

IMÁGENES ELECTROMAGNÉTICAS DEL INTERIOR DE LA TIERRA: PARTE V

Enrique Gómez Treviño
CICESE, Ensenada, Baja California, México

- Parte I:** Geos, 1996, Vol. 16, No. 3, 152-154.
Parte II: Geos, 1997, Vol. 17, No. 2, 104-106.
Parte III: Geos, 1997, Vol. 17, No. 3, 172-176.
Parte IV: Geos, 1998, Vol. 18, No. 1, 24-30.

Parte V.

Ya estamos en la sección de mediciones. Hasta el momento hemos analizado todos los aspectos que intervienen en la realización de una medición de resistividad por corriente directa, revisamos los efectos de todos los elementos que intervienen en la toma de una medición y concluimos que el valor de 15.4 mV que utilizamos como ejemplo, depende solamente de las separaciones relativas de los cuatro electrodos y de la distribución de resistividades en el subsuelo. No son relevantes los valores del voltaje y la corriente de la fuente, ni las dimensiones de los cables o la forma que toman al tenderlos en el suelo, como tampoco influyen las dimensiones de las varillas ni la parte de las mismas que se clava en el suelo. Para realizar una medición se requieren todos estos elementos y para caracterizar cada uno de estos elementos se requiere utilizar una o más variables, por lo que en principio el valor de 15.4 mV depende de un gran número de variables. Mencionamos que la reducción de tantas variables a sólo dos no es cuestión de suerte y que tampoco se trata de un regalo de la naturaleza, más bien es el producto de un diseño muy cuidadoso para alcanzar el objetivo deseado. El dispositivo común de cuatro electrodos para medir resistividad parece tan natural, que hasta llega a pensarse que su utilización se deriva directamente de las leyes de los circuitos eléctricos. Nada más lejos de la verdad, ya que lo que sugiere nuestra experiencia con circuitos en el laboratorio es el uso de dispositivos de dos electrodos. Discutimos sobre la improcedencia de utilizar este arreglo en medios tridimensionales y sobre cómo el uso de cuatro electrodos elimina muchas de las dificultades.

En la eliminación de variables llegamos al extremo de intentar la reducción del efecto de las separaciones entre los electrodos. Para esto, lo que hicimos fue normalizar la medición con respecto al voltaje correspondiente a una tierra homogénea, con lo que se logra, hasta cierto punto, hacer que la medición dependa solamente de la distribución de resistividades en el subsuelo. El efecto de la posición de los electrodos sigue estando presente ya que la medición seguirá dependiendo de la distribución de corriente en el subsuelo, la que estará necesariamente ligada a la posición de los electrodos de corriente. La localización de los electrodos de potencial también sigue presente, ya que el valor particular de voltaje corresponde a la vecindad donde se encuentran los electrodos y en donde la distribución de resistividades tiene alguna característica particular.

Nuestro valor original de voltaje de 15.4 mV terminó como 302 Ohm-m para la medición normalizada, lo que significa que si el terreno donde se implantaron los electrodos es homogéneo, entonces su resistividad tiene un valor de 302 Ohm-m. Si el terreno no es homogéneo, entonces este valor representa un promedio espacial de la distribución de resistividad del subsuelo. Diferentes partes del subsuelo contribuirán de diferente manera a este promedio. Esto lo podemos intuir simplemente reflexionando sobre el efecto que tendría en el valor de 302 Ohm-m la presencia de una caverna a determinada profundidad y luego a una profundidad dos veces mayor. De hecho, aún para un terreno homogéneo el valor de 302 Ohm-m representa un promedio ponderado de la resistividad de las diferentes partes del terreno. En este caso, como la resistividad es la misma para las diferentes partes, el promedio resultante es necesariamente igual a los valores promediados. En términos generales, ¿Cuál es la importancia relativa de las diferentes partes del subsuelo en relación con la posición de los electrodos?, o en términos matemáticos: ¿Cómo es la función con la que hay que ponderar la distribución de resistividad para simular matemáticamente una medición? Este aspecto lo trataremos en otra ocasión, en donde incluiremos la importancia relativa de las diferentes partes del terreno para otros tres tipos de medición.

En el presente número nos ocuparemos de una de las otras formas de realizar mediciones para determinar la resistividad de una tierra homogénea. Nos concentraremos en modalidades basadas en el fenómeno de inducción electromagnética. En general, a cada tipo de medición le corresponderá una manera distinta de ponderar la distribución de resistividad del subsuelo. En un terreno homogéneo los diferentes tipos darán el mismo valor de resistividad, el cual no debe ser otro que el valor mismo de la resistividad del terreno. Sin embargo, si el terreno no es homogéneo, con los diferentes métodos se obtendrán necesariamente promedios diferentes, ya que cada uno enfatizará el efecto de partes diferentes del subsuelo. Generalmente los diferentes métodos se complementan entre sí, de tal manera que en muchas ocasiones lo más conveniente es realizar levantamientos de campo con más de una técnica de medición.

7.2. MEDICIONES MAGNETOTELÚRICAS

7.2.1. ILUMINACIÓN DESDE LO ALTO

Vimos en la sección anterior que para realizar las mediciones de resistividad con corriente directa se requiere de un circuito de emisión para inyectar corriente al subsuelo. En el caso de las mediciones magnetotelúricas no se necesita hacer que circule artificialmente corriente en la tierra. Se utilizan

con el mismo fin corrientes eléctricas naturales que circulan por toda la tierra, cuyo origen es extraterrestre en el mismo sentido que la luz natural tiene un origen externo. En una de las secciones anteriores mencionamos que el Sol no emite radiaciones importantes con longitudes de onda del orden de kilómetros, que sean capaces de penetrar en la tierra hasta profundidades de interés en la exploración del subsuelo. Sin embargo, a través de una coincidencia fortuita, es el mismo Sol el encargado de iluminar también el interior de la tierra. El Sol emite partículas cargadas como protones y electrones que, aunque raras veces llegan a la superficie de la tierra, forman corrientes fluctuantes en las altas capas de la atmósfera. Estas corrientes actúan como antenas transmisoras de ondas electromagnéticas con periodos que van desde un segundo hasta varios meses. Sus efectos se manifiestan a través del fenómeno de inducción electromagnética, debido a que el campo magnético que generan varía en el tiempo de acuerdo a las fluctuaciones y cambios de dirección de las partículas cargadas. Las fluctuaciones del campo magnético que alcanza a la tierra produce corrientes eléctricas en el subsuelo, conocidas como corrientes telúricas, que también fluctúan con los mismos periodos que las corrientes que circulan en las altas capas de la atmósfera. Se trata del mismo efecto a distancia que utilizamos para la comunicación inalámbrica y que permite la existencia de la radio y la televisión. Incluso, algunas de las interferencias que se observan en estos y otros medios de comunicación se deben al efecto indirecto de las corrientes de la atmósfera. En la tierra también circulan corrientes naturales que fluctúan con periodos menores de un segundo y que son útiles en la exploración del subsuelo. El origen de estas corrientes de alta frecuencia se encuentra en los familiares rayos o descargas eléctricas que no dejan de producirse en algún lugar del planeta.

7.2.2. VOLTAJES CAPRICHOSOS

Procedamos ahora a hacer uso de las *corrientes telúricas*. Por lo pronto dispongámonos a realizar una medición telúrica sobre la superficie de la tierra. Las dos cantidades básicas que caracterizan a los fenómenos electromagnéticos son el campo eléctrico y el campo magnético. Midamos primero el campo eléctrico. El modo más práctico de estimar el campo eléctrico asociado con las corrientes telúricas es utilizando un par de varillas metálicas o de electrodos impolarizables implantados en el suelo. Conectando los electrodos a un voltímetro mediante cables del mismo tipo que los utilizados en el caso de corriente directa, estaremos en posición de registrar las variaciones temporales de las corrientes telúricas. Veamos las cosas por partes: Se trata de registrar variaciones temporales de voltaje, por lo que el voltímetro que utilizaremos, si es digital, deberá de ser capaz de realizar una medición con rapidez suficiente antes de que las corrientes cambien demasiado y además, debe de realizar un muestreo lo suficientemente denso para captar las variaciones de interés. Si el voltímetro es analógico, como por ejemplo un graficador de aguja con papel móvil, deberá responder con la rapidez necesaria para no distorsionar la señal. Los equipos digitales actuales son capaces de tomar muchas muestras por segundo por lo que generalmente no son una

limitante para los estudios magnetotelúricos. Otro aspecto que debemos analizar es la relación entre el campo eléctrico que deseamos medir y lo que en realidad estamos midiendo. Es necesario hacer estas consideraciones porque el dispositivo que se utiliza no es un aparato de laboratorio, al que simplemente se le oprime un botón y de inmediato aparece el valor del campo eléctrico. Lo que tenemos son dos electrodos enterrados a cierta distancia y un cable tendido en el suelo que los conecta a un aparato para medir voltaje. ¿Qué tiene que ver este voltaje con el campo eléctrico en la tierra?

En una de las secciones anteriores tratamos sobre la medición de campos eléctricos. Veamos una aplicación concreta en el caso de mediciones magnetotelúricas al suponer que el voltímetro contiene un filtro que deja pasar solamente variaciones que tengan un periodo de un segundo, atenuando las señales de periodos mayores y menores a este valor y después veremos el caso que incluye todos los periodos que contenga la señal. Supongamos también que los electrodos están separados una distancia de 100 m y que el cable que los conecta al voltímetro está tendido en el suelo de cualquier manera y que el muestreo de la señal se realiza muchas veces por segundo, de tal forma que podamos apreciar a través de uno o más segundos de registro, que la variación de pico a pico de la señal es de 4 mV. La lectura del voltímetro en cualquier momento es el producto numérico de la diminuta corriente que circula por el circuito de medición, el cual incluye a la tierra y la resistencia total del circuito. Como mencionamos anteriormente, este valor de voltaje representa el efecto integrado del campo eléctrico a lo largo de la trayectoria que describe el cable. Es muy importante enfatizar que lo anterior se refiere al campo eléctrico dentro de la tierra, inmediatamente debajo del cable y no al campo eléctrico dentro del cable. El campo dentro del cable es muy pequeño en comparación con su valor en la tierra debido a la alta conductividad eléctrica del cobre.

7.2.3. ¡INGENIERO, AL "CHUY" LE QUEDÓ EL CABLE CHUECO!

La lectura del voltímetro representa el efecto integrado del campo en la tierra a lo largo de la trayectoria que describe el cable, por lo que si dividimos la lectura por la longitud del cable obtendremos el valor promedio del campo a lo largo de dicha trayectoria. ¿Es ésto lo que estamos buscando? Realmente no, más bien lo que queremos estimar es el campo eléctrico en alguna dirección determinada. Por lo tanto, el cable deberá tenderse en el suelo en línea recta de electrodo a electrodo para captar el efecto integrado del campo en esa dirección. Vale la pena hacer una aclaración sobre la trayectoria que debe seguir el cable al ser tendido en la tierra, ya que sobre este aspecto existen muchos malentendidos. En principio, si deseamos conocer la componente del campo a lo largo de la línea definida por los electrodos no existe otra alternativa, debemos tender el cable en línea recta. Sin embargo, en algunos casos es posible pasar por alto este requerimiento. Por ejemplo, cuando se trata de flujos de corriente directa, se sabe que el efecto integrado del campo entre dos puntos cualesquiera no depende de la

trayectoria que se elija para llegar de un punto a otro. Por lo tanto, se obtendrá el mismo resultado si el cable se tiende en cualquier otra forma. En el presente caso de corrientes que varían con el tiempo se sabe que el efecto integrado depende de la trayectoria, por lo que hay que tener cuidado y considerar cada aplicación por separado. Generalmente pueden existir errores significativos cuando la longitud de onda es del orden de la longitud del cable. Afortunadamente esto sucede raras veces en el campo, por lo que también en este caso podemos pasar por alto el requerimiento de un cable recto entre los electrodos. Todo se soluciona volviendo a las razones físicas y matemáticas que originaron dicha práctica. Ahora bien, si el campo dentro de la tierra no varía a lo largo del cable, basta con dividir la lectura del voltímetro por la separación entre los electrodos para obtener el valor de la componente del campo eléctrico en la dirección del cable. Si por el contrario el campo varía a lo largo del cable, entonces lo que obtenemos como resultado es el promedio de la componente en la misma dirección.

7.2.4. SOBREVOLANDO EL RÍO DE LA TEORÍA

En el ejemplo que estamos considerando tenemos que el campo eléctrico de pico a pico es de $4.0 \times 10^{-5} \text{ V/m}$. Veamos ahora la relación que tiene este valor con la resistividad de una tierra homogénea. Para esto es necesario recurrir a las ecuaciones de Maxwell que relacionan los campos con las propiedades físicas de los materiales. Nos interesa la relación que existe entre el campo eléctrico en la superficie de la tierra y la resistividad eléctrica cuando se hace incidir desde arriba una onda electromagnética plana. No haremos aquí el ejercicio matemático de resolver esta cuestión, pero estamos obligados a resumirla de alguna manera pues el camino para comprender el método magnetotelúrico, así como cualquier otro método geofísico, necesariamente pasa por el río de la teoría. El río hay que cruzarlo nadando, en lancha, por un puente o incluso volando. Aquí lo pasaremos volando. Nos limitaremos a enunciar la relación y a explicar su significado. La relación se resume en la fórmula $E = Ik(\omega\rho)^{1/2}$. En esta fórmula E representa la amplitud de la oscilación, I es la amplitud de las corrientes en las altas capas de la atmósfera, k es simplemente una constante que depende de las propiedades del aire, $\omega = 2\pi/T$, donde T es el periodo de la oscilación y ρ es la resistividad de la tierra, la cual estamos suponiendo que es homogénea.

Recordemos que el campo eléctrico varía con el tiempo por lo que en realidad no tiene un valor único. Hemos supuesto que tiene una variación de periodo igual a un segundo. Implícitamente estamos también suponiendo que la variación en el tiempo tiene la forma de un seno o un coseno. La razón para esto último ya la habíamos mencionado en una sección anterior, pero vale la pena recordarla en el presente ejemplo. La razón es que los campos con variaciones que tienen la forma de senos y cosenos son los únicos que conservan su forma en sus interacciones con la materia. Esto es, que conservan la forma de senos y cosenos. Lo que resulta de las interacciones son cambios en las amplitudes de las variaciones y simples retrasos en la señal, por lo que si en las altas capas de la atmósfera las

corrientes oscilan en la forma de un seno o un coseno, las corrientes en la tierra también oscilarán de la misma forma. Con sólo conocer la amplitud y el retraso de la señal en la superficie de la tierra y conociendo, la oscilación sabremos como varía el campo con el tiempo. Si las corrientes en la atmósfera varían de cualesquier otra forma, por muy especial que sea, entonces las corrientes en la tierra se encargan de cambiar esta forma y las cosas se complican. Resulta entonces muy difícil predecir la variación del campo en la superficie de la tierra y por esta razón se suponen variaciones en la forma de senos y cosenos. Bajo esta suposición se deriva la fórmula para el campo eléctrico apuntada más arriba. Señalamos que en la fórmula E representa la amplitud de la oscilación. Este valor equivale a la mitad de la variación de pico a pico de la oscilación y entonces tenemos que la amplitud del campo para nuestra medición de un segundo de periodo es de $2.0 \times 10^{-5} \text{ V/m}$.

7.2.5. LAS CONTRIBUCIONES DE UN SOLDADO DE NAPOLEÓN

Es importante aclarar que en realidad no sabemos como se comportan las corrientes en las altas capas de la atmósfera y que tampoco podemos esperar que varíen en la forma de senos y cosenos. Por lo tanto, si dejáramos las cosas así, sin mayor explicación, lo que apuntamos en el párrafo anterior tendría solamente interés académico y sería muy difícil llevarlo a la práctica. No podríamos utilizar la fórmula que relaciona la medición del campo eléctrico con la resistividad de la tierra. El campo eléctrico en la superficie de la tierra en realidad varía en una forma bastante caprichosa, que en nada se parece a la de un seno o un coseno. Su gráfica se parece más al perfil topográfico de una zona montañosa, con sus cambios de pendiente, sus valles internos y desfiladeros, que a la suave topografía de un desierto con sus dunas formadas por el viento. Afortunadamente para nosotros —y para toda la ciencia en general— en el siglo pasado un soldado de Napoleón de apellido Fourier descubrió que cualquier gráfica o función se puede representar como una suma de senos y cosenos. La clave consiste en encontrar las amplitudes y los retrasos de los senos y los cosenos para muchos periodos de oscilación. A cada periodo le corresponde una amplitud y un retraso, con el resultado de que realizando la suma para todos los periodos se obtiene la gráfica o función original, por caprichosa o complicada que sea. Lo relevante para nuestro problema es que la amplitud que corresponde al periodo de un segundo en la suma mencionada, es precisamente la que corresponde a nuestra medición. Generalmente este proceso de encontrar las amplitudes y retrasos para los diferentes periodos se realiza numéricamente en el campo utilizando una computadora portátil. El resultado es el mismo si a la señal del voltímetro, el cual responde a todos los periodos, se le coloca un filtro que deje pasar solamente variaciones de periodo igual a un segundo. Los trabajos teóricos de Fourier en el siglo pasado justifican esta descomposición de funciones complicadas en términos de las funciones seno y coseno. Una de las consecuencias de esta descomposición es que le dan sentido práctico a cualquier análisis teórico basado en suposiciones como la de que las corrientes en las altas capas de la atmósfera oscilan en la misma forma que un seno o un coseno.

7.2.6. EL MAGNETO EN MAGNETO-TELÚRICO

Ahora estamos en posición de utilizar la fórmula $E = Ik(\omega\rho)^{1/2}$ para una variación senoidal sin ningún remordimiento de conciencia. Las variaciones senoidales existen pero nadie las ve porque se enredan unas con otras, Fourier nos enseñó a desenredarlas. Sólo nos resta para conocer la resistividad de la tierra que despejemos ρ de la fórmula. El resultado es $\rho = E^2 / (\omega^2 I^2 k^2)$. Sabemos que $E = 2.0 \times 10^{-5} \text{ V/m}$ y también sabemos que $\omega = 2\pi / T$ por lo que, para el periodo $T = 1 \text{ s}$ que estamos considerando, $\omega = 2\pi$. Mencionamos que la constante k depende de las propiedades electromagnéticas del aire y saber su valor no representa ningún problema pues k se puede encontrar en cualquier tabla de constantes físicas. Lo que sí representa un verdadero problema es I , la amplitud de las corrientes en la atmósfera que oscilan con periodos de un segundo. ¿Cómo vamos a saber cuanto vale I ? Existe una variedad de científicos de la tierra que se dedican a estudiar estas corrientes quienes posiblemente nos podrían decir el valor de I en el momento de nuestra medición. Probablemente nos pedirían que les comprásemos algún equipo, el cual resultaría por lo menos tan caro como el necesario para las mediciones magnetotelúricas. Adicionalmente, sería preciso que tomaran sus mediciones en el mismo lugar y a la misma hora en que nosotros tomáramos nuestra medición de campo eléctrico. O sea, que tendríamos que llevarlos con nosotros al campo. No, definitivamente no se puede. Es demasiado complicado y por lo mismo tal vez ni resulte. Lo mejor será abandonar nuestra idea de realizar mediciones de la resistividad de la tierra mediante el uso de estas corrientes que además ni conocemos. Todo ha sido inútil, al menos que... Al menos que alguna de las otras componentes del campo electromagnético nos permita estimar el valor de I . Después de todo, el campo electromagnético tiene otras cinco componentes ¿Porqué no intentarlo? Alguien lo hizo hace casi 50 años y encontró, después de algunas aproximaciones, que la componente horizontal del campo magnético— la componente perpendicular al cable— no depende de la resistividad de la tierra y además es proporcional a I . La relación que encontró es $B = Ih$, donde B es la componente del campo magnético perpendicular al cable y h representa el valor de una de las propiedades físicas conocidas del aire. Así las cosas, el asunto se resolvió de la manera más simple posible, mediante la medición simultánea de una de las componentes del campo magnético. A propósito, de aquí viene lo de *magneto en magneto-telúrico*.

7.2.7. LA FÓRMULA PROMETIDA

Llegamos por fin a la fórmula prometida: $\rho = \omega^{-1} (h^2 / k^2) (E^2 / B^2)$, donde $h^2 / k^2 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ H/m}$. Conocemos el valor de todas las variables excepto el de B . Para medir esta componente del campo magnético se utiliza una bobina formada por muchas espiras circulares de cable, a lo largo de cuyo eje generalmente se coloca algún tipo de material magnético para amplificar el efecto del campo. En la práctica las bobinas para mediciones magnetotelúricas generalmente tienen un metro de largo y un diámetro de 10 cm. El eje de la bobina se alinea en la dirección de la componente que se desea medir. Según la ley de Faraday,

sólo la componente del campo a lo largo del eje producirá corriente en las espiras. Esta corriente, por lo general diminuta para no modificar el campo presente, pasará finalmente por una gran resistencia colocada dentro de un voltímetro y en la carátula del voltímetro aparecerá un valor de voltaje. Este voltaje es una medida del campo magnético. La relación entre ambas cantidades está dada como $V = C\omega B$, donde C es una constante que depende, entre otras cosas, del número de espiras y del área de cada una de ellas. Generalmente el efecto de esta constante y de la frecuencia $\omega = 2\pi / T$ se compensa internamente de alguna forma para que el voltaje refleje directamente el valor del campo magnético. Típicamente, las bobinas se calibran tal que $1 \text{ gamma} = 100 \text{ mV}$. Lo único que hay que recordar es que $1 \text{ gamma} = 10^{-9} \text{ Teslas}$ y que debemos utilizar estas últimas unidades en nuestra fórmula con el fin de que las unidades de campo magnético estén en el sistema MKS. Supongamos que en nuestro ejemplo se obtuvo un voltaje de pico a pico en la bobina de 400 mV, lo cual equivale a 4 *gammas* pico a pico o a 2 *gammas* de amplitud para la variación del campo magnético. Sustituyendo las diferentes variables en la fórmula para ρ obtenemos un valor de resistividad de 10 Ohm-m.

7.2.8. EL VOLUMEN AFECTADO

Hemos llegado por fin a nuestro objetivo. Después de muchas suposiciones, consideraciones, explicaciones y cálculos, podemos estar orgullosos del fruto de nuestro trabajo: 10 Ohm-m ¡Vaya premio, un simple valorcito! Y sin embargo, se trata de un gran resultado. No tanto el valor en sí, sino el hecho de que pueda obtenerse de la manera en que se hizo. Miles de estas mediciones realizadas para diferentes periodos y en lugares estratégicos representan la materia prima para obtener imágenes de las profundidades. Ya llegaremos a esto en algún número posterior. Por lo pronto, preguntémonos por el volumen de tierra que afecta a nuestra medición. Hemos supuesto que la tierra es homogénea y que no tiene límites tanto horizontal como verticalmente. Sin embargo, podemos intuir que más allá de cierta profundidad, la resistividad podría cambiar arbitrariamente sin que nuestra medición se afecte sensiblemente. De hecho las cosas son así. El campo eléctrico al penetrar en la tierra induce corrientes eléctricas que tienden a disiparse a medida que profundizan. La profundidad efectiva a la que llegan depende de la resistividad y del periodo y se expresa como $\delta = 500 (\rho T)^{1/2}$ en unidades de metros. Esto implica para nuestro ejemplo una profundidad máxima de un poco más 1500 m. Generalmente se utiliza este mismo número para limitar la influencia de variaciones laterales. Podemos afirmar que nuestra medición está afectada por el volumen de tierra contenido en una esfera de 1500 m de radio y con centro en el lugar de medición. Una de las principales ventajas del método magnetotelúrico sobre otros métodos consiste en su capacidad de aumentar la profundidad de penetración con sólo aumentar el periodo. Si se desean explorar los primeros metros de profundidad, basta con seleccionar oscilaciones de periodo suficientemente pequeño. Este es uno de los principales atractivos del método magnetotelúrico, junto con el hecho de que no se requieren fuentes artificiales, ya que se utilizan las corrientes naturales que circulan en la tierra.