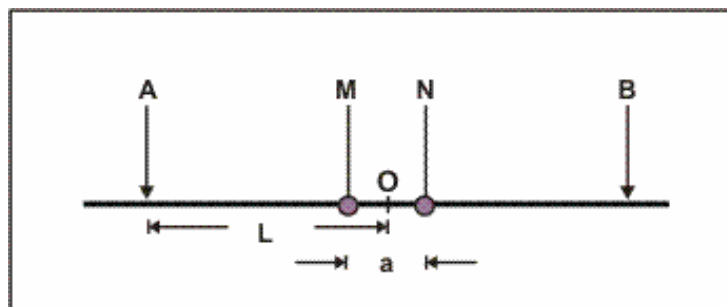
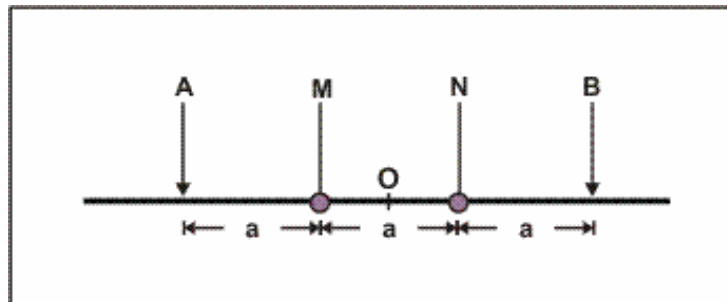


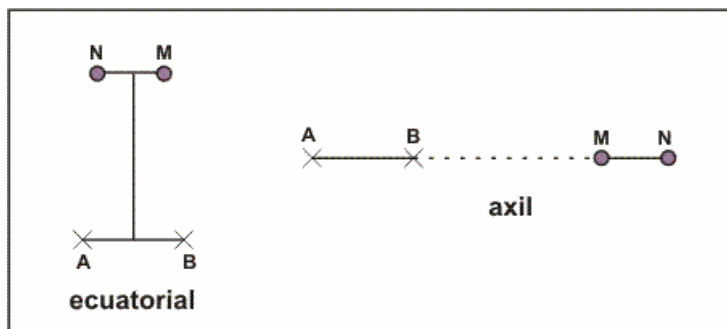
Métodos Geoelectricos para la Prospección de Agua Subterránea



DISPOSITIVO SCHLUMBERGER



DISPOSITIVO WENNER



DISPOSITIVOS DIPOLARES

Dr. Geól. Miguel Auge
Profesor Titular de Hidrogeología
Universidad de Buenos Aires

Buenos Aires 2008

TEMAS

1. EXPLORACIÓN o PROSPECCIÓN	1
2. GEOELÉCTRICA	2
2.1. MEDICIÓN DE LA RESISTIVIDAD	5
2.1.1. Laboratorio	5
2.1.2. Perforaciones	6
2.1.3. Campo	7
2.2. DISPOSITIVOS LINEALES	9
2.2.1. Configuración Schlumberger	9
2.2.2. Configuración Wenner	9
2.3. DISPOSITIVOS DIPOLARES	10
2.4. SONDEO ELÉCTRICO VERTICAL	10
2.4.1 Medición de campo	11
2.4.2. Interpretación de SEV	15
2.4.3. Ejemplos	16
2.5. CALICATAS ELÉCTRICAS	20
2.6. POTENCIAL ESPONTÁNEO	22
2.6.1. Origen del Potencial Espontáneo	23
2.6.2. Medición	23
2.6.3. Ejemplo	23
2.7. POLARIZACIÓN INDUCIDA	24
3. CONCLUSIONES	25
4. BIBLIOGRAFÍA	26

FIGURAS

1. LEY DE OHM	2
2. RESISTIVIDAD DE UNA SOLUCIÓN DE ClNa EN FUNCIÓN DE SU CONCENTRACIÓN	4
3. DISTRIBUCIÓN DEL AGUA EN EL SUBSUELO	5
4. MEDICIÓN DE LA RESISTIVIDAD EN LABORATORIO	6
5. MEDICIÓN DE LA RESISTIVIDAD EN PERFORACIÓN	7
6. PERFILES LITOLÓGICOS Y DE RESISTIVIDAD EN PERFORACIÓN	7
7. FLUJO ELÉCTRICO EN MEDIO ISÓTROPO Y HOMOGÉNEO	8
8. LÍNEAS DE CORRIENTE Y SUPERFICIES EQUIPOTENCIALES EN LAS PROXIMIDADES DEL ELECTRODO A	8
9. FLUJO ELÉCTRICO EN MEDIO NATURAL	9

10. DISPOSITIVO SCHLUMBERGER	9
11. DISPOSITIVO WENNER	10
12. DISPOSITIVOS DIPOLARES	10
13. DISPOSITIVO TETRAELECTRÓDICO SCHLUMBERGER	12
14. VARIACIÓN DE ρ_a EN FUNCIÓN DE AB/2	12
15. PARALELEPIPEDO GEOLÓGICO AFECTADO POR LA CORRIENTE DISPOSITIVO SCHLUMBERGER	13
16. DISPOSICIÓN ELECTRÓDICA DE UN SEV SCHLUMBERGER Y REPRESENTACIÓN GRÁFICA DE LOS REGISTROS	13
17. CURVAS DE RESISTIVIDADES APARENTES PARA 2 Y 3 CAPAS	14
18. CURVAS DE RESISTIVIDADES APARENTES PARA 2, 3 Y 4 CAPAS	14
19. ÁBACO PARA DOS CAPAS	15
20. PERFILES HIDROGEOLÓGICO Y GEOELÉCTRICOS DE UN ACUÍFERO COSTERO	16
21. SECCIÓN GEOELÉCTRICA DEL VALLE INTERMONTANO DEL RÍO ABAUCÁN	17
22. CURVAS DE RESISTIVIDAD DEL VALLE INTERMONTANO DEL RÍO ABAUCÁN	18
23. PERFIL LITOLÓGICO LOS RINCONES	19
24. PALEOCAUCE EN SEDIMENTOS PELÍTICOS	19
25. PLUMA DE CONTAMINACIÓN EN BASURAL	20
26. DISPOSITIVO PARA CALICATAS ELÉCTRICAS	20
27. CAMBIO DE FACIES Y FRACTURACIÓN	21
28. UBICACIÓN DE SEV Y CE EN EL ANGOSTO DE ANDALUCA	21
29. CURVAS DE RESISTIVIDAD EN EL ANGOSTO DE ANDALUCA	22
30. ESQUEMA PARA LA MEDICIÓN DEL POTENCIAL ESPONTÁNEO	23
31. POTENCIAL ESPONTÁNEO EN UN BASURAL	24
32. POLARIZACIÓN INDUCIDA	24

TABLAS

1. RESISTIVIDAD DE ALGUNAS ROCAS Y MINERALES	4
2. TIPO DE SEV - DISPOSITIVO SCHLUMBERGER	11
3. VARIABLES PARA EL CALCULO DE ρ_a	12

CUADROS

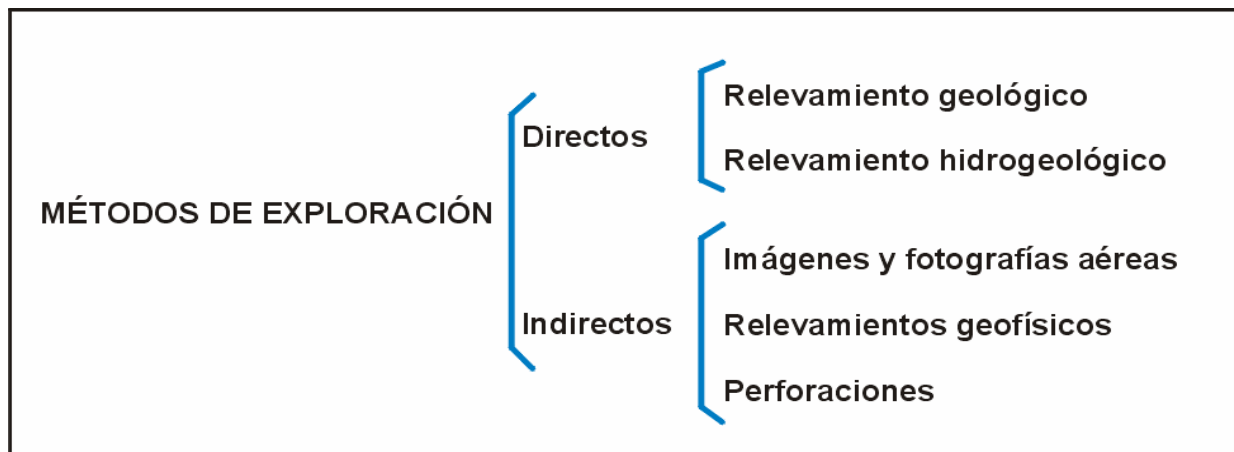
1. MÉTODOS DE EXPLORACIÓN	1
2. MÉTODOS GEOELÉCTRICOS DE PROSPECCIÓN	2

1. EXPLORACIÓN o PROSPECCIÓN, son términos similares que significan búsqueda y en relación a la Hidrogeología, se refieren a la ubicación de reservorios de agua subterránea con características que a priori resulten apropiadas para una posterior explotación o aprovechamiento del recurso.

Los métodos de **exploración hidrogeológica** se pueden clasificar en forma general, como aquellos que emplean técnicas de aplicación **directa o indirecta**.

Cuadro I

MÉTODOS DE EXPLORACIÓN



Los relevamientos geológico e hidrogeológico ya fueron tratados y hoy se hará referencia a los relevamientos geofísicos y dentro de estos a los que se basan en la aplicación de **métodos eléctricos**.

Si bien la mayoría ha cursado la materia Prospección Geofísica, donde se les ha brindado un panorama detallado de los métodos de exploración más empleados en Geología, la intención de esta clase es refrescar algunos principios básicos de la Geofísica y mencionar la utilidad y limitaciones que tienen los métodos eléctricos en Hidrogeología.

La Geofísica es una ciencia natural que utiliza los postulados fundamentales de la Física para investigar el comportamiento de algunos componentes de nuestro planeta como el campo magnético, la densidad de las rocas, su capacidad para conducir la corriente eléctrica y las ondas sísmicas, el movimiento de los continentes y los fondos marinos, etc.

En el caso específico de la prospección sólo pueden lograrse buenos resultados cuando existen contrastes espaciales y/o temporales marcados de la propiedad investigada; por ej. en la conductividad eléctrica, o en la densidad de las rocas, o en la velocidad con que se propagan las ondas sísmicas, o en distorsiones del campo magnético, etc. También resulta importante señalar que cualquiera sea el método geofísico empleado, su éxito está directamente relacionado al conocimiento, aunque sea general, de las características y el comportamiento geológico del subsuelo.

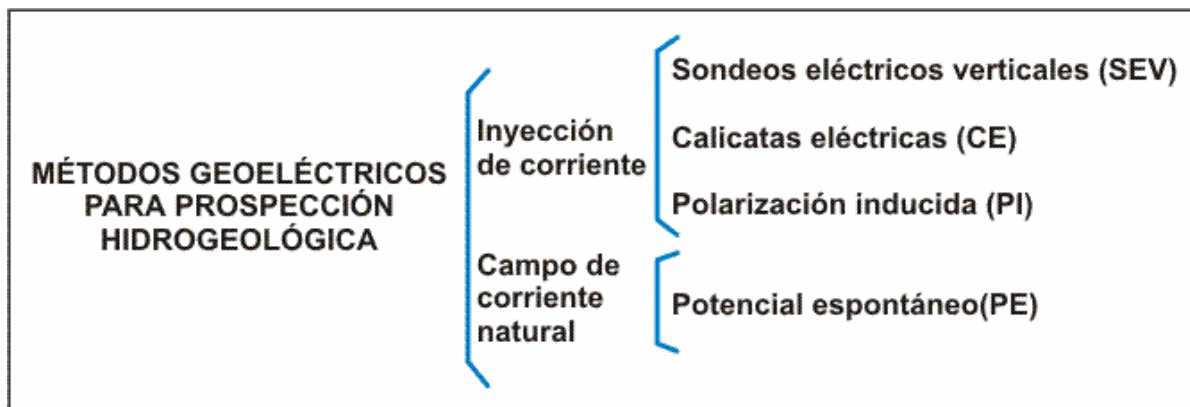
2. GEOELÉCTRICA

Es la rama de la Geofísica que trata sobre el comportamiento de rocas y sedimentos en relación a la corriente eléctrica.

Los métodos geoeléctricos más empleados en Hidrogeología se basan en la inyección artificial de una corriente eléctrica (sondeos eléctricos verticales **SEV** y calicatas eléctricas **CE**); de menor utilidad son la polarización inducida (**PI**) y el potencial espontáneo (**PE**), este último basado en la medición de campos eléctricos naturales.

Cuadro II

MÉTODOS GEOELÉCTRICOS DE PROSPECCIÓN

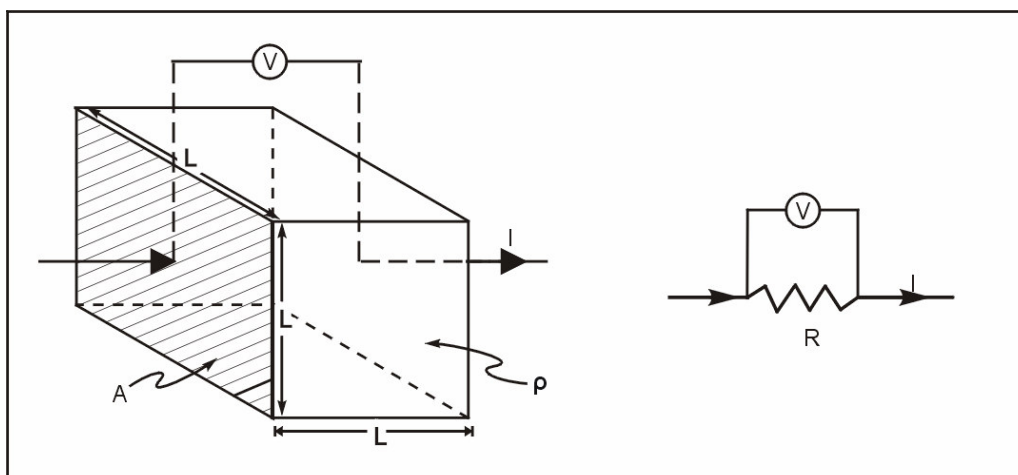


Otros métodos menos utilizados son: sondeos eléctricos bipolares, sondeos de frecuencia, corrientes telúricas, AFMAG (audio frecuencia magnética). En los últimos tiempos se ha difundido el método conocido como **imagen eléctrica** o **tomografía eléctrica**.

El flujo de una corriente eléctrica a través de las rocas o los sedimentos, puede explicarse mediante la **Ley de Ohm** que establece que la caída de potencial ΔV entre 2 puntos por los que circula una corriente eléctrica de intensidad I , es proporcional a ésta y a la resistencia R que ofrece el medio al pasaje de la corriente (figura 1).

Figura 1

LEY DE OHM



$$\Delta V = I \cdot R \quad (1)$$

La resistencia es función de la naturaleza y la geometría del conductor y si esta puede asimilarse a una cilindro de longitud **L** y sección **S**:

$$R = \frac{\rho \cdot L}{S} \quad (2)$$

ecuación en la que **ρ** representa la naturaleza del conductor y se denomina **resistividad**. En el caso de la prospección geoeléctrica, es la resistividad de las rocas o sedimentos. Remplazando **R** de la ecuación (1) por su equivalente de la ecuación (2) si tiene que:

$$\Delta V = I \cdot \frac{\rho \cdot L}{S} \quad (3)$$

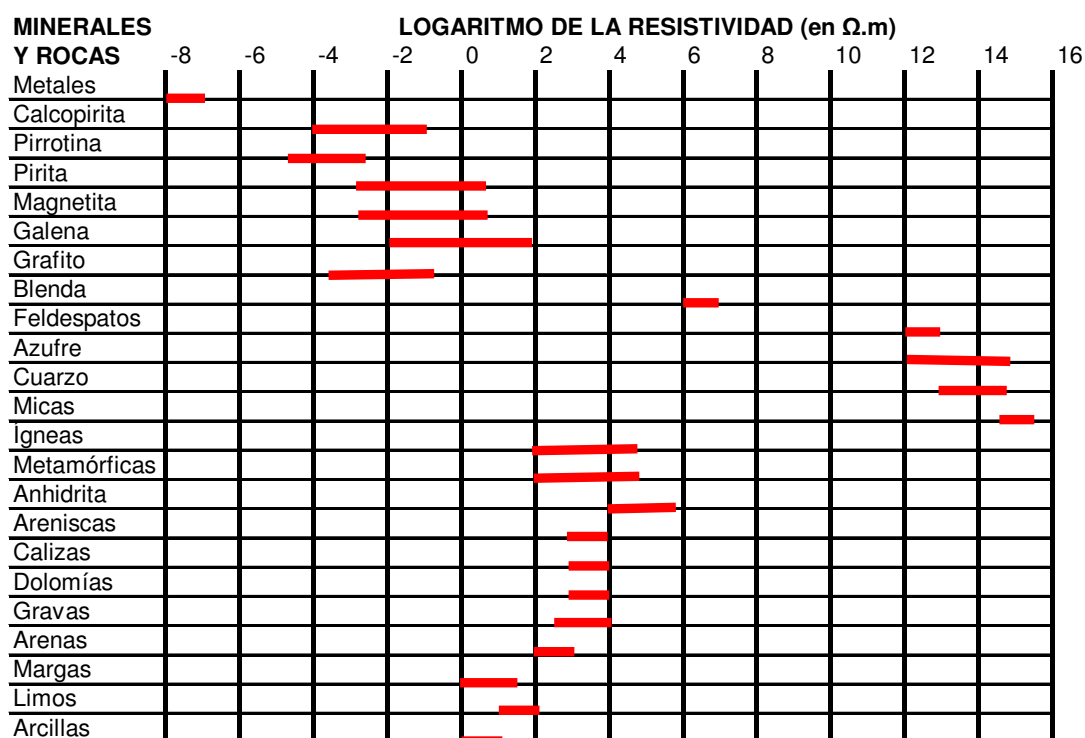
La resistividad es una propiedad inversa a la conductividad eléctrica y generalmente se expresa en ohm por metro (**Ω.m**).

La resistividad de la mayoría de las rocas y sedimentos secos es elevada, por lo que actúan como semiconductores, o conductores de baja capacidad. Este comportamiento cambia significativamente cuando las fisuras o los poros están ocupados por agua, lo que genera una disminución de la resistividad, o lo que es lo mismo en aumento en la capacidad de conducción de la corriente eléctrica. Además del grado de saturación también incide en la resistividad del medio, el contenido salino del agua; a mayor salinidad, menor resistividad y viceversa. **Los contrastes en las resistividades son los que permiten aplicar exitosamente los métodos de prospección geoeléctrica mediante la inyección de corrientes continuas.**

Son pocos los componentes geológicos subsaturados o secos, que presentan baja resistividad o alta conductividad entre los que pueden mencionarse a minerales metálicos como calcopirita, pirita, magnetita, galena, pirrotina, etc. El grafito también presenta elevada conductividad eléctrica, pero la mayoría de los minerales no metálicos, al igual que las rocas, tienen resistividades significativamente mayores, en general entre 2 y 6 órdenes de magnitud superiores. En la tabla I se indican las resistividades que caracterizan a los minerales, a las rocas y a los sedimentos, y dentro de estos últimos también se aprecian diferencias notorias entre los de grano fino (margas, limos, arcillas), los de grano mediano (arenas) y grueso (gravas).

Tabla I

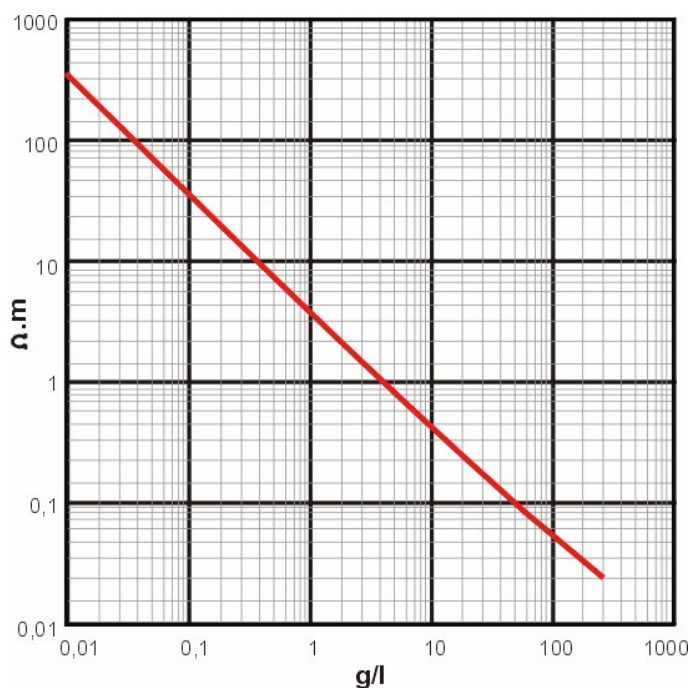
RESISTIVIDAD DE ALGUNAS ROCAS Y MINERALES



En la figura 2 se indica la variación en la resistividad de una solución en función de su concentración en CNa, observándose que para una concentración de 0,01 g/L (10 mg/L) la resistividad es de 400 ohm.m y para 100 g/L (100.000 mg/L) la resistividad disminuye a 0,08 ohm.m, lo que implica una diferencia de unos 4 órdenes de magnitud.

Figura 2

RESISTIVIDAD DE UNA SOLUCIÓN DE CNa EN FUNCIÓN DE SU CONCENTRACIÓN

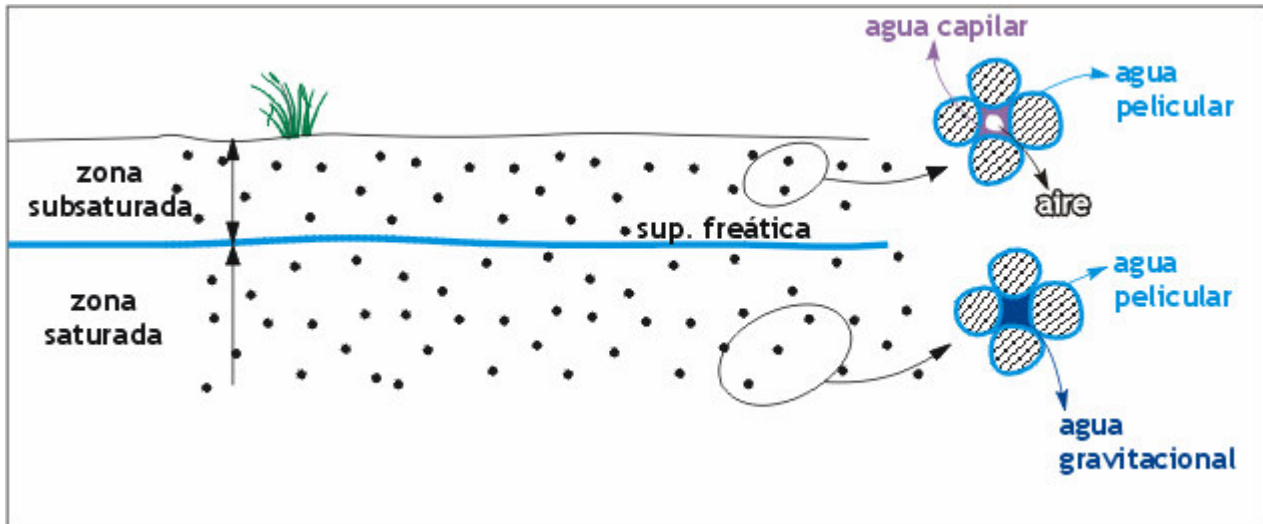


Si además del contenido salino del agua, se analiza el comportamiento del componente geológico en su conjunto (sólido + poros + agua) (figura 3) se tiene que la resistividad de una arena en la zona subsaturada, o sea por encima de la superficie freática será:

$$\rho_a = \frac{F \cdot \rho_w}{I_s} \quad (4)$$

Figura 3

DISTRIBUCIÓN DEL AGUA EN EL SUBSUELO



y por debajo de la superficie freática:

$$\rho_a = \frac{F \cdot \rho_w}{\emptyset} \quad (5)$$

ρ_a : resistividad arena **F**: forma y tamaño de los poros (coeficiente que generalmente varía entre 1,5 y 3) ρ_w : resistividad del agua **I_s**: índice de saturación $\emptyset$: porosidad total.

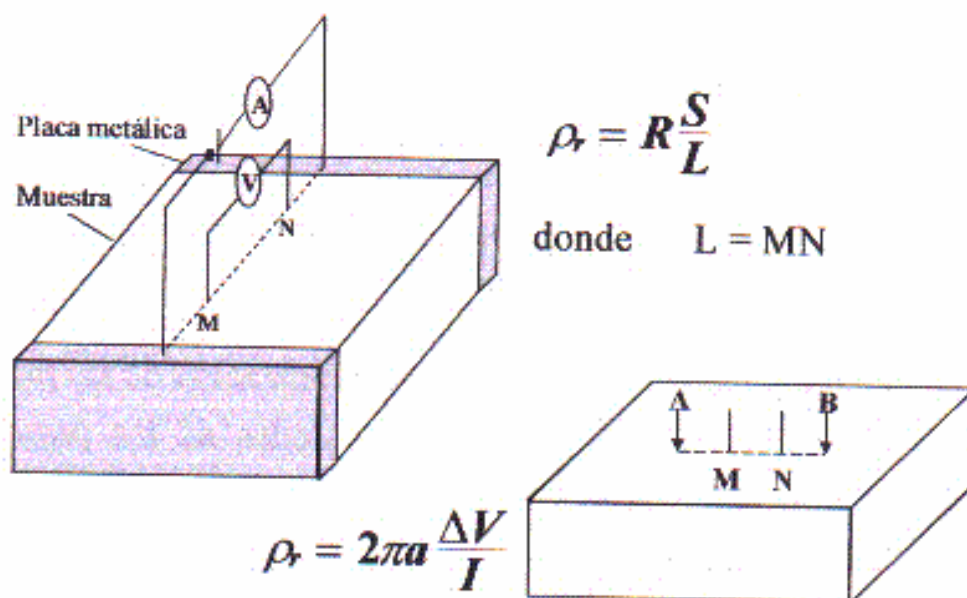
2.1. MEDICIÓN DE LA RESISTIVIDAD

2.1.1. Laboratorio

Las mediciones se realizan sobre muestras de rocas o sedimentos extraídos de afloramientos, canteras, calicatas, o perforaciones.

Como todas las determinaciones litológicas de laboratorio, su mayor limitación radica en el tamaño reducido de la muestra respecto al del medio natural y a la alteración en las propiedades físicas (porosidad, permeabilidad) e hidráulicas (grado de saturación y composición química del agua poral) al efectuar la extracción, el almacenamiento y el transporte hasta el laboratorio. Su mayor ventaja es el bajo costo y la rapidez en la obtención de resultados, que por lo expresado, son sólo orientativos. En la figura 4 se indica la disposición electródica para la medición de la resistividad de una muestra en laboratorio.

MEDICIÓN DE LA RESISTIVIDAD EN LABORATORIO



2.1.2. Perforaciones

La medición de la resistividad eléctrica en el interior de pozos brinda resultados más representativos que los efectuados en laboratorio, pues las unidades geológicas se encuentran in situ y aunque pueden sufrir alteraciones en las propiedades físicas y/o hidráulicas, durante las tareas de perforación, estas en la generalidad son menos significativas que las producidas al extraer las muestras y llevarlas al laboratorio.

En la figura 5 se indica el dispositivo más sencillo para el registro de la resistividad en una perforación, consistente en 1 solo electrodo © por el que se inyecta una corriente cuya intensidad se mide con el amperímetro y la caída de potencial con el voltímetro. Permite diferenciar con bastante precisión las variaciones en el contenido salino del agua de formación y algunos componentes litológicos (figura 6). Este método, conocido como perfilaje eléctrico, se trata con mayor detalle en el punto del programa Perforaciones de Exploración (registros y ensayos), pero conviene anticipar que para la prospección hidrogeológica, normalmente se lo emplea junto con dispositivos que permiten los registros de potencial espontáneo y rayos gamma.

Figura 5

MEDICIÓN DE LA RESISTIVIDAD EN PERFORACIÓN

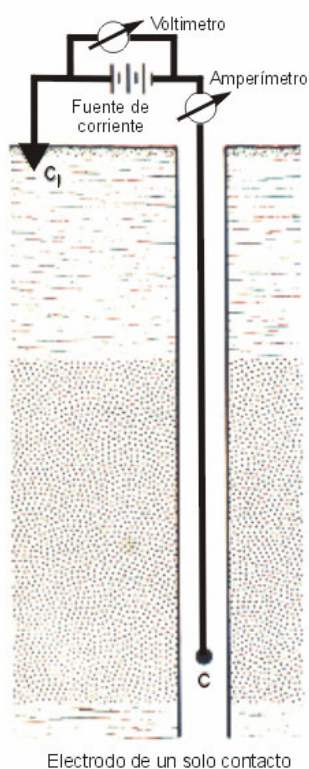
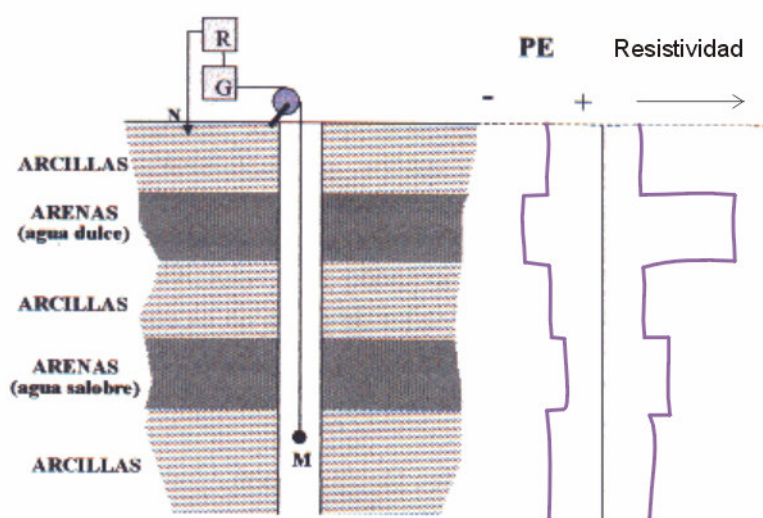


Figura 6

PERFILES LITOLÓGICOS Y DE RESISTIVIDAD EN PERFORACIÓN

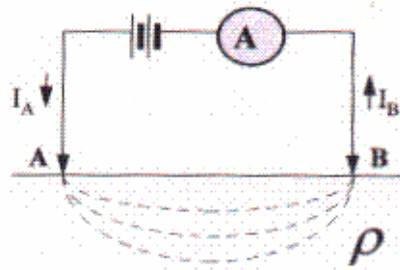


2.1.3. Campo

Las mediciones se realizan directamente en el terreno, abarcando un volumen significativamente mayor del medio a investigar, que el logrado en laboratorio o en perforación. Además con los registros de campo, no se genera alteración en las propiedades físicas e hidráulicas de las rocas o sedimentos. Su mayor limitación es el costo, el tiempo y la interpretación, que se complica a medida que el medio natural se aparta de los requisitos teóricos (homogeneidad e isotropía) que tipifican al medio ideal.

FLUJO ELÉCTRICO EN MEDIO ISÓTROPO Y HOMOGÉNEO

Figura 7



En la figura 7 se esquematiza el flujo eléctrico de una corriente continua, a través de un medio isótropo y homogéneo de resistividad ρ , que se inyecta en el terreno por A, con una intensidad I_A y sale del mismo por B (I_B). En condiciones de régimen estacionario (sin pérdidas ni ganancias entre A y B), resulta que:

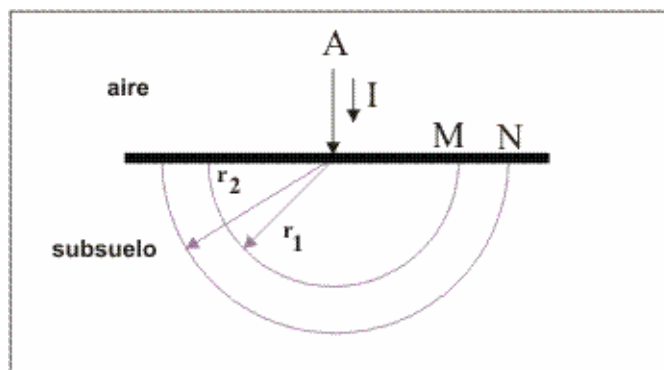
$$I_A = I_B \quad (6)$$

Si los electrodos A y B están separados por una distancia considerable y el subsuelo es homogéneo e isótropo, las líneas de corriente son radiales y divergentes y las superficies equipotenciales semiesféricas (figura 8). En este caso la resistividad del subsuelo será:

$$\rho = \frac{2\pi [r_2 - r_1]}{r_1 \cdot r_2} \frac{\Delta V}{I} = K \frac{\Delta V}{I} \quad (7)$$

Figura 8

LÍNEAS DE CORRIENTE Y SUPERFICIES EQUIPOTENCIALES EN LAS PROXIMIDADES DEL ELECTRODO A

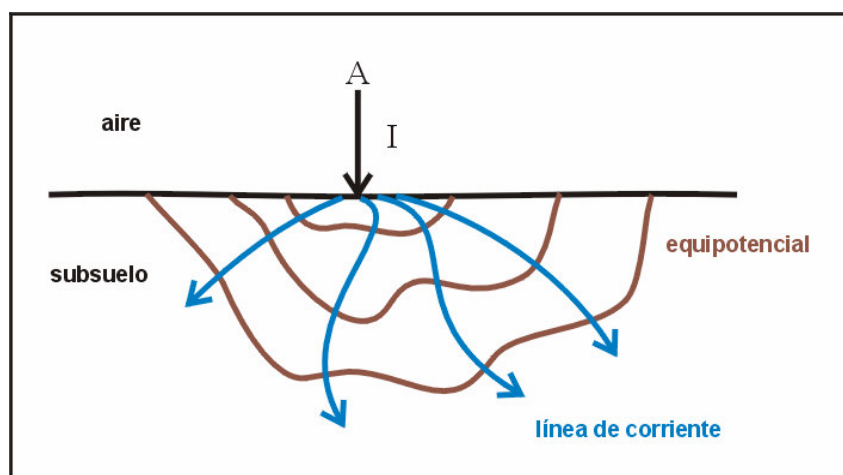


Donde **K** se denomina **constante geométrica**, porque depende directamente de la geometría del dispositivo empleado para inyectar y medir la corriente y tiene las dimensiones de una distancia.

El componente geológico natural no es isótropo ni homogéneo, por lo que las superficies equipotenciales y las líneas de corriente no son regulares y rectas (figura 9) y la resistividad obtenida de la ecuación 7, corresponderá a una integración de los valores medios, en los que inciden la anisotropía y la heterogeneidad del terreno y la posición relativa de los electrodos; a esta resistividad se la denomina **aparente** (ρ_a).

Figura 9

FLUJO ELÉCTRICO EN MEDIO NATURAL



En la práctica, lo que se mide es la **resistividad aparente** (ρ_a) para lo cual se emplean dos tipos de dispositivos (lineales y dipolares).

2.2. DISPOSITIVOS LINEALES

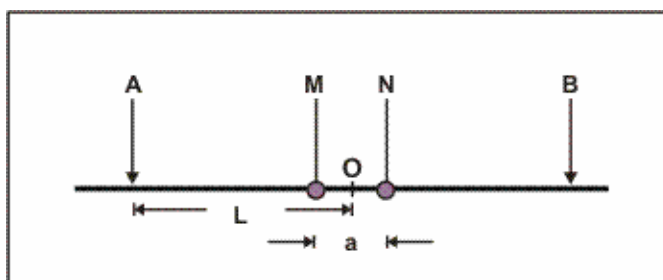
Los electrodos de inyección de corriente (A y B) y los de medición del potencial (M y N) se disponen alineados, de acuerdo a las configuraciones propuestas por Schlumberger y Wenner.

2.2.1. Configuración Schlumberger

Es un dispositivo simétrico que debe cumplir con la condición de que la distancia que separa a **AB** debe ser mayor o igual que **5MN** (figura 10).

Figura 10

DISPOSITIVO SCHLUMBERGER



Los valores de resistividad aparente se representan en función de **AB/2** y la constante geométrica es:

$$K = \frac{\pi}{4MN} (AB^2 - MN^2) \approx \frac{\pi \cdot L^2}{a} \quad (8)$$

2.2.2. Configuración Wenner

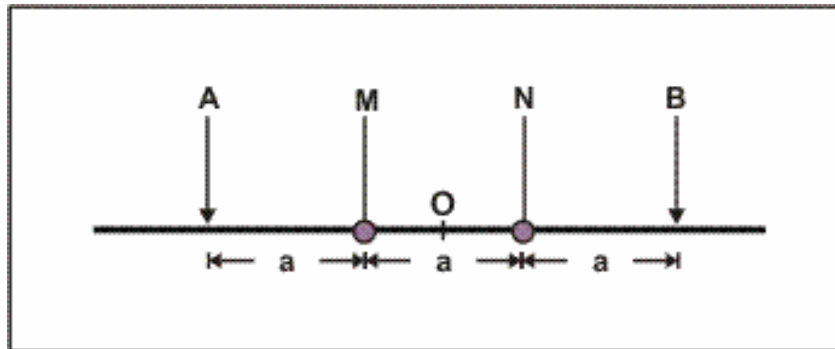
También es un dispositivo simétrico pero los elementos se mantienen equiespaciados (figura 11).

La constante geométrica es:

$$K = 2 \cdot \pi \cdot a \quad (9)$$

Figura 11

DISPOSITIVO WENNER

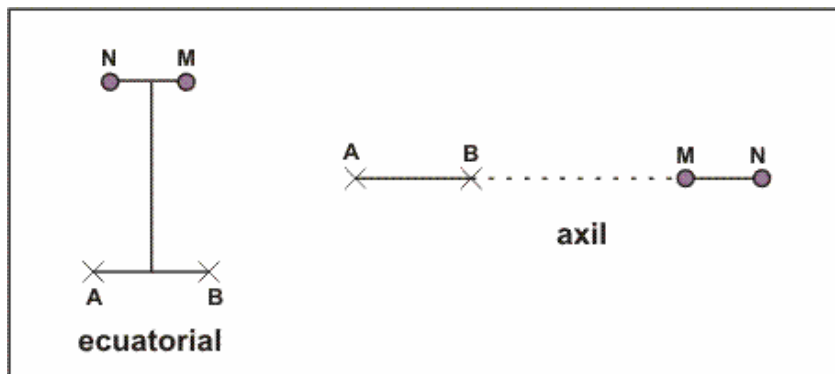


2.3. DISPOSITIVOS DIPOLARES

En esta disposición, AB y MN se ubican mucho más cerca de la distancia que los separa entre sí. En la práctica, las configuraciones más frecuentes son la **ecuatorial** y la **axil** (figura 12).

Figura 12

DISPOSITIVOS DIPOLARES



Los dispositivos dipolares (DD) requieren intensidades de corrientes mucho mayores que los lineales (SEV), por lo que son menos empleados. Solamente se los utiliza para investigaciones geoelectricas profundas.

2.4. SONDEO ELÉCTRICO VERTICAL

Consiste en un conjunto de determinaciones de la **resistividad aparente**, efectuadas con el mismo tipo de dispositivos lineal y separación creciente entre los electrodos de emisión y recepción (figuras 10 y 11).

Considerando el dispositivo Schlumberger (figura 10), los SEV se pueden clasificar en función de la separación final entre A y B de la siguiente manera (tabla II).

TIPO DE SEV - DISPOSITIVO SCHLUMBERGER

TIPO DE SEV	LONGITUD	PRINCIPAL APLICACIÓN
corto	AB hasta 250 m	Geotecnia y Arqueología
normal	$250\text{ m} < AB < 2.500\text{ m}$	Hidrogeología
largo	$2.500\text{ m} < AB < 25.000\text{ m}$	Prospección petrolera
muy largo	hasta 1.200 km	Investigación geofísica

El objetivo de un SEV es la obtención de un modelo de variación de la resistividad aparente en función de la profundidad, a partir de mediciones realizadas en superficie. La profundidad alcanzada por la corriente aumenta a medida que crece la distancia AB, aunque generalmente no existe una relación de proporcionalidad entre ambas.

Para generar y registrar un SEV se requiere:

- **Circuito de emisión**, integrado por una fuente de energía, un amperímetro para medir la intensidad de la corriente, puntos de emisión (A y B) consistentes en clavos metálicos de 0,5 a 1 m de largo y 20 mm de diámetro y cables de transmisión. En sondeos normales se utiliza una batería de 12 voltios en serie con un convertidor de unos 250 W de potencia. El amperímetro permite registrar hasta 10 A, con una precisión del 1% y resolución de 0,1 mA. El cable de transmisión tiene una sección de 1 mm^2 y para transportarlo y extenderlo se arrolla a un carrete de unos 500 m de capacidad.
- **Circuito de recepción**, compuesto por un milivoltímetro electrónico de alta impedancia y dos electrodos para la medición del potencial (M y N) impolarizables, constituidos por vasos con fondo poroso que contienen una solución saturada de sulfato de cobre, en los que se sumerge una varilla de cobre que está conectada al cable de medición del circuito.

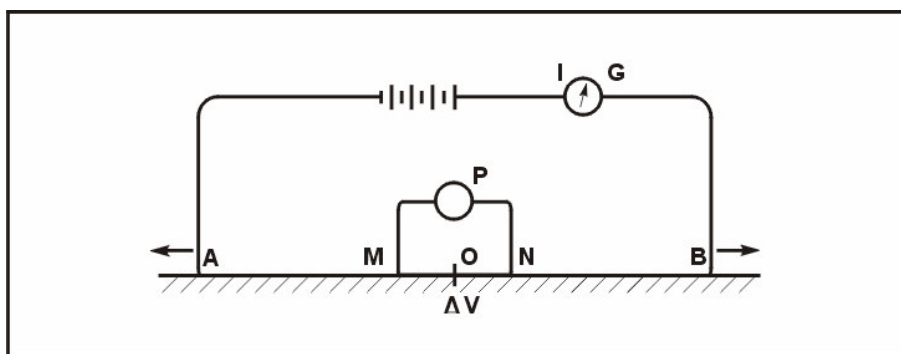
2.4.1 Medición de campo

Para la realización de un SEV normal (distancia entre A y B de 250 a 2.500 m) se requiere de un operador y 3 a 4 ayudantes para mover los electrodos. Pueden efectuarse entre 3 y 6 por día, en función de la longitud final, la distancia entre uno y otro y las características topográficas.

Luego de establecer la ubicación del sondeo, la dirección de sus alas e instalar el instrumental de medición en el centro, se colocan los 4 electrodos (A M N B) de acuerdo al dispositivo a utilizar (figura 13). Se compensa el potencial natural del terreno y se lo energiza con una corriente continua de intensidad I en **mA** (electrodos AB) y se lee la diferencia de potencial ΔV en **mV** (electrodos MN). Los valores se vuelcan en una tabla y se calcula la resistividad aparente (ρ_a en **$\Omega.m$**)

Figura 13

DISPOSITIVO TETRAELECTRÓDICO SCHLUMBERGER



Si el dispositivo es Schlumberger, los valores ρ_a se calculan mediante la ecuación:

$$\rho_a = \frac{\pi}{4MN} (AB^2 - MN^2) \frac{\Delta V}{I} \quad (10)$$

En la tabla III se representan las variables requeridas para el cálculo de ρ_a y en la figura 14 la variación de la misma en función de $AB/2$, en relación logarítmica.

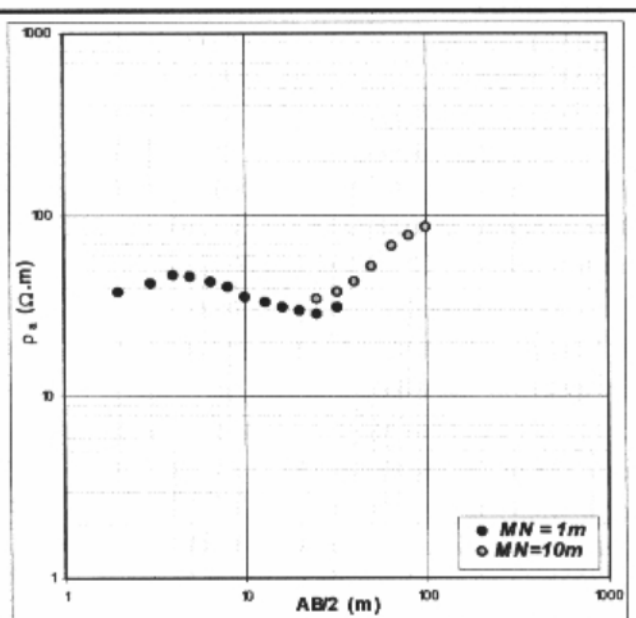
Tabla III

VARIABLES PARA EL CALCULO DE ρ_a

AB/2 (m)	MN (m)	I (mA)	Δv (mV)	ρ_a ($\Omega \cdot m$)
2	1	4,2	13,5	37,9
3	1	8,1	12,4	42,1
4	1	6,3	5,9	46,3
5	1	16,6	9,8	45,9
6,5	1	30,3	9,8	42,7
8	1	35,5	7,1	40,1
10	1	50,8	5,7	35,2
13	1	115	7,2	33,2
16	1	149	5,7	30,7
20	1	136	3,2	29,5
25	1/10	185/60	2,7/11	28,7/34,6
32	1/10	176/69	1,7/8,3	31,1/37,7
40	10	142	12,2	42,5
50	10	111	7,4	51,8
65	10	156	7,9	66,8
80	10	187	7,1	76,0
100	10	199	5,4	85,0

Figura 14

VARIACIÓN DE ρ_a EN FUNCIÓN DE AB/2

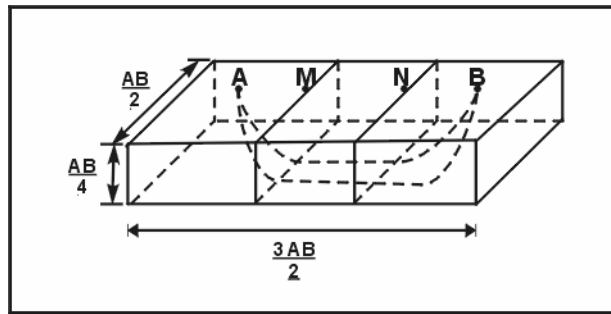


La finalidad del SEV es establecer la distribución vertical de la **resistividad específica o real ρ_e** por debajo del sondeo, tomando como base la curva de resistividad aparente (**CRA**).

Esto no resulta sencillo pues la profundidad de investigación no es igual a $AB/2$ (Schlumberger) ni al parámetro a (Wenner), debido a que depende de la geometría de estos dispositivos y de los cambios de resistividades en el subsuelo. Con el objeto de disponer de órdenes de magnitud de los volúmenes involucrados, puede decirse que la mayor parte de la corriente inyectada queda dentro de un paralelepípedo geológico de un ancho $AB/2$, de un largo $3AB/2$ y de un espesor $AB/4$ (figura 15).

Figura 15

PARALELEPÍPEDO GEOLÓGICO AFECTADO POR LA CORRIENTE DISPOSITIVO SCHLUMBERGER

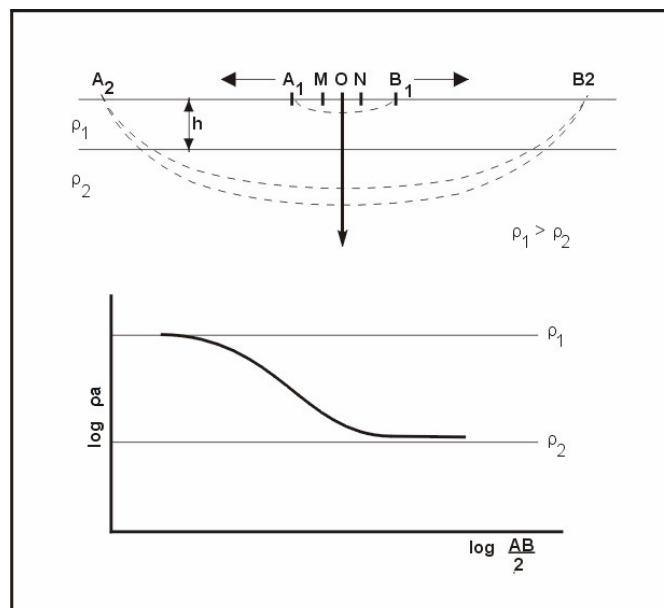


En la figura 16 se representa la distribución de la corriente en el subsuelo, para una separación inicial A_1B_1 de corta distancia, lo que hace que esta circule sólo por la capa de resistividad ρ_1 y espesor h . En esta condición la resistividad aparente ρ_a es igual a la resistividad específica ρ_e . Al incrementar la distancia de los electrodos de corriente a A_2B_2 , ésta va a circular por las capas de resistividades ρ_1 y ρ_2 , por lo que en el valor de ρ_2 también incidirá ρ_1 y por ende la resistividad aparente de ρ_2 será distinta de su resistividad específica.

En el sector inferior de la figura se representa en relación logarítmica en el eje de las y a la resistividad aparente y en el de las x a $AB/2$, apreciándose una disminución de la resistividad en profundidad, por lo que $\rho_1 > \rho_2$, con valores que se obtienen a partir de las líneas asintóticas a las formas curvas.

Figura 16

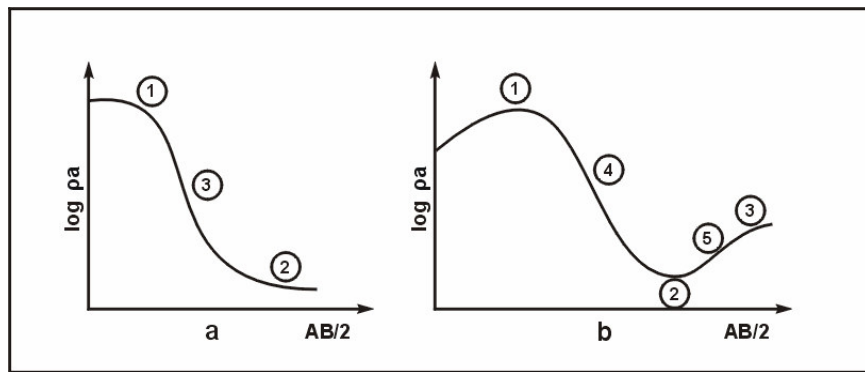
DISPOSICIÓN ELECTRÓDICA DE UN SEV SCHLUMBERGER Y REPRESENTACIÓN GRÁFICA DE LOS REGISTROS



En la figura 17 se representa la configuración del subsuelo para 2 capas resistivas, en el caso de **a** y de 3, en el caso de **b**. En las mismas pueden observarse culminaciones (1, 3) y depresiones (2), también denominadas **mesetas**, que corresponden a las resistividades aparentes y ramas inclinadas descendentes (3, 4) y ascendente (5), que unen a las mesetas. Las ramas descendentes indican una disminución de la resistividad en profundidad y las ascendentes un aumento.

Figura 17

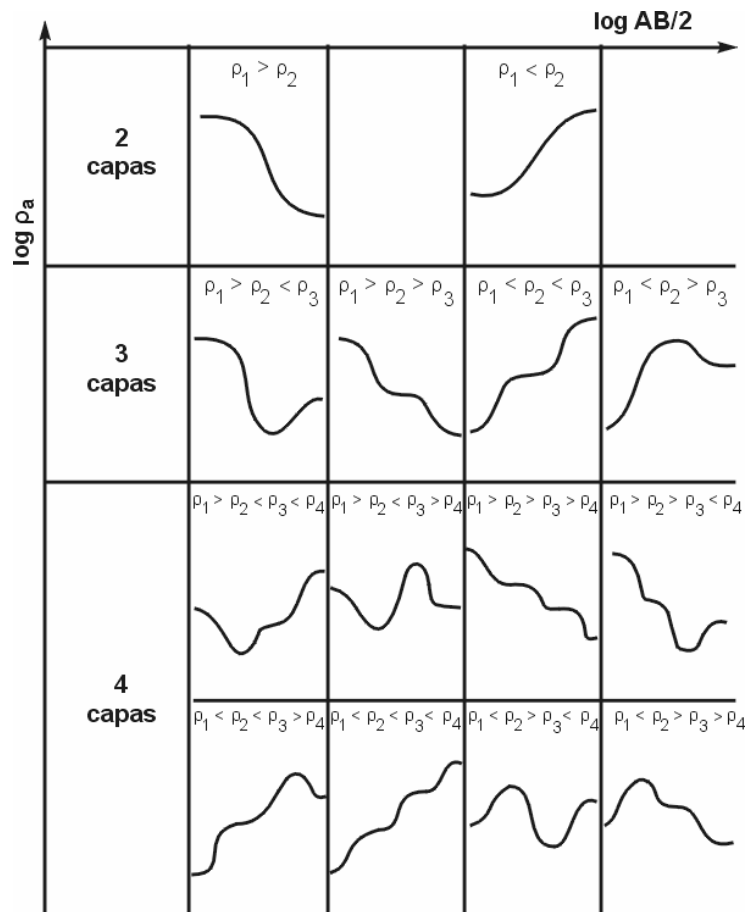
CURVAS DE RESISTIVIDADES APARENTES PARA 2 Y 3 CAPAS



En la figura 18 se representan esquemáticamente las formas de las curvas de resistividad aparente versus $AB/2$ para 2, 3 y 4 capas y diferentes relaciones de ρ_a en profundidad.

Figura 18

CURVAS DE RESISTIVIDADES APARENTES PARA 2, 3 Y 4 CAPAS



2.4.2. Interpretación de SEV

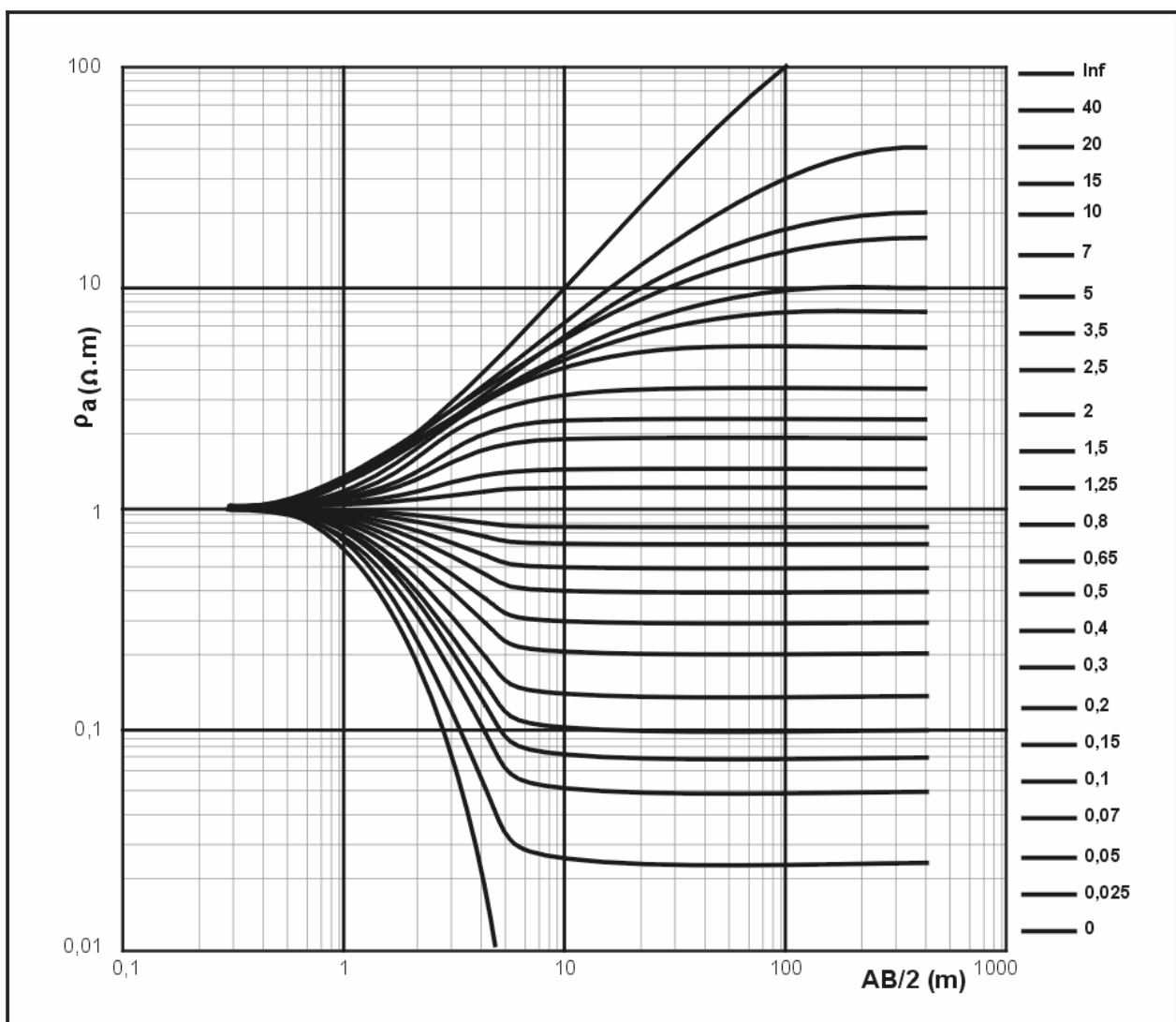
El objetivo de la prospección geoelectrica es establecer la conformación del subsuelo mediante la ubicación espacial de las capas resistivas (perfil geoelectrico) para posteriormente transformar el perfil geoelectrico en otro, que represente los caracteres geológicos subterráneos (perfil geológico).

Para identificar las profundidades de las capas con diferentes resistividades, deben compararse las curvas obtenidas en el campo con otras confeccionadas en gabinete que se denominan curvas teóricas, mediante un procedimiento similar al que se empleó para calcular los parámetros hidráulicos de los acuíferos por ensayos de bombeo (punto 10 del programa).

La comparación entre curvas de campo y teóricas puede realizarse en forma manual, cuando las capas involucradas son 2 o 3. Este procedimiento se usó hasta la década de 1970, mediante el empleo de catálogos de curvas teóricas de resistividad como las elaboradas por: Compagnie Générale de Géophysique (1955) con 480 curvas de 3 capas; Orellana y Mooney (1966) con 25 curvas para 2 capas (figura 19), 912 para 3 y 480 para 4 capas.

Figura 19

ÁBACO PARA DOS CAPAS



El procedimiento manual se complica cuando la cantidad de capas involucradas es 4 o más, pero esta limitación puede mejorarse sensiblemente mediante el uso de programas cibernéticos preparados para las computadoras personales a partir de 1970.

Los software actuales realizan una rápida comparación de las curvas de campo con las teóricas y por ende también permiten una rápida solución del problema. Entre estos, los empleados con más frecuencia son los desarrollados por Johansen (1975) que requiere de un corte geoelectrico inicial aproximado y Zodhy (1989). Este último es el más utilizado en la actualidad y se basa en la interpretación automática de los SEV (Schlumberger o Wenner), mediante un método iterativo para ajustar las resistividades aparentes y los espaciamientos electródicos, a las resistividades específicas o reales y a las profundidades de las capas involucradas.

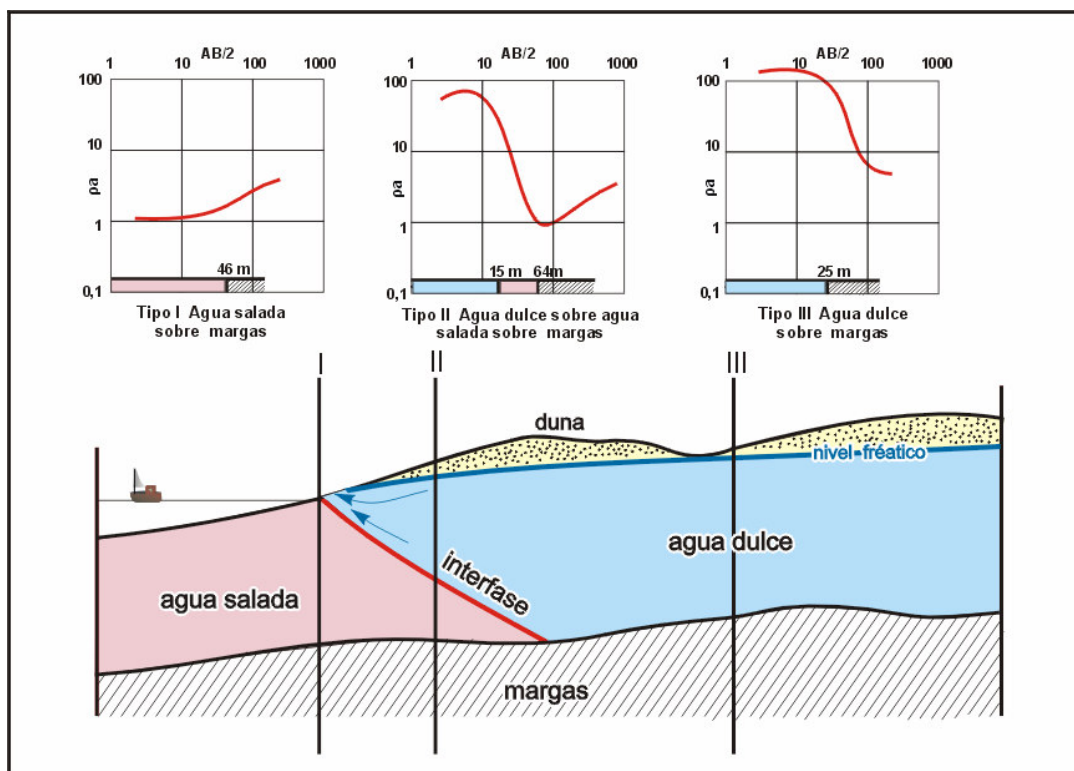
2.4.3. Ejemplos

En la figura 20 se reproduce la configuración hidrogeológica de un acuífero libre costero, sobrepuesto a una secuencia de margas terciarias en la península del Cabo Verde (Dakar). Las curvas de resistividad, muestran el contacto del agua subterránea salada con el sustrato margoso a 45 m de profundidad, con un incremento de 1 a 7 ohm.m (perfil I). Tierra adentro, la curva muestra una disminución desde la duna seca (90 ohm.m), pasando por el cuerpo de agua dulce y finalmente disminuyendo hasta 1 ohm.m en el acuífero con agua salda de origen marino (de 15 a 64 m de profundidad), para luego aumentar a 4 ohm.m en las margas (perfil II). En el perfil III se aprecia una disminución continuada de la ρ_a desde la duna seca, al acuífero con agua dulce y a las margas.

En este caso la prospección geoelectrica brinda buena definición por el marcado contraste de resistividades de las capas y además, la interpretación se simplifica por el conocimiento que se tiene respecto al comportamiento de los acuíferos costeros.

Figura 20

PERFILES HIDROGEOLÓGICO Y GEOELÉCTRICOS DE UN ACUÍFERO COSTERO

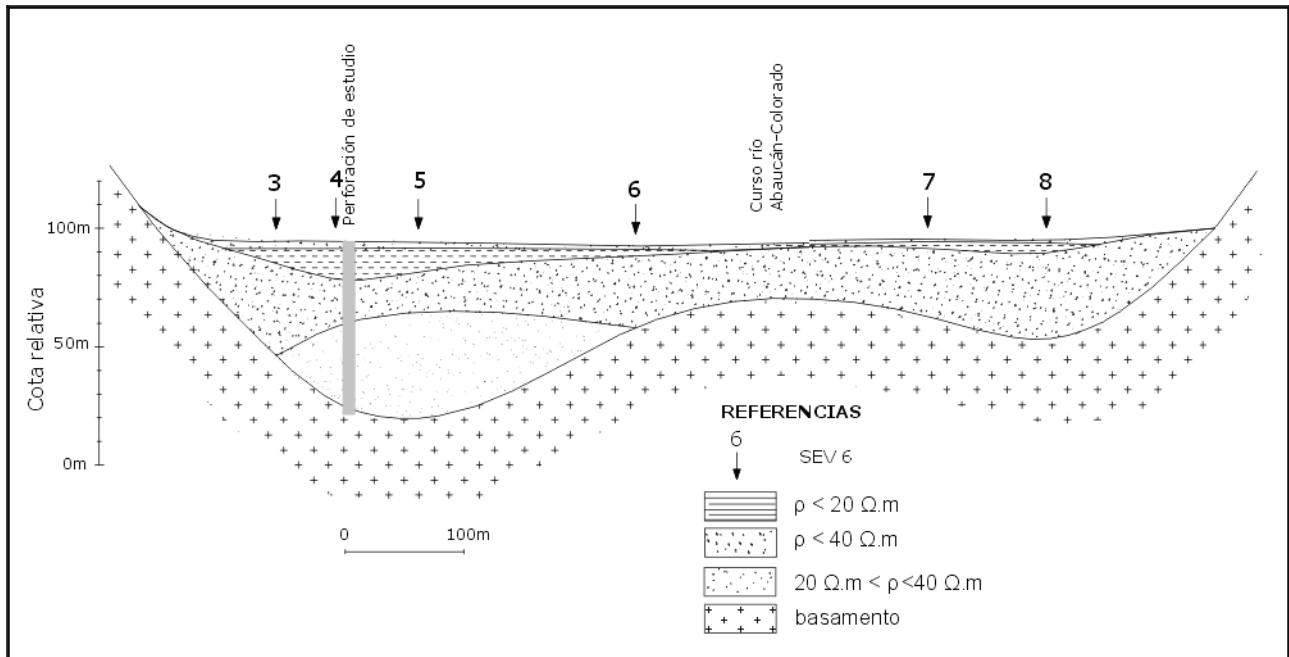


La figura 21 representa el perfil geoelectrico de un valle intermontano, con el basamento hidrogeológico compuesto por rocas graníticas a menos de 100 m de profundidad. Se ubica en la Provincia de Catamarca, en el valle del Río Abaucán, entre las sierras de Zapata y de Vinquis, en el paraje conocido como Angosto de Andaluca.

El contraste de resistividades entre el basamento y la cobertura sedimentaria integrada por gravas y arenas es notable, por lo que puede determinarse el espesor de sedimentos con bastante precisión.

Figura 21

SECCIÓN GEOELÉCTRICA DEL VALLE INTERMONTANO DEL RÍO ABAUCÁN



En la figura 22 se representan las curvas de resistividad de los SEV indicados en la 21, que se efectuaron con la disposición Schlumberger.

Los SEV 3, 4 y 5, arrancan con resistividades aparentes mayores a 100 $\Omega.m$, manteniendo todas las curvas una tendencia descendente hasta ρ_a entre 10 y 20 $\Omega.m$, para un AB/2 de alrededor de 10 m. Diferentes son las curvas del SEV 7, que arranca con $\rho_a = 20 \Omega.m$ y de los SEV 6 y 8, que muestran una tendencia creciente de resistividades.

Con las curvas de resistividades verdaderas o específicas (CRV) obtenidas del modelo, se obtuvieron las siguientes profundidades para el basamento: SEV 3 (50 m), SEV 4 (70 m), SEV 5 (75 m), SEV 6 (85 m) SEV 7 (32 m) y SEV 8 (42 m).

Figura 22

CURVAS DE RESISTIVIDAD DEL VALLE INTERMONTANO DEL RÍO ABAUCÁN

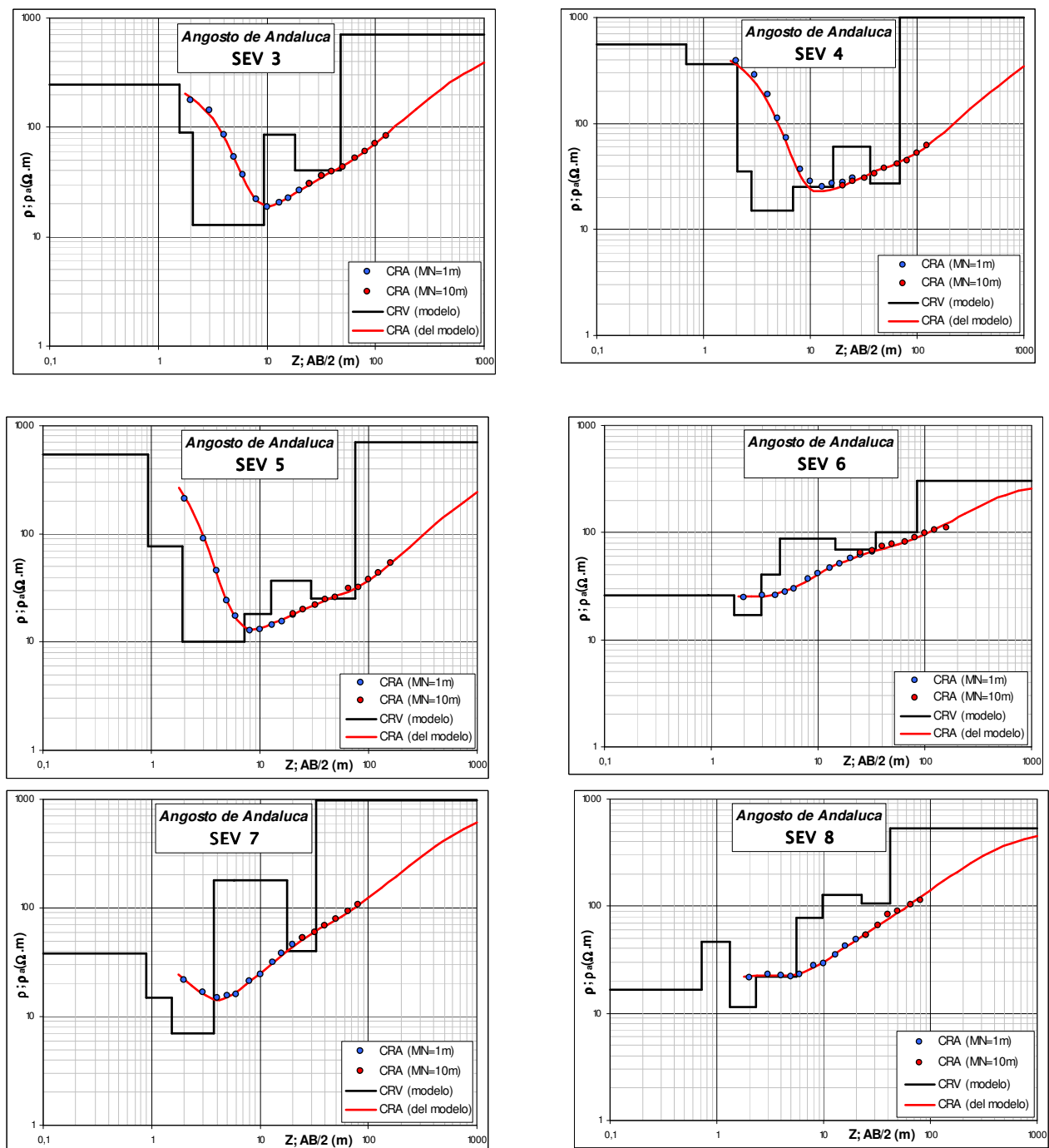
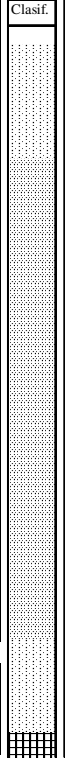


Figura 23

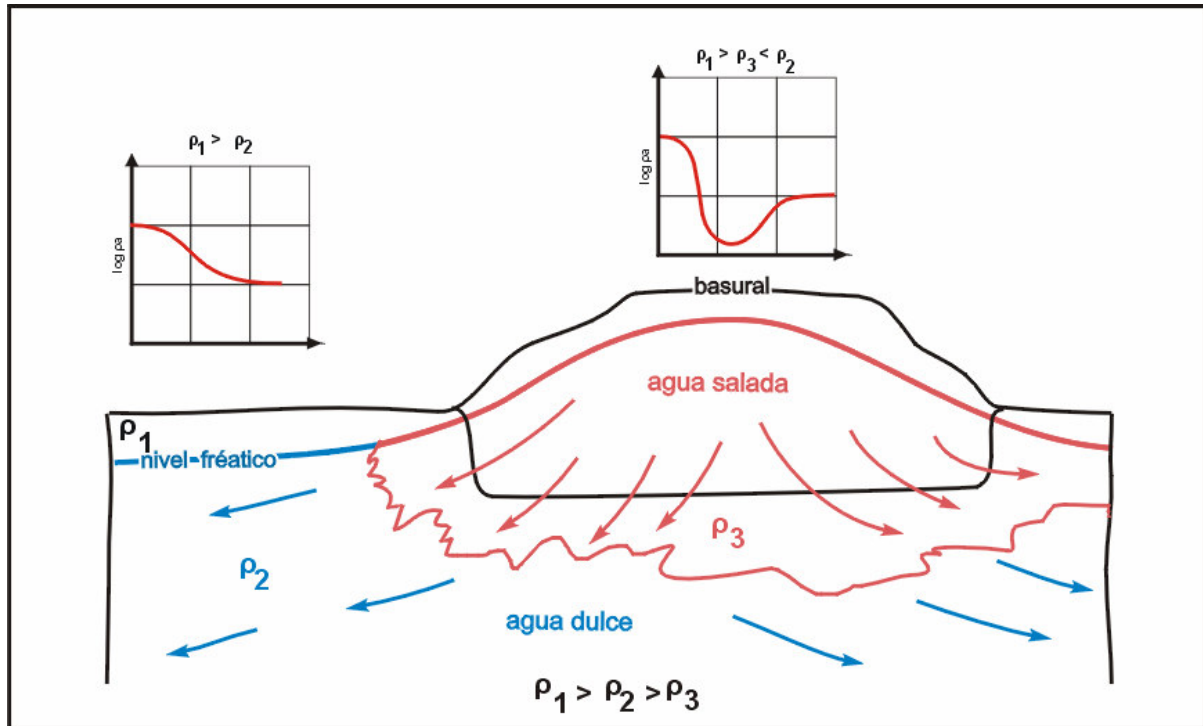
PERFIL LITOLÓGICO LOS RINCONES

A fin de cotejar el comportamiento resistivo con el componente geológico de subsuelo, se efectuaron 2 sondeos paramétricos en la vecindad de la perforación Los Rincones (figura 23), que alcanzó el basamento a 61 m y registró un nivel freático de 7,80 m, con agua de 2.700 mg/L. En el perfil litológico domina arena fina a muy fina, poco yesífera, seca, hasta 8 m; grava fina a gruesa, con escasa arena fina a gruesa de 8 hasta 50 m; arena muy fina a gruesa, arcillosa, algo yesífera, de 50 a 61 m; basamento granítico desde 61 m.

Los SEV también pueden resultar de utilidad para identificar paleocauces de grava y arena con agua dulce (más resistivos), labrados en sedimentos pelíticos (menos resistivos) (figura 24), o plumas de contaminación en basurales, que suelen tener baja conductividad eléctrica, por la elevada concentración de ClNa (figura 25).

PROVINCIA DE CATAMARCA						
LOS RINCONES						
Perforación N° 1			Expte: 325/516-44			
	Prof. (m)	Clasificación de los estratos	Clasif.			
C U A T E R N A R I O	0,00	Arena pardo-rojiza, fina a muy fina, micácea, poco yesífera.		N.F.		
	2,00					
	4,00					
	6,00					
	7,80					
	10,00	Grava fina a gruesa, rodaditos de rocas graníticas, metamórficas y arenisca violácea, concreciones de arenisca pardo-grisácea, fina a gruesa, muy calcárea algo yesífera, dura. Escasa arena pardo-rojiza, fina a gruesa, micácea				
	12,00					
	16,00					
	18,00					
	20,00					
	22,00					
	24,00					
	26,00					
	28,00					
	30,00					
	32,00					
	34,00					
	36,00					
	38,00					
	40,00					
	42,00					
	44,00					
	46,00					
	48,00					

PLUMA DE CONTAMINACIÓN EN BASURAL



2.5. CALICATAS ELÉCTRICAS

Se emplean para determinar variaciones laterales de la resistividad y a diferencia de los SEV, las calicatas eléctricas (CE) se ejecutan manteniendo un distanciamiento constante entre los 4 electrodos.

Se puede utilizar tanto la disposición Schlumberger como Wenner y lo que se hace es trasladar todo el dispositivo, manteniendo el espaciamiento, lo que resulta en un alcance vertical (profundidad) más o menos constante de la corriente. En el ejemplo, de la estación 1 a la 3 (figura 26)

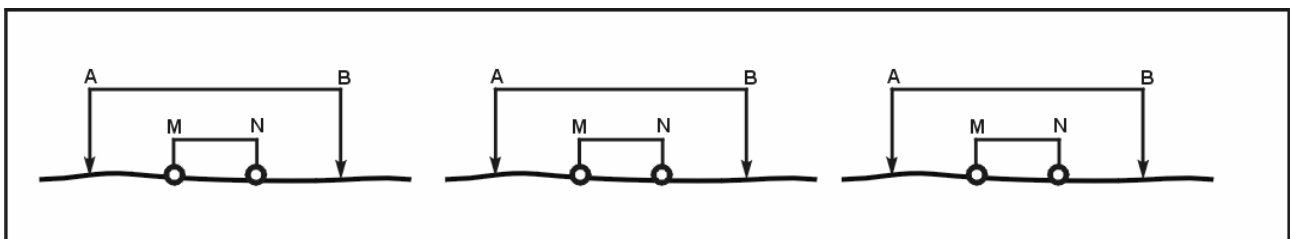
Figura 26

DISPOSITIVO PARA CALICATAS ELÉCTRICAS

(1)

(2)

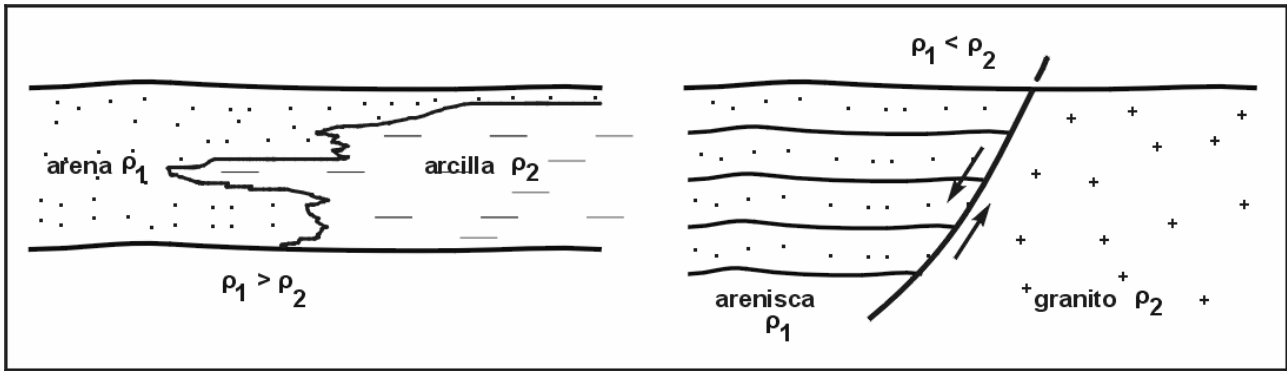
(3)



Con las calicatas eléctricas se pueden detectar modificaciones resistivas laterales debidas a cambios de facies litológicas, o a la alteración en la disposición estratigráfica, por fracturación geológica (figura 27)

Figura 27

CAMBIO DE FACIES Y FRACTURACIÓN

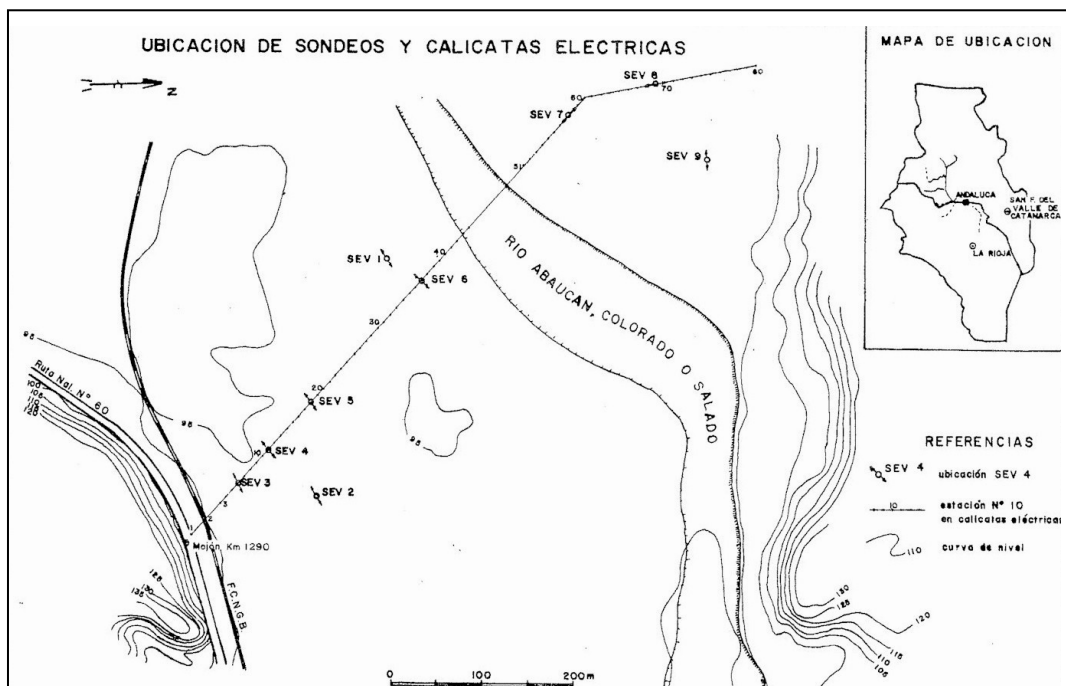


En la exploración geoelectrica del Angosto de Andaluca, además de los SEV, se realizaron calicatas eléctricas. La combinación de SEV y CE, permiten establecer con mayor certeza la constitución geológica del subsuelo.

En el ejemplo mencionado, la traza con la ubicación de las CE y SEV se indica en la figura 28.

Figura 28

UBICACIÓN DE SEV Y CE EN EL ANGOSTO DE ANDALUCA



Para las CE se eligieron 4 separaciones electródicas diferentes:

a) AB = 32 m

c) AB = 80 m

b) AB = 50 m

d) AB = 100 m

En todos los casos, la separación **MN** fue de 4 m.

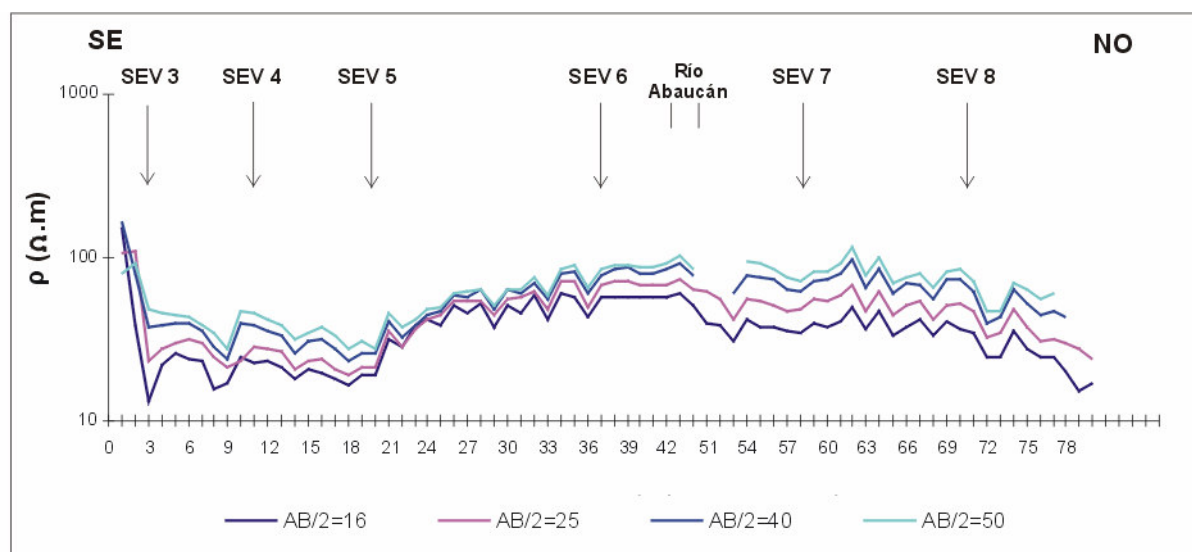
En total se realizaron 320 calicatas eléctricas (80 para cada separación electródica).

En la figura 29 se reproducen las 4 curvas derivadas de los 4 distanciamientos electródicos, observándose un paralelismo muy marcado entre ellas. Las menores resistividades coinciden con los mayores espesores de aluvio, en las cercanías de los extremos SE y NO del perfil, mientras que en la parte central se produce un incremento de la ρ , debido a la menor profundidad del basamento, en coincidencia con el curso actual del Río Abaucán-Colorado (figura 21).

La topografía del techo de la roca cristalina, indica que el río se desplazó hacia el NO, desde una ubicación coincidente con los SEV 4 y 5, hasta su posición actual (entre los SEV 6 y 7), en una distancia del orden de 350 m (figura 21).

Figura 29

CURVAS DE RESISTIVIDAD EN EL ANGOSTO DE ANDALUCA



2.6. POTENCIAL ESPONTÁNEO

Se basa en la medición de las diferencias naturales de potencial eléctrico entre 2 puntos sobre la superficie o a poca profundidad.

Los primeros registros de potencial espontáneo (PE) fueron realizados por Fox en 1830, quien utilizando dos placas de cobre como electrodos, conectadas a un galvanómetro, detectó la existencia de yacimientos subterráneos de sulfuro de cobre en Cornwall, Inglaterra.

La técnica se utilizó como un complemento para la prospección de yacimientos metalíferos hasta la década de 1920, especialmente para la detección de cuerpos masivos, en contraste con la polarización inducida, empleada en la exploración de yacimientos diseminados.

En años recientes el PE se extendió a algunas investigaciones hidrogeológicas y geotérmicas y también a las geológicas, en especial para la ubicación de zonas de fracturación cercanas a la superficie.

Los registros de potencial espontáneo, tanto por el equipamiento requerido como por el costo, son los más sencillos y accesibles de todos los métodos de prospección geofísica aplicados desde la superficie.

La mayor utilidad del método radica en la identificación de yacimientos minerales, especialmente los metalíferos como piritita, calcopiritita, pirrotina, galena y magnetita, que

generan potenciales negativos de algunos cientos de mV. Los diques de cuarzo y las pegmatitas producen PE positivos de algunas decenas de mV.

El PE se mide en forma rutinaria, junto con la resistividad y frecuentemente con rayos gamma, en las perforaciones hidrogeológicas. En las perforaciones de exploración y explotación petrolíferas, el perfilaje mencionado se acompaña con otros registros más sofisticados como el sónico, el de inducción, el de buzamiento, etc.

2.6.1. Origen del Potencial Espontáneo

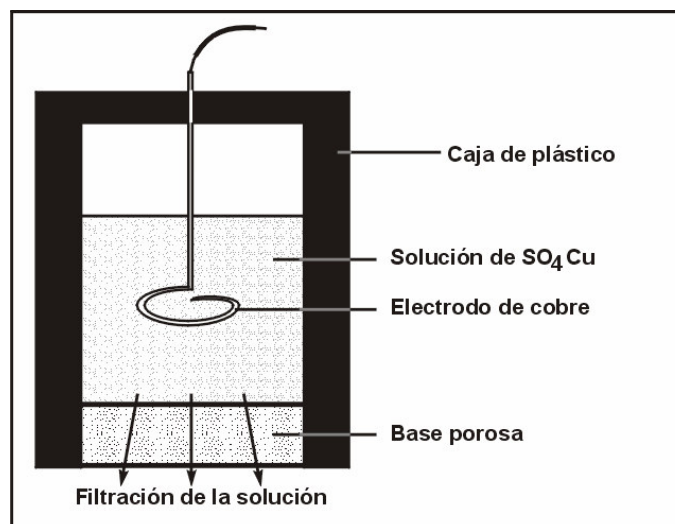
El agua subterránea es la principal responsable de la existencia del potencial espontáneo, debido a que actúa como un electrolito disolviendo y transportando minerales al estado iónico. Existen 3 procesos por los cuales se puede transmitir la corriente a través de rocas y sedimentos: dieléctrico, electrolítico y electrocinético; de éstos el más importante es el electrolítico.

2.6.2. Medición

Es muy sencilla, se requieren 2 electrodos impolarizables de cobre, sumergidos en una solución saturada de sulfato de cobre, contenida en un recipiente poroso para permitir la filtración y su contacto con el suelo (figura 30). Para los registros se pueden emplear los electrodos utilizados en los SEV. En definitiva lo que se mide son diferencias de potencial mediante un milivoltímetro.

Figura 30

ESQUEMA PARA LA MEDICIÓN DEL POTENCIAL ESPONTÁNEO (PE)



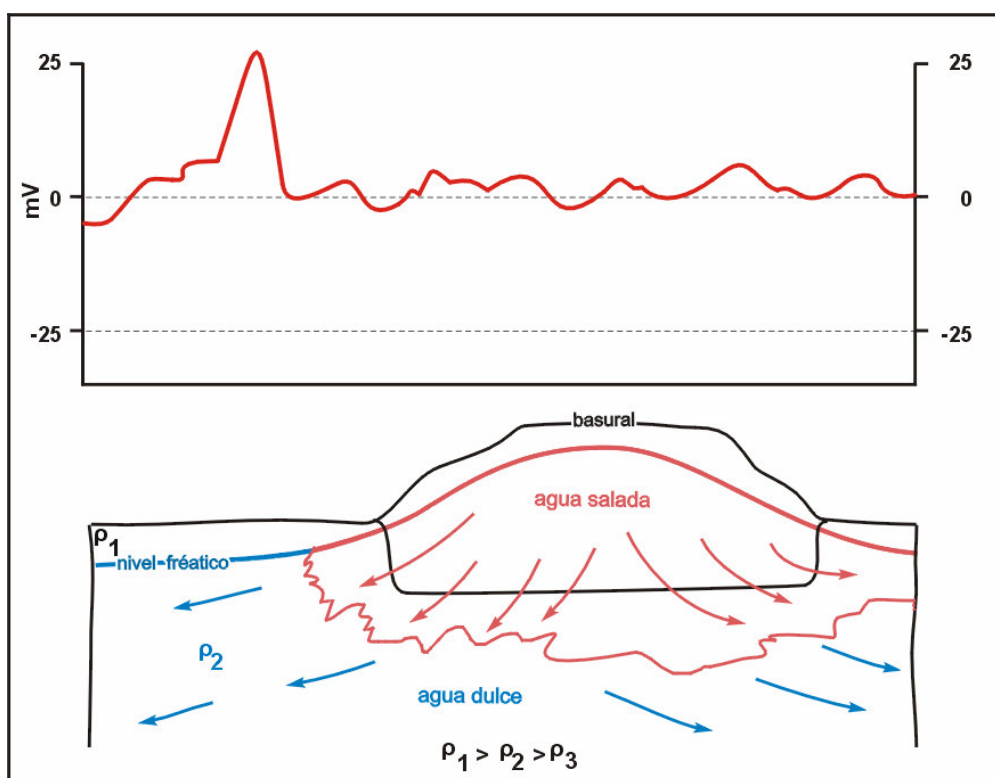
2.6.3. Ejemplo

El PE ha dado buenos resultados para detectar la extensión de la pluma de contaminación generada por basurales con lixiviados de elevada salinidad, en un acuífero con agua dulce.

En la figura 31, la anomalía en la curva de PE, se debe a procesos electroquímicos, por la diferencia en la concentración entre el agua afectada por el lixiviado y la que no lo está.

Figura 31

POTENCIAL ESPONTÁNEO EN UN BASURAL



2.7. POLARIZACIÓN INDUCIDA

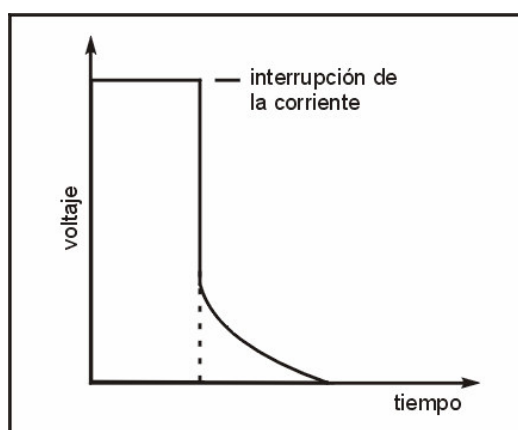
Consiste en la medición del decaimiento de la diferencia de potencial ΔV , luego de finalizar la inyección de una corriente de intensidad I .

Para registrar la polarización inducida, se utiliza un equipamiento y disposición electródica similares que para medir la resistividad (sondeos eléctricos verticales o calicatas eléctricas), pero el primero es más sofisticado pues para realizar investigaciones representativas se requiere inyectar varios miles de voltios. El dispositivo está integrado por 2 electrodos de corriente (AB) y otros 2 impolarizables de potencial (MN).

Cuando se deja de aplicar la corriente a través de A y B, la diferencia de potencial entre M y N disminuye hasta desaparecer ($\Delta V = 0$) en un tiempo que normalmente varía entre algunos segundos y varios minutos (figura 32).

Figura 32

POLARIZACIÓN INDUCIDA



El proceso inverso, o sea cuando se reitera la inyección de corriente al suelo, genera una curva de crecimiento de ΔV de forma similar a la de decaimiento, pero invertida. Las características de uno y otro proceso dependen del instrumental (cantidad de corriente, dispositivo electródico) y del comportamiento geológico de subsuelo, lo que permite efectuar interpretaciones sobre su constitución, especialmente en la detección de yacimientos metalíferos diseminados del tipo **cobre porfírico, magnetita, pirrotina y sulfuros**.

En Hidrogeología su utilidad se restringe a la exploración geotérmica, debido a que el exceso de temperatura genera un agitación en la movilidad iónica, que se traduce en cambios notorios de la resistividad, los que pueden detectarse mediante la PI.

3. CONCLUSIONES

- ❖ Algunos métodos geofísicos de prospección resultan de gran utilidad para descifrar el comportamiento del agua subterránea. Entre estos, los de uso más generalizados son los eléctricos o geoelectrónicos y en particular los sondeos eléctricos verticales (SEV) y las calicatas eléctricas (CE). En los últimos tiempos se ha incorporado el método de la **imagen o tomografía eléctrica**, que emplea 20 o más electrodos, unidos con un cable “inteligente”, que permite, a través de un software, modificar la disposición y el distanciamiento entre electrodos, sin necesidad de moverlos. Esto permite la medición de una cantidad mucho mayor de resistividades por unidad de tiempo, que los logrados con los SEV.

Los métodos basados en el potencial espontáneo (PE) y en la polarización inducida (PI) poseen menor definición hidrogeológica y su mayor utilidad se da en la exploración de yacimientos metalíferos.

- ❖ Cualquiera sea el método geofísico de prospección empleado, para que brinde buena definición y resultados interpretables, debe existir un buen contraste en la propiedad del subsuelo investigada (resistividad, elasticidad, magnetismo, densidad).
- ❖ El conocimiento previo sobre el comportamiento geológico e hidrogeológico del subsuelo, aunque sea de carácter preliminar a través de un modelo de tipo conceptual, constituye un elemento fundamental para comprender con mayor precisión los resultados derivados del empleo de métodos geofísicos de exploración.
- ❖ En el caso particular de los métodos geoelectrónicos, los SEV brindan buena definición cuando existen contrastes apreciables de la resistividad en profundidad. Al respecto resultan de gran utilidad para identificar la interfase agua dulce – salada en acuíferos costeros (costa atlántica bonaerense) o continentales (pampa arenosa del Oeste de la Provincia de Buenos Aires). También para ubicar el contacto entre el aluvio y el basamento, constituido por rocas cristalinas (granitos, gneises, esquistos) en los valles intermontanos del NO (Jujuy, Salta, Catamarca, La Rioja), de Cuyo (Mendoza, San Juan, San Luís) y del centro (Córdoba, Santiago del Estero). Además pueden lograrse buenos resultados con los SEV en la ubicación de paleocauces labrados en sedimentos pelíticos (Patagonia Extra-andina).

Pese a que existe una creencia generalizada de que los SEV son útiles para establecer la posición de la superficie freática, la realidad muestra que no es así, fundamentalmente debido a la variación en el contenido de agua que caracteriza a la zona subsaturada.

- ❖ Las calicatas eléctricas (CE) se emplean para detectar cambios naturales de facies litológicas o artificiales de salinidad, como las plumas de contaminación generadas por los basurales.
- ❖ Los mejores resultados de la prospección geoeléctrica se logran con la aplicación conjunta de SEV y CE.

4. BIBLIOGRAFÍA

- CALVETTY AMBONI, B. 1984. Aplicación de técnicas geoeléctricas en el estudio de prefactibilidad para la construcción de un dique en el Angosto de Andaluca, Provincia de Catamarca. IX Congreso Geológico Argentino. Simposio de Geotecnia. Bariloche.
- CALVETTY AMBONI, B. 2004. Métodos eléctricos de prospección. FCAGLP. UNLP. Inéd. La Plata.
- CALVETTY AMBONI, B. 2005. Prospección geoeléctrica aplicada en hidrogeología. Maestría en Evaluación Ambiental de Sistemas Hidrológicos. UNLP. Inéd. La Plata.
- BRAND, A. A. 1959. Historical summary of overvoltage developments by Newmont Exploration Ltd. (1946-1955). En *Overvoltage Research and Geophysical Applications*. Pergamon Press. London.
- GHOSH, D. P. 1971 a. The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements. *Geoph. Prosp.* 19.
- GHOSH, D. P. 1971 b. Inverse filter coefficients for the computation of apparent resistivity standard curves for a horizontally stratified earth. *Geoph. Prosp.* 19.
- HOWELL, B. F. 1962. Introducción a la Geofísica. Omega, Barcelona.
- JOHANSEN, H. K. 1975. An interactive computer-display-terminal system for interpretation of resistivity soundings. *Geoph. Prosp.* 23.
- KUNETZ, G. 1966. Principles of direct current resistivity prospecting. Gebrüder Borntraeger. Berlín-Nicolassee.
- LOKE, M. H. 2000. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. Inéd.
- NYMAN, D. y M. LANDISMAN. 1977. VES-Dipole filter coefficients. *Geophysics*. V. 42, # 5.
- O'NEILL, D. J. 1975. Improved linear filter coefficients for applications in apparent resistivity computations. Bull. of the Australian Society of Exploration Geophysicist. V. 6.
- ORELLANA, E y M. MOONEY. 1966. Tablas y curvas para sondeos eléctricos verticales. Interciencia. Madrid.
- ORELLANA, Ey M MOONEY. 1972. Two and three layer master curves for Wenner arrangement. Interciencia. Madrid.
- ORELLANA, E. 1982. Prospección geoeléctrica en corriente continua. Paraninfo, Madrid.
- PINCIROLI, R. 2000. Instrumental electrónico para geofísicos. Inéd. La Plata.

- SEARA, J. L. (1979). Computer programs for resistivity interpretation. Application Brief 79-1. Toronto.
- STEFANESCU, S. y C. y M. SCHLUMBERGER. (1930). Sur la distribution électrique potentielle autour d'une prise de terre ponctuelle dans un terrain a couches horizontales, homogènes et isotropes. *Jour. Phisique et le Radium*. V. 1.
- VAN DAM, J. C. and J. J. MEULENKAMP. 1969. Standard graphs for resistivity prospecting. E.A.E.G. La Haya.
- ZOHDY, A. R. 1975. Automatic interpretation of Schlumberger soundings curves, using modified Dar Zarrouk functions. *U.S. Geol. Survey. Bull.* 1313-E.
- ZOHDY, A. R. 1989. A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner soundings curves. *Geophysicist*. V. 56.
- ZOHDY, A. R. y R. J. BISDORF. 1989. Program for the automatic processing and interpretation of Schlumberger soundings curves in QB 4.0. *U.S. Geol. Survey. Bull.* Open-file Rep.