

1. Fundamentos Teóricos

1.1. El Método Magnetotelúrico

Generalidades

El método magnetotelúrico es un método de fuente natural que opera en el dominio de la frecuencia, en este caso el método a utilizar es la variante AMT (audiomagnetotelúrico), la cual trabaja en un rango de frecuencias entre de 10,000 y 10 Hz. El método tiene sus orígenes en la década de 1950 con los trabajos publicados de Tikhonov (1950) y Cagniard (1953) que realizaron mediciones de la variación de campo eléctrico y magnético simultáneamente. Las variaciones de campo son asociadas principalmente a fenómenos de interacción entre el viento solar y la magnetosfera de la Tierra y a las tempestades meteorológicas que se presentan en la atmósfera (Pous y Marcuello, 2003).

La implementación del método comenzó en ambientes geológicos relativamente simples, en los cuales se asume que predomina la estratigrafía horizontal; en los años setentas, el método tuvo presencia en la exploración petrolera pero no tuvo el éxito esperado ya que las técnicas de la prospección sísmica tenían mayor avance tecnológico. Sin embargo, para los años ochentas, las técnicas de instrumentación, procesado e interpretación en el método Magnetotelúrico (MT) mejoraron y el método en la actualidad se ha ampliado a otras áreas de trabajo como la búsqueda de recursos hídricos y en la exploración petrolera (Vozoff, 1972).

Con el mejoramiento del equipo se amplió también la profundidad de investigación de los 2 km hasta cientos de kilómetros y por lo tanto se empezó a utilizar en medios geológicos más complejos (Corbo, 2006).

1.2. Fundamentos del método electromagnético

El método magnetotelúrico (MT) es una técnica pasiva de exploración, que mide simultáneamente las variaciones de campo magnético H y campo eléctrico E , utilizando las variaciones naturales del campo electromagnético que fluye en el subsuelo a diferentes profundidades. Ya que es un método de fuente natural es versátil y práctico en el campo, ya que no es necesario hacer grandes tendidos de cable ni la presencia de grandes fuentes de energía (Pous y Marcuello, 2003; Simpson y Bahr, 2005).

Esta técnica es la combinación de dos técnicas previas, el sondeo geomagnético profundo (GDS), el cual utiliza las observaciones de los campos magnéticos de los observatorios geomagnéticos, para conocer la distribución de la conductividad eléctrica a profundidad y el método telúrico, el cual mide los cambios de conductividad en el suelo a partir de observaciones hechas con dipolos eléctricos horizontales, permitiéndonos conocer la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo.

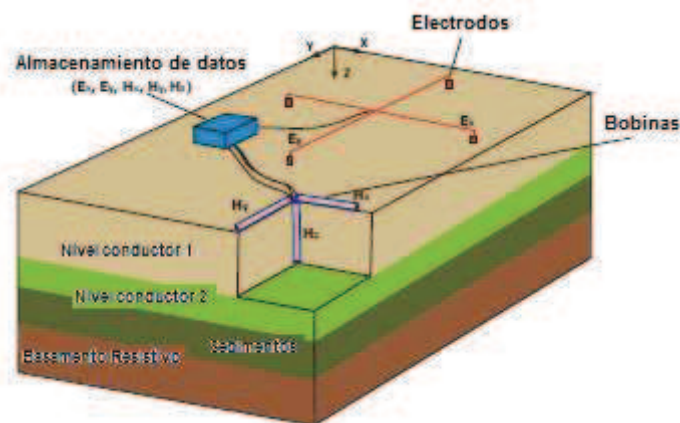


Figura 1. Modelo de implementación del equipo en campo (Gabàs, 2003).

La principal ventaja de este método es que se pueden alcanzar profundidades de exploración que van desde decenas de metros hasta el orden de kilómetros, lo cual para este caso es ideal ya que el recurso hídrico que se está buscando se encuentra dentro de este rango de penetración. Así, el diseño de la adquisición dependerá de la configuración del medio que se tenga, ya que la ubicación del recurso hídrico está en función de las características geológicas que se encuentren presentes en la zona de estudio.

1.3. Principios de Teoría Electromagnética

La principal ventaja de este método es que se pueden alcanzar profundidades de exploración que van desde decenas de metros hasta el orden de decenas de kilómetros, lo cual para este caso es ideal ya que el recurso hídrico que se está buscando se encuentra dentro de este rango de penetración. Así, el diseño de la adquisición dependerá de la configuración del medio que se tenga, ya que la ubicación del recurso hídrico está en función de las características geológicas que se encuentren presentes en la zona de estudio.

Las ecuaciones de Maxwell son la base para poder comprender los campos electromagnéticos, puesto que en ellas está basada toda la teoría que respalda este método. Con la ayuda de las ecuaciones de Maxwell es posible modelar a tamaño macroscópico las interacciones de la Tierra con los campos electromagnéticos que la rodean y así poder estudiar las estructuras en ella.

Según Serway (2009), las ecuaciones de Maxwell descritas de la siguiente manera:

$$\nabla \times H = J_c + \frac{\partial D}{\partial t} \quad \text{Ley de Ampere} \quad (1)$$

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad \text{Ley de Faraday} \quad (2)$$

$$\nabla \cdot D = \rho \quad \text{Ley de Gauss para campos Eléctricos} \quad (3)$$

$$\nabla \cdot B = 0$$

Ley de Gauss para
campos Magnéticos (No (4)
existencia de Monopolos)

“H” Intensidad de Campo magnético [A/m]

“E” Intensidad de Campo eléctrico [V/m]

“B” Vector de Inducción magnética [Wb/m²]

“D” Vector de desplazamiento eléctrico [C/m²]

“J” Densidad de Corriente [A/m²]

Con base en las definiciones dadas por Orellana (1974), se pueden describir de la siguiente manera:

Ley de Ampere

Establece la relación entre los campos eléctrico y magnético, con corrientes eléctricas, también establece la relación simétrica de la inducción, como un campo eléctrico variable, puede generar un campo magnético y como consecuencia, una corriente eléctrica en un circuito.

Si se ve la ecuación en el segundo elemento de la igualdad, el primer factor representa la corriente de conducción, mientras que el segundo factor representa la corriente de desplazamiento lo que indica que toda variación de flujo eléctrico implica una corriente de desplazamiento J_c que representa la densidad de corriente de conducción.

Ley de Faraday (Inducción Electromagnética)

La Ley de Faraday explica cómo un flujo de campo magnético variable en el tiempo puede inducir en un circuito una corriente eléctrica.

También establece que el rotacional del campo eléctrico inducido por un campo magnético variable es igual a menos la derivada parcial del campo magnético con respecto al tiempo.

Ley de Gauss para campo eléctrico

Esta ecuación establece que el flujo eléctrico total a través de cualquier superficie cerrada es igual a la carga neta encerrada por la superficie dividida entre ϵ_0 , por lo que las líneas de campo eléctrico se originan en cargas positivas y terminan en cargas negativas.

Ley de Gauss para campo magnético

Para esta ecuación el flujo magnético a través de una superficie cerrada es cero, es decir, el número de líneas de campo magnético que entran a la superficie es igual al número de líneas que salen. Esto significa que en la naturaleza no existen monopolos magnéticos, sólo existen dipolos o multipolos magnéticos.

1.4. Relaciones Constitutivas

La propagación de las ondas electromagnéticas depende de dos factores: 1) De la naturaleza del medio y sus propiedades como la permitividad o constante dieléctrica, la permeabilidad magnética y la conductividad y 2) de la frecuencia de la onda electromagnética.

Para completar el sistema de ecuaciones se tienen las relaciones constitutivas, que describen la dependencia de la propagación electromagnética con el medio, como el medio es muy complejo se hacen algunas simplificaciones para poder estudiarlo, entre estas simplificaciones se asume que se está trabajando en un medio homogéneo, lineal e isótropo, de tal manera que se reduce el campo de parámetros del tensor de conductividad, de la siguiente manera:

$$\sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yxx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} \text{ se simplifica a: } \sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{zz} \end{bmatrix}$$

Según Serway (2009), se puede considerar a las relaciones constitutivas como casos puntuales de las ecuaciones de Maxwell en condiciones en las que el medio es considerado homogéneo, lineal e isótropo, entonces en este caso es posible utilizarlas, ya que establecen

la relación entre el comportamiento electromagnético de los campos con las propiedades eléctricas y magnéticas del medio de propagación.

1ª Relación Constitutiva

$$J = \sigma E \quad (5)$$

Esta ecuación es conocida también bajo el nombre de la forma puntual de la Ley de Ohm, donde: “ σ ” [S/m] corresponde a la constante de conductividad eléctrica de la sustancia y es igual a $\sigma = 1/\rho$ (ρ resistividad del material [$\Omega \cdot m$]), y responde a las cargas libres de un medio en presencia de un campo eléctrico externo.

Para hacer válida esta ecuación se asume que se está trabajando en un medio homogéneo, lineal e isotrópico, donde las componentes del tensor de conductividad quedan: $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz}$, siendo las demás componentes iguales a cero, para el caso en el que el medio es anisótropo, se cumple que

$\sigma_{xx} \neq \sigma_{yy} \neq \sigma_{zz}$ y las demás componentes iguales a cero, en el caso de que el medio sea el vacío $\sigma=0$ ya que la conductividad varía respecto a la dirección en que se aplica el campo eléctrico.

2ª Relación Constitutiva

$$B = \mu H \quad (6)$$

Donde

“ μ ” Es la permeabilidad eléctrica [H/m]

“ μ_0 ” Permeabilidad del vacío, $4\pi \times 10^{-7}$ [H/m]

La permeabilidad eléctrica está dada por la permeabilidad del vacío multiplicada por la permeabilidad relativa, la cual se refiere a la permeabilidad que posee el material con el que se está trabajando, matemáticamente:

$$\mu = \mu_0 \mu_r \quad (7)$$

Para el caso de la segunda relación constitutiva, la permeabilidad magnética es una propiedad de los materiales, que depende de la interacción entre los campos magnéticos externos e internos y el movimiento de las cargas de estos, siendo ésta la capacidad del medio para atraer y hacer pasar a través de sí mismo los campos magnéticos existentes y la inducción magnética que aparezca en el interior del medio.

El caso en el que el campo interno quedara alineado con el campo externo, si ambos tienen la misma dirección, el campo total se incrementa, pero si tienen direcciones opuestas, el campo total disminuirá.

3ª Relación Constitutiva

La ecuación de relación entre el campo eléctrico y el campo de desplazamiento:

$$D = \epsilon E \quad (8)$$

Donde la permitividad eléctrica ϵ , es la capacidad de un material a polarizarse en respuesta a un campo eléctrico y de esa forma cancelar parcialmente el campo dentro del material.

“ ϵ ” se puede poner en función de la permitividad eléctrica del vacío:

$$\epsilon = \epsilon_0 \epsilon_r \quad (9)$$

Donde, “ ϵ_0 ” es la permitividad del vacío, es decir, 8.85×10^{-12} (F/m), y la “ ϵ_r ” es la susceptibilidad magnética, la cual expresa el grado de magnetización de un material en respuesta a un campo magnético y “ ϵ_r ” es la permitividad relativa, que también se puede

expresar como la proporción entre la permitividad y la permitividad del vacío la cual se define como

$$\varepsilon_r = 1 + \chi_e \qquad \varepsilon_r = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0} \qquad (10)$$

1.5. Modelo Cuasiestacionario

Dentro de la simplificación de modelos, el modelo cuasiestacionario se utiliza para caracterizar conductores y considera fenómenos variables en el tiempo. Es válido únicamente para bajas frecuencias, puesto que se aproxima al comportamiento de frecuencia cero o corriente continua (Vozoff, 1991).

De la Ley de Ampere se asume que las corrientes de conducción son nulas, por lo que queda:

$$\nabla \times H = J_c \qquad (11)$$

Así, junto con las relaciones constitutivas 2 y 3, y los valores en el espacio libre de “ ε_0 ” y “ μ_0 ” las ecuaciones de Maxwell quedan (Stanley y Gerald, 1987):

$$\nabla \times H = \sigma E \qquad (12)$$

$$\nabla \times E = -\mu \frac{\partial H}{\partial t} \qquad (13)$$

$$\nabla \cdot E = 0 \qquad (14)$$

$$\nabla \cdot H = 0 \qquad (15)$$

Así se define la ecuación de onda para campo Eléctrico y Magnético como:

$$\nabla^2 E - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} - \sigma \mu \frac{\partial E}{\partial t} = 0 \qquad (16)$$

$$\nabla^2 H - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 H}{\partial t^2} - \sigma \mu \frac{\partial H}{\partial t} = 0 \qquad (17)$$

Una vez deducida la ecuación de onda, se obtiene una constante, la cual involucra las propiedades de propagación del subsuelo.

$$\gamma^2 = (1+i)\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}} \quad (18)$$

Dado que la constante de propagación es un número complejo, se propone que:

$$\gamma = \alpha + i\beta \quad (19)$$

Donde alfa es la constante de fase y beta la constante de atenuación, que para el modelo cuasiestacionario quedan de la siguiente manera:

$$\alpha = \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}} \quad (20)$$

$$\beta = \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}} \quad (21)$$

1.6. Ecuaciones del Método Magnetotelúrico

Según Simpson y Bahr (2005), existen varias premisas que son condicionantes para establecer las ecuaciones del método magnetotelúrico. A continuación se describen detalladamente:

La Tierra no genera energía electromagnética, sólo la disipa o la absorbe, por lo que se trata de un medio pasivo.

Todos los campos son tratados como conservativos y analíticos lejos de la fuente.

El campo electromagnético considerado como fuente se haya lo suficientemente lejos para asumir el comportamiento de onda plana.

Se asume que no hay acumulación de cargas libres en el subsuelo por lo que la ley de Gauss para el campo eléctrico vale cero. Sin embargo, en el campo si se manifiestan pequeñas acumulaciones de cargas, las cuales generan el fenómeno de *static shift*.

Para las frecuencias en las que trabaja el método magnetotelúrico se considera la aproximación cuasiestática, es decir, que las corrientes de desplazamiento pueden ser despreciadas comparadas con las corrientes de conducción.

Las variaciones que pudiera experimentar la conductividad son de magnitud mayor que las que pudiera experimentar la permitividad eléctrica o la permitividad magnética de las rocas.

Finalmente se asume que los campos eléctricos y magnéticos varían en el tiempo es decir

$$e(r,t) = E(r,t)e^{i\omega t} \quad h(r,t) = H(r,t)e^{i\omega t} \quad (22)$$

Cualquier variación en la permitividad eléctrica y en la permeabilidad magnética de las rocas es comparada insignificadamente con la variación en la conductividad eléctrica de las rocas.

Se considera el dominio de la zona lejana, que es la relación que guardan las componentes respecto a la distancia (r) a la que se encuentran separadas la fuente y el punto de muestreo, de igual manera se involucran las propiedades del medio así como de la frecuencia, lo cual se puede ver como la relación que se tiene entre la fuente y la distancia “r” de separación al punto de muestreo o la profundidad de penetración δ (Zonge y Hughes, 1986).

$$|\gamma R| \gg 1, \text{ donde } |\gamma R| \text{ es el número de inducción}$$

Con estas aseveraciones las ecuaciones de Maxwell quedan escritas en el dominio de la frecuencia como:

$$\begin{array}{ll} \nabla \times H = J & \text{Ley de Ampere} \\ \nabla \times E = -i\omega\mu H & \text{Ley de Faraday} \end{array} \quad (23)$$

$$\begin{array}{ll} \text{Jaja, vale} & \text{Ley de Gauss para campos} \\ \nabla \cdot E = 0 & \text{el\u00e9ctricos} \end{array} \quad (25)$$

$$\begin{array}{ll} \nabla \cdot B = 0 & \text{Ley de Gauss para campos} \\ & \text{magn\u00e9ticos} \end{array} \quad (26)$$

1.7. Funciones de respuesta magnetotel\u00fcrica

A partir de las ecuaciones anteriores, es posible deducir las funciones de respuesta magnetotel\u00fcricas.

Impedancia

La impedancia seg\u00fan Vozoff (1972), como funci\u00f3n del periodo T, contiene informaci\u00f3n sobre la resistividad el\u00e9ctrica a distintas profundidades. Para el m\u00e9todo magnetotel\u00fcrico consiste en registrar al mismo tiempo y durante un mismo periodo de tiempo, las variaciones temporales de cuatro componentes, de las cuales dos son magn\u00e9ticas Hx, Hy y dos el\u00e9ctricas Ex y Ey, donde "x" y "y" son direcciones horizontales.

Por lo tanto, la impedancia est\u00e1 dada en el dominio de la frecuencia y es el operador que relaciona de forma lineal las componentes horizontales de campo el\u00e9ctrico E y del campo magn\u00e9tico H.

Est\u00e1 definida por la siguiente relaci\u00f3n:

$$Z = \frac{E}{H} \quad (27)$$

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \quad (28)$$

En estas ecuaciones los campos y las magnitudes son complejas, as\u00ed estos coeficientes forman las componentes de un tensor de 2x2, lo que da un tensor de impedancia que depende de la distribuci\u00f3n de la conductividad del subsuelo, y as\u00ed, con la impedancia (Z) para cada frecuencia o periodo se podr\u00e1 conocer la estructura del subsuelo en t\u00e9rminos de la resistividad el\u00e9ctrica del medio.

Dado que la impedancia Z es compleja posee parte real e imaginaria. Por lo tanto, cada componente Z_{ij} , de Z , no sólo tiene una magnitud, sino también una fase. A partir de la estimación de la impedancia para cada una de las frecuencias se puede calcular las resistividades y los ángulos de fase, utilizando las expresiones (Vozoff, 1972):

$$\rho_{a,ij(\omega)} = \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad \text{y} \quad \phi_{ij} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}\{Z_{ij}\}}{\text{Re}\{Z_{ij}\}} \right) \quad (29)$$

en donde $i, j = x$ o y , e Im y Re son las partes imaginaria y real de Z_{ij} respectivamente.

Tipper o Función de Transferencia Geomagnética.

Con base en el trabajo de Vozoff (1972), el *tipper* relaciona la componente vertical del campo magnético con sus componentes horizontales:

$$H_z = [T_x T_y] \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (30)$$

Donde T_x - T_y son las funciones de transferencia geomagnética, éstas son magnitudes complejas y dependerán de la conductividad eléctrica del medio. El vector real de estas magnitudes está sobre el plano x - y , y tiene la propiedad de ser perpendicular a las estructuras del medio por lo que su representación en un mapa es útil para localizar la distribución en planta de las estructuras anómalas.

Para el caso en el que se trate de un medio 2D, y el *strike* se encuentre orientado con una dirección de $\Phi \pm 90^\circ$ del eje x , la relación de las componentes del campo magnético se expresa (Vozoff, 1972)

$$H_z = T_x H_x + T_y H_y \quad (31)$$

T_x y T_y , tendrán la misma fase y se asume que se encuentran libres de ruido por lo que la división de T_x/T_y es un numero real, y el ángulo Φ , para que las componentes horizontales mantengan el ángulo (coherencia) con la componente vertical, se expresa como,

$$\phi = \arctan\left(\frac{T_y}{T_x}\right) \quad (32)$$

El tamaño de la dimensionalidad 3D es la diferencia entre el eje principal de dirección, obtenido por el tensor de impedancias rotado y los obtenidos del campo horizontal y vertical, llamado en la literatura como *Tipper skew*, este sesgo es cero siempre y cuando la parte real y la imaginaria de H_z sea coherente con la misma componente horizontal, de la estructura 2D.

$$TipperSkew = \frac{(A_r^2 + B_r^2) \tan^{-1}(A_r / B_r) - (A_i^2 + B_i^2) \tan^{-1}(A_i / B_i)}{T} \quad (34)$$

De T_x y T_y se puede calcular una H_z estimada y determinar si es coherente con la medida de la componente vertical

La coherencia se calcula mediante:

$$coh(H_z H_z^{pred}) = \frac{A^*(H_z H_x^*) + B^*(H_z H_x^*)}{(H_z H_x^*)^{1/2} [AA^*(H_x H_x^*) + BB^*(H_y H_y^*)]^{1/2}} \quad (35)$$

Estas dos ecuaciones juntas describen la relación de H_z con las dos componentes horizontales, y muestra la importancia de la localización lateral de los cambios de conductividad y la facilidad de interpretación de H_z .

Cercano a las estructuras de dimensionalidad 2D, el *tipper* puede ser comparado directamente con las componentes de campo vertical o horizontal y comparar la relación con otros modelos (Vozoff, 1972).

Penetración Nominal o *Skindepth*

Se define la profundidad nominal como la profundidad a la cual la amplitud de los campos se reduce en un factor “e”, de su valor en la superficie y tiene una relación inversa con la conductividad de las rocas, por lo tanto la impedancia como función del periodo T, contiene información sobre la resistividad eléctrica a distintas profundidades. De tal forma se puede ver que la penetración es mayor cuanto más resistivo es el medio, lo cual hace que el método sea muy socorrido para mapear estructuras resistivas de gran tamaño Vozoff (1972).

La penetración del campo dependerá del periodo de sondeo y de la conductividad de las estructuras en la Tierra, siendo que a una mayor frecuencia la profundidad es menor y a menor frecuencia mayor profundidad según Vozoff (1972).

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \quad [\text{m}] \quad \approx \frac{1}{2} \sqrt{\rho T} \quad [\text{Km}] \quad \text{o} \quad \delta = 503 \sqrt{\rho / f} \quad [\text{m}]$$

donde $\omega=2\pi f$ que es la frecuencia angular, μ es la permeabilidad magnética y ρ es la resistividad aparente del subsuelo, δ es la profundidad en km, la resistividad ρ en ohm.m y el periodo T en segundos.

1.8. Variantes del método magnetoteléurico

Aunque en este trabajo se hace hincapié en el método magnetoteléurico como una técnica de fuente natural, en general, se puede dividir en dos variantes principales, las de fuente natural y las de fuente controlada o artificial, entendiéndose por fuente natural la que involucra campos electromagnéticos que existen en la naturaleza como la radiación solar, la actividad meteorológica; por el contrario se tienen los de fuente controlada, que son campos electromagnéticos que son producidos por el hombre, como microondas, líneas de alta tensión entre otros.

Tabla 1. Clasificación de los métodos magnetotelúricos de acuerdo a la variación de la frecuencia.

<i>FUENTE NATURAL</i>		
Método	Frecuencia de Trabajo [Hz]	Profundidad de estudio
Magnetotelúrico (MT)	$1 \times 10^{-4} - 1 \times 10^1$	1 – 250 km
Audiomagnetotelúrico AMT)	$1 \times 10^1 - 1 \times 10^4$	0.1 – 5 km
<i>FUENTE CONTROLADA</i>		
Audiomagnetotelúrico con fuente artificial (CSAMT)	$1 \times 10^3 - 15 \times 10^3$	10 m – 1.5 km
Radiomagnetotelurico RMT)	$15 \times 10^3 - 1 \times 10^6$	0 – 5 km

1.9. Distorsión magnetotelúrica

Existen algunos fenómenos que modifican las respuestas magnetotelúricas y que se reflejan en las curvas de resistividad aparente y de fase. Estos fenómenos se pueden agrupar en dos rubros: la distorsión inductiva (si influye pero es de menor magnitud, por lo que no se corrige) y la distorsión galvánica, la cual es importante, pues su magnitud es considerable y se refleja en las curvas de resistividad aparente como un desplazamiento constante a lo largo de todo el intervalo de frecuencias.

La distorsión galvánica proviene del campo eléctrico primario, el cual produce cargas eléctricas, dando lugar a variaciones de conductividad a lo largo de zonas de transición o fronteras, el exceso de carga resulta en un campo eléctrico secundario, esto se produce por la presencia de cuerpos o estructuras tridimensionales que se encuentren en los primeros metros del subsuelo, las cuales responde a un campo eléctrico, lo que provoca la acumulación de cargas en las fronteras de las estructuras superficiales no inductivas y de pequeña escala. Esto crea un campo eléctrico local que puede modificar de forma significativa y en todo el rango de frecuencias, las medidas de la resistividad eléctrica y de la fase. Esta modificación sobre las respuestas se llama distorsión galvánica (Jiracek, 1990; Chave y Smith, 1994; Gabàs, 2003).

Los efectos inductivos siguen la ley de Faraday donde la derivada en tiempo del campo primario induce un exceso de corrientes, dando lugar al vórtice en donde las corrientes fluyen y se cierran en pequeños vértices provocando el campo secundario el cual se suma vectorialmente al primero, siendo el segundo campo auto inductivo el cual se puede expresar como la derivada en tiempo del potencial vectorial, la clasificación de las corrientes verticales inducidas por el campo secundario asociadas a corrientes secundarias, dan origen al efecto galvánico (Jiracek, 1990).

Las distorsiones galvánicas tienen un alcance local y actúan en cada estación magnetoteléfrica de manera independiente por lo que el comportamiento del campo eléctrico creado por el cuerpo enterrado a poca profundidad provoca este tipo de distorsión (Jiracek, 1990; Chave y Smith, 1994; Gabàs, 2003).

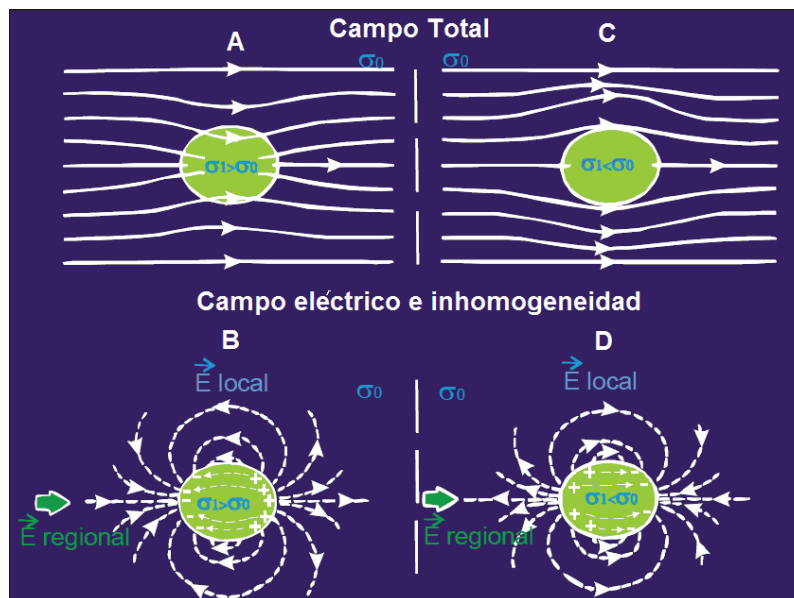


Figura 2. Campo eléctrico e inhomogeneidad.

A) Campo eléctrico medido en el caso de que la inhomogeneidad sea más conductora que el medio, Cuando un cuerpo es más conductor que el medio que le rodea, la estructura canaliza las líneas de corriente a través de él facilitando su paso B) Distorsión galvánica provocada, C) Campo eléctrico total en el caso de que la inhomogeneidad sea más resistente que el medio, el cuerpo tiene una resistividad superior a la del medio, éste se comporta como si fuera un obstáculo y obliga a las líneas de corriente a bordear su contorno. D) Distorsión galvánica provocada. El campo eléctrico medido, es en realidad la suma del campo eléctrico regional y el campo eléctrico local (Jiracek, 1990).

1.10. Corrección por *static shift*

El fenómeno de *static shift* puede ser originado por cualquier cuerpo subterráneo superficial que presente características que se reflejen como un contraste de conductividad a profundidad y una pérdida de dimensionalidad a la penetración de los campos electromagnéticos. Conductividades discontinuas provocan distorsiones locales de las amplitudes de los campos eléctricos como consecuencia de la conservación de las cargas eléctricas, por lo tanto causando variaciones de la impedancia las cuales pueden aumentar o disminuir en un factor de escala real. Estas cargas eléctrica se obtiene de la derivada de la ecuación de dispersión en la que se asume que $\nabla \cdot E = 0$, en este caso cuando una corriente atraviesa una discontinuidad las cargas se acumulan a lo largo de la discontinuidad, lo que se interpreta en las curvas de resistividad aparente como "estática" porque, a diferencia de la inducción, la conducción no es un proceso dependiente del tiempo (Simpson y Bahr, 2005).

El *static shift* se presenta con mayor frecuencia en entornos altamente resistivos, donde la presencia de heterogeneidades conductoras de pequeña escala tienen más efecto sobre los campos eléctricos. Sin embargo, una respuesta no inductiva comúnmente se asocia a efectos galvánicos, en ocasiones este efecto se asocia a ambientes geoelectricos complicados que afectan la fase, causando una mezcla de las diferentes polarizaciones, siendo el *static shift* un subconjunto de estos tipos de efectos galvánicos (Simpson y Bahr, 2005).

El *static shift* no depende del tiempo y no afecta la fase, de hecho, la presencia del *static shift* es más fácil de identificar en los datos de resistividad aparentes ya que en las curvas de resistividad se distingue un desplazamiento de las curvas una respecto a la otra, por lo que se ven curvas separadas, mientras que las curvas de la fase se mantienen juntas.

El *static shift* provoca un desplazamiento independiente en la frecuencia para cada curva de resistividad aparente, las curvas son paralelas a su verdadero nivel, pero se escalan por factores reales. El factor de escala o *static shift* no se puede determinar directamente a partir

de datos de MT registradas en un solo sitio. Un cambio paralelo entre dos polarizaciones de las curvas de resistividad aparente es un indicador fiable de la presencia del fenómeno de *static shift*. Sin embargo, la falta de cambio entre dos curvas de resistividad aparente no garantiza necesariamente una ausencia de *static shift*, ya que las dos curvas pueden ser alteradas por el mismo valor, haciendo imperceptible la presencia del fenómeno, por lo que el nivel correcto de las curvas de resistividad aparente puede estar encima, debajo o entre los niveles medidos. Si los datos de MT se interpretan a través de 1D un modelo, sin corregir por *static shift*, la profundidad a un cuerpo conductor se desplazará por la raíz cuadrada del factor por el que la resistividades aparente se cambian de puesto, y el modelo de resistividad se desplaza a un modelo 2D y/o modelo 3D, estos modelos pueden contener estructuras extrañas si se ignora el fenómeno de *static shift*. Por lo tanto, los datos adicionales o supuestos con frecuencia son requeridos (Simpson y Bahr, 2005).

Las correcciones para *static shift* pueden clasificarse en tres grandes métodos:

- 1) Correcciones de periodos cortos, es decir, de las mediciones cerca de la superficie (por ejemplo, TEM, DC).
- 2) Estadística (promedios), tiende a dar una relación, en lugar de valores absolutos del *static shift*, esta técnica es buena para conservar las dimensiones de una anomalía en un medio multidimensional, pero arroja valores erróneos en cuanto a conductividad y profundidad del cuerpo.
- 3) Correcciones de periodo largo, basándose en las estructuras profundas, o funciones de transferencia magnética.