

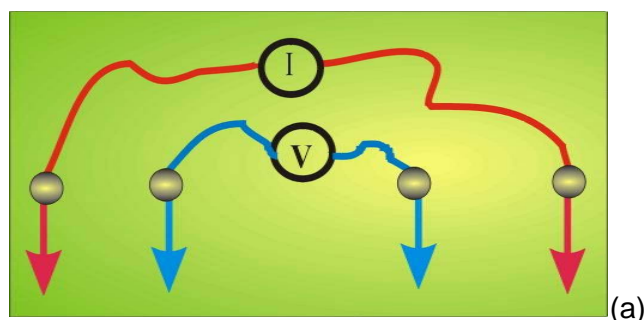
TEMA 2. PROSPECCIÓN ELÉCTRICA EN CORRIENTE CONTINUA

2.1 PRINCIPIOS BÁSICOS DEL CAMPO ELÉCTRICO

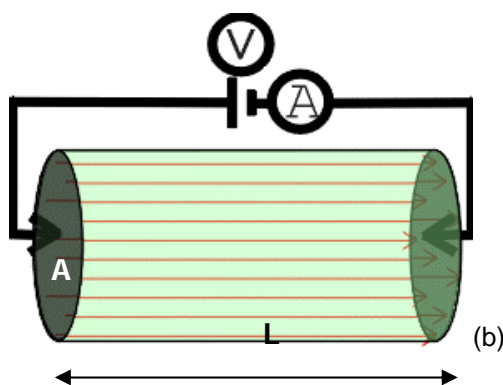
Los métodos de prospección eléctrica en corriente continua se fundamentan en la teoría general del campo eléctrico estacionario¹ y se basan en detectar los efectos superficiales que produce el flujo de una corriente eléctrica, natural o inducida, por el subsuelo.

En 1829, el inglés Robert Were Fox descubrió que ciertos minerales producen débiles corrientes eléctricas apreciables desde la superficie (polarización espontánea) y sugirió su uso para la prospección de yacimientos. A partir de esa fecha los métodos prospectivos fueron evolucionando hasta que en 1913 Conrad Schlumberguer introduce una fuente artificial (inyección del corriente al suelo) para estudiar la cuenca silúrica de Calvados (Francia) y, alrededor de 1925, él y Frank Wenner idean el dispositivo tetraelectródico base de la prospección actual.

Los parámetros que se suelen medir en prospección geoelectrica son: la diferencia de potencial y la intensidad de corriente (Figura 2.1-a). Pero el parámetro físico básico que se obtiene es la resistividad del subsuelo, es decir, la resistencia específica de los diferentes terrenos (Figura 1-b). La unidad de resistividad o resistencia específica es el ohmio-metro ($\Omega \cdot m^2/m$ o $\Omega \cdot m$), que corresponde a la intensidad de 1 amperio que permite pasar un conductor de sección de $1 m^2$ y longitud de 1 m cuando se le aplica en sus caras opuestas una diferencia de potencial de 1 V. En ocasiones, en lugar de la resistividad se emplea la conductividad (σ), que es su inverso.



Los métodos eléctricos se basan en la Ley de Ohm ($R=V/I$). A grandes rasgos consisten en calcular la resistividad del terreno inyectando una corriente eléctrica conocida (I) mediante electrodos clavados al suelo y medir la diferencia de potencial en dos electrodos (ΔV) intermedios.



$$R = \frac{V}{I} \quad ; \quad R = \rho \frac{L}{A} \Rightarrow \rho = R \frac{A}{L}$$

- R: resistencia eléctrica (Ω)
- V: diferencia de potencial entre los bornes (V)
- I: intensidad de corriente que circula por la muestra (A)
- ρ : resistividad del medio (Ωm)
- L: longitud de la muestra (m)
- A: área de la muestra (m^2)

Figura 2.1. Concepto de medida y definición de la resistividad de un material. Si se aplica la ley de Ohm directamente el parámetro que se obtiene es la resistencia total del circuito (R), lo cual no es un buen indicador del tipo de material ya que depende del área y de su longitud. Se necesita, por tanto un parámetro específico de cada material e independiente de sus dimensiones. Surge así el concepto de resistividad de un material (ρ). En prospección geoelectrica las resistividades se calculan porque se conoce I, V y L (distancia entre electrodos). – El área A se estima unitaria-. Al cociente A/L se le suele llamar “constante geométrica” y depende, en cada caso, de la posición donde se clavan los electrodos.

¹ Regido por las ecuaciones de Maxwell para campos no dependientes del tiempo: $\nabla \times E = 0$ y $\nabla \times H = J$.

Existen una gran variedad de métodos y dispositivos para llevar a cabo una prospección eléctrica y cada uno de ellos es más o menos adecuado según sea el objetivo del estudio, el tipo de terreno, la zona de trabajo (topografía y escala) y las características eléctricas de las rocas y los suelos (que varían enormemente). Pero todas las configuraciones electrónicas se basan en medir las diferencias de potencial en el subsuelo (natural o generado mediante inyección artificial de corriente). Esquemáticamente, un equipo habitual de trabajo consiste en: 1) un conjunto de electrodos (inpolarizables) que se clavan en el suelo y que actúan como puntos de inyección/medición, 2) una batería para inyectar la corriente y que está regulada por 3) un amperímetro, 4) un microvoltímetro para medir la diferencia de potencial, y los cables eléctricos necesarios para las conexiones (Figura 2.2).



Figura 2.2. Elementos de un equipo básico de prospección eléctrica. Normalmente Los equipos modernos llevan el milivoltímetro y el amperímetro integrado en un mismo registrador llamado resistivímetro. En él también residen los programas de control "geométrico" de los electrodos para regular los distintos dispositivos de adquisición de los datos. Normalmente, el intercambio de las funciones de potencial/corriente de los electrodos está controlado por un dispositivo externo de relés.

Los métodos eléctricos proporcionan imágenes del subsuelo (modelos) en términos de resistividades. En estudios hidrogeológicos este resultado es muy útil puesto normalmente existe buena correlación entre este parámetro (resistividad) y las diferentes litologías; especialmente en la detección de los tramos arcillosos. En general son métodos económicos y de, relativamente, fácil aplicación en comparación con otras técnicas. Esto supone que se apliquen mucho, tanto a modo de campañas de campo individuales o como complemento de otros métodos.

2.2 COMPORTAMIENTO ELÉCTRICO DE LOS MATERIALES Y CONTENIDO EN AGUA INTERSTICIAL

La mayor parte de las rocas y de los suelos pueden ser considerados como materiales aislantes o de muy elevada resistividad; y sólo los minerales metálicos y algunas de sus sales son conductores (conducción electrónica). Así, únicamente algunas arcillas, no desecadas, y unos pocos minerales, magnetita, hematita especular, carbón, piritas y sulfuros metálicos (cuando se encuentran en suficiente

concentración) pueden presentar conducción electrónica. Sin embargo, cualquiera de los materiales terrestres poseen poros que pueden estar saturados de agua (o de otro fluido), pero casi siempre tienen cierto grado de humedad. De modo que en el caso de suelos y rocas no conductores la conducción de la corriente eléctrica se realiza exclusivamente por conducción iónica; debido a la presencia de agua (o fluido) contenida en los poros y/o en las fisuras. -Cabe señalar que, para que sea efectiva macroscópicamente la conducción de la corriente eléctrica en un medio, los poros deben estar conectados-

Si bien el agua pura es prácticamente aislante, las aguas de la naturaleza vienen acompañadas de sales disueltas en forma iónica y por tanto, la conductividad del agua es directamente proporcional a su grado de salinidad (Tabla 2.1).

Tipo	Resistividad (Ωm)
Agua de lagos y arroyos de alta montaña.	10^3 a $3 \cdot 10^3$
Aguas dulces superficiales	10 a 10^3
Aguas salobres superficiales	2 a 10
Aguas subterráneas	1 a 20
Aguas de lagos salados	0.1 a 1
Aguas marinas	~ 0.2
Aguas de impregnación de rocas	0.03 a 10

Tabla 2.1. Resistividades características de las aguas. Estos datos se refieren a los márgenes de variación usuales. Excepcionalmente se encuentran resistividades que exceden a los indicados. Así la resistividad de las aguas del Mar Muerto es de $0.05 \Omega\text{m}$, y las aguas saladas de algunos yacimientos petrolíferos pueden llegar a valores análogos.

La cantidad y clase de estas sales depende de la naturaleza de las rocas con las que las aguas hayan entrado en contacto durante su recorrido (generalmente suele predominar el ClNa). Así, La cantidad de sales disueltas puede oscilar entre los 0.1 g/l que corresponden aguas puras muy poco mineralizadas, y los 35 g/l del agua marina; cifra que es superada por algunas aguas salobres de mina y por lagos salados (el Mar Muerto tiene 250 g/l).

Por lo expuesto anteriormente, la resistividad de las rocas depende de demasiados factores (composición, porosidad conectada, tipo de fluido, fisuración, metamorfismo etc.) para que se pueda atribuir un solo valor a cada tipo de roca. Pero dado que una campaña geofísica siempre va acompañada de cierta información geológica, normalmente se reduce el margen interpretativo y pueden identificarse los materiales. En la Tabla 2.2 se presentan los rangos de variación de resistividad para las litologías más usuales. Como se desprende de su análisis, los materiales más conductores que hay en la naturaleza son los metales y los más resistivos son los agregados cristalinos. En la banda media, entre los $1 \Omega\text{m}$ y $10.000 \Omega\text{m}$, se sitúan la mayoría de las litologías implicadas en los estudios hidrogeológicos. Así, las arcillas que forman la mayoría de los tramos acuitardos se distinguen por tener bajas resistividades (entre 2 y $50 \Omega\text{m}$).

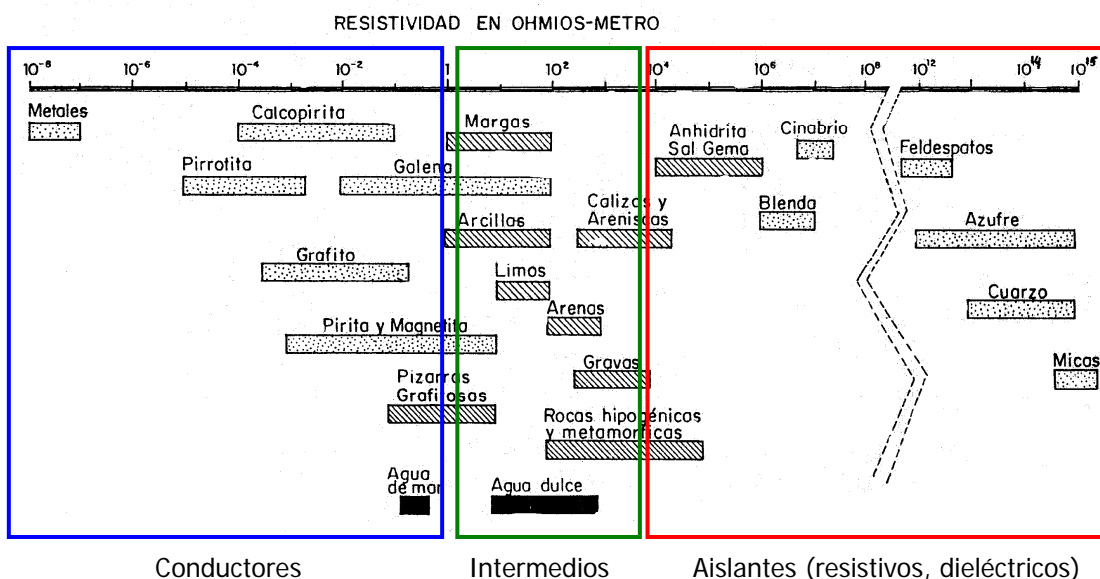


Tabla 2.2. Gráfico de los márgenes de variación de las resistividades más comunes de algunas rocas y minerales. La fisuración, la impregnación de agua salada, etc. extienden estos límites.

2.3. IDEAS BÁSICAS: RESISTIVIDAD APARENTE, PRINCIPIO DE EQUIVALENCIA Y “PROBLEMA INVERSO”

A continuación se exponen tres nociones fundamentales en prospección eléctrica. Evidentemente, existe toda una formulación fisico-matemática que las justifican pero cae fuera del alcance de este curso². En este apartado sólo se pretende que queden claros los tres conceptos porque constituyen las claves para poder apreciar la calidad de un informe geofísico.

- RESISTIVIDAD APARENTE

Es un concepto de importancia fundamental en prospección y surge cuando se realizan mediciones sobre un subsuelo heterogéneo (Figura 2.3) donde la resistividad medida llamada resistividad aparente (ρ_a) es ficticia ya que es un “promedio” de las resistividades bajo cada uno de los electrodos; ni tan sólo puede considerarse media ponderada. Esta resistividad aparente (ρ_a) es la variable experimental con que expresan los datos de campo de la mayoría de métodos geoelectrónicos y se toma como base de su interpretación (ver próximo apartado). Su unidad también es el $\Omega.m$

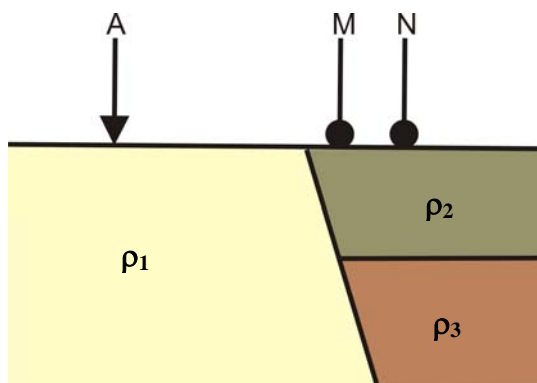


Figura 2.3. El concepto de resistividad aparente surge en medios heterogéneos. Es la resistividad que tendría un medio homogéneo si al introducir una determinada intensidad I midiésemos un voltaje V.

² En el apartado de bibliografía se citan libros en donde estos conceptos están desarrollados.

- PRINCIPIO DE EQUIVALENCIA

El principio de equivalencia se presenta en dos casos:

- 1- Cuando una capa es mucho más resistiva que las suprayacentes y su espesor no es muy grande (menor conductancia S). Entonces, puede dividirse su espesor y multiplicarse su resistividad por un mismo número (>1) sin que el corte se modifique apreciablemente (equivalencia en T).
- 2- Cuando una capa es mucho menos resistiva que la de las capas suprayacentes, pueden multiplicarse su espesor y su resistividad por un mismo número (>1) sin que el corte se modifique apreciablemente (equivalencia en S).

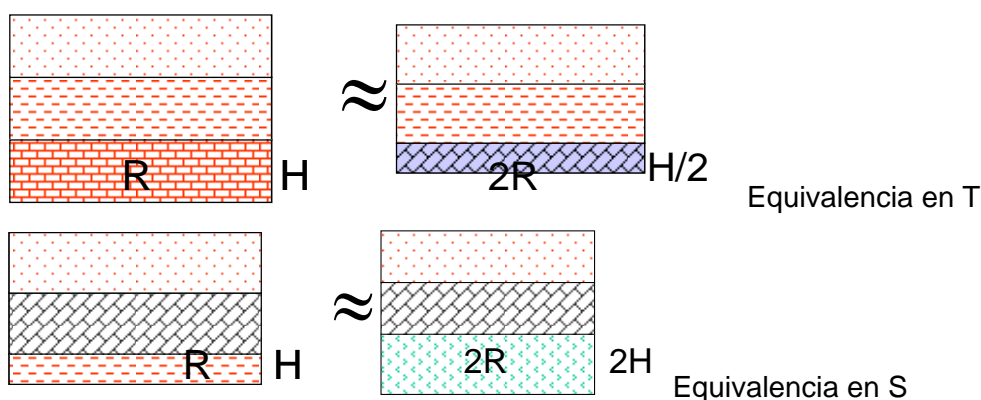


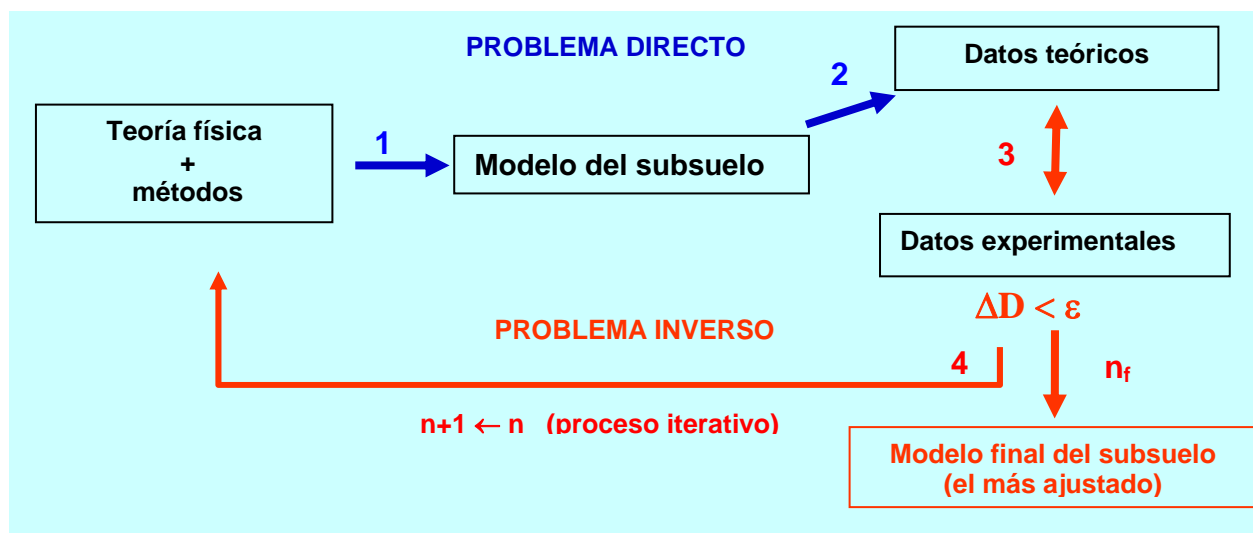
Figura 2.4. Esquema del principio de equivalencia S y T en prospección eléctrica. A partir de las curvas de campo no pueden discriminarse estas dos situaciones.

La consecuencia principal del principio de equivalencia es que a diferentes cortes geoeléctricos le pueden corresponder curvas experimentales muy semejantes entre sí; y aunque no sean exactamente iguales pueden considerarse como equivalentes dentro de la precisión alcanzable en la práctica.

- PROBLEMA INVERSO

Este concepto constituye una técnica matemática muy usada en el tratamiento de la mayoría de los datos geofísicos. Consiste en calcular el modelo geofísico del subsuelo a partir de los datos experimentales realizando un proceso de cálculo iterativo hasta encontrar el modelo que mejor ajusta.

En el esquema siguiente se explica a modo general en que consiste y en la Figura 11 se presenta un ejemplo del cálculo por inversión. - Este concepto, el cálculo del modelo inverso, irá apareciendo a lo largo de todos los apuntes -.



Esquema de resolución del problema inverso para datos geofísicos. A grandes rasgos consiste en calcular el modelo teórico del subsuelo que mejor ajusta los datos experimentales. Se parte (1) por generar un primer modelo teórico muy simple y calcular (a partir de la teoría física) los datos de campo que este modelo generaría (2). A continuación (3) se comparan estos “datos teóricos” con los datos experimentales y si la diferencia entre ellos (RMS) es mayor que un umbral preestablecido, se pasa a modificar el modelo inicial (4) y vuelven a calcularse otros datos teóricos que son nuevamente comparados con los experimentales. Este proceso iterativo (comparación-modificación del modelo) va repitiéndose hasta que la diferencia entre los datos teóricos y los experimentales sea menor que el umbral establecido. Entonces se valida el último modelo calculado ya que es el que ajusta mejor los datos de campo. Nota: el proceso por el cual se calculan los datos teóricos a partir de un modelo del subsuelo se llama problema directo.

En el caso de una prospección eléctrica el problema directo consiste en (1) aplicar las leyes del campo eléctrico y un determinado dispositivo electródico (teoría física) a un determinado modelo del terreno que tiene una distribución de resistividades reales para obtener (2) las resistividades aparentes del subsuelo (datos teóricos). Estos datos teóricos son la solución del problema directo. Entonces se empieza a proceder con el problema inverso (o inversión): (3) se comparan los datos teóricos con las resistividades aparentes obtenidas en el campo (datos experimentales) y si las diferencias entre estos dos conjuntos son significativas, (4) se pasa a modificar ligeramente el modelo del subsuelo a fin de obtener una nueva curva de resistividades aparentes, que a su vez volverá a compararse con los datos experimentales. El proceso, llamado proceso iterativo, finaliza cuando la diferencia entre los puntos experimentales y los teóricos es menor que un valor fijado como el valor mínimo aceptable. O sea, que al final de todo el cálculo puede afirmarse que el modelo de resistividades calculado es el que ajusta mejor los datos teóricos con los experimentales y, por tanto la solución obtenida es, de entre las posibles, la más fiable.

Nota: En la Figura 2.12 se presenta el resultado del cálculo por inversión (Pág. 23).

2.4 DISPOSITIVOS ELÉCTRICOS APLICADOS A LA PROSPECCIÓN HIDROGEOLÓGICA

En hidrología los dispositivos más utilizados son dos:

1) El clásico sondeo eléctrico vertical (SEV) simétrico Schlumberger que se utiliza para inspeccionar el subsuelo más profundo (Figura 2.5).

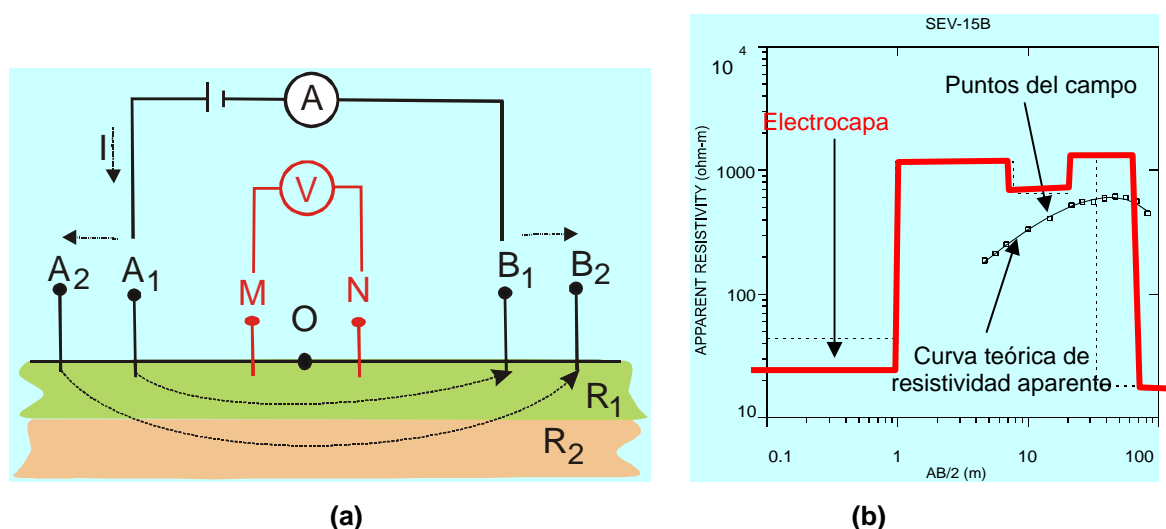
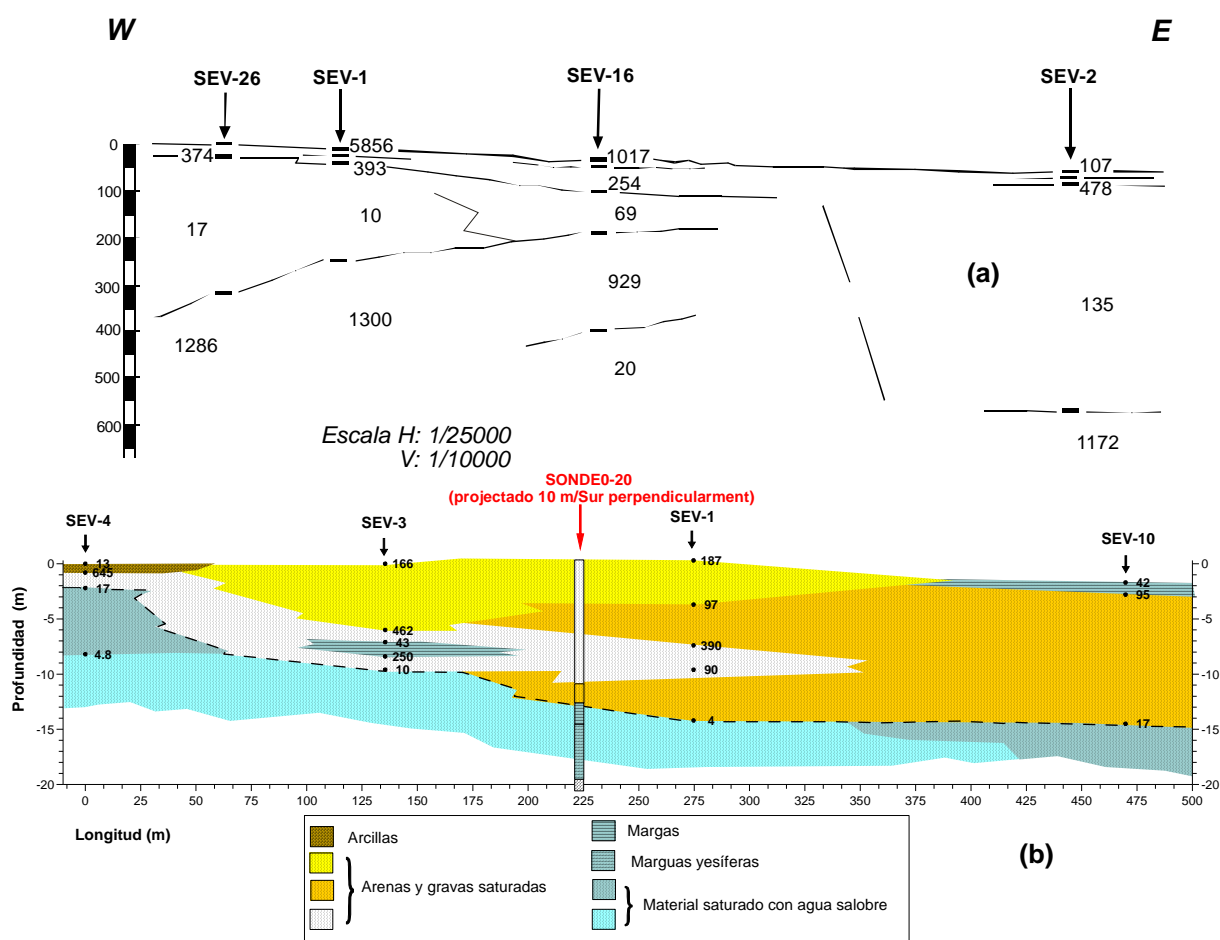


Figura 2.5. (a) Configuración electródica de un Sondeo Eléctrico Vertical de dispositivo Shulmberger simétrico. (b) Curva de resistividad aparente del terreno, modelo 1D calculado (electro capas del subsuelo) y curva teórica generada por el modelo. En este caso, el modelo del subuelo bajo el punto O (en rojo) está formado por 4 electrocapas de resistividades y profundidades: $45 \Omega \cdot m - 1m$ / $1300 \Omega \cdot m - 8m$ / $700 \Omega \cdot m - 22m$ / $1400 \Omega \cdot m - 33m$ / que se asientan sobre un medio semi-infinito conductor de $18 \Omega \cdot m$ (última capa detectada).

Un Sondeo Eléctrico Vertical (SEV)³ de dispositivo Schulmberger simétrico, consiste en emplazar los electrodos M N de medida del potencial eléctrico (V) a una distancia de un punto central O (origen) al que se van a referir todas las medidas. A continuación se emplazan los electrodos AB por donde se inyecta la corriente. Para cada posición AB se mide la corriente inyectada, el potencial recibido en MN y se calcula la resistividad aparente. A continuación se desplazan simétricamente los electrodos AB a otra posición y se realiza una nueva medición (Figura 5a).

El resultado es una gráfica de puntos experimentales (Figura 2.5b) llamada curva de resistividad aparente del terreno, donde la profundidad de investigación depende de la distancia entre los puntos A B (en la nomenclatura apertura de ala), de modo que las líneas de corriente penetran más en el subsuelo cuanto mayor sea el ala AB. Dado que es un dispositivo simétrico los datos se representan un gráfico cuyo eje de las abscisas es la distancia de semi-ala (AB/2, en m) y el de las ordenadas las resistividades (en $\Omega.m$). -Normalmente se grafica en escala bilogarítmica-. Los datos se procesan aplicando el método inverso y el resultado es un modelo del terreno (1D) formado por una serie de electrocapas horizontales bajo el punto O. Cada electrocapa está definida por un valor de resistividad y una profundidad que suele presentarse en el mismo gráfico (véase recta quebrada roja en la Figura 2.5b); juntas producen la curva de resistividad aparente teórica (Figura 2.5b). Cuanto más se adapte esta curva a los puntos de resistividad aparente del campo, más fiable es el modelo.

Cuando en una misma zona se realizan varios SEV, éstos se correlacionan entre sí para obtener el llamado “corte geo-eléctrico del subsuelo” (Figura 2.6).



³ En nomenclatura anglosajona EVS (Electric Vertical Sounding).

Figura 2.6. (a) El corte geoelectrico proporciona una imagen del subsuelo en términos de electrocapas, a partir de éstas y con la información geológica de la zona se puede realizar su interpretación litológica (b). Nota: El corte interpretado (b) no tiene nada que ver con el corte geoelectrico (a).

Existen otro tipo de configuraciones de electrodos (dispositivo wenner, dipolares, etc.) que se utilizan según sea el objetivo y las condiciones de la prospección. En todas ellas la variación del espaciado y la geometría de los electrodos conllevan a reformular el cálculo de la resistividad ya que se varía la constante geométrica del dispositivo.

En el Anexo 2 (&2.1) se incorpora un artículo de detección de la cuña de intrusión salina utilizando SEV

2) Los perfiles de tomografía eléctrica. Técnica de reciente implantación que se aplica mayoritariamente para inspeccionar las capas más superficiales; se suele llegar a un máximo de 120 m de profundidad.

La tomografía eléctrica aunque utiliza el mismo principio físico que el SEV, proporciona una imagen muy detallada del subsuelo, ya que los electrodos suelen colocarse más juntos. Los datos de campo obtenidos son resistividades aparentes del terreno situadas en una malla geométrica, las cuales deben invertirse para obtener el perfil de resistividad real del terreno (Figura 2.7).

Como ejemplo de la técnica (Anejo3) se realizará una práctica de tomografía eléctrica.

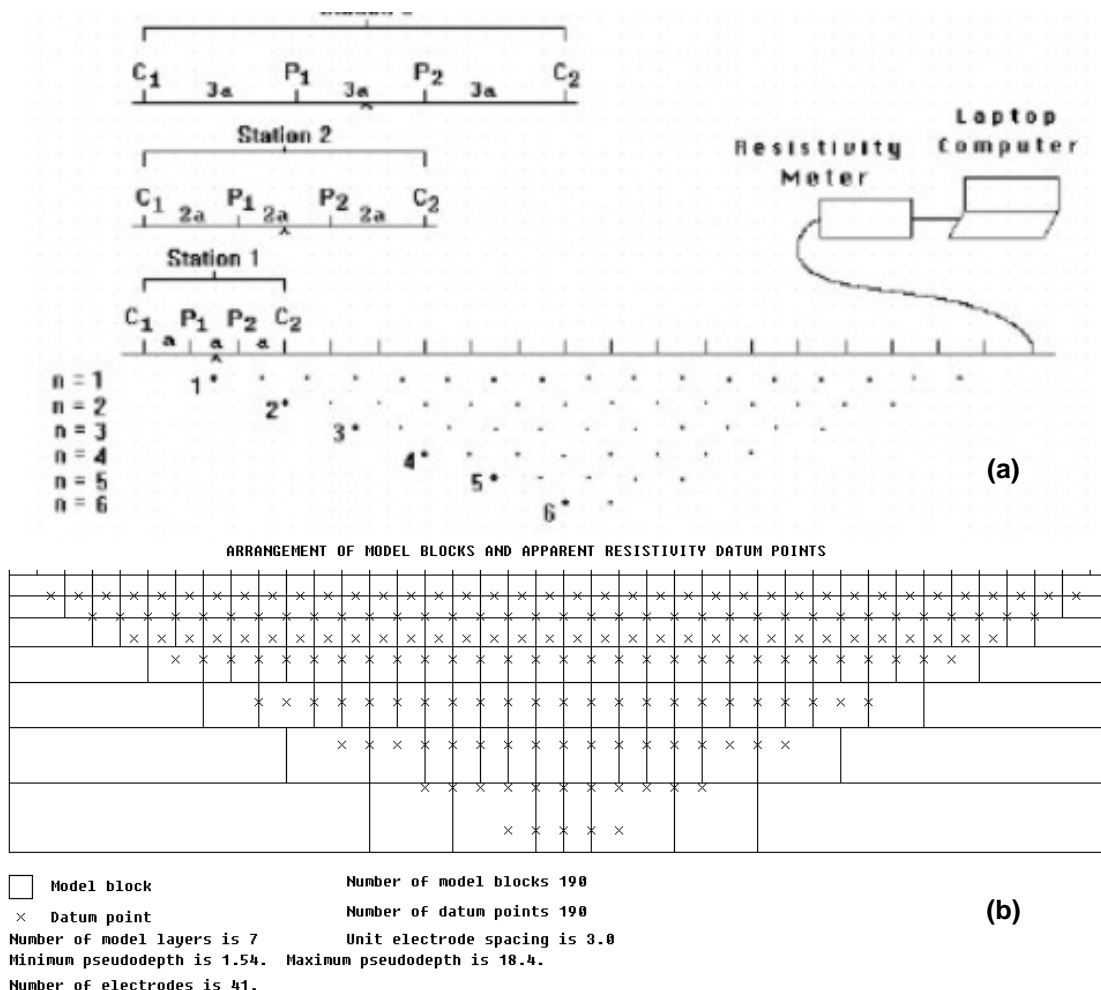


Figura 2.7. Configuración multieléctrica para la tomografía eléctrica. Se van tomando medidas para diferentes combinaciones entre electrodos de corriente y de potencial proporcionando una distribución de resistividades aparentes en los diferentes puntos del subsuelo. (a) Secuencia de medidas para obtener una pseudosección de tomografía eléctrica. (b) Geometría de la distribución de resistividades aparentes (cruces) y división en bloques (rectángulos) del

subsuelo donde se van asignando los valores de resistividad para el cálculo del modelo inverso.

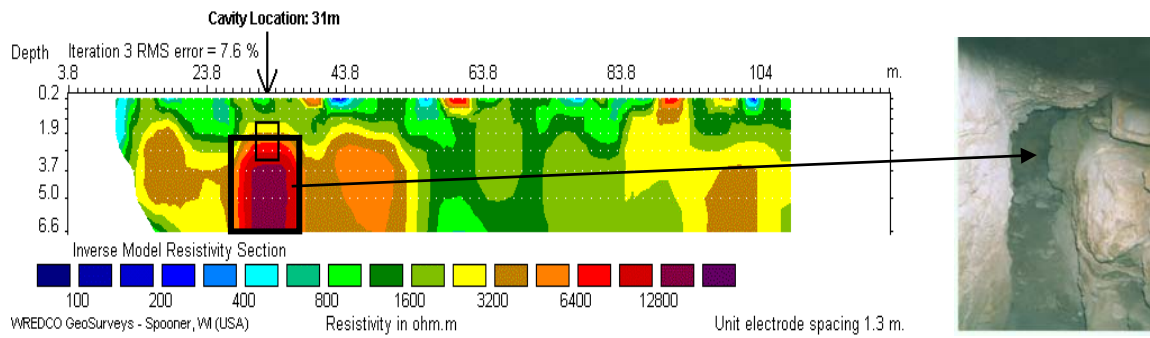


Figura 2.8. Resultado de un perfil de tomografía eléctrica superficial en donde se detecta una cavidad caracterizada por su elevada resistividad (aire).

3) Otros equipos. En la actualidad la mayoría de los equipos de prospección eléctrica (Figura 2.9) que se están diseñando están orientados a optimizar la obtención de datos. Sobre todo en el aspecto de la rapidez para poder así prospectar grandes áreas, y en tiempo real para tener una imagen inmediata del subsuelo. Pero, de momento, los equipos “rápidos” poseen poca penetración (máximo de 20 m de profundidad) de forma que pueden ser muy útiles en arqueología, en edafología y para contaminación superficial, pero son de escasa aplicación a la hidrología más profunda (detección de zonas superficiales contaminadas, direcciones de escorrentía, etc.).

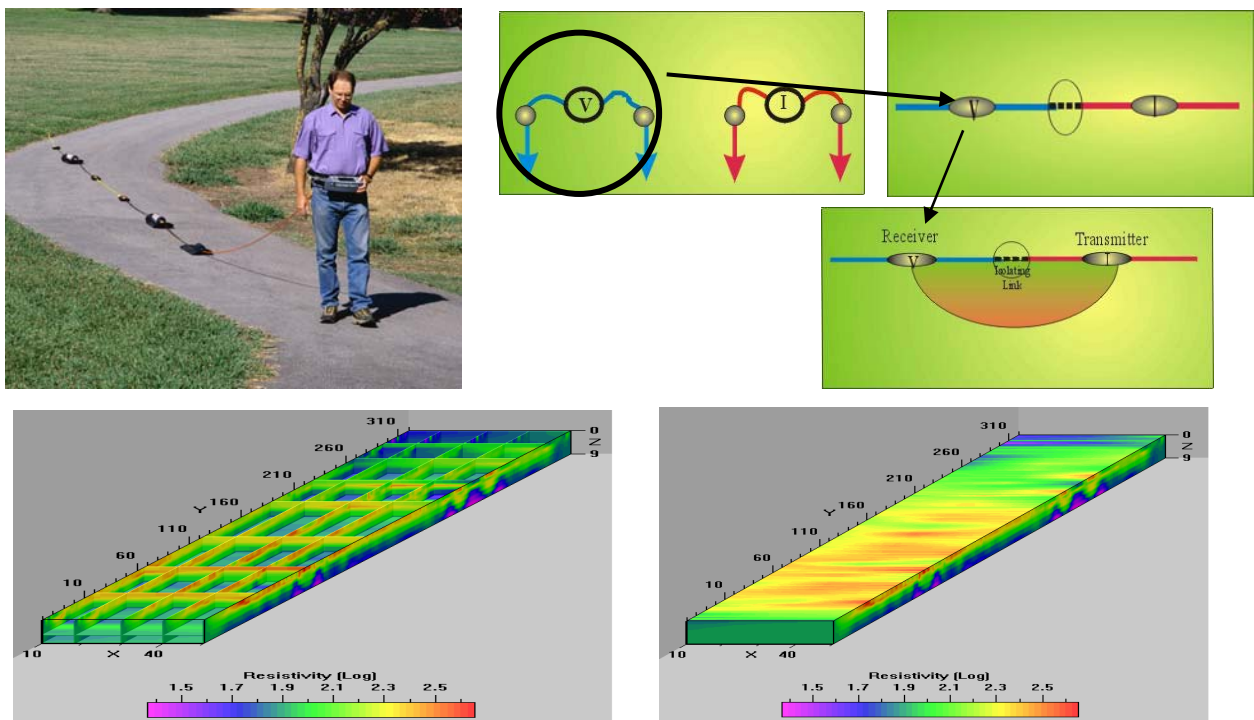


Figura 2.9. El Ohm-mapper es un dispositivo que permite adquirir rápidamente perfiles eléctricos y así facilitar la obtención de imágenes tridimensionales (3D).

2.5 EJEMPLOS DE APLICACIÓN

1) Prospección con potencial espontáneo.

Es un método que se utiliza desde hace tiempo, principalmente para detectar fugas de flujo superficial y consiste en ir midiendo el potencial natural del terreno. En la mayoría de los casos las variaciones de potencial que se generan de forma natural son debidas a fenómenos de polarización electroquímica: se genera una diferencia de potencial como consecuencia de la circulación de un fluido (por ejemplo el agua, con unas determinadas características eléctricas) a través de los poros (fisuras, contactos, oquedades, etc.) de un determinado material.

Los lugares donde suelen detectarse bien variaciones de potencial espontáneo suelen ser: manantiales de agua caliente, presas con rocas fisuradas, alrededores de pozos con bombeo de agua, zonas de relieve topográfico importante. La variación del voltaje registrado es como máximo de centenares de milivoltios. En este caso el equipo de trabajo consiste únicamente de dos electrodos inpolari­zables, un microvoltímetro, y los necesarios cables eléctricos de conexión. Y hay que tener en cuenta que al planificar las mediciones es necesario que se efectúen alejadas de líneas de conducción de corriente, vallas metálicas, pozos entubados y objetos artificiales enterrados (hormigón, bidones...), ya que suelen generar grandes anomalías negativas.

Generalmente, la interpretación del método del potencial espontáneo es únicamente cualitativa; si bien últimamente se están desarrollando técnicas de interpretación semicuantitativa y/o cuantitativa. Habitualmente, la interpretación cualitativa se lleva a cabo mediante un mapa de contorno de líneas de equipotencial eléctrico.

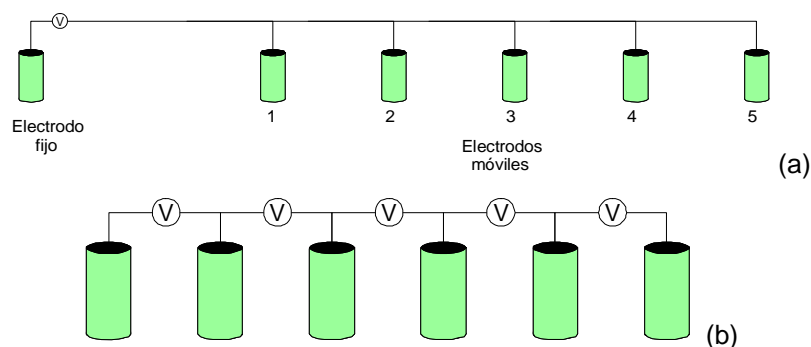
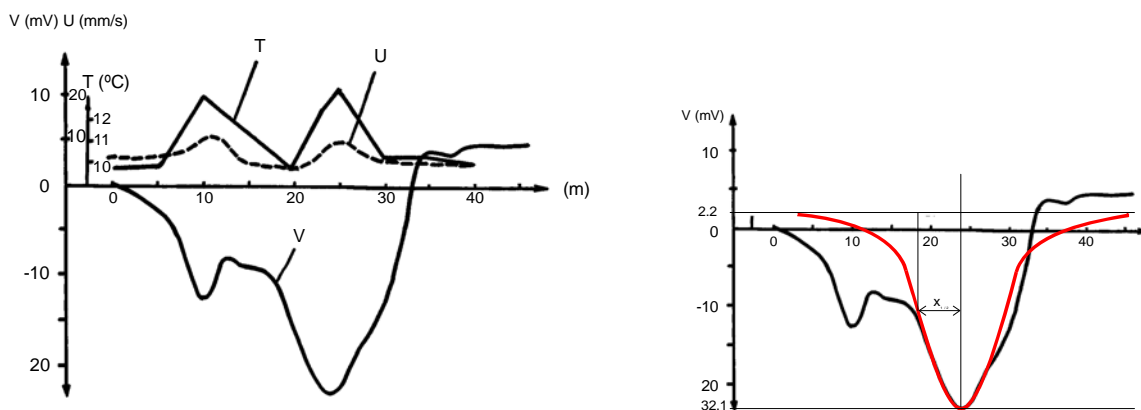


Figura 2.10. Para el trabajo con el potencial espontáneo pueden configurarse dos tipos de dispositivo: a) Dispositivo de base fija. El dispositivo consiste en la colocación de un electrodo en un punto fijo y variar la colocación del otro a lo largo de un perfil. En cada punto se efectúa una medición de la diferencia de potencial. b) Dispositivo dipolar o de gradiente. El dispositivo consiste en ir desplazando los dos electrodos a lo largo de un perfil de tal manera que la posición del borne negativo de la medida anterior coincida con la siguiente posición del borne positivo. El primer dispositivo tiene la ventaja de producir menor error en la lectura ya que no es acumulativo como en el caso del segundo dispositivo. Sin embargo, tiene la desventaja que es necesario acarrear un cable de conexión entre los electrodos, lo que puede ser harto engorroso especialmente en grandes superficies o de difícil accesibilidad.

Ejemplo 1. Detección de fugas de agua con potencial espontáneo

En una presa de Armenia se detectaron pérdidas de agua debido a la fisuración de los materiales, a fin de localizarlas se midió el potencial espontáneo provocado por estas corrientes. En la Figura 2.11 se muestra un perfil realizado longitudinalmente a la presa y su interpretación.

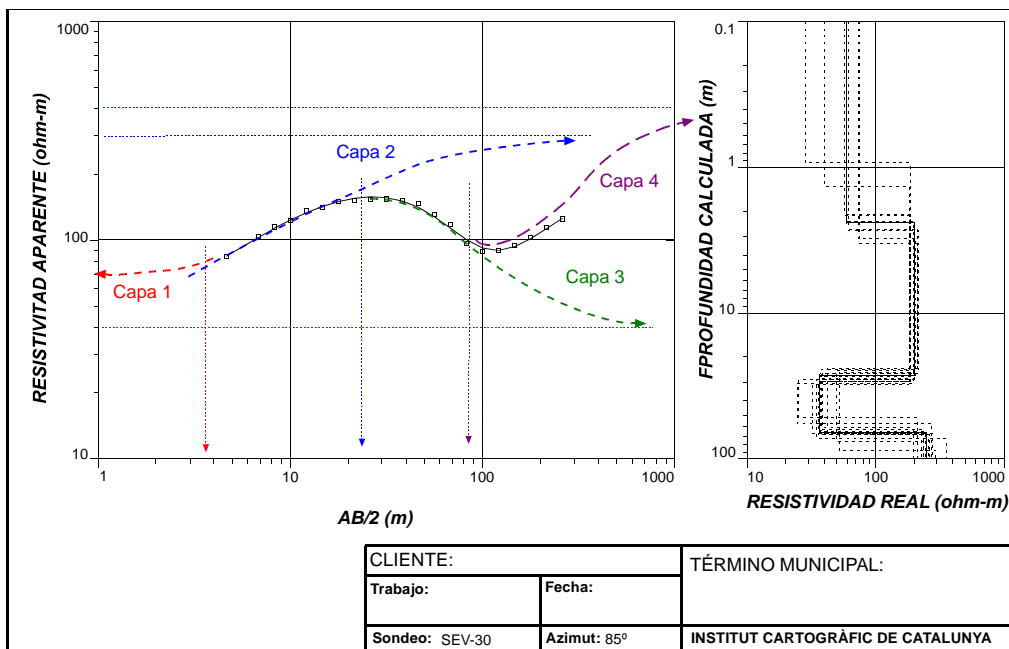


Ejemplo de perfil de potencial espontáneo (V), medido junto con un perfil de temperatura (T) y de flujo de agua (U), medidos en un pantano en Armenia

Figura 2.11 Una estimación rápida de la profundidad de la zona consiste en ajustar, visual o matemáticamente, una parábola. Se puede suponer que la profundidad (d) cumple: $d = \frac{x_{1/2}}{\sqrt{3}}$

Ejemplo 2. Interpretación cualitativa de un SEV

Los SEV se emplean mucho para caracterizar las capas potencialmente acuíferas (potencias de gravas en cuaternarios, tramos de calizas, etc.). La curva experimental obtenida en un SEV está constituida por las diferentes resistividades aparentes medidas en el terreno para cada distancia AB/2. Cualitativamente, la variación de los puntos de inflexión de una curva experimental indica el número de electrocapas que pueden interpretarse y el trazo de una curva imaginaria con “tendencia asintótica” la resistividad real (aproximada); también la proyección de estos puntos de inflexión sobre el eje X (AB/2) proporciona una estima (poco fiable) de la profundidad de la electrocapa en cuestión. – En el libro de Orellana (ver bibliografía) se expone con todo detalle el porqué de esta burda aproximación y se presentan los ábacos correspondientes para el cálculo cuantitativo-.



En la curva experimental de este SEV pueden interpretarse de forma intuitiva 4 capas, dos de ellas (capas 2 y 4) bastante resistivas y una intermedia (capa 3) conductora. A la izquierda se presenta el modelo calculado con la aplicación del método inverso y en punteado los posibles modelos equivalentes.

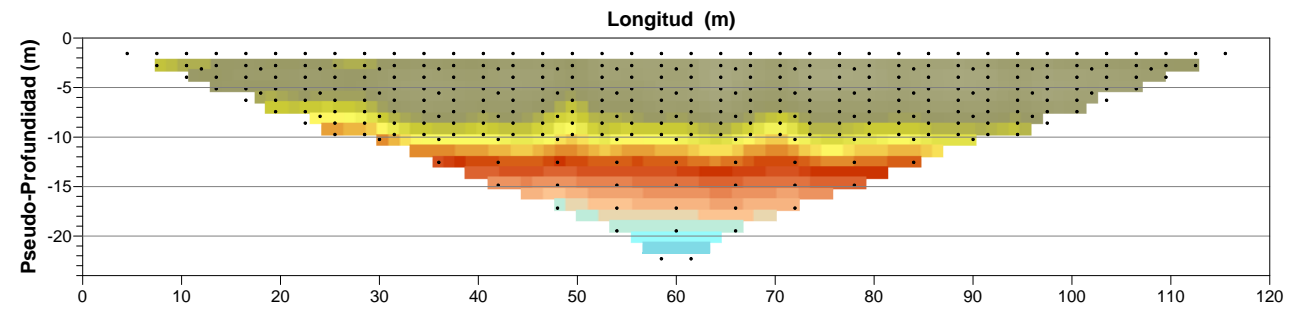
Ejemplo 3. Tomografía eléctrica

Se propuso una tomografía eléctrica para caracterizar el contacto entre el acuífero superficial de una terraza fluvial compuesta por gravas y arenas, y los materiales terciarios subyacentes compuestos por limos y arcillas que actúan como un acuitardo. Para su realización se utilizó una de 3 m entre electrodos y un dispositivo simétrico Schlumberger. Con los datos obtenidos se llevó a cabo el proceso de inversión para obtener el modelo de resistividades reales del subsuelo.

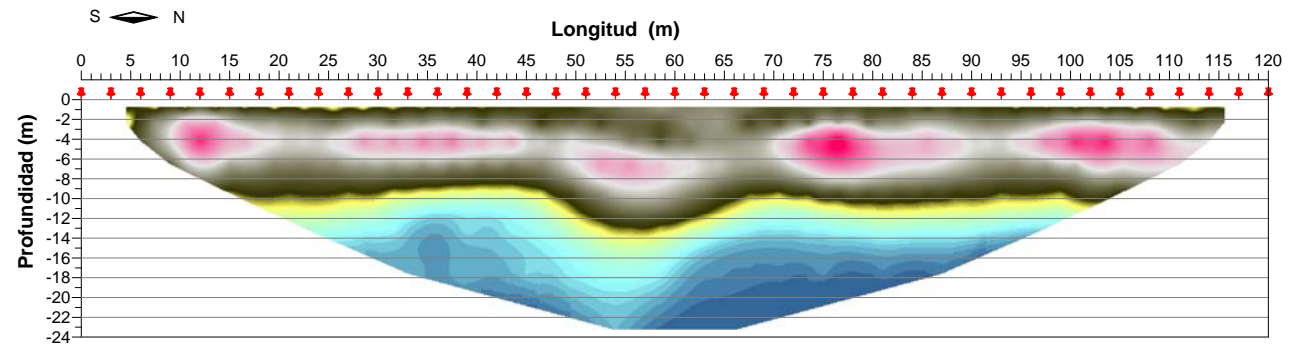
La imagen obtenida (Figura 2.12) muestra la geometría de un paleocanal con “eje” a los 55 m de longitud, caracterizado por una morfología cóncava. El acuífero superficial está representado por resistividades superiores a 100 Ω .m, donde los máximos se refieren a zonas secas y con mayor acumulación de gravas (lentejas); mientras que las bajas resistividades se asimilarían a las arcillas triásicas. En el contacto entre el permeable y el acuitardo se distingue un tramo que es más potente bajo el paleocanal donde la resistividad es ligeramente inferior a su entorno (azul claro), este hecho se ha interpretado como la parte de material que está saturada (nivel freático) por el agua contaminada. Si bien a igual de otros factores, la resistividad aumenta con el tamaño del grano; a igualdad de los otros parámetros, la resistividad disminuye con la salinidad del agua. En este caso, el agua salinizada embasada en el paleocanal hace descender la resistividad.

Datos procedentes de un estudio del Dpto. de Geología de Universidad de Alcalá de Henares. Miguel Martín -Loeches y T. Teixidó 2009.

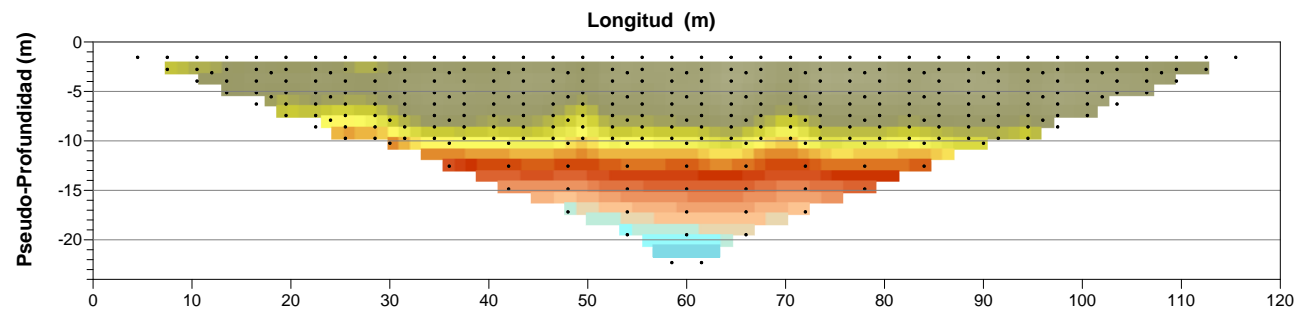
RESISTIVIDAD APARENTE OBTENIDA EN CAMPO



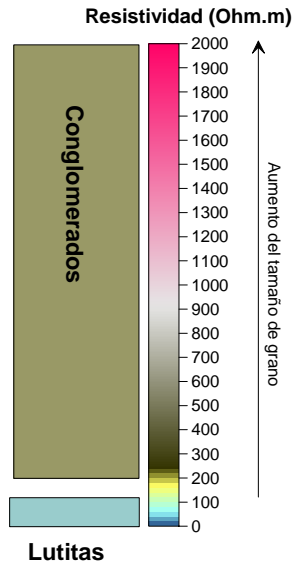
MODELO TEÓRICO - RESISTIVIDADES REALES DEL TERRENO



RESISTIVIDAD APARENTE OBTENIDA POR EL MODELO TEÓRICO



Modelo resultante de la iteración número 7
 Bondad del ajuste entre resistividades aparentes de campo y las calculadas a partir del modelo: 2.4%



A igualdad de otros factores, en depósitos cuaternarios la resistividad aumenta con el tamaño de grano

Figura 2.12

Ejemplo de cálculo del problema inverso cuando se aplica a la tomografía eléctrica.