

UNIVERSIDAD NACIONAL DE TUCUMAN

**FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y TECNOLOGÍA
DEPARTAMENTO DE GEODESIA Y TOPOGRAFÍA**

CATEDRA DE GEOFÍSICA

APUNTES DE

PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA

**PARA ALUMNOS DE GEOLOGÍA
DE LA FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES
DE LA UNIVERSIDAD NACIONAL DE TUCUMAN**

Prof. Ing. Luis A. Estrada

Año 2012

INTRODUCCIÓN

El principio en el que se basa este método consiste en interpretar los distintos materiales del subsuelo, a partir de las variaciones de la **resistividad** al paso de la corriente eléctrica. Y según la corriente sea generada y aplicada al suelo o provenga de fuentes existentes, habrá dos categorías de métodos: los de **Corrientes Artificiales** y los de **Corrientes Naturales**. A su vez, según el tipo de corriente que circule por el suelo, los métodos se subdividen en los de **Corriente Continua** y los de **Corriente Alterna**. Sobre esta base, los agrupamos de la siguiente manera:

METODOS GEOELECTRICOS		
CORRIENTES	NATURALES	ARTIFICIALES
CONTINUA	Potencial Espontáneo	Equipotenciales Resistividades (SEV-Calicatas) Polarización Inducida Temporal
ALTERNA	Corrientes Telúricas Corrientes Telúricas Magnetotelúrica AFMAG	Inclinación de Campo - VLF GPR (Geo-Radar) - Turam Del Compensador - Slingram Polarización Inducida

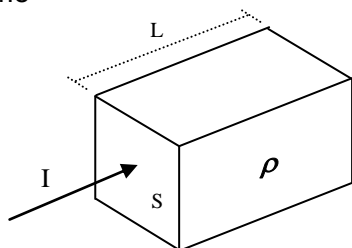
Las corrientes artificiales son provistas por generadores tipo baterías o por pequeños motores a combustión, que convierten la rotación en una corriente continua o alterna. Las corrientes naturales continuas tienen su origen en el fenómeno químico de Oxidación-Reducción y las alternas en la oscilación del campo magnético de la Tierra.

Si bien hubo experiencias de mediciones en el año 1830, puede considerarse como el inicio de las exploraciones geoeléctricas recién en 1930 por parte del francés Schlumberger y el norteamericano Wenner. Desde esa fecha han venido mejorándose las técnicas y el instrumental, hasta lograrse una sólida base teórica que permitió desarrollar sofisticados programas de computadoras para interpretar los resultados.

El método geoeléctrico es probablemente el más utilizado para investigaciones a poca profundidad y muy especialmente para la búsqueda de napas freáticas o reservorios de agua.

PROPIEDADES ELECTRICAS DE LAS ROCAS

La **Resistividad** es la propiedad más importante. Se define como la resistencia medida en Ohmios entre dos caras opuestas de un cubo de material con dimensiones unitarias. Si llamamos **R** a la resistencia, **L** a la longitud y **S** al área de las caras, la **Resistividad** ρ viene dada como



$$\rho = RS/L$$

La unidad para ρ es el **Ohmio-metro (Ωm)**.

La ley fundamental en que se basa toda la geoeléctrica es la **Ley de Ohm**, mediante la cual se relaciona el **Potencial Eléctrico V** (Tensión o Voltaje) con la **Intensidad de Corriente I** y la **Resistencia R** del medio por el cual circula la corriente.

$$V = IR$$

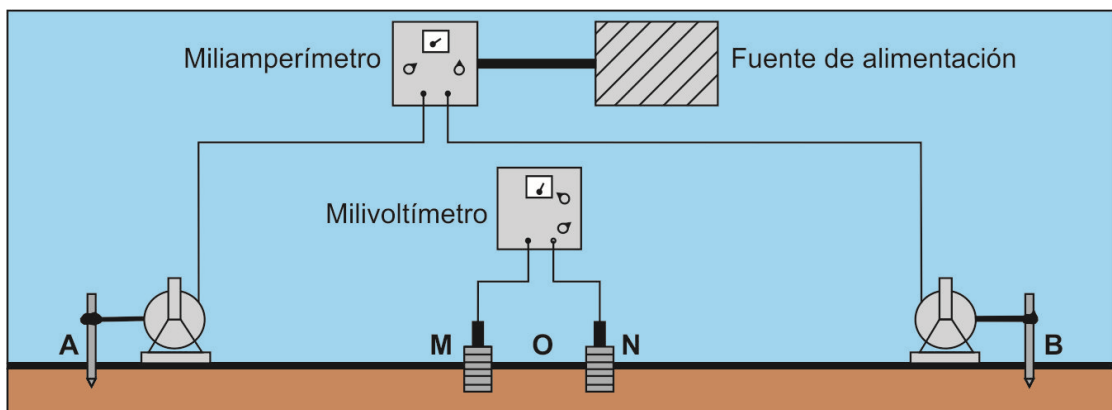
La **Conductividad** es la inversa de la Resistividad. Se distinguen dos clases de conductividad: La **metálica o electrónica**, que es la que tienen todos los materiales metálicos que pueden transportar electrones, como la Pirita, la Galena, el Sulfuro de Cobre, la magnetita, etc. La **electrolítica** es la que se presenta en minerales y rocas aislantes (arenas cuarzosas o areniscas) que conducen la electricidad a través del **agua de impregnación** que llena los poros. En este caso la corriente se da por circulación de iones, y la conductividad es función de la cantidad de agua y de sales ionizadas disueltas en ella. Concretamente, dependerá de los siguientes factores:

- 1) De la proporción en volumen de huecos o Factor de Porosidad;
- 2) De la disposición geométrica de los poros o Factor de Formación;
- 3) De la proporción en que los poros están llenos de agua o Factor de Saturación, y
- 4) De la resistividad del agua que contiene, dependiente a su vez de las sales disueltas.

La **Isotropía** es la propiedad de los cuerpos de que alguna magnitud física, por ejemplo la conductividad, sea la misma en todas las direcciones. La **anisotropía** es lo opuesto, es decir que las propiedades varíen según la dirección. El Grafito es un ejemplo de material anisótropo.

A los fines geofísicos, encontraremos **macroisotropía** y **macroanisotropía**. Esto es que, suelos anisótropos pueden en conjunto tener isotropía y suelos isotrópicos pueden tener macroanisotropía al estar dispuestos en capas como consecuencia de su formación geológica.

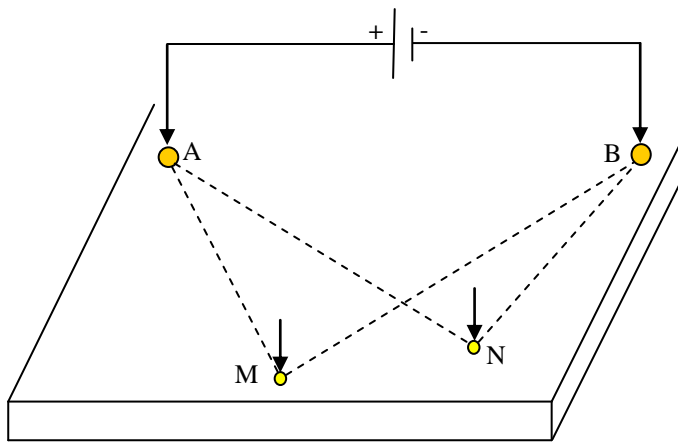
El **equipo de campo** más usado está diseñado para corrientes continuas artificiales. La corriente generada por una batería se transmite a través de **cables aislados** dispuestos sobre el suelo, y en sus extremos se conectan a **electrodos** (varillas de cobre o acero) que se clavan para cerrar el circuito eléctrico. Con otros dos electrodos independientes se mide la tensión resultante a través de un voltímetro.



Veamos ahora como se distribuye la corriente en el suelo. Primeramente consideremos un electrodo puntual desde el cual sale la corriente. Si el suelo es homogéneo e isotrópico el flujo o la densidad de corriente es la misma en todas las direcciones, por lo tanto asumimos que la corriente fluye radialmente en todas las direcciones, tal como se propagan los rayos sísmicos. A una determinada distancia r tendremos una media esfera de ese radio, porque la otra mitad es el aire que es aislante. Entonces el área atravesada por las líneas de corriente será la de la media esfera, es decir $4\pi r^2/2 = 2\pi r^2$. Como la longitud desde la fuente a un punto cualquiera de la media esfera es $L = r$, aplicando la Ley de Ohm tendremos:

$$V = IR \quad \text{con} \quad R = \rho L/S \quad \text{y} \quad S = 2\pi r^2, \quad \text{entonces} \quad V = I\rho/2\pi r$$

Pero este análisis fue realizado considerando un electrodo puntual. Para que circule la corriente necesitamos cerrar un circuito, es decir que la corriente sea introducida en un punto **A** mediante un **electrodo de corriente**, circule por el material y salga por otro electrodo en el punto **B**. Como el voltímetro mide diferencia de tensión o de potencial, necesitamos conectarlo en dos puntos **M** y **N** mediante dos **electrodos de potencial**.



$$V_M^A = I\rho / (2\pi AM) \quad \text{y} \quad V_M^B = I\rho / (2\pi BM)$$

$$V_N^A = I\rho / (2\pi AN) \quad \text{y} \quad V_N^B = I\rho / (2\pi BN)$$

$$V_M = V_M^A - V_M^B$$

$$V_N = V_N^A - V_N^B$$

$$V_M = I\rho / 2\pi(1/AM - 1/BM)$$

$$V_N = I\rho / 2\pi(1/AN - 1/BN)$$

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)$$

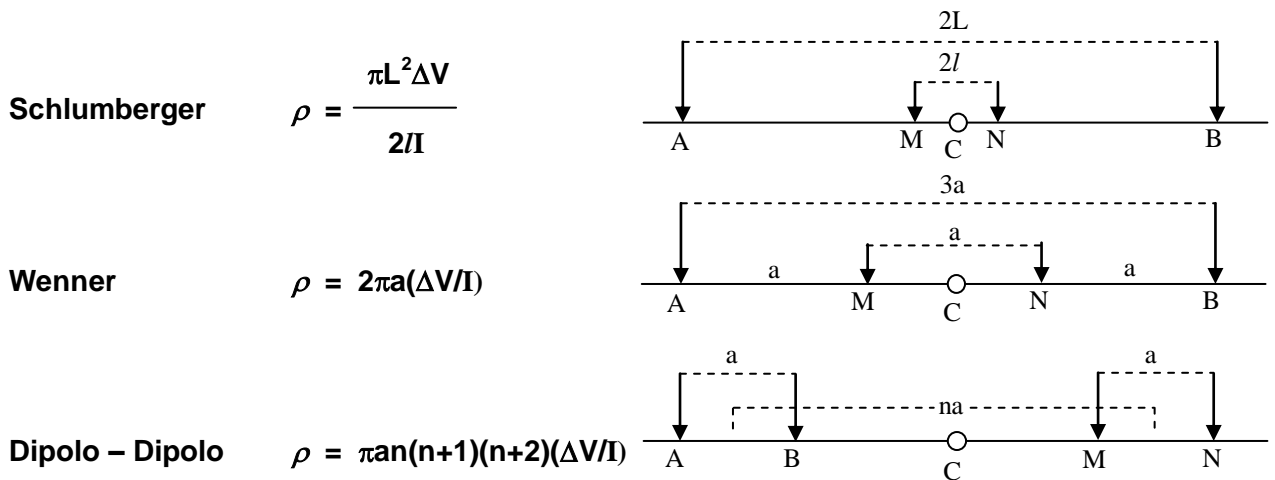
Es decir que midiendo I con un amperímetro y ΔV con un voltímetro, además de conocida la posición de los puntos **A**, **B**, **M** y **N**, podremos determinar el valor de la resistividad ρ . Por lo tanto,

$$\rho = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)} \frac{\Delta V}{I}$$

o simplemente

$$\rho = k \frac{\Delta V}{I}$$

k es conocida como la **constante electródica** y depende de la configuración de los electrodos. Existen distintos tipos de arreglos o disposiciones electródicas diseñadas y con un k diferente:

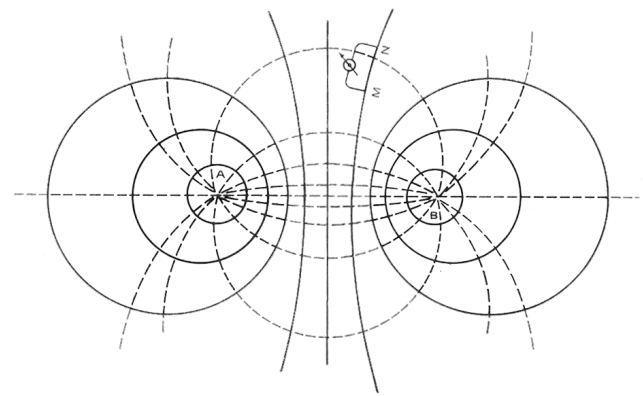
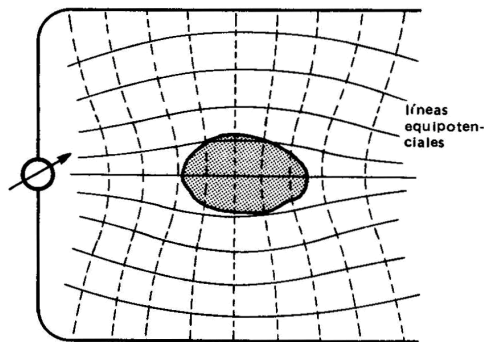
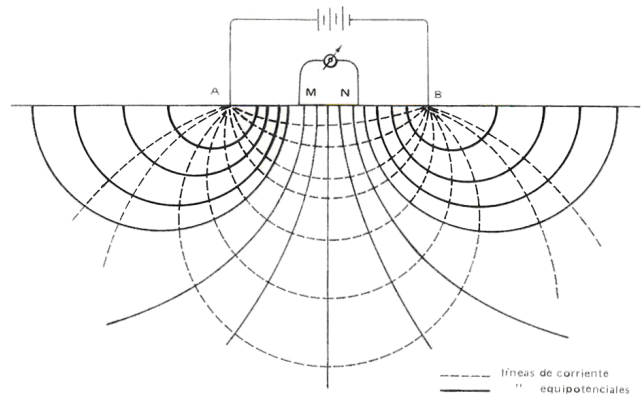


Lee utiliza la misma configuración de Wenner introduciendo un tercer electrodo **O** en el centro **C** de **MN**, con dos voltímetros para medir ΔV_1 y ΔV_2 entre **MO** y **NO**, haciendo $MO = NO = a/2$, con lo que la constante $k = 6\pi a$.

Teóricamente, la resistividad que se obtiene es la del material entre **A** y **B** hasta una profundidad $AB/2$, ya que consideramos una media esfera de ese radio. Pero en la práctica, por las inhomogeneidades del subsuelo, la profundidad efectiva es la mitad ($AB/4$), siempre que no exista un estrato muy buen conductor que absorba toda la corriente y no permita que pase más abajo.

MÉTODO DE LAS EQUIPOTENCIALES

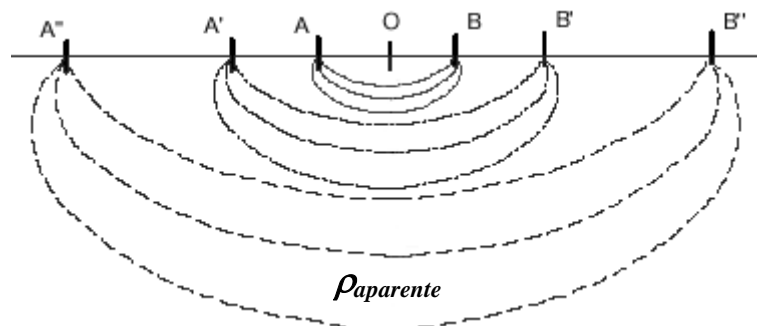
Es el método geoelectrico más simple. Consiste sencillamente en introducir la corriente por dos electrodos y buscar las diferentes curvas equipotenciales, es decir aquellas líneas con el mismo valor de diferencia de potencial. Al cartografiarlas se detecta si hay anomalía conductora o aisladora porque las líneas no tienen su forma teórica como se muestra en la figura. Debido a que las líneas equipotenciales son curvas, en la práctica suele simplificarse la interpretación utilizando electrodos lineales. Esto implica utilizar cables desnudos exténdidos en forma paralela sobre el suelo y firmemente asegurados al suelo para lograr el contacto lineal.



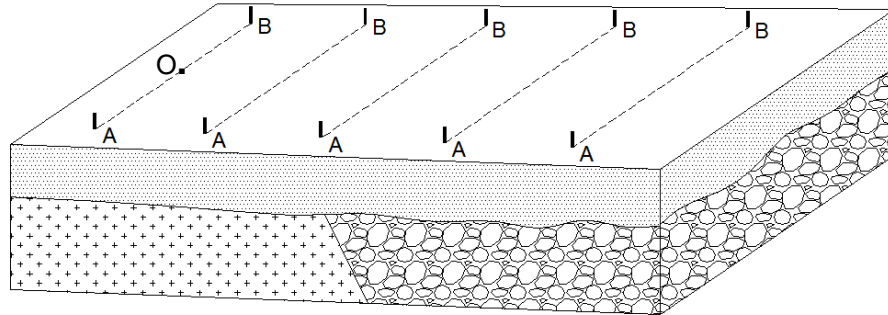
Líneas de corriente y equipotenciales.

METODO DE RESISTIVIDAD

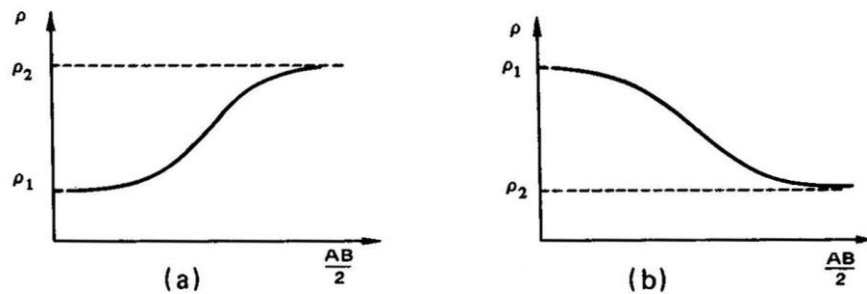
Es el método más usado de la geoelectrica, el que se presenta para su interpretación en dos modalidades: **Sondeos Eléctricos Verticales (SEV)** y **Calicatas**, según el propósito geológico. Los sondeos verticales consisten en determinar la variación de la resistividad con la profundidad en un punto O ubicado en el centro de **AB**. Esto se logra ampliando la separación de los electrodos de corriente **AB** hasta seis veces desde dicho centro, de modo que la corriente penetre cada vez a mayor profundidad. Los sucesivos valores de ρ determinados corresponden a distintas profundidades, siempre bajo el punto central. Esto se realiza manteniendo fijos los de potencial **MN**, pero cuando la tensión en el voltímetro es muy pequeña por la distancia a los electrodos de corriente, se expanden los **MN** y se realizan dos mediciones con las dos últimas posiciones de los **AB**, para asegurar el ensamble de todos los tramos.



Las calicatas cartografían el subsuelo determinando la resistividad a una profundidad constante. Para ello se recorre la zona de investigación con el arreglo eléctrico fijo, es decir con **AB** y **MN** constantes, preferentemente siguiendo perfiles con la configuración eléctrica perpendicular. En cada punto O se obtiene un solo valor de resistividad, que servirá para confeccionar curvas de igual valor llamadas isorresistivas. Estos mapas muestran la variación lateral de la resistividad a una misma profundidad, y permiten determinar cualitativamente la forma de las estructuras subyacentes a esa profundidad.

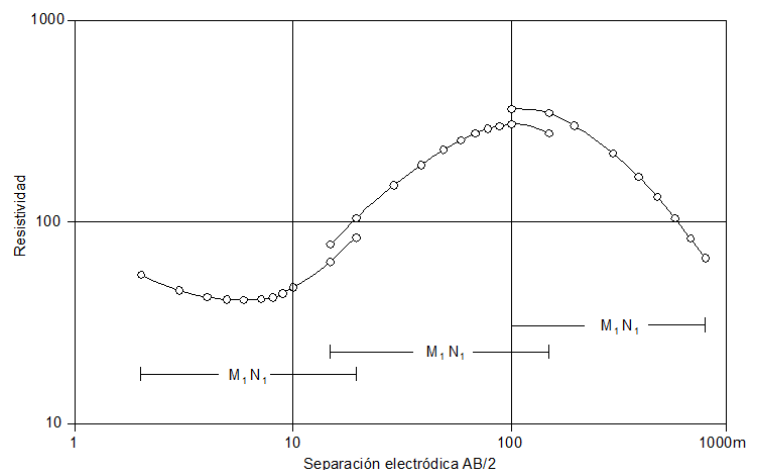


En un sondeo eléctrico vertical ocurre lo mismo que con las velocidades de propagación de las ondas en el método de reflexión, la resistividad de la primera capa o sustrato superficial es verdadera, pero después de la primera interfaz la resistividad obtenida es la resultante o valor medio de las correspondientes a todas las capas por donde circula la corriente. Por ello se le llama **resistividad aparente** ρ_a . No obstante, queda claro que cuando la separación **AB** es pequeña, ρ_a tiende a ρ_1 , la resistividad verdadera de la primera capa y cuando **AB** es grande, ρ_a tiende a ρ_n , la resistividad verdadera de la última capa. La forma de las curvas ya provee información sobre la cantidad de estratos en cuestión, pues cada cambio importante de pendiente o los máximos y mínimos, implican distintos estratos. Para un modelo de subsuelo de dos capas geoelectricas tendremos una de este tipo o forma de curva:



Curvas de dos capas

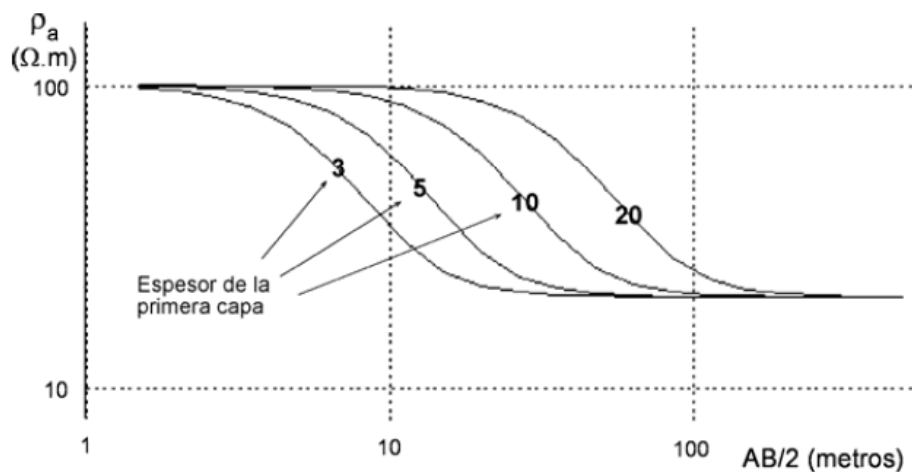
Un problema que generalmente se presenta es el de la falta de continuidad o saltos en los diferentes tramos de la curva de campo. Esto ocurre por los cambios de posición de los electrodos de potencial **MN**, ya que el suelo donde se clavan no es siempre el mismo. Si los saltos no son grandes, se los elimina con un suavizado manual. Caso contrario debe decidirse cuales son los mejores contactos con el suelo y desplazar el resto de los tramos paralelamente hasta que se apoyen en aquellos.



La interpretación cuantitativa de un sondeo de resistividad para estructuras compuestas por varias capas no es sencilla, y tiene el problema de **equivalencia** o ambigüedad y de **supresión**. El primero, similar a lo que ocurre en otros métodos de prospección, tiene que ver con el hecho de que distintas configuraciones del subsuelo pueden producir idéntica interpretación. El segundo, es el hecho que una capa muy delgada o de bajo contraste de resistividad no es detectada por el método. Vemos abajo una planilla de campo y de cálculos de un S.E.V.

Operador: F. Martínez			PERFIL N° 1.....					
Fecha :01/02/2012			S.E.V. N° 1.....					
Tiempo: Húmedo . 17°C								
Estación	AB/2 (m)	MN (m)	I (mA)	Escala Volt.	ΔV (mV)	$\Delta V / I$	ρ (Ωm)	Observaciones
1	2	1,0	5,30	3,00	2.500,0	500,000	5.900	
2	3	1,0	5,80	3,00	1.000,0	172,500	4.740	
3	4	1,0	4,70	1,00	280,0	59,500	2.940	
4	5	1,0	6,00	0,30	142,0	23,650	1.835	
5	6	1,0	8,00	0,10	79,0	9,850	1.100	
6	8	1,0	6,00	0,03	13,2	2,200	4.400	
7	10	1,0	5,80	0,10	2,3	0,390		Error de lectura
8	13	1,0	10,50	0,10	6,8	0,647	343	
9	16	1,0	10,00	0,10	3,9	0,390	314	
10	20	1,0	10,00	0,03	2,4	0,240	301	
11	25	1,0	13,00	0,03	2,0	0,154	301	

Un interesante ejercicio muestra como se desplaza una curva de campo cuando varía el espesor de la primera capa aunque los valores de resistividad $\rho_1 = 100 \Omega m$ y $\rho_2 = 20 \Omega m$ sean los mismos.



Para simplificar la interpretación se construyeron familias de **curvas patrónes** que representan la relación entre ρ_a/ρ_1 y la separación eléctrica sobre la profundidad en una gráfica bi-logarítmica, porque de este modo se logra que la forma y el tamaño de las curvas sea independiente de las unidades utilizadas.

La interpretación de un SEV implica determinar el valor verdadero de la resistividad y la profundidad de cada estrato. Esto se resolvió en forma teórica por analogía con la óptica, mediante la construcción de familias de **curvas patrónes** que representan la relación entre ρ_a/ρ_1 con la separación eléctrica sobre la profundidad. Esta gráfica es bi-logarítmica para que la forma y el tamaño de las curvas sean independientes de las unidades utilizadas. Las modernas computadoras construyen estas curvas a partir de una ecuación incorporada en un software específico. Esto es relativamente simple, pero no debe olvidarse que, solo para el caso de una interfaz intervienen tres variables: ρ_1 , ρ_2 y z_1 , lo que implica una combinación casi infinita de curvas.

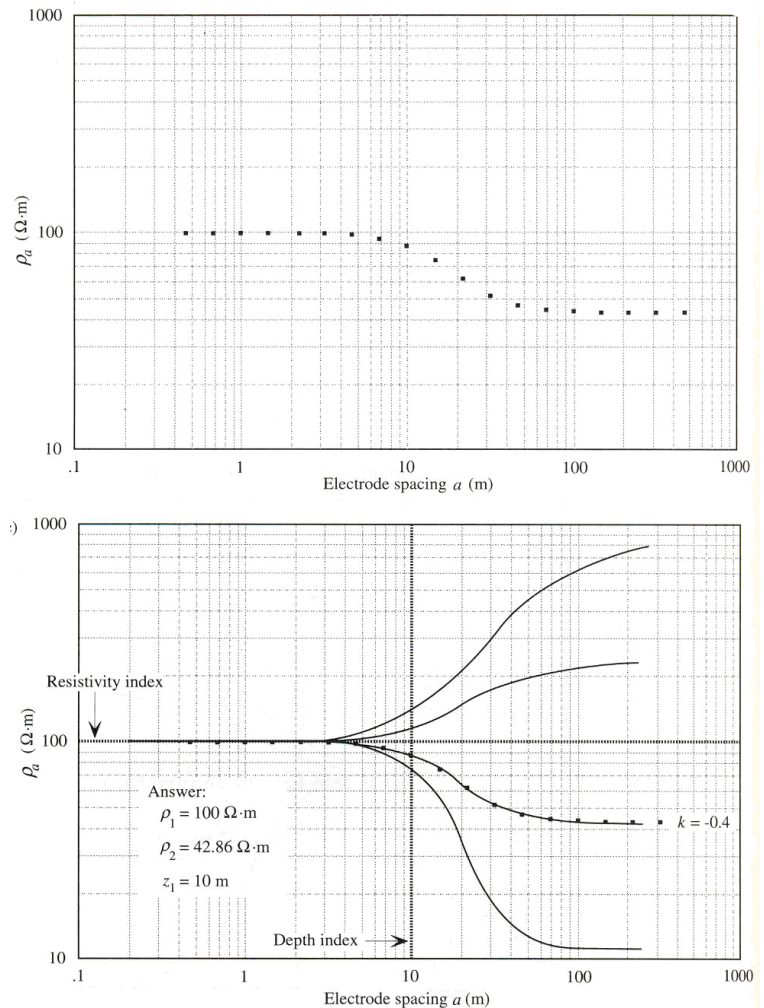
La interpretación consistirá entonces en comparar la curva de ρ_a en función de $AB/2$ (Schlumberger) o de a (Wenner) con un juego de curvas teóricas, siempre que estas y las de campo tengan el mismo número de capas, dispositivo electródico y módulos logarítmicos.

En las figuras de la derecha vemos un ejemplo de macheo realizado en un sondeo con configuración Wenner, utilizando la curva patrón vista. La curva de campo de dos capas, dibujada en papel transparente con los valores a en las abscisas y ρ_a en las ordenadas, se superpone sobre el juego de curvas maestras elegido, y se desplaza manteniendo el paralelismo de los ejes hasta que se logra el mejor macheo con alguna curva. Si es necesario se interpola. El valor a de las abscisas sobre la curva de campo, que corresponde al punto $a/z_1 = 1$ sobre las abscisas de la curva maestra, da el valor de z_1 y el valor medido de ρ_a que coincide con el punto $\rho_a/\rho_1 = 1$ sobre las ordenadas da el valor de ρ_1 . Veamos el siguiente ejemplo:

$$z_1 = 10\text{m y } \rho_1 \cong 100 \Omega\text{m.}$$

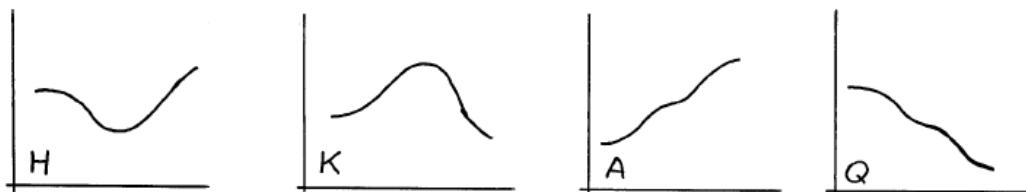
$$k = (\rho_2 - \rho_1) / (\rho_2 + \rho_1) = -0,40$$

$$\rho_2 = 43 \Omega\text{m}$$



Cuando se utiliza el dispositivo de Schlumberger para el arreglo de campo, el procedimiento es el mismo, pero las curvas patrones deberán ser las correspondientes a este arreglo.

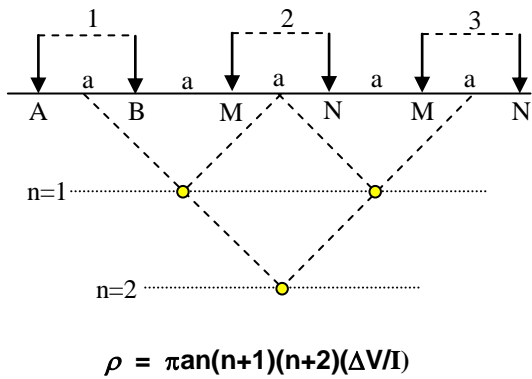
Las curvas patrón más conocidas para tres capas son las **Tipo H** ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$), **Tipo K** ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$), **Tipo A** ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$) y **Tipo Q** ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$) son las siguientes:



Como resultaba muy complicada la interpretación de más de dos capas, se desarrolló la técnica de macheo parcial. El método consiste en resolver las dos primeras resistividades ρ_1 y ρ_2 y la profundidad z_1 con las curvas maestras de dos capas, para luego reemplazarlas por una capa ficticia equivalente de ρ_1 y z_1 . Esta capa ficticia pasa a ser la nueva capa superficial en la interpretación del segundo segmento y así sucesivamente. Para esto se usa también una curva auxiliar, conocida como el método del punto auxiliar. Esto tiene una sola limitación, que es el hecho de que el espesor de cada capa sucesiva debe ser mayor que el espesor total de las capas superiores.

El macheo o comparación de curvas mediante el proceso manual ha venido a ser obsoleto a causa de la gran disponibilidad de sofisticadas técnicas de computación, quedando solo reservadas para estimaciones en el campo. Con el uso de computadoras se simplificó bastante la tarea, ya que con solo ingresar el perfil geoeléctrico medido en coordenadas **AB/2** y ρ , automáticamente se obtienen las diferentes capas con sus profundidades.

Si se utilizan computadoras para la interpretación, debe tenerse algún conocimiento de la geología como para estimar un modelo de inicio, luego esta optimizará los resultados mediante métodos iterativos.

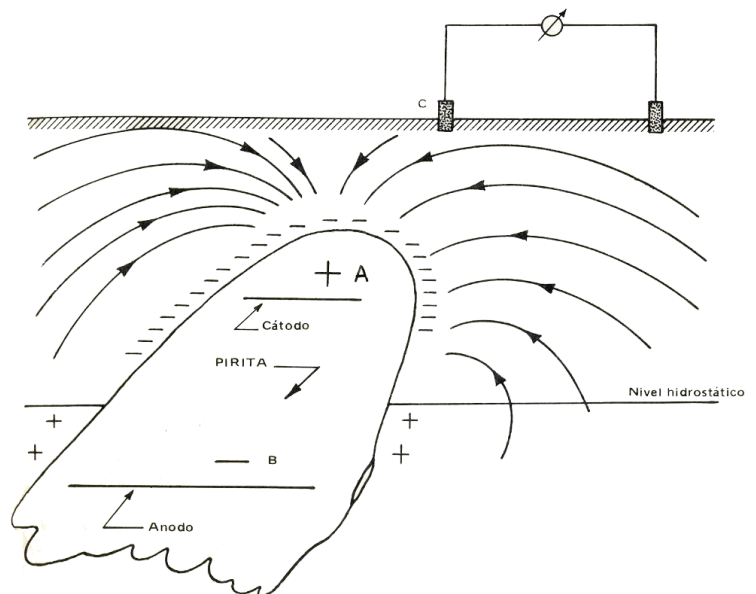


Quando se investiga tanto las variaciones laterales como verticales de la resistividad, se utiliza mucho la **configuración dipolo-dipolo**, con los electrodos dispuestos siempre en una misma línea. El arreglo eléctrico fue visto con los diferentes tipos de configuraciones, pero la interpretación de los resultados tiene alguna particularidad. Cuando los **AB** están colocados en la posición **1** y los **MN** en la **2**, estamos investigando a la profundidad equivalente al plano **n=1**. Lo mismo cuando se desplazan a los **AB** a **2** y los **MN** a **3**. Cuando los **AB** están en **1** y los **MN** en **3** obtenemos la resistividad en el plano **n=2**.

Entonces, con los valores de **I**, ΔV , **n** y **a** medidos, se determina ρ . Se interpreta que la profundidad **n** se encuentra en la intersección de las rectas que parten de los centros de **AB** y **MN** con una inclinación de 45° desde la superficie, lugar al que se asigna la resistividad calculada.

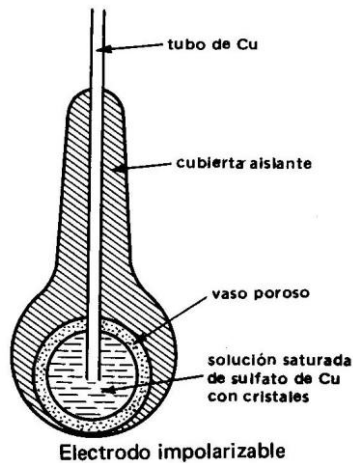
MÉTODO DE POTENCIAL ESPONTÁNEO O DE AUTOPOTENCIAL

Se origina en reacciones químicas y efectos de contacto que se producen en suelos de distinta naturaleza. Esto es, que se generan corrientes debidas a la oxidación y reducción de un mineral, por ejemplo pirita, que tiene la parte superior embebida en agua de infiltración y la inferior seca. Al oxidarse la superior se carga en positivo y al reducirse la inferior se carga en negativo, constituyendo lo que conocemos como una pila. Es así que se origina una corriente electrónica de arriba hacia abajo en el material, y se cierra el circuito con la circulación de una corriente electrolítica de abajo hacia arriba fuera del material.



Mecanismo de Autopotencial en un yacimiento de Pirita

Si recorremos solo con un voltímetro el área donde está el yacimiento, detectaremos diferencias de potencial cada vez mayores a medida que nos acerquemos al cuerpo. Este método es solo indicativo de la presencia de un yacimiento cargado como pila, sin que se pueda precisar forma y profundidad. Solo inferirla por la experiencia del intérprete.



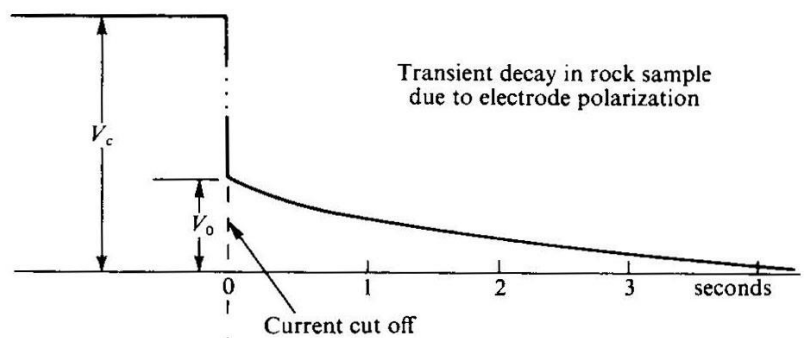
Para este método deben usarse electrodos impolarizables, esto porque las clásicas varillas metálicas también producen potencial espontáneo en el contacto con el suelo y enmascaran los resultados. Estos electrodos por lo general consisten de un metal inmerso en una solución saturada de su propia sal, tales como cobre (**Cu**) en sulfato de Cobre (**CuSO₄**) o Zinc (**Zn**) en sulfato de zinc (**ZnSO₄**). Para ello se utiliza un recipiente cerámico con el fondo poroso, lleno con la solución saturada y con los cristales, donde es introducida la varilla metálica. De esta manera el contacto con el suelo se produce a través de la solución que fluye lentamente por los poros del recipiente. Cuando se genera la corriente espuria, desaparece consumiendo los cristales.

MÉTODO DE CAIDA DE POTENCIAL

Es similar al de resistividades en el sentido que se inyecta corriente entre dos electrodos **A** y **B**. La diferencia estriba en que se utiliza un tercer electrodo de potencial **O** en medio de los dos **M** y **N**, de manera de comparar los potenciales **MO** con **ON** y se confeccionan curvas de relación de diferencias de potencial o de gradientes de resistividad.

MÉTODO DE POLARIZACIÓN INDUCIDA

Surge del hecho que al interrumpir la corriente, la diferencia de potencial no cae inmediatamente a cero. Si bien el mayor porcentaje desaparece, hay un remanente que disminuye gradualmente en el tiempo (unos segundos). Esto ocurre cuando hay conductores electrónicos embebidos en una matriz conductora electrolítica.



Estos materiales tienen la capacidad de bloquear o polarizar la corriente eléctrica como una batería recargable, esto es, acumulan cargas en las caras en contacto entre ambos, y al quitarse la corriente comienza la descarga que genera una nueva corriente y la consecuente diferencia de potencial.

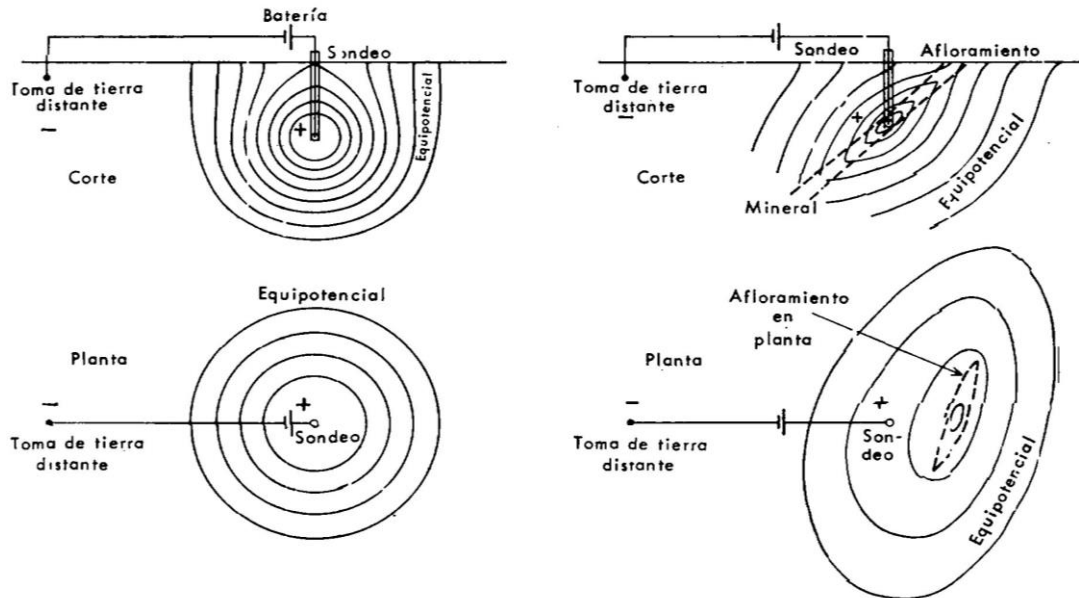
Para la medición con corriente continua se construye una curva de la caída de potencial con el tiempo y se define como **cargabilidad aparente** a la relación entre el área de esta curva y la diferencia de potencial medida antes del corte de la corriente. Esta cargabilidad es proporcional a la resistividad.

Las curvas de cargabilidad aparente se interpretan de modo similar a las de resistividad aparente. Es decir que con curvas patrones teóricas se obtiene la resistividad verdadera. Se utilizan los mismos arreglos electródicos vistos, y su mayor aplicación es la localización de metales.

Trabajando con corriente continua, se dice que el análisis se realiza en el **dominio del tiempo**. Si la corriente inyectada es alterna, su intensidad aumentará con la frecuencia de la tensión, por lo tanto la resistencia del circuito disminuirá. Aunque un condensador tiene resistencia infinita al paso de la corriente continua, permite el paso de la corriente alterna de una manera compleja que es dependiente de la frecuencia. Entonces, si se analiza la caída de potencial para diferentes frecuencias, la resistividad de las rocas disminuirá cuando aumente la frecuencia y el análisis se dice que es realizado en el **dominio de la frecuencia**. Para este método se utiliza el dispositivo **dipolo-dipolo**.

MÉTODO DE MISE A LA MASSE

También conocido como del cuerpo cargado o de excitación de la masa, permite comprobar si un mineral aflorando es pequeño y local o extenso, y en este último caso, determinar su dirección y tamaño para evaluar su potencial económico. Se trabaja como en el método de equipotenciales.

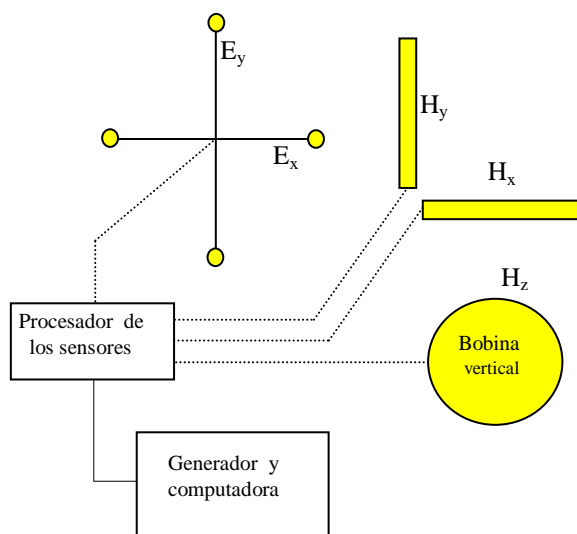


MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

Las **corrientes telúricas** son corrientes naturales originadas en las variaciones del campo magnético de la Tierra. Estas variaciones son causadas por chorros de partículas cargadas desde el Sol, que aplastan o comprimen al campo magnético terrestre. La cara de la Tierra que enfrenta al Sol cambia durante 24 horas, por lo tanto el aplastamiento del campo tiene un período de un día. Estas variaciones inducen una corriente eléctrica alterna en Tierra.

Este método es similar al de Potencial Espontáneo visto, con la diferencia que las corrientes en juego ahora son alternas y que deben ser amplificadas porque son muy débiles.

A raíz de las grandes variaciones en amplitud y dirección de la señal, se utilizan dos juegos de electrodos: Uno como estación base y el otro móvil. Estos pares son dispuestos en dirección Norte-Sur y Este-Oeste. En la exploración petrolera se utilizan separaciones electródicas del orden de los 300-500 metros. Para minería de 30 metros.



Como las corrientes telúricas producen un campo electromagnético, este método consiste en medir la componente Norte-Sur del campo Eléctrico (E_x) y la componente Este-Oeste del campo Magnético (H_y). A cada frecuencia f se obtiene la resistividad ρ de la siguiente relación:

$$\rho = \frac{0,2 E_x^2}{f H_y^2}$$

Las frecuencias que se usan en este método van desde los 10^{-3} a los 10 Hz. Cuando el rango de frecuencia utilizado va de los 10 a los 104 Hz, el método se conoce como **AFMAG** o de audio frecuencias.

Si no hay inhomogeneidades en el subsuelo, el campo eléctrico estará desfasado 90° del magnético. Se calcula ρ para diferentes frecuencias (lo que implica diferentes profundidades de investigación) y ahí se presenta nuevamente la resistividad aparente. Se construye una curva de la resistividad aparente versus la frecuencia o el período, y se realiza la interpretación con curvas patrones similares a las de los sondeos eléctricos.

Para medir el campo eléctrico se utilizan electrodos impolarizables y para medir el magnético se utilizan bobinas de unas 30.000 espiras de cobre, con un núcleo de molibdeno y permaloy de 2 metros de largo y 15 centímetros de diámetro, en las que se induce una corriente alterna.

Los dos pares de electrodos se colocan separados unos 500 metros y perpendiculares entre sí. Las tres bobinas sensoras del campo magnético H_x , H_y y H_z están perpendiculares entre sí, y ubicadas cerca del cruce de las líneas que forman los electrodos.

Este método tiene la ventaja que permite estudiar estructuras muy profundas a nivel de Corteza terrestre, es decir unas decenas de kilómetros.

MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS

Entre todos los métodos geofísicos, estos son los que tienen la mayor variedad de instrumentos que cualquiera y muestran una gran diversidad geográfica, ya que la mayoría son solo utilizados en la zona donde fueron desarrollados. Los primeros fueron usados en 1935 por Karl Sundberg en Suecia para la exploración de minerales, y también para el mapeo estructural en la exploración de hidrocarburos. La mayoría estuvo disponible comercialmente después de la Segunda Guerra Mundial, y particularmente después de 1960. Últimamente aumentó su uso para cuestiones ambientales.

La gran ventaja de estos es que no requieren contacto con el suelo, lo que hace más rápida y económica la medición. Además permiten su utilización en barcos o aviones. La interpretación es complicada porque requiere considerable tiempo en análisis de modelos computacionales.

Estos métodos no permiten una interpretación cuantitativa (dimensiones y profundidad), pero detectan muy bien los materiales conductores en mediciones de reconocimiento. Tampoco permiten investigar a profundidades mayores de unas decenas de metros.

Para entender el funcionamiento de estos métodos es necesario familiarizarse con la generación y propagación de los campos electromagnéticos, recordando algunos conceptos físicos elementales que describimos a continuación.

Oersted descubrió que toda corriente eléctrica (cargas en movimiento) crea un campo magnético y **Faraday** descubrió el efecto contrario, es decir que todo campo magnético variable (en movimiento) genera electricidad pero continua si el movimiento es uniforme.

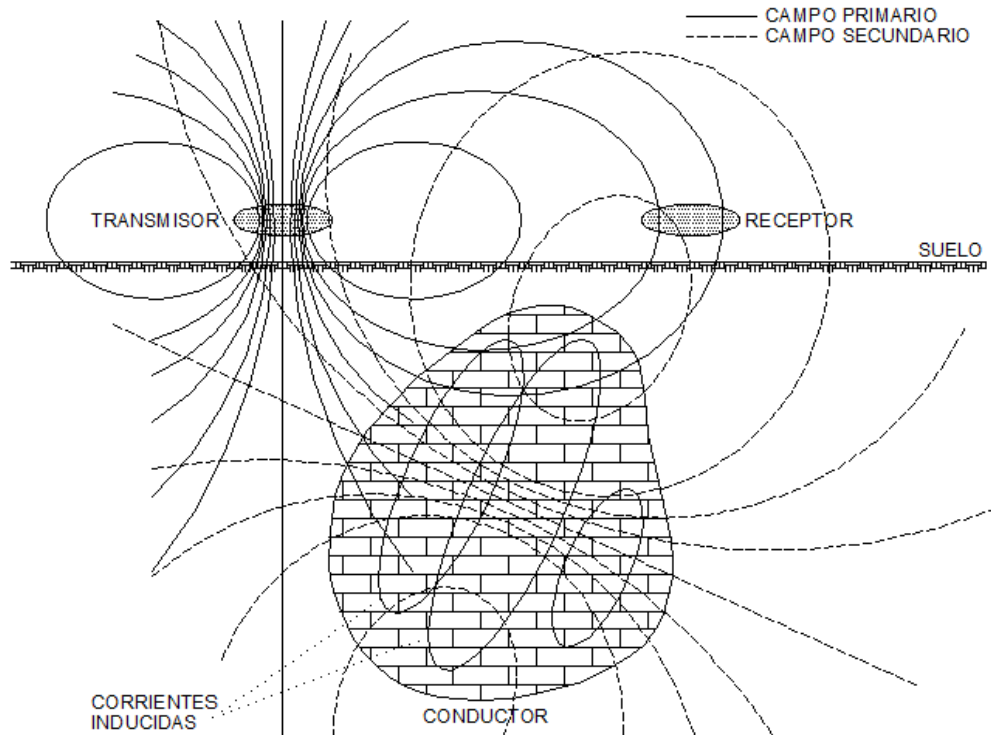
Si se cuelga un imán de un hilo, de modo que oscile como un péndulo cerca de una bobina o un solenoide, generará una corriente en este, pero alterna, ya que cambiará de sentido según se acerque o se aleje el imán. Entonces la corriente alterna inducida tendrá una frecuencia igual a la de oscilación del imán.

Analizando estos fenómenos, **Maxwell** concluyó que la variación de un campo magnético (oscilante) produce un campo eléctrico variable. Entonces, por el efecto Oersted se crea un campo magnético variable, y por el efecto Faraday genera otro campo eléctrico variable, y así sucesivamente. Maxwell llamó campo electromagnético a este conjunto de campos sucesivos, cuya propiedad principal es la de propagarse por el espacio a la velocidad de la luz.

A Faraday se le ocurrió la genial idea de medir los campos por el apretujamiento de las líneas, lo que definió como el **flujo ϕ (cantidad de líneas)** en un área determinada. Y en el caso de los campos electromagnéticos definió la **fuerza electromotriz (f.e.m.)** inducida en lugar de la corriente inducida, que es el cambio de flujo en el tiempo. Estas **corrientes** son también conocidas como **Parásitas** o **Eddy**.

El campo electromagnético variable llamado **Primario**, se genera con una corriente alterna en una bobina que se denomina **Transmisora**. Este campo se propaga tanto por encima como por debajo de la superficie del suelo. Cuando el subsuelo es homogéneo no hay diferencia entre el campo que se propaga fuera o dentro del suelo, salvo una ligera reducción en amplitud de este último respecto del primero. Es decir que este campo tendrá características predecibles.

En presencia de un cuerpo conductor dentro del subsuelo, la componente magnética del campo electromagnético que penetra el suelo induce una corriente alterna, o corriente Eddy, que fluye por el conductor y genera su propio campo electromagnético llamado **Secundario**, el que también se propaga hasta la superficie, donde otra bobina denominada **Receptora**, recibe la resultante de ambos campos (Primario más Secundario) sin identificarlos a cada uno por separado. Es el mismo principio de los transformadores de corriente.



Para la detección del campo en la bobina receptora se amplifica primero el voltaje alterno inducido y se lo conecta luego a unos auriculares. Como la amplitud de este voltaje es proporcional a la componente del campo perpendicular al plano de la bobina, la intensidad de la señal en los auriculares será máxima cuando el plano de la bobina esté a 90° de la dirección del campo, o será nula cuando dicho plano sea paralelo a la dirección del campo primario si no hay cuerpo conductor en el subsuelo.

Como el oído es más sensible a un sonido mínimo que a uno máximo, generalmente se gira la bobina hasta que se anule el sonido. El plano de la bobina estará en la dirección del campo.

El equipo de medición incluye una fuente de corriente alterna, operando a varias frecuencias, bobinas transmisoras y receptoras, un amplificador de recepción sintonizado a la frecuencia de transmisión y audífonos. En los sondeos aéreos las lecturas son continuas, por lo tanto se requiere algún tipo de grabador digital o computadoras.

Algunos equipos tienen además un potenciómetro (compensador de amplitud y fase) para comparar las señales del campo primario y secundario. Las bobinas son arrolladas generalmente en un marco rectangular o circular de unos 50 ó 100 cm de lado o diámetro.

Las fuentes de energía son alternadores en motores de gasolina o pequeños osciladores en baterías. Las aplicaciones de estos métodos son:

- 1) Estratigrafía del terreno atendiendo a sus propiedades eléctricas;
- 2) Detección de depósitos enterrados de residuos urbanos e industriales;
- 3) Definición de zonas de intrusión marina;
- 4) Determinación de niveles freáticos;
- 5) Identificación de acuíferos contaminados y
- 6) Estudios de suelos y sus características hidrológicas.

Modalidades de disposición de las bobinas

La disposición de las bobinas transmisora y receptora es generalmente horizontal coplanar o vertical coaxial y define dos grupos:

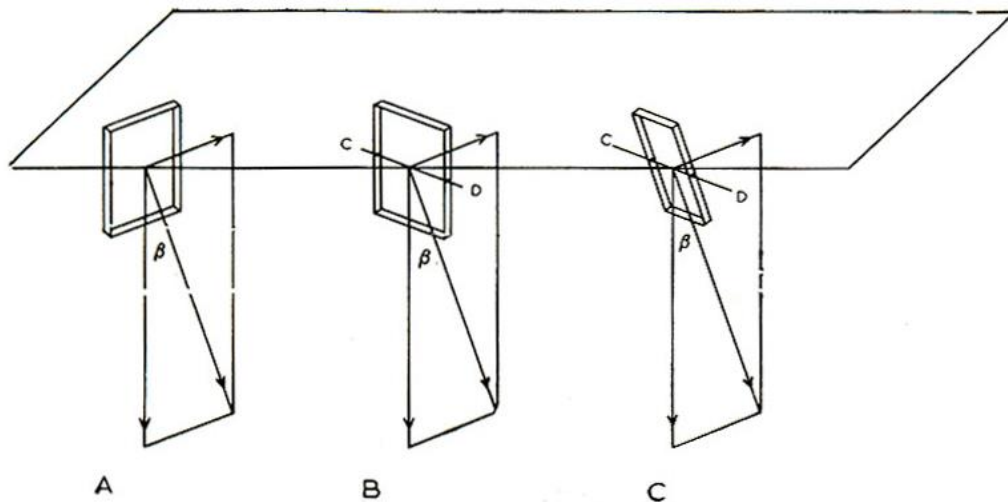
- 1) Emisor Fijo: Donde el emisor permanece inmóvil y el receptor se desplaza, conocidos como de **Inclinación de Campo** y el **Sundberg** o **Del Compensador**.
- 2) Emisor y Receptor Móvil: Utilizan bobinas portátiles, donde la transmisora y receptora se desplazan con separación constante como el **Turam**, el **Slingram**, **VLF** y **GPR** o **Radar**.

Método de Inclinación de Campo.

Cuando el plano de la bobina coincide con el del campo, la señal se reduce a cero porque no se cortan líneas de fuerza.

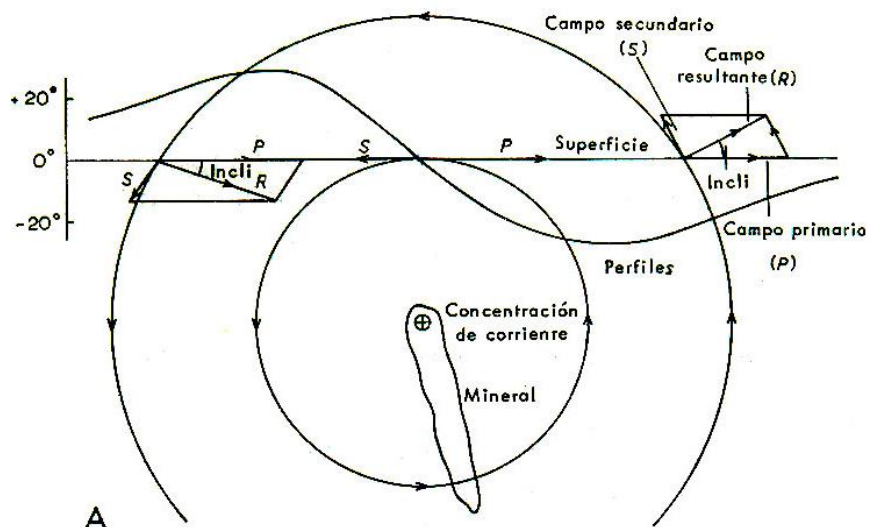
Para la determinación del ángulo β de inclinación la bobina debe estar montada sobre un trípode, de modo que pueda girar sobre tres ejes perpendiculares.

En la práctica se procede de la siguiente manera: A) Se gira la bobina alrededor de un eje vertical hasta que la señal alcanza un mínimo. B) Se la gira 90° sobre el mismo eje. C) Se la gira alrededor de un eje horizontal hasta desaparezca la señal, entonces el vector resultante yace en el plano de la bobina, y el ángulo que esta forma con la horizontal es la inclinación del campo.



Veamos un ejemplo como el de la figura derecha, donde el campo primario es horizontal y se genera con una bobina vertical y perpendicular al plano del dibujo.

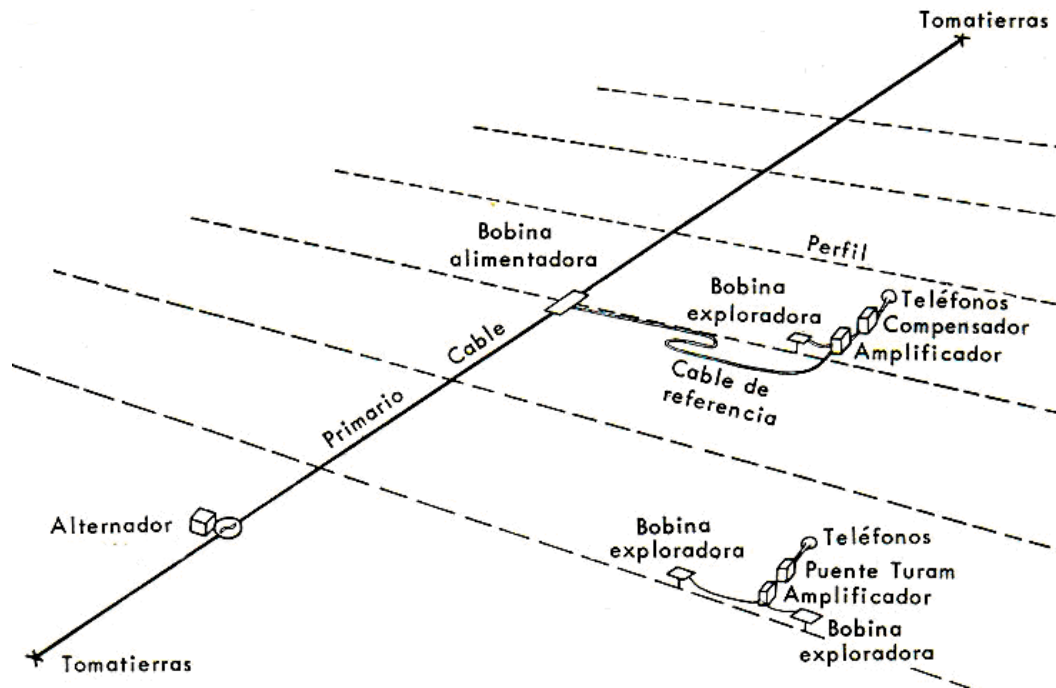
Si suponemos un filón conductor extenso en el plano perpendicular al de la figura, y que la corriente secundaria inducida en el filón se concentra a lo largo del borde superior. Esta corriente producirá un campo magnético que se opondrá al campo primario.



El campo resultante se inclina por debajo del horizonte (positiva) a un lado del conductor, y sobre el horizonte (negativa) al otro lado. El conductor está ubicado en el punto de inflexión donde la inclinación es nula.

Este método no es muy preciso porque su poder resolutorio no es muy grande, pero es buen indicador de la presencia y ubicación de un conductor en el subsuelo.

Para mostrar los dos métodos siguientes, analizaremos la figura de abajo donde generamos el campo primario con un cable lineal o un bucle rectangular aislado, de varios cientos de metros, y alimentado por una corriente alterna de baja frecuencia (unos 500 ciclos/seg).



Método de Sundberg o del Compensador

Como el método de inclinación de campo no daba suficiente precisión, era lento de operar y siempre dejaba una señal residual en los teléfonos, Sundberg agregó un compensador para equilibrar las dos tensiones en juego, lo que se evidencia por un silencio en los auriculares.

Para ello se requiere una referencia u origen de los tiempos, que se logra con la tensión suministrada por una bobina auxiliar. Esta se ubica junto al cable que genera el campo primario, y previa amplificación es conectada al compensador.

La medición comienza próximo al cable y se avanza con la bobina exploradora en un perfil perpendicular hasta donde alcance el cable de referencia. Luego se cambia de perfil y se repite el proceso. El radio de acción efectiva del método está dado por la longitud del cable de referencia, que no puede ser muy largo (1 a 2 kilómetros) por la resistencia e inductancia propia por un lado, y por cuestiones prácticas por el otro.

Método Turam

Este método (Tva-ram en sueco significa dos cuadros) supera el gran inconveniente del Sundberg, es decir la necesidad de tener el cable de referencia. Consta de dos bobinas exploradoras idénticas a separación constante de 10 ó 20 metros, que se utilizan para medir la relación entre las amplitudes y las diferencias de fase de los campos electromagnéticos captados por las bobinas. Generalmente se las mantiene en posición horizontal para comparar las componentes verticales. Al tener separación constante las bobinas y medirse los mismos parámetros en cada localización, puede determinarse el gradiente horizontal de fase de la resultante. Este gradiente medido alcanza un máximo sobre un conductor, mientras que si no hay conductor será nulo.

En la medición por el perfil, la bobina de atrás ocupa el lugar de la bobina de adelante en la medición anterior. Funciona muy bien para cuerpos a poca profundidad, la que puede ser regulada variando la separación de las bobinas.

Método Slingram

Es tal vez el más popular de los de emisor y receptor móviles, ya que tanto la fuente generadora del campo primario (bobina transmisora Tx) como la bobina receptora Rx se mueven juntas a separación constante. Una batería con un oscilador produce una corriente alterna en la transmisora. El diámetro de cada bobina es generalmente de un metro y están separadas en el orden de los 30 a 100 metros. Las bobinas son coplanares y en la mayoría de las mediciones están horizontales. El cable conector también sirve para controlar la separación.

La máxima señal de amplitudes medida implica que se está en presencia de un cuerpo conductor. La interpretación cuantitativa en términos de profundidad y tamaño del cuerpo, puede hacerse con la ayuda de curvas patrón que son suministradas por el constructor del equipo. En la figura de la derecha vemos claramente la respuesta del equipo.

La corriente inducida por el primario en Rx es anulada con una corriente que viene por el cable desde Tx. Esta anulación es exacta solo si las bobinas Tx y Rx son mantenidas a separación constante y con igual orientación una respecto de la otra.

Los instrumentos más pequeños tienen las Tx y Rx rígidamente puestas en los extremos de una barra. Los más grandes, con bobinas separadas por cables de 10 metros o más deben ser posicionados cuidadosamente en cada estación.

El campo secundario es generalmente medido como un porcentaje del primario. Algunos instrumentos son calibrados para leer directamente la conductividad aparente.

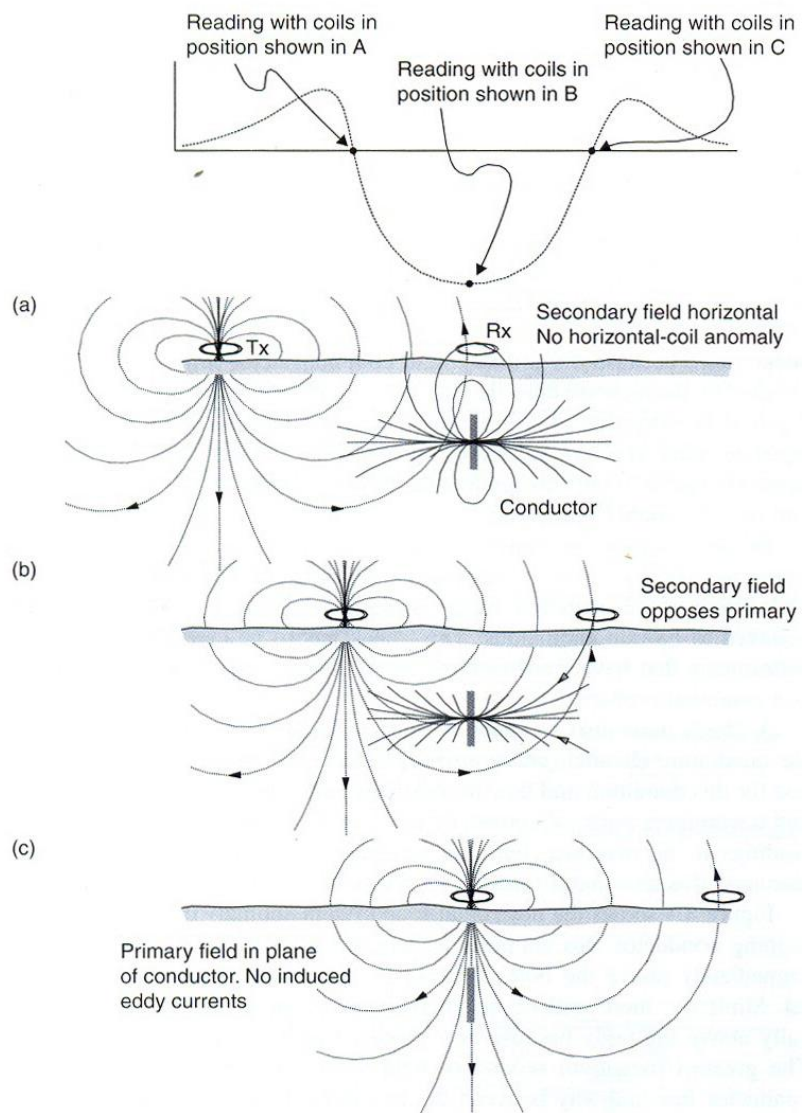
Si el cuerpo es una hoja vertical delgada, como un filón metálico, se podrá construir un perfil con las siguientes características:

Caso (a): No habrá señal cuando Rx esté sobre el cuerpo porque el campo secundario es horizontal y por lo tanto no corta la bobina Rx que también es horizontal.

Caso (b): La señal tendrá un máximo cuando el cuerpo esté en el punto medio entre Tx y Rx. El máximo será negativo porque en todo momento el primario y el secundario tienen direcciones opuestas. Si la lámina está inclinada, el perfil será asimétrico.

Caso (c): Tampoco habrá señal cuando Tx esté sobre el cuerpo, porque el campo magnético primario no atraviesa el cuerpo y no hay flujo en la bobina Rx.

Las bobinas pueden ir montadas en los extremos de las alas de un avión o colgadas en un "pájaro" debajo de un helicóptero. Esto tiene varias ventajas, como la velocidad y el bajo costo en función del área.



Método de VLF

VLF significa Very Low Frequency, muy baja frecuencia que es generada por potentes radio-transmisores que operan entre los 15-25 kHz, y se utilizan para comunicaciones con submarinos sumergidos en agua salada que absorbe las ondas. Hay 11 de estos transmisores cubriendo la Tierra, los que originalmente fueron usados en todo el mundo para comunicaciones militares.

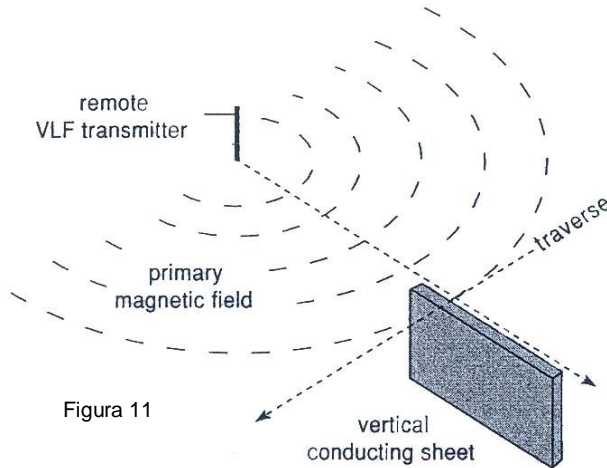


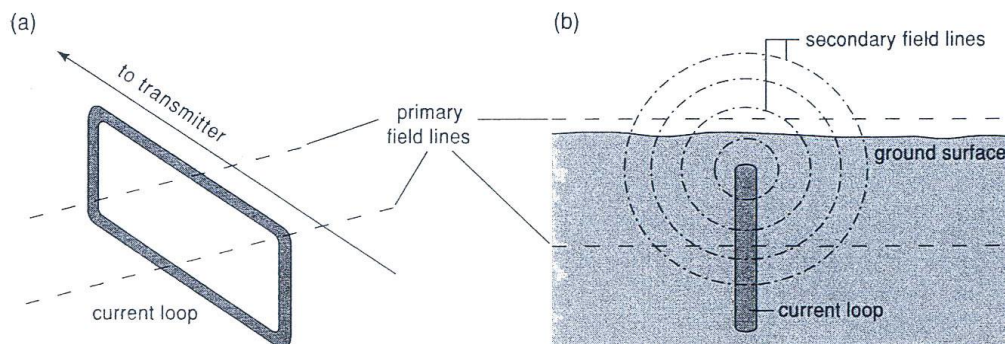
Figura 11

Estos transmisores tienen antenas verticales con corrientes alternas circulando de abajo hacia arriba y viceversa, lo que produce un campo magnético cuyas líneas son círculos horizontales. Estos círculos se propagan como ondas electromagnéticas que viajan a la velocidad de la luz.

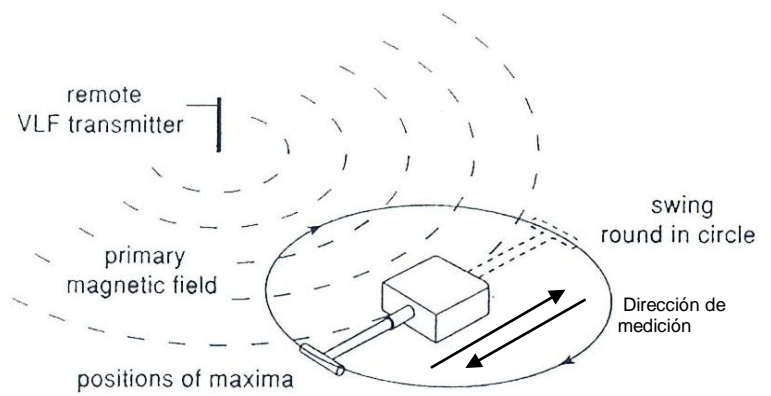
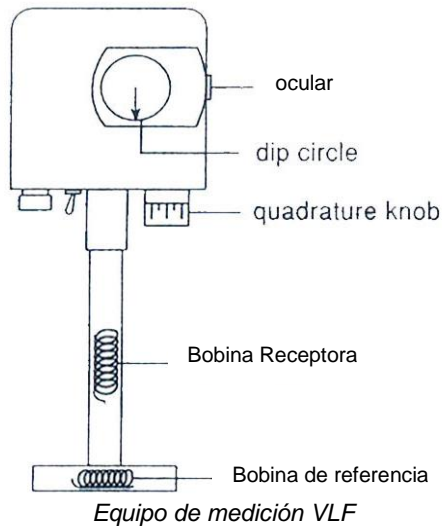
A gran distancia del transmisor, cientos o miles de kilómetros, la curvatura del frente de onda es tan pequeña que puede considerarse plana. El campo magnético es horizontal en el plano del frente de onda. Recordemos que las ondas EM son transversales como las ondas S de sismica.

Suponiendo que el objetivo sea un yacimiento metálico en forma de losa vertical, se tendrá la máxima señal (máximo flujo de líneas) cuando la dirección de la losa sea hacia el transmisor y la medición se hará en perfiles perpendiculares a esa dirección. Si bien no puede elegirse la orientación de la losa, puede elegirse el transmisor que se encuentre en esa dirección, ya que existen varios transmisores alrededor del mundo. Si no se conoce el rumbo del cuerpo conductor, las mediciones se hacen con dos transmisores que se encuentren a direcciones perpendiculares entre sí respecto al receptor.

Para ver cuando se produce una anomalía basta imaginar la losa de la figura como una bobina vertical con una corriente inducida en ella. La parte más alta de la bobina está más cerca del transmisor y por lo tanto es la que más contribuye a la señal. La parte más baja puede ser despreciada. El campo secundario que esta produce tiene líneas circulares de campo magnético alrededor de un eje horizontal (compare esto con el transmisor de la siguiente figura). No es posible eliminar el efecto del campo del transmisor con un compensador, de modo que el receptor detecta el campo resultante del transmisor y del objetivo. Este campo es generalmente inclinado, y como el primario es siempre horizontal, la inclinación puede ser usada para localizar el cuerpo buscado.



El instrumento es liviano y compacto. Tiene un receptor de radio para sintonizar el transmisor elegido y una bobina en su mango que detecta el campo magnético alterno y emite una señal audible. Primero es girado en un círculo con la bobina horizontal: Habrá dos direcciones antiparalelas de señal máxima cuando el mango esté alineado con el campo. Una de estas direcciones debe ser aproximadamente la de la línea de medición. Luego es levantado y puesto vertical con la bobina de referencia alineada con la dirección de medición y girada en el plano vertical hasta encontrar la señal mínima.

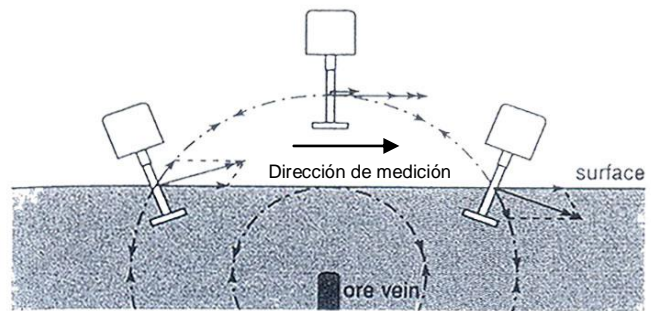


La bobina receptora estará vertical tanto en ausencia como justo encima de un cuerpo conductor. La forma de confirmar cual es el caso es construyendo un perfil, en la dirección de medición. Como muestra la siguiente figura, el instrumento se inclina hacia arriba (ángulo positivo) cuando se aproxima al cuerpo, está horizontal cuando está encima y se inclina hacia abajo (ángulo negativo) cuando se aleja (a). El ángulo de inclinación se lee en una escala dentro del ocular.

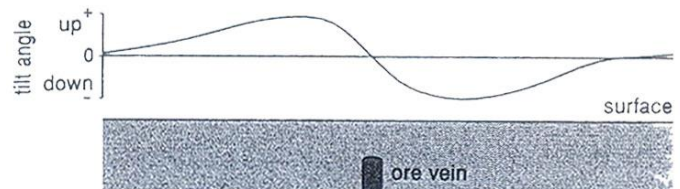
Si el cuerpo es una lámina delgada y vertical, producirá una anomalía con un máximo y un mínimo a cada lado del cuerpo (b). Si es una losa horizontal conductora rodeada de material no conductor, el máximo y el mínimo se separan hacia los extremos de la losa (c).

Las mediciones VLF son apropiadas para detectar losas verticales. Las horizontales, si son extensas condicionan el tamaño de la zona del relevamiento (llegar hasta los bordes) y sus amplitudes dependen de la profundidad del cuerpo.

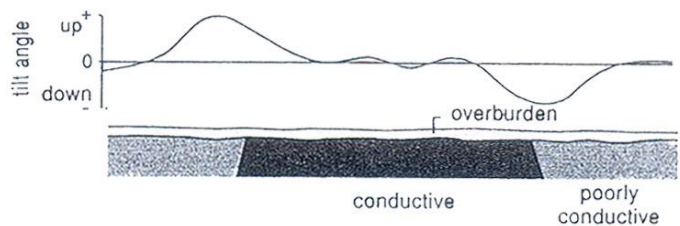
(a) tilt-angle measurement



(b) tilt anomaly of a vertical sheet



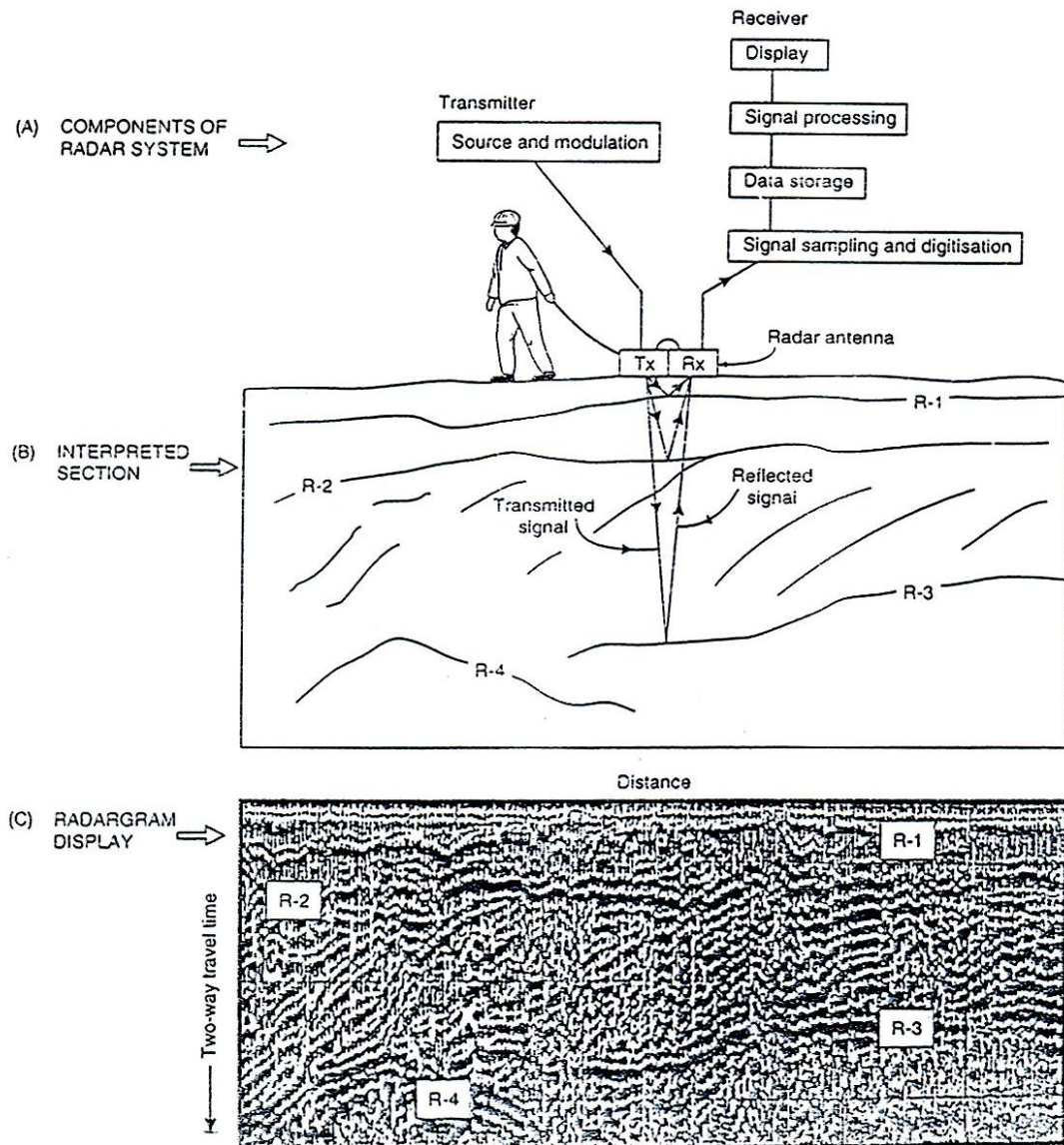
(c) tilt anomaly of a wide conductor



Método GPR o Geo-Radar

GPR, que significa Ground Penetrating Radar, es una técnica de alta resolución de imágenes de estructuras del subsuelo que utiliza ondas electromagnéticas en la banda de frecuencias de los 10 a 1.000 MHz. La ventaja de este método es que al generar una señal de relativamente corta longitud de onda que se irradia dentro del suelo, permite detectar variaciones anómalas en las propiedades dieléctricas del material geológico. Estas ondas no atraviesan materiales altamente conductivos como las arcillas, pero es muy utilizado por su simpleza y comodidad para trabajar en centro urbanos o yacimientos arqueológicos.

La desventaja es que su penetración está limitada a los 20 metros, aunque en condiciones favorables de baja conductividad del suelo puede investigar hasta los 50 metros.



En esencia, el GPR funciona de manera similar a la Reflexión Sísmica puesto que mide el tiempo de viaje de una señal hasta su reflexión o rebote en un cambio de material, pero para ello el sistema debe tener una muy alta resolución que permita diferenciar el arribo de señales muy próximas en tiempo. La velocidad de la señal en roca es de 0,12 metros por nanosegundo, mientras que en suelo húmedo es de 0,06 m/nseg. Esta resolución puede mejorarse aumentando la frecuencia de la señal.

El sistema consta de un transmisor que genera la señal y un receptor, cada uno con su antena correspondiente. La antena transmisora envía un tren de radio-ondas que se propaga a 300.000 km/seg, es decir a 0,3 m/nseg. El tiempo de viaje es de unas decenas a cientos de nanosegundos.

La velocidad de propagación de las radio-ondas depende de la **velocidad de la luz c** (0,3 m/nseg), de la **constante dieléctrica relativa ϵ_r** ($\epsilon_r = \epsilon/\epsilon_0$ constante dieléctrica del medio respecto del vacío) y de la **permeabilidad magnética relativa μ_r** ($\mu_r = \mu/\mu_0$ permeabilidad magnética del medio respecto del vacío: 1 para materiales no magnéticos), entonces:

$$v = c / \sqrt{(\mu_r \epsilon_r)}$$

Los contrastes de constantes dieléctricas producirán reflexiones, y la señal reflejada dependerá de dicho contraste y el espesor de la capa. El coeficiente de reflexión **K** es similar al de sísmica, siendo en este caso:

$$K = (\sqrt{\epsilon_{r2}} - \sqrt{\epsilon_{r1}}) / (\sqrt{\epsilon_{r2}} + \sqrt{\epsilon_{r1}})$$

La técnica de interpretación también es similar a la del Método de Reflexión, utilizando el método de Green de X^2-T^2 , el de Punto Común y correcciones por Sobretiempos o Moveout.

Bibliografía

An Introduction to Applied and Environmental Geophysics - John M. Reynolds – Wiley - 1997

Fundamentos de Geofísica - Agustín Udías – Julio Mezcua -Alianza Universidad Textos -1997

Exploration Geophysisc of the Shallow Subsurface - H. Robert Burger - Prentice Hall PTR - 1992

Tratado de Geofísica Aplicada - José Cantos Figuerola – Litoprint - 1978

Introduction to Geophysical Prospecting - Milton Dobrin - McGraw – Hill B. Company –1976

Applied Geophysics - W. M. Telford – L. P. Geldart, R. E. Sheriff, D. A. Keys - 1976

Geofísica Minera - D. S. Parasnis – Paraninfo - 1971

Introducción a la Geofísica – Benjamín F. Howell, Jr. – Ediciones Omega - 1962

Exploration Geophysics - J. J. Yakosky - Trija Publishing Company – 1957

Looking into the Earth. An Introduction to Geological Geophysics – Alan Musset – Aftab Khan