obtained by this method; the vertical component can be measured similarly by setting the planes of the Helmholtz coils to be horizontal, and using a magnet pivoted about a horizontal axis parallel to the magnetic meridian. The value of H is found from the geometry of the coils and the current through them.

The disadvantage of this method is that it is extremely tedious, owing to the very slow oscillation and movement of the magnet near the balance point where there is no field acting on it. An alternative method of finding the null is to replace the magnet by a small coil, with a core of high permeability alloy to increase its magnetic moment when a current flows. Alternating current is passed through the coil of a period just equal to the natural period of oscillation due to the restoring torque of the coil suspension. When the external field has a component in the plane normal to the axis of suspension, an alternating couple acts on the coil and, by resonance, its amplitude of vibration becomes large (this is the principle of the vibration galvanometer). Vibration ceases when the net external field is reduced to zero by adjustment of the current in and the orientation of the Helmholtz coils.

The angle of dip can be found by means of the dip circle, consisting of a small magnetic needle pivoted about a horizontal axis whose direction is adjusted to be normal to the magnetic meridian; the needle sets along the direction of the resultant earth's field and the angle of dip is read directly. A more accurate method is to use an earth inductor, consisting of a large plane coil connected to a ballistic galvanometer. If it is turned quickly through 180° , the flux change is $2B_a nA$, where B_a is the induction component parallel to the initial and final direction of the axis of the coil. The flux change is measured by the ballistic galvanometer, and the ratio of the vertical and horizontal components of the earth's field can be found immediately, giving the tangent of the angle of dip. A more accurate null method is to incline the axis of the coil in the plane of the magnetic meridian until no deflexion of the ballistic galvanometer is obtained on rotation through 180° . The axis is then normal to the earth's field, and the angle of dip can be found to one-tenth of a minute of arc. If the number of turns n and the area A of the coil are known, and the ballistic galvanometer is calibrated, the earth inductor can be used to measure the vertical and horizontal components of the earth's field. It is quicker and simpler to use than the Helmholtz coil method, though not as accurate.