

CÁTEDRA EXPLORACIÓN

UNIDAD V: “EXPLORACIÓN GEOFÍSICA”

CARRERA DE INGENIERÍA DE MINAS

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA DE MINAS

FACULTAD DE INGENIERÍA

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN

PROFESOR: ING. VICTOR A. QUINZANO

AÑO 2020

EL PAPEL DE LA GEOFÍSICA EN LA PROSPECCIÓN DE MINERALES

La minería ha constituido una actividad humana desde tiempos muy antiguos, y la búsqueda continua de nuevos yacimientos, mientras los ya conocidos iban agotándose, ha tenido que ser una preocupación principal de los mineros de ayer, tanto como lo es de los mineros de hoy. Pruebas de la eficacia y perfección con que estas búsquedas fueron llevadas en el pasado, pueden encontrarse en muchos lugares, como las antiguas labores de Laurion, en Grecia o, acercándonos a nuestra época, los de Sajonia en Alemania y de Bergslagen en Suecia, para no citar sino algunos ejemplos.

Probablemente, los antiguos prospectores no se dejaron distraer en su trabajo por teorías académicas sobre el origen de las menas, y tenían la analogía por guía principal. Aun hoy rifa, la analogía constituye un principio valioso e indispensable de la prospección minera. Se deben buscar yacimientos en las zonas donde ya se ha encontrado mineral, y en comarcas cuyas características naturales son semejantes a las regiones productoras ya conocidas.

Si la mena de un distrito está asociada, por ejemplo, con caliza, debemos seguir esta caliza, y si un mineral arma preferentemente en granito, el granito ha de considerarse como interesante en principio, y en la prospección de nuevos yacimientos del mineral, debemos comenzar por la búsqueda de masas graníticas.

El principio de analogía estrecha considerablemente el campo del prospector, lo que es necesario porque los yacimientos son estructuras pequeñas y relativamente escasas, cuya búsqueda sería sino, una empresa sin esperanzas. El estudio de la interrelación tanto en espacio como en tiempo de las diferentes rocas, el comportamiento en el pasado de éstas, según deducciones, el estudio de los minerales en las rocas ordinarias y en las menas dichos más brevemente, la aplicación de la geología, de la mineralogía- pueden restringir aún más la zona de prospección. Sin embargo, el área puede ser todavía demasiado grande para que las labores de exploración o cateo, tales como excavaciones y perforaciones, sean prácticas y económicas, por lo que son deseables nuevas restricciones. Además, tanto la geología como la mineralogía dependen de la existencia de afloramientos de rocas, pero no siempre se dispone de éstos. Si existen, puede que no sean lo suficientemente abundantes para que la situación de los yacimientos pueda predecirse con certeza razonable.

Por otra parte, aunque las formaciones metalizadas sean bien conocidas, los yacimientos pueden hallarse ocultos a profundidad menor o mayor por debajo de la superficie accesible para el estudio directo geológico o mineralógico. En realidad, este caso se da muy frecuentemente en la prospección moderna, ya que los yacimientos añorantes han sido descubiertos desde hace mucho tiempo y en muchos casos están agotados.

El papel del examen geológico de la superficie, pierde importancia con el desarrollo de la industria minera. Este es el momento en que la Geofísica la aplicación de la Física al estudio de la Tierra- entra en escena.

En la figura siguiente se muestra la relación de la geofísica con la geología:

explotación racional y económica, para la estimación del tonelaje y valor del posible yacimiento y para la toma de decisiones sobre su explotación.

Así, la finalidad primaria de la Geofísica en la prospección es la de separar zonas que aparecen como estériles de las que presentan posibilidades de contener yacimientos. Puesto que los yacimientos mineros son accidentes relativamente raros, las zonas estériles son naturalmente más abundantes que las prometedoras, y los resultados de la mayoría de las prospecciones geofísicas serán negativos (correctamente) como ocurre también con la mayor parte de las prospecciones geológicas. Por consiguiente, el éxito de una prospección geofísica bien ejecutada no puede medirse por el número de metalizaciones que ha descubierto, ni por el número de sondeos mecánicos que han cortado mineral, sino por el tiempo, esfuerzo y dinero que la prospección ha ahorrado al eliminar terrenos que, en caso contrario, habrían debido ser desechados por el empleo de métodos más costosos.

Es importante darse cuenta de que la eliminación de zonas estériles sólo puede hacerse dentro de las limitaciones del método o métodos geofísicos usados, y que no constituye una "limitación absoluta".

Si como resultado de recomendaciones fundadas principalmente en trabajos geofísicos, se descubre un yacimiento, podemos hablar de la "relación de retomo" del trabajo geofísico. Esta cantidad, que representa el cociente del valor estimado para el yacimiento por el coste del trabajo geofísico, carece de significación si no se incluye también el coste del trabajo geofísico efectuado sobre terreno estéril en la misma campaña. La Geofísica Minera ha conseguido relaciones de retorno verdaderamente. La relación de retorno es llamada a veces factor de éxito de una prospección geofísica, pero este nombre es inadecuado, puesto que el "retorno" y el éxito de una prospección geofísica son dos conceptos diferentes. Sin distinción entre ambos es esencial para el correcto entendimiento del papel de la Geofísica en la prospección minera y para planear y ejecutar adecuadamente cada campaña. Una prospección puede ser considerada como satisfactoria aunque no se haya obtenido ninguna indicación geofísica, o aunque en caso afirmativo, no se haya encontrado mineral después de perforación o calicatero.

El criterio y medida del éxito es simplemente el ahorro estimado en los costes, conseguido por la eliminación de terreno estéril efectuada por medio de la prospección geofísica. (Al, estimar este ahorro, el coste de las labores efectuadas específicamente para comprobar los resultados de la prospección, como por ejemplo, perforaciones, debe incluirse, como es natural, en el coste de la prospección). Por otra parte, puede que no deba considerarse la relación de retorno mientras que no se ha comprobado la existencia real de un yacimiento por medio de perforaciones, y se haya estimado un valor. La relación de retorno puede variar algo con el tiempo, porque el valor en el mercado de un yacimiento no será el mismo en general, en el instante de su descubrimiento que algún tiempo después. En realidad, el valor "exacto" de la relación de retorno de una prospección geofísica (o desde el mismo punto de vista, la campaña completa de exploración) no puede calcularse hasta que todo el mineral explotable ha sido extraído y vendido.

ASPECTOS GENERALES DE LA RECOGIDA Y PRESENTACIÓN DE LOS DATOS GEOFÍSICOS

La condición necesaria para la detección de un yacimiento por medio de métodos geofísicos es que el mineral posea alguna propiedad física capaz de influir sobre las mediciones pertinentes. Dicho de modo más preciso, es necesario que la mena difiera suficientemente de la roca encajante

en lo que respecta a la propiedad en cuestión. Si el mineral no tiene por si mismo tal propiedad, puede aplicarse a veces la prospección geofísica de un modo indirecto, siempre que la posea algún mineral o formación geológica asociada con el mineral buscado.

CLASIFICACIÓN DE LOS MÉTODOS GEOFÍSICOS

Las únicas propiedades ordinarias de la materia que pueden razonablemente imaginarse como utilizables en prospección geofísica, son la susceptibilidad magnética, la conductividad eléctrica, la densidad, la elasticidad y la conductividad térmica. Entre ellas, las tres primeras son con mucho las más importantes en prospección minera, mientras que la última es de importancia muy reducida. Los fenómenos electroquímicos del subsuelo constituyen el fundamento de dos métodos geofísicos, pero éstos dependen en último extremo de la medición de magnitudes eléctricas.

Todas las propiedades indicadas han sido utilizadas para idear métodos para el estudio de la Tierra, y en particular, para la localización de estructuras de escala pequeña, tales como los yacimientos mineros. Estos métodos pueden clasificarse convenientemente como se indica a continuación.

En primer lugar, existen los **MÉTODOS ESTÁTICOS** fundados en la detección y medida precisa de las distorsiones que producen, sobre algún campo de fuerzas, los yacimientos (u otra heterogeneidad) de la corteza terrestre. La característica esencial de tales métodos, es que los campos en cuestión, sean naturales o artificiales, no varíen con el tiempo. Los campos magnéticos y gravitatorios de la Tierra son ejemplos de campos de fuerza naturales y estacionarios, y lo mismo ocurre con el campo eléctrico observado en las proximidades de algunos yacimientos. El campo producido por una corriente eléctrica continua introducida en el terreno es un ejemplo de campo estacionario artificial. '

En contraste con los métodos que acabamos de indicar, tenemos los **MÉTODOS DINÁMICOS**, en los cuales, los campos que se miden no son estacionarios, sino que varían con el tiempo. Esta clase de métodos comprende al electromagnético y al sísmico, las cuales pueden utilizar campos naturales y artificiales. Entre los métodos electromagnéticos figuran algunos de los más importantes en la prospección minera. Hasta ahora, los métodos sísmicos han sido poco empleados en minería, pero es verosímil que su importancia aumente en el futuro.

La clase siguiente es la de los **MÉTODOS DE RELAJACIÓN**. Se trata de métodos eléctricos que pueden considerarse intermedios entre los estáticos artificiales y los dinámicos artificiales. A esta clase pertenecen los métodos de polarización inducida o sobretensión.

Existe una diferencia importante entre los métodos de campo natural por una parte y los de campo artificial por otra. En los métodos artificiales, la profundidad de exploración puede ser gobernada dentro de ciertos límites por medio de la elección apropiada de las posiciones relativas de la fuente y los detectores del campo, pero este control no es posible en los métodos de campo natural.

Ninguno de los métodos referidos puede considerarse como el "ideal" para la investigación minera, puesto que cada uno tiene su propio campo de aplicación, sus limitaciones y sus propias ventajas e inconvenientes, dándose con frecuencia el caso de que los mejores resultados se obtienen mediante combinación juiciosa de dos o más métodos. Es posible, no obstante, clasificar los métodos siguiendo otros principios, por ejemplo, la sencillez de operación, facilidad interpretativa, importancia como ayuda del trabajo geológico, etc.

Los métodos gravimétricos, magnéticos y radiactivos, son los únicos que pueden ser adaptados para su aplicación desde un avión.

RECOGIDA DE LA INFORMACION PRELIMINAR

Uno de los primeros pasos en el proyecto de una campaña geofísica es la recogida de los datos topográficos, geológicos y mineralógicos, de que pueda disponerse sobre la zona en cuestión, a fin de deducir que rocas y minerales tienen posibilidad de encontrarse, y cuáles serán sus relaciones probables. En la época actual, y salvo para las regiones más inaccesibles de la Tierra, es posible encontrar, al menos alguna información de esta clase. También es conveniente conseguir, si es posible, algunas muestras de roca de la región, y medir en el laboratorio sus propiedades físicas, antes de empezar los trabajos geofísicos a escala grande. Los resultados de estas investigaciones preliminares sirven para decidir si deben emplearse o no métodos geofísicos y cuál de ellos será el más adecuado.

Si ni las mineralizaciones buscadas ni los minerales con ellas asociados poseen propiedades físicas convenientes, los métodos geofísicos no pueden aplicarse con provecho en la búsqueda de dichas mineralizaciones. En tales casos, las áreas que desean investigarse no pueden reducirse, salvo mediante estudios geológicos amplios, y correlación de las rocas descubiertas por labores sistemáticas de cateo, tales como galerías, calicatas, perforaciones, etc.

Los datos suministrados por los métodos geofísicos han de ser corregidos de los efectos de las irregularidades topográficas. Generalmente, estas correcciones son pequeñas y muy fáciles de calcular, pero en regiones de topografía abrupta son tales, que la interpretación de los datos geofísicos puede resultar muy incierta. En tales circunstancias el valor de los métodos geofísicos puede ser también dudoso.

PROSPECCIONES DE PRUEBA

No hay reglas sencillas y de aplicación general que permitan decidir si, dentro de una zona determinada, los métodos geofísicos pueden ser útiles o no, por lo que cada caso particular ha de ser examinado cuidadosamente a la luz de la información disponible. En realidad, deberla efectuarse siempre una prospección de prueba antes de embarcarse en una campaña geofísica de gran escala en zonas completamente nuevas o poco conocidas. Tales prospecciones ayudan a hacerse una idea acerca de las indicaciones geofísicas que pueden esperarse de los referentes minerales y rocas de la región, así como las debidas a la topografía y a variaciones en el recubrimiento.

Una prospección de prueba puede también señalar que modificaciones conviene introducir en la técnica de campo a fin de obtener los mejores resultados posibles.

ESTACADO DE UNA ZONA

Se llega a la elección de una zona determinada para su prospección geofísica basándose en diferentes consideraciones. Entre ellas es de primordial importancia la existencia conocida de mineral y las circunstancias geológicas. En muchas partes del mundo, la prospección inicial se efectúa actualmente por medio de aparatos transportados por aeronaves, y las indicaciones así obtenidas se estudian después más detalladamente desde el suelo. Como, no obstante, el trabajo terrestre es con mucho el más importante para orientar en detalle un programa de exploración.

Una vez escogida la zona que va a ser investigada, ésta debe ser estacada antes del comienzo de las mediciones geofísicas. La finalidad del estacado es el establecimiento de un sistema de coordenadas con respecto al cual queden referidas, clara y únicamente, todas las estaciones de observación.

Las estacas permiten determinar la posición de las eventuales indicaciones, de modo que el trabajo ulterior, como los sondeos, pueda dirigirse a los lugares deseados. En segundo lugar, las estacas hacen posible re ocupar exactamente las mismas estaciones de observación, de modo que sea factible comparar eficazmente los resultados de diferentes métodos.

La operación de estacado es fundamental, y debe llevarse a cabo con precisión. Se elige dentro de la zona un punto conveniente y bien definido, y partiendo de él se establece una "línea base", preferiblemente mediante un taquímetro, en dirección aproximadamente paralela al rumbo, conocido o supuesto, de las formaciones geológicas. La línea debe señalarse claramente por medio de estacas de madera, de un metro de largo aproximadamente, clavadas firmemente en el suelo a intervalos convenientes. Es aconsejable situar exactamente la línea base en un buen mapa topográfico de la zona, tomando los rumbos de algún punto destacado y que aparezca en el mapa, desde puntos convenientes de la línea. Si, como ocurre a veces, no se dispone de mapa confiable, puede ser necesario determinar la orientación de la línea base respecto del Norte verdadero por medio de observaciones de la polar efectuadas con un teodolito.

Una vez establecida la línea base, se sitúa una serie de perfiles paralelos entre sí y perpendiculares a la base, y se estacan. En trabajos de reconocimiento minero, resultan completamente satisfactorias separaciones de 100 ó 200 m entre perfiles contiguos, pero es más conveniente empezar con 160 (u 80) m. Si se necesitan perfiles intermedios a fin de efectuar trabajos de más detalle, este espaciado puede ser dividido sucesivamente tomando intervalos de 80, 40, 20, 10 y 5 m. En países "no métricos" suelen emplearse intervalos iniciales de 400 a 1.000 pies.

Para la medición de distancias debe emplearse una buena cinta métrica de acero, y hay que tener cuidado de mantenerla tensa entre cada dos puntos. Incluso así, la cinta se combará algo, pero la corrección por esta causa es despreciable para la mayoría de las aplicaciones. La dirección de por lo menos dos o tres perfiles apartados entre sí debe establecerse por medio de un teodolito, de modo que estos perfiles puedan servir, en caso necesario, como comprobación del estacado. Un goniómetro prismático de bolsillo basta ordinariamente para la orientación de los demás perfiles. En el mercado pueden encontrarse varios modelos de este aparato. No es conveniente el empleo de brújulas, a menos que se sepa que la zona está aceptablemente libre de perturbaciones magnéticas locales. No obstante, para la medida aproximada de rumbos y para estacar unos cuantos perfiles aislados, la brújula es instrumento de manejo fácil y rápido. A lo largo de cada perfil, y a intervalos convenientes, por ejemplo de 40 ó de 20m, se señala una serie de puntos donde habrán de hacerse las mediciones geofísicas. El intervalo debe escogerse de acuerdo con la profundidad prevista para los yacimientos y con el detalle requerido para las anomalías. Por ejemplo, si la profundidad prevista es pequeña, la longitud del intervalo habrá de reducirse, puesto que las anomalías producidas por cuerpos someros disminuyen rápidamente con la distancia, y si la separación entre estaciones es grande, se corre el riesgo de que pase inadvertida alguna anomalía importante.

En la prospección magnética o electromagnética de yacimientos someros, se hace a veces necesario colocar las estaciones a solo 1 ó 2 m de distancia mutua, si se desea obtener información adecuada sobre la marcha de las anomalías.

Probablemente, el mejor método para señalar una estación sea la colocación de una estaca de unos 50 cm de longitud, en la cual se escriben:

- (1) Un número o símbolo que representan el perfil a que pertenece la estación.
- (2) La distancia a la línea base, junto con el símbolo N, SE, etc., que indica la dirección Norte, Sudeste, etc. en la que se halla el punto respecto del perfil base. Los perfiles se designan a veces A, B, C, D... o bien, I, II, III etc., pero esta práctica es poco recomendable cuando la topografía del

terreno permite establecer una red regular de estacas. El abecedario se termina pronto cuando se estaca una zona extensa, y además, resulta complicada la designación de perfiles intermedios. El modo racional de designar perfiles es denominarlos por su distancia y dirección a un "perfil cero", diciendo por ejemplo Perfil 100 W (oeste), Perfil 200 NE (nordeste), etc. A veces, si las estaciones se señalan por su distancia a lo largo del perfil en metros (o pies), los propios perfiles se designan por sus distancias en decámetros (o en decenas de pies) para distinguir entre sí las dos series de números. En la práctica, este sistema híbrido resulta más confuso que conveniente y no es necesario recurrir a él, puesto que el símbolo del rumbo detrás de un número, grabados sobre una estaca indica claramente si la distancia se ha medido paralela o perpendicularmente a la línea base. Los perfiles deben tener, suficiente longitud, es decir, que no deben limitarse a cubrir meramente la zona donde se espera anomalías, sino que han de penetrar dentro de las regiones periféricas menos perturbadas, de modo que los flancos de la anomalía queden debidamente registrados. Para conseguir esto, puede ser necesario prolongar durante el trabajo algunos o todos los perfiles. El establecimiento de un sistema rectangular de coordenadas para el estacado es bastante sencillo en zonas de relieve topográfico suave, aunque el monte bajo, bosque o selva pueden constituir un gran obstáculo a veces para el trazado de las líneas. Pero en zonas montañosas de topografía accidentada abundante en crestas y valles, el estacado de una red regular de líneas rectas puede no resultar práctico. El acceso a estas regiones es imposible en ciertos casos excepto a lo largo de valles, barrancos, pasos, caminos de montaña, etc., cuyo curso es irregular. En estas zonas es indispensable disponer de un buen mapa topográfico de escala grande, a fin de señalar sobre él los puntos de observación, ya que la campaña geofísica habrá de efectuarse necesariamente de forma algo inconexa.

MEDICIONES DE CAMPO

El modo de proceder en las mediciones geofísicas de los diferentes métodos. Casi todos los instrumentos que pueden adquirirse actualmente en el comercio han sido construidos prestando atención especial a su rapidez, precisión, portabilidad, seguridad, robustez y cuidados mínimos de conservación. Además, el funcionamiento de muchos de ellos está realizado "a prueba de tontos" a tal extremo que personal semi-instruido puede ser entrenado fácilmente para hacer observaciones correctas en casi todos los métodos y para efectuar en el campo reparaciones de poca importancia.

Es conveniente que las observaciones de campo sean registradas en el papel de la siguiente forma: En la cabecera de cada página, deben señalarse, mediante indicaciones impresas, los espacios adecuados para escribir los datos generales, tales como fecha, nombre de la zona, método, instrumento, observador y número de la página. Además puede ser necesaria la inclusión de datos especiales que dependen del método en uso, por ejemplo, la separación entre electrodos en los métodos de resistividad, o la frecuencia en los electromagnéticos. En la primera columna se suelen anotar el perfil y la estación o punto de observación, en la segunda la hora, y en la tercera, la lectura del instrumento. La lectura de la hora sólo es obligatoria en algunos métodos. Las columnas restantes se utilizan para anotar correcciones, lecturas reducidas a unidades apropiadas, etc. Debe reservarse una columna para observaciones o advertencias. Además de tomar notas que puedan ser útiles para juzgar una lectura (por ejemplo: "el soporte vibra por causa del viento") esta columna puede utilizarse también para hacer notar ciertos detalles acerca de la topografía (por ejemplo "afloramiento en la estación tal" "camino o vaguada en el punto cual", etc.). Una buena cantidad de detalles topográficos pueden ser inscriptos sin recargar demasiado el registro, lo que es muy útil para relacionar el sistema de estacas con el mapa de la zona, aparte del hecho de que el relieve tiene gran importancia en la interpretación de lecturas anormales y en el emplazamiento de eventuales perforaciones.

MAPAS GEOFISICOS

Cuando las lecturas han sido expresadas en unidades apropiadas, si ello es necesario, y en su caso, convenientemente corregidas, se llevan a un mapa junto a los puntos que representan las correspondientes estaciones de observación. La preparación de mapas geofísicos se facilita mucho mediante el empleo de hojas grandes de papel rayado o milimetrado. La escala escogida para el mapa, dependerá de la proximidad entre estaciones. Las escalas de 1:1.000 (1 cm = 10 m) y 1:2.000 (1 cm = 20 m) bastan para la mayoría de los casos y permiten exactitud razonable (0,5 a 1 m) en la lectura de distancias sobre el mapa. En los países "no métricos" se usan frecuentemente las escalas 1: 200 (1 pulgada = 100 pies y 1: 2.400 (1 pulgada = 200 pies). Es útil situar detalles topográficos importantes (camino, casas, afloramientos, escombreras, líneas eléctricas, etc.) sobre el mapa geofísico. Sus posiciones pueden tomarse de las hojas o libreta de campo.

CURVAS ISOANOMALAS

La información primaria que aparece sobre los mapas geofísicos consiste en una masa de números, cada uno de los cuales es resultado de una observación geofísica, y no puede ser comprendida por entero fácil e inmediatamente. Evidentemente será útil compendiar esta información de algún modo, y este objeto puede conseguirse trazando sobre el mapa un conjunto de curvas separadas, cada una de las cuales representa una trayectoria a lo largo de la cual las observaciones dan un valor constante que, por comodidad, suele ser un número "redondo". Estas curvas se llaman "**curvas isoanómalas**". Por ejemplo, en un mapa magnético puede trazarse una curva que une puntos en los que la intensidad de campo se estima en 100 unidades, otra en la que el valor es de 200 unidades, y así sucesivamente. Evidentemente, al trazar líneas isoanómalas, concentramos la atención sobre puntos en los cuales las observaciones toman (o se juzga que toman) ciertos valores escogidos, y las líneas isoanómalas muestran cómo se distribuyen dentro de la zona. Dicho más exactamente, delimita cierto número de subzonas tales que dentro de cada una de ellas las observaciones son mayores que cierto valor A y menores que otro valor B.

Es importante comprender que las líneas isoanómalas constituyen un resumen de las observaciones y no la interpretación de estas. Datos numéricos muy abundantes o de difícil manejo pueden presentarse de modo sencillo en forma de mapas de isoanómalas, como se hace por ejemplo. Estos mapas son, por lo tanto, más convenientes que las mismas observaciones numéricas en lo que respecta al curso de las anomalías y a la comparación de los resultados de diferentes métodos; pero en la interpretación detallada hay que volver a los datos primarios. Habrá pocos puntos, o quizás ninguno, en los que las observaciones tengan valores "reducidos" convenientes como 1, 2, 3... ó 500, 1.000, etc. Al construir mapas de isoanómalas se hace precisa, pues, la interpolación entre observaciones contiguas, a fin de determinar dónde se habrían observado tales valores redondos si se hubiesen efectuado mediciones en posiciones intermedias. En general, puede interpolarse linealmente entre dos observaciones. La interpolación lineal supone que el valor observado aumenta o disminuye uniformemente entre cada estación y la contigua. Así, si las lecturas en dos estaciones adyacentes son, por ejemplo, 172 y 284, suponemos que en el punto medio entre ellos, se observaría el promedio entre dichos valores, o sea 228. Es posible mejorar la suposición de linealidad simple utilizando conocidos métodos de la teoría matemática de la interpolación, y aunque esto puede ser a veces conveniente, raramente es necesario. No puede darse ninguna regla general acerca del intervalo entre líneas isoanómalas sucesivas, pero este intervalo debe ser tal que ponga de manifiesto los rasgos o tendencias principales de las anomalías existentes en la zona. Si el intervalo es demasiado grande, los datos no quedan

suficientemente representados, mientras que si es demasiado pequeño, quedan reflejadas variaciones carentes de importancia y pueden producir mapas confusos o "deshilvanados".

Por último se mencionan unas pocas propiedades de las curvas isoanómalas, que se deducen directamente de su definición y que es conveniente tener en cuenta cuando se trazan dichas curvas. Las curvas isoanómalas que correspondan a valores diferentes no pueden cruzarse. Sin embargo, una misma isoanómala puede cortarse a sí misma (o tocarse) cualquier número de veces. Cada isoanómala es una curva cerrada o bien sale fuera del límite del mapa. Si el número de estaciones es insuficiente o si el relieve de las anomalías es escaso, puede ocurrir que existan varios modos posibles de trazar las isoanómalas. Lo que debe hacerse en tales circunstancias es aumentar el número de estaciones o efectuar las observaciones con mayor exactitud. Ajustar las líneas isoanómalas de modo que "encajen" con la información geológica disponible equivale a tergiversar los datos insuficientes en número o exactitud y constituye claramente un proceder anticientífico.

TRAZADO DE PERFILES

Otro modo de presentación y estudio de los datos de las mediciones geofísicas, es llevar como abscisas las distancias de las estaciones, y como ordenadas los valores observados en ella, sobre papel milimetrado. Los puntos así trazados se unen mediante segmentos rectilíneos o arcos de suave curvatura, obteniéndose así una curva o perfil. Así como los mapas de isoanómalas prestan gran ayuda en la visualización de los rasgos generales de las diferentes indicaciones, los perfiles resultan más adecuados para reflejar la variación continua de las anomalías. Además, las posiciones de los máximos de las anomalías, los gradientes máximos y otras características, se determinan mejor sobre perfiles que sobre mapas.

La interpretación cuantitativa de los datos geofísicos consiste generalmente en el cálculo de curvas teóricas que se aproximen tanto como sea posible a un cierto número de perfiles escogidos. Los mapas de isoanómalas y los perfiles son modos complementarios de presentar y compendiar datos geofísicos.

INTERPRETACIÓN

Partiendo del mapa de isoanómalas, pueden deducirse fácilmente ciertas conclusiones cualitativas. Así, por ejemplo, las curvas isoanómalas cerradas con valores crecientes (o decrecientes) hacia un "centro" indican la presencia de un cuerpo anómalo subterráneo. La dirección del alargamiento de las isoanómalas puede identificarse aproximadamente, en esta etapa de la interpretación, con la del eje mayor del cuerpo. Esta dirección coincide muy frecuentemente con el rumbo de las formaciones geológicas. La asimetría en los flancos de la anomalía (que se discierne más claramente sobre los perfiles) puede proporcionar indicaciones sobre la dirección del buzamiento. La variación rápida de las anomalías en dirección normal al rumbo geológico se debe frecuentemente a rasgos superficiales, mientras que una anomalía ancha indica que el cuerpo anómalo se halla a profundidad relativamente grande, pero también pudiera ocurrir que se tratara de un cuerpo somero pero muy ancho.

Teniendo experiencia, se puede obtener, mediante cuidadoso estudio de los mapas de isoanómalas y de los perfiles, extensa información cualitativa de índole semejante a la descrita más arriba. La interpretación cuantitativa de los datos geofísicos requiere, como es natural, cierta cantidad de cálculo investigaciones teóricas recientes y la publicación de extensos catálogos de curvas patrón, tablas, nomogramas, etc., han ampliado considerablemente el alcance de la interpretación cuantitativa. Como resultado de ello, puede obtenerse abundante información de tipo cuantitativo

por medio de cálculos relativamente sencillos y reglas "de dedo" que no requieren otros instrumentos que una máquina calculadora de mesa. No obstante, un geofísico competente no debe rehuir la ejecución de trabajos de cálculo si desea obtener visión clara de la interpretación geofísica. Los detalles acerca de cómo se interpretan los datos geofísicos en combinación con los geológicos constituirán el tema de los capítulos inmediatos.

MÉTODOS GRAVIMÉTRICOS

Fundamentos Teóricos

Si a un cuerpo, inicialmente en reposo, lo dejamos caer libremente sobre el suelo, habrá adquirido, al cabo de un segundo, la velocidad de 9,80 m/seg con dirección vertical. Después de otro período de un segundo, la velocidad será $9,80 + 9,80 = 19,60$ m/s, y así sucesivamente. El aumento, durante cada segundo de caída, de 9,8 m/s en la velocidad vertical de un cuerpo que cae libremente se llama "aceleración de la gravedad", o simplemente "gravedad". Se escribe como **9,80 m/s²**.

La aceleración de la gravedad (g) se debe a la fuerza atractiva que la Tierra ejerce sobre cualquier cuerpo, menos la fuerza centrífuga que experimenta el cuerpo, hacia fuera de la Tierra, por causa de la rotación de ésta. La fuerza neta que actúa sobre el cuerpo es igual a su masa multiplicada por g. Entonces, numéricamente, la aceleración de la gravedad en cualquier punto, es igual a la fuerza atractiva que experimenta en dicho lugar una masa de 1 Kg.

Si una velocidad aumenta en un cm/s durante un lapso de 1 segundo, la aceleración, de 1 cm/s² se llama de 1 "gal" (=10⁻² m/s²). El nombre de esta unidad se ha elegido en honor de Galileo Galilei, que fue el primero en intuir que la aceleración gravitatoria es la misma para todos los cuerpos, independientemente de sus masas, formas, tamaño, o composición, aunque un físico, Thomas Young (citado por BROWNE, 1959) indica que Lucrecio conocía este hecho antes que Galileo.

El valor de g sobre la superficie terrestre es aproximadamente de 980 gales (9,80 m/s², pero varía de modo sistemático desde unos 978 gales en el ecuador hasta unos 983 gales en los polos. Es mayor en los polos a causa de que la Tierra está ligeramente achatada en ellos, acercándose más a un elipsoide de revolución que a una esfera, de modo que los polos están más próximos al centro de la Tierra que los puntos situados en el ecuador. Un cuerpo que cae libremente en un polo, adquiere velocidad algo más rápidamente que otro que cayera en el ecuador, y una masa de 1 Kg pesa alrededor de 5 g más en los polos que en el ecuador.

La variación de la gravedad, al nivel del mar, en función de la latitud viene dada con mucha aproximación por la fórmula:

$$g = 978,049(1 + 5,28838 \times 10^{-2} \text{ sen}^2 \theta - 5,9 \times 10^{-6} \text{ sen}^2 2\theta) \text{ gales}$$

Que ha sido adoptada internacionalmente para representar la gravedad "normal" sobre la superficie terrestre. Como la Tierra no es homogénea y su superficie no es perfectamente lisa, la gravedad real en cualquier punto difiere de la calculada por medio de la ecuación.

La discrepancia se explica en parte por la altitud del punto de observación sobre (o bajo) el nivel del mar, puesto que la atracción terrestre depende de la distancia del punto considerado al centro de la Tierra. El resto de la diferencia se explica en parte por la atracción suplementaria debida a las rocas que yacen entre el nivel del mar y el del punto de observación. Pero incluso después de aplicar estas correcciones, las diferencias entre los valores de la gravedad observados dentro de una zona y los calculados no se anulan ni resultan iguales entre sí. Estas diferencias, llamadas anomalías de la gravedad, indican que la Tierra es homogénea, es decir, que volúmenes iguales de ella no tienen masas iguales.

En otras palabras, las variaciones en las anomalías de la gravedad señalan las variaciones en la densidad de las rocas del subsuelo. Hablando en términos generales, si la gravedad observada, después de las correcciones pertinentes, es mayor en A que en B, deducimos que el subsuelo de la vecindad de A debe contener masas más pesadas que el de la vecindad de B. El empleo de los métodos gravimétricos en la prospección de minerales se basa en el hecho de que los yacimientos a veces difieren grandemente en su densidad respecto de la roca encajante, y producen distorsiones en el campo normal de la gravedad terrestre.

Por regla general, las anomalías de la gravedad correspondientes a una zona de extensión limitada son relativamente pequeñas. Por lo tanto se ha considerado conveniente expresarlas tomando como unidad algún sub-múltiplo del gal. El miligal (o mgal) es la milésima parte del gal. Como la gravedad normal es aproximadamente de 980 gales en cualquier punto de la superficie terrestre, el miligal viene a ser la millonésima del campo normal de la gravedad.

Cada vez se usa más la unidad gravimétrica, que equivale a la décima de miligal. Si la gravedad es mayor en A que en B, una masa de 10 g pesa alrededor de 1 mg más en A que en B.

ALCANCE DEL MÉTODO GRAVIMÉTRICO EN LA PROSPECCIÓN MINERA

El método gravimétrico se utiliza raramente en la prospección minera para fines de reconocimiento. Se emplea por el contrario como método auxiliar, generalmente, sobre objetivos específicos bien definidos, para "tamizar" las indicaciones geofísicas obtenidas por otros métodos. Las indicaciones electromagnéticas obtenidas sobre filones de sulfuros estrechos y aislados, zonas de grafito y zonas de impregnación débil, son frecuentemente tan intensas como las debidas a yacimientos en masa.

Las anomalías gravimétricas son a veces útiles para ayudar a decidir entre las diversas alternativas, puesto que las indicaciones de la gravedad sobre un yacimiento en masa serán más intensas que las debidas a un filón estrecho y aislado y a zonas grafitosas, las cuales serán casi inapreciables; en el primer caso, por la pequeñez de la masa, y en el segundo, porque las zonas grafiticas difieren muy poco en su densidad respecto de la roca encajante.

En la prospección de minerales de hierro se presenta el problema de que, el magnetómetro responde solamente a la magnetita, pero no a los óxidos de hierro, puesto que los últimos no son magnéticos.

Análogamente, la prospección gravimétrica ayuda a veces a la prospección de yacimientos de cromita, cuyo magnetismo, frecuentemente intenso pero caprichoso, hace que no pueda confiarse en su búsqueda mediante el magnetómetro.

Algunos yacimientos, tales como los de blenda, bauxita o barita, son también blancos difíciles para la prospección eléctrica o magnética, en razón de su susceptibilidad magnética y su conductividad eléctrica muy bajas. Estos cuerpos deben ser detectables por el método gravimétrico, con tal que tengan suficiente contraste de densidad respecto de la roca encajante, y de que las anomalías dispersas, debidas a la topografía, etc., no enmascaren las anomalías del yacimiento. Debe indicarse que los yacimientos de bauxita se manifestarán por valores de gravedad menores de lo normal, puesto que su densidad suele ser mucho menor que la de las rocas de caja.

A pesar de todo lo dicho, puede afirmarse, sin embargo, que la aplicación más importante que puede darse en la actualidad a la gravimetría, no es el tamizado ni la confirmación de otras indicaciones geofísicas, sino la estimación de la masa total de los yacimientos ya señalados (habitualmente con más facilidad) por otros métodos.

ALGUNAS DIFICULTADES

En primer lugar, los levantamientos gravimétricos resultan costosos a causa del conocimiento bastante detallado que se requiere acerca de la altimetría de la zona. Además, la reducción de la gravedad "en bruto" a condiciones normales que es necesaria para revelar el efecto de las masas anómalas, cuesta también tiempo y dinero. Más importante es, no obstante, el hecho de que las anomalías de la gravedad producidas por masas de mineral, incluso de buen tamaño, son débiles y a menudo fácilmente enmascarables por el influjo de irregularidades topográficas, por variaciones moderadas en el espesor y composición del recubrimiento, por anomalías regionales debidas a cuerpos profundos, etc.

Ahora bien, en condiciones favorables, los instrumentos modernos pueden determinar las diferencias de gravedad con precisión de alrededor $d < 0,5$ u.g. (= 0,05 mgal). Por consiguiente, si consideramos significativa una anomalía de $2 \times 0,5 = 1$ u.g. (= 0,1 mgal), resulta que una masa esférica de 200.000 toneladas no sería detectable si su punto más alto está a más de 45 m de profundidad. Existe además otro factor que debe ser tenido en cuenta. Se ha observado que variaciones muy moderadas en el espesor del recubrimiento, del orden de 2 a 3 metros, pueden producir un fondo de anomalías indeseadas tan fuertes como 1 a 1,5 u.g. En este caso, una anomalía debe ser al menos de 3 u.g. (= 0,3 mgal) para considerarse significativa. Una bolsa de 200.000 toneladas debe yacer a no más de 20 m para ser detectable, mientras que un mineral más pobre de la misma masa total pasaría inadvertida incluso a dicha reducida profundidad. Incluso en este caso nada nos garantiza que la masa anómala sea una mentalización, puesto que fallas, anticlinales, sinclinales, diques, pliegues y otros accidentes geológicos pueden producir también anomalías gravimétricas fuertes.

Queda claro, por lo tanto, que la diferenciación entre anomalías significativas y no significativas constituye un problema muy difícil. Además las exigencias de precisión para las observaciones gravimétricas son muy rigurosas en prospección minera. Por regla general, se procura conseguir la precisión de 0,1 a 0,2 u.g., lo que puede conseguirse en circunstancias especiales, pero la precisión de las prospecciones más cuidadosas oscila entre 0,5 y 1 u.g. Conviene indicar que incluso esta última precisión es equivalente a la de pesar una masa de un gramo con error menor que una décima de microgramo.

GRAVIMETROS

Aunque la Tierra ejerce atracción sobre todas las masas, no encontramos en nuestra proximidad masas que ganen constantemente velocidad descendente, salvo los cuerpos que caen. Esto se debe a que la fuerza de la gravedad está compensada por diversas reacciones. Por ejemplo, si un peso está suspendido en el extremo de un cable o de un muelle helicoidal, la fuerza de la gravedad está equilibrada por la fuerza de reacción del muelle, de modo que el peso queda inmóvil en una posición de equilibrio.

Desplazando el conjunto peso y muelle desde un lugar a otro en el que la gravedad es mayor, aparecerá una fuerza gravitatoria suplementaria sobre el peso, la cual lo aceleraría hacia abajo. Por consiguiente, el muelle se alarga y la fuerza restauradora aumenta. El peso vuelve a quedar en equilibrio cuando el aumento en la fuerza restauradora producido por el alargamiento del muelle iguala al exceso de gravedad.

El descenso del peso constituye una medida del exceso de gravedad en el segundo lugar respecto del primero. Inversamente, si el sistema de peso y muelle se traslada a un lugar de menor gravedad, el muelle se contraerá, y el peso ascenderá.

Un gravímetro puede considerarse como una balanza de muelle extremadamente sensible que actúa según el principio que acabamos de exponer. Aunque éste es simple, la construcción de un

gravímetro exige grandísima habilidad y ciencia mecánica. La razón principal de ello es que como las variaciones de la gravedad sobre la superficie terrestre son pequeñas, los desplazamientos del peso son verdaderamente diminutos, del orden de unas pocas cienmillonésimas (10^{-8}) de centímetro, por lo que deben ser amplificadas convenientemente antes de su observación.



Gravímetro CG-2 de 35 cm. De altura

Una gran variedad de otros tipos de gravímetro han sido propuestos y empleados con éxito en los últimos treinta años.

Las lecturas de un gravímetro son esencialmente medidas de los desplazamientos de un peso, y deben multiplicarse por una constante de calibrado, a fin de obtener las diferencias de gravedad en miligales o en unidades gravimétricas. Los fabricantes suministran el valor de la constante de calibrado, pero, como quiera que ésta puede cambiar en el transcurso del tiempo, a causa de la fluencia elástica de los muelles y por otros motivos, suele ser necesario efectuar comprobaciones de vez en cuando.

Para esta comprobación se dispone de dos métodos generales. Uno de ellos es leer el gravímetro en dos estaciones cuya diferencia de gravedades se conoce exactamente por determinaciones gravimétricas anteriores. El otro método consiste en leer la indicación del instrumento en la parte más alta y en la base de una torre o edificio. La diferencia de gravedad, según puede demostrarse, varía a razón de 3,086 u.g. (0,3086 mgal) por metro de altura. La diferencia de alturas debe conocerse con mucha precisión.

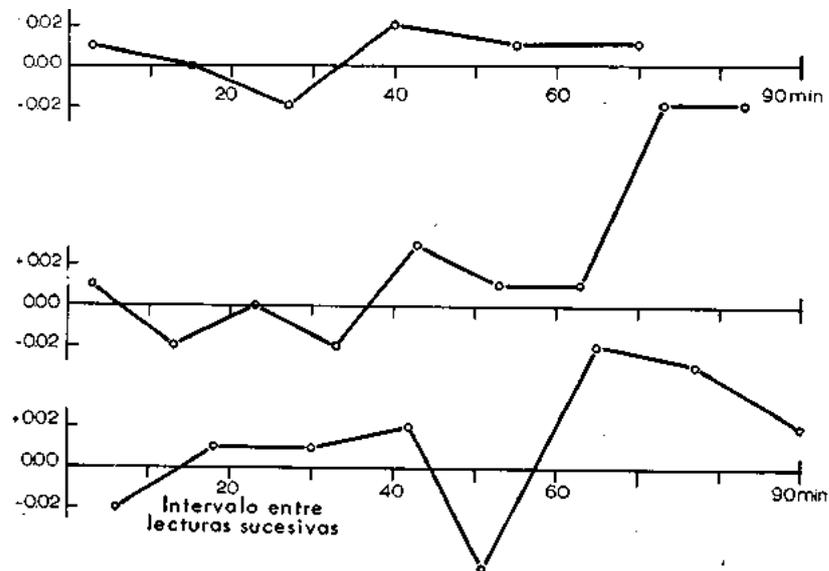
Si S_2 y S_1 son las lecturas en la escala que corresponden a una diferencia de gravedades conocida A_g , la constante de calibrado vale $A_g/(S_2-S_1)$ por cada división de la escala, expresada en las mismas unidades que A_g .

TRABAJO DE CAMPO

Como la mayoría de los yacimientos mineros son estructuras de escala relativamente pequeña, la red de observaciones gravimétricas para la prospección de minerales debe ser bastante densa. En prospecciones de "confirmación", tales como las efectuadas sobre indicaciones dadas por otros métodos, la malla o intervalo de la red no debe ser mayor de 40 m y este valor debe reducirse a la mitad o la cuarta parte, en función del grado de detalle deseado. Habitualmente el intervalo mínimo se determina por razones económicas, ya que al reducir la malla a la mitad, los costes de la prospección se cuadruplican aproximadamente.

En la prospección minera se necesitan a veces prospecciones gravimétricas auxiliares para determinar las tendencias o gradientes regionales a escala grande, los cuales, si aparecen, han de ser restados de los datos, a fin de obtener las anomalías de las metalizaciones. El espaciado de red para estas ampliaciones necesarias del área original puede ser muchas veces bastante mayor, del orden de 200 m a 1 Km, según sean las características de las tendencias regionales.

Puesto que los levantamientos gravimétricos para prospección tienen carácter de medición relativa, es preciso elegir una estación base con respecto a la cual se determinan las diferencias de gravedad. Esta base debe estar en un lugar donde los movimientos del terreno debidos al viento, árboles, asentamiento del terreno, tránsito, etc., sean insignificantes, de modo que no es probable que afecten a las lecturas de modo apreciable.



Curva típica de la deriva de un gravímetro.

Las altitudes de las estaciones gravimétricas respecto de la base deben conocerse con precisión a fin de calcular las correcciones que se describen en el apartado siguiente. Para conocer las altitudes o cotas con la precisión necesaria, debe efectuarse una nivelación, aunque en algunos casos puede bastar con el empleo de barómetros aneroides (altímetros) de gran precisión.

Las lecturas de todos los gravímetros cambian más o menos con el tiempo (deriva) por causa de la fluencia elástica de los muelles, de modo que un gravímetro colocado en una misma estación y en

el que se efectúan lecturas periódicamente, mostrará un cambio aparente en la gravedad. Esta deriva es diferente para cada instrumento, aunque dentro de un mismo tipo y fabricación.

El método usual para la corrección de la deriva consiste en volver a la estación base a intervalos de una o dos horas y leer nuevamente el gravímetro. La serie de lecturas obtenidas se representan en un gráfico en función del tiempo, y los puntos correspondientes se unen por una curva suave. Esta curva indica la lectura que se hubiese obtenido en la base con el mismo gravímetro en el momento en que se observaba cada una de las demás estaciones. Esta lectura de la base se resta de la obtenida en la estación, y así se obtiene la diferencia de gravedades.

CORRECCION DE LAS OBSERVACIONES GRAVIMETRICAS

Además de la corrección de deriva, que es puramente instrumental, las observaciones gravimétricas requieren ciertas reducciones debidas a la diferencia normal de gravedades que existen entre dos puntos cualesquiera.

Estas correcciones, que consideramos a continuación, se aplican después de haber transformado las diferencias entre las lecturas obtenidas (corregidas de deriva) en unidades gravimétricas o en miligales, por multiplicación por la constante de calibrado del instrumento.

Corrección por latitud

Puesto que, en cada hemisferio, la gravedad crece conforme nos acercamos al polo respectivo, existe una diferencia normal de gravedades entre cada estación y la base, debida a la diferencia de latitud entre ellas. Esta corrección vale:

$$\Delta g_{\varnothing} = 0,081 \text{ sen } 2\varnothing \text{ u.g.} = (0,00081 \text{ sen } 2\varnothing \text{ mgal})$$

por cada 10 m de distancia Norte-Sur, donde \varnothing es la latitud de la base. Si la estación se halla a latitud más alta (o sea sí está al Norte de la base, sí ambas se hallan en el hemisferio septentrional; o al Sur de ella si están en el hemisferio meridional) la corrección de latitud debe ser sustraída de la diferencia observada, y sumada en el caso contrario.

Corrección por altitud o de aire libre

El campo gravitatorio terrestre decrece con la altura de la estación sobre la superficie terrestre. Si la estación y la base no están en el mismo nivel, que es lo que ocurre generalmente, existirá una diferencia de gravedades entre las dos, incluso si su distancia Norte Sur es cero. La corrección por altitud se llama "aire libre" y vale:

$$3,086 \text{ h u.g.} = 0,3086 \text{ h mgal (h en metros)}$$

Donde h es la diferencia de cotas.

Corrección de Bouguer

Si este material se considera como una losa de gran extensión lateral y de espesor h igual a la diferencia de cotas, su atracción sobre la estación, según puede demostrarse, vale:

$$0,4191 \rho h \text{ u.g.} = 0,04191 \rho h \text{ mgal (h en m)}$$

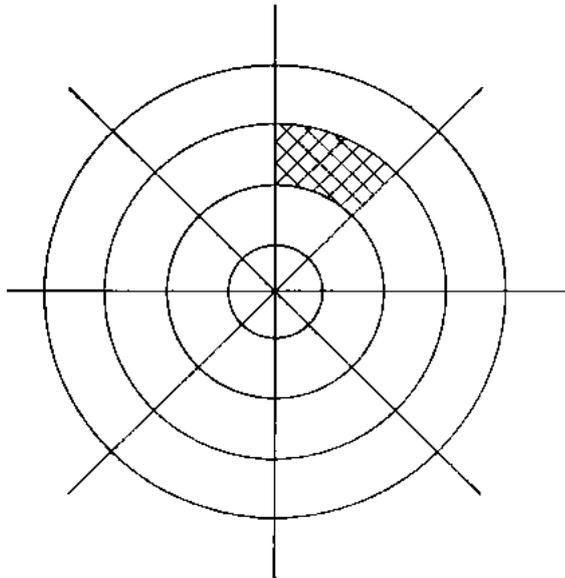
donde ρ es la densidad de la losa en g/cm^3 .

Corrección topográfica

Refiriéndose a la figura anterior, la cual representa el caso de una estación situada por encima del nivel de la base, se deduce de ella que al aplicar la corrección de Bouguer por la losa infinita situada entre AA y el nivel de la base, suponemos tácitamente que las depresiones tales como 1, 2, etc., están rellenas por roca. Al mismo tiempo suponemos que los cerros tales como 3, 4, etc., no producen efecto gravitatorio. El objeto de las correcciones topográficas es el de compensar ambas suposiciones.

El cálculo de las correcciones topográficas es laborioso, ya que no existen fórmulas generales y que cada zona debe tratarse separadamente. Afortunadamente, la corrección disminuye rápidamente al aumentar la distancia entre la estación y el accidente topográfico, y por regla general sólo requieren esta corrección las estaciones muy próximas a cerros, montículos, valles, pozos de mina, precipicios, acantilados, laderas muy pendientes, etc., o situadas sobre ellos.

Para el cálculo de la corrección topográfica es necesario disponer de un mapa altimétrico detallado de la zona que se estudia. La división de la zona suele hacerse por medio de una serie de anillos concéntricos y un cierto número de radios trazados a intervalos angulares adecuados.



LA ANOMALÍA DE BOUGUER

Si es S_1 la lectura obtenida en la escala del gravímetro en una estación y S_0 la correspondiente a la base, la diferencia de gravedades observada es $K(S_1 - S_0)$, donde K es la constante de calibrado (en u.g. o en mgal por división de escala. Representaremos esta diferencia por Δg_{obs} . Supondremos además que este valor ha sido ya corregido por deriva. Después de aplicar las correcciones de aire libre, de Bouguer y topográfica, la diferencia de gravedades se transforma en:

$$\Delta g = \Delta g_{\text{obs}} \pm \Delta \theta + (3,086 - 0,4191\rho)h + \rho T \text{ u.g.}$$

Donde el coeficiente de h habrá de ser $(0,3086 - 0,4191\rho)$ si los valores de gravedad se expresan en miligales. El signo más o menos de la corrección de latitud se elige según se explicó más arriba. El término con paréntesis, con h expresado en metros, se toma positivo si la estación está situada a mayor altura que la base, y negativo cuando ésta se encuentra por encima de la estación.

La tabla siguiente reproduce un ejemplo típico de los cálculos de una prospección gravimétrica. La diferencia corregida Δg recibe el nombre de anomalía de Bouguer relativa, pero esta última palabra se omite usualmente. En el caso de que el término de la corrección de Bouguer:

$(0,4191 \rho h \text{ u.g.} = 0,04191 \rho h \text{ mgal})$ y la corrección topográfica represente adecuadamente la atracción de la parte de terreno que se encuentra entre la estación y la base, las variaciones de la anomalía de Bouguer sobre una región reflejarán los cambios de densidad que existen por debajo del nivel de la base.

Si éste no es el caso, al menos algunas de las variaciones pueden deberse a masas anómalas, las cuales pueden corresponder incluso a yacimientos situados por encima del nivel de la base. Las variaciones de Δg no deben, pues, atribuirse sin más ni más a masas anómalas ubicadas bajo el nivel de la base.

EJEMPLO TÍPICO DE CÁLCULO DE LA GRAVEDAD RELATIVA

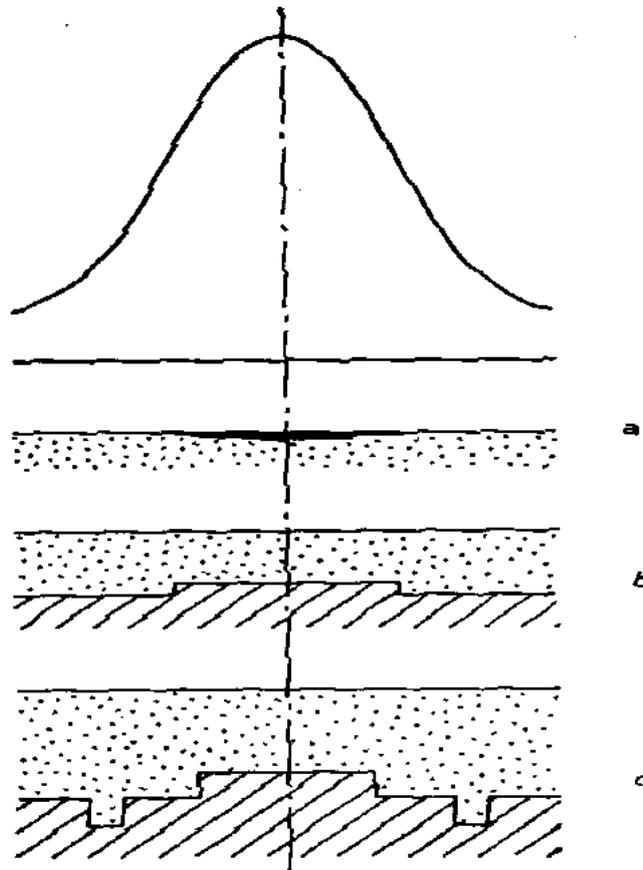
Estación	Δg_{obs} (u.g.)	Δg_{ϕ} (u.g.)	h (u.g.)	Corr. aire libre (m.)	Corr. Bouguer $\rho = 2,3$ (u.g.)	$T\rho$ (u.g.)	(C.T.)— (C.T.) la base (u.g.)	Δg anomalía de Boug. (u.g.)
Norte 1 (base)	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0	2,2	0,0	0,0
2	-106,2	+ 5,0	+ 48,6	+150,0	46,8	3,5	1,3	+ 3,3
3	-186,2	+ 8,0	+ 82,2	253,7	79,2	4,8	2,6	- 1,1
4	-204,2	+ 9,2	+ 88,92	274,4	85,7	3,5	1,3	- 5,0
5	-262,4	+14,0	+120,65	372,3	116,3	4,0	1,8	+ 9,4
6	-373,8	+15,3	+161,7	498,9	155,9	4,8	2,6	+12,9
7	-285,4	+34,0	+119,55	368,9	115,2	2,3	0,1	+ 2,4
8	-322,6	+31,0	+136,42	421,0	131,5	3,8	1,6	- 0,5
Sur								

INTERPRETACION DE LAS ANOMALIAS DE LA GRAVEDAD

Las mediciones gravimétricas no bastan por sí solas para determinar de modo único la distribución de las masas anómalas. Ahora bien, hay un tipo de ambigüedad en la interpretación de la que es fácil darse cuenta. Supongamos, por ejemplo, que una masa esférica de cierto volumen y con determinado contraste de densidad, explica un conjunto de anomalías dentro de la precisión de las mediciones; entonces, otra esfera de mayor volumen pero con contraste de densidades proporcionalmente menor (o viceversa) será capaz también de explicar las observaciones de modo igualmente satisfactorio. Es evidente que existen tantas esferas de este tipo como queramos. Sin embargo, la ambigüedad en la interpretación gravimétrica (y magnética) no es de esta clase trivial, sino más fundamental, porque un mismo conjunto de datos puede ser atribuido a distribuciones de masas de geometrías completamente diferentes.

La figura siguiente muestra un ejemplo de anomalía que es explicada exactamente por tres distribuciones de masa diferentes, alineadas perpendicularmente al plano del dibujo. Estas son: (a) una capa superficial delgada de material rocoso con densidad variable, (b) un pilar o lomo de roca más densa que el recubrimiento, (c) un pilar o lomo flanqueado por dos fosas rellenas por el

mismo material, más liviano, que constituye el recubrimiento. Además, estas tres alternativas no agotan las posibilidades.



Ambigüedad en la interpretación gravimétrica

Resulta evidente que, para llegar a una hipótesis de trabajo concerniente a la distribución de masas en el subsuelo, es necesario obtener información que nos permita atribuir a las masas, formas, tamaños, profundidades, etc., que sean plausibles. Los datos geológicos, así como deducciones obtenidas de los resultados de otras prospecciones geofísicas, suelen ayudar en la elección de algún modelo particular, tal como una esfera, una placa, un escalón, etc., como hipótesis de trabajo. Una vez elegido el modelo se calculan sus anomalías y se comparan con las observadas, y se ajustan los parámetros tales como profundidad, densidad, tamaño del cuerpo o salto de la falla, etc., hasta que se obtiene acuerdo satisfactorio entre la observación y el cálculo.

MÉTODOS MAGNETOMÉTRICOS

Ciertas menas, en especial los yacimientos de sulfuros que contienen magnetita, ilmenita o pirrotita, producen distorsiones en el campo magnético de la Tierra las cuales pueden utilizarse para la localización de tales yacimientos.

Aparte de esta aplicación directa, los métodos magnéticos de prospección pueden aplicarse también para detectar formaciones mineralizadas y accidentes geológicos tales como fallas, contactos, intrusiones, etc. Los métodos magnéticos tienen larga historia detrás de sí. Investigaciones históricas (CARLSBORG, 1963) han demostrado fehacientemente que estos métodos se empleaban en Suecia, para la búsqueda de magnetita, en época tan temprana como 1640. Como es obvio, se trataba de aplicaciones primitivas en las que se utilizaba sólo la aguja náutica de declinación de tipo corriente, la cual fue remplazada por la brújula minera a principios del siglo XIX. Los métodos magnéticos figuran entre los más baratos de la Geofísica, y desde el punto de vista operacional también entre los más rápidos y sencillos. Por otra parte, el campo de aplicación de los métodos magnéticos es tan amplio que, en general, es buena política la inclusión de una prospección magnética en toda campaña geofísica de cierta importancia.

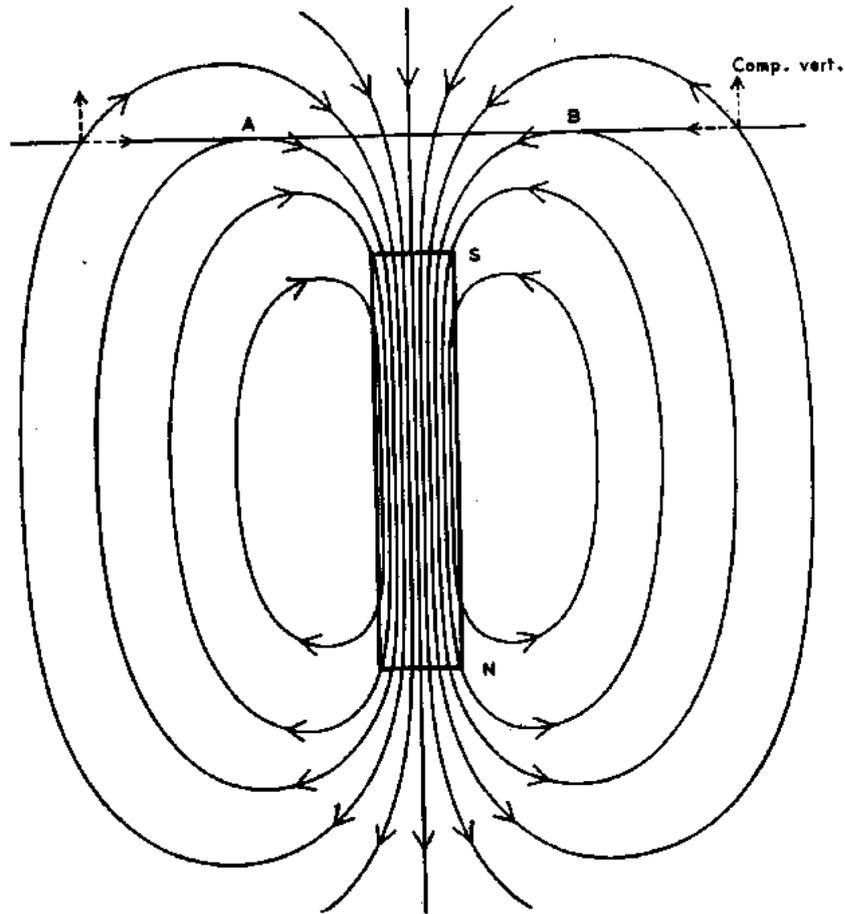
El éxito de los métodos magnéticos en el descubrimiento de yacimientos de hierro magnéticos, tanto someros como profundos, ha sido sobresaliente. Se han dado a conocer descubrimientos en los que las mineralizaciones se hallaban a profundidades tan grandes como 700 a 1.000 metros y cabe poca duda de que en circunstancias favorables y mediante análisis cuidadoso de datos muy precisos estas cifras podrán doblarse y aun cuadruplicarse. Los métodos magnéticos se han utilizado también exactamente para la prospección de yacimientos de manganeso y de cromita, a causa de que los minerales correspondientes presentan frecuentemente intensas propiedades magnéticas. Sin embargo, el magnetismo de los minerales de manganeso y cromita es muy irregular y los métodos magnéticos tienen en realidad pocas ventajas en este problema, ya que ciertamente no son suficientes por sí mismos para la localización de estos minerales.

REPASO DE ALGUNOS CONCEPTOS FUNDAMENTALES

La definición más, satisfactoria de un imán, quizás sea la de que es un objeto que experimenta una fuerza, mecánica cuando se halla en la proximidad de una corriente eléctrica y que ejerce a su vez una fuerza mecánica opuesta sobre la corriente. El campo de fuerzas peculiar que rodea a las corrientes eléctricas, y evidentemente también a los imanes, se llama campo magnético.

Si en cualquier lugar de la Tierra se suspende un imán alargado de modo que pueda oscilar libremente en un plano horizontal, uno de sus extremos, siempre el mismo, apunta (aproximadamente) hacia el Norte. Este extremo es llamado "polo norte" del imán, mientras que el extremo opuesto recibe el nombre de "polo sur". Por definición se considera que la dirección de cualquier campo magnético es aquella indicada por el polo norte de un imán pequeño suspendido libremente y colocado en dicho campo. Si se hace girar un imán, separándolo de su alineación con el campo, su polo norte experimenta una fuerza en la dirección del campo, y su polo sur otra fuerza en sentido opuesto, de modo, que el imán, en su conjunto, experimenta un momento de rotación. Se llama línea de fuerza a una línea continua tal, que su tangente en cualquier punto coincide con la dirección del campo en dicho punto. Un imán muy corto se orientará a lo largo de dicha tangente cuando sea colocado en ese punto. Las líneas de fuerza del campo magnético producido por un imán en forma de barra, las líneas parecen salir del polo norte y terminar en el sur del imán, pero en realidad se continúan dentro del imán, formando líneas cerradas. Por lo tanto, también dentro del imán existe campo magnético. Se le llama a veces inducción y está

asociado, en cada punto interior, con una intensidad de imanación (I) dirigida en el mismo sentido que el campo interno.



Si es V el volumen del imán, el producto $M = I \cdot V$ se denomina momento magnético (dipolar) del imán. La ecuación define además la imanación I como el momento magnético por unidad de volumen: $M/V = I$.

El momento magnético, por ser medible directamente, es la magnitud más importante de un imán. Un método fundamental para su determinación es el siguiente:

Se toma una aguja magnética y se deja que alcance su posición de equilibrio en un campo magnético F . Entonces, se coloca cerca de él al imán cuyo momento desea determinarse. La desviación de la aguja bajo la influencia conjunta de F y del campo del imán representa una medida del cociente M/F .

En un segundo experimento, se mide el periodo de oscilación del imán, de donde se deduce el producto MF .

El producto de las dos cantidades halladas da M^2 , mientras que su cociente da F^2 :

$$M/F \cdot MF = M^2$$

$$M/F \div MF = F^2$$

El método proporciona, pues, al mismo tiempo, el valor del campo magnético. En el sistema de unidades **MKSA**, la unidad de campo magnético es el **Weber/m**. Para el uso de la Geofísica resulta más conveniente el **nano-weber/m**, que es 10 veces más pequeño, y recibe comúnmente el nombre de gamma (γ). El campo magnético terrestre es de unas 60.000 gammas.

En el referido sistema de unidades se establece una clara distinción entre el campo magnético **B**, también llamado **densidad de flujo**, que es lo que miden los magnetómetros, y el **poder imanador H**. Si un imán o circuito eléctrico producen un poder imanador **H** en un punto determinado, el campo **B** que se observa en dicho punto no sólo dependerá de **H**, sino también de la naturaleza del medio, según la sencilla relación (para medios isótropos)

$$\mathbf{B} = \mu\mathbf{H}.$$

El coeficiente μ , que depende del medio, recibe el nombre de **permeabilidad magnética**. En el vacío toma el valor: $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ **henrios/metro**, que es válido también aproximadamente para los medios "no magnéticos", tal como el aire o el agua. La unidad MKSA de poder imanador es el amperio/metro. En las caras extremas de un imán el medio atravesado por las líneas de fuerza cambia, pasando del material del imán a aire. Como resultado aparece una imanación "libre" en tres puntos de las caras extremas. Si es A el área de cada caso, el producto;

$$. \mathbf{m} = \mathbf{I} \cdot \mathbf{A}$$

Recibe el nombre de intensidad de polo del imán. La intensidad de polo se considera positiva en el polo norte del imán y negativa en el polo sur del mismo.'

Para muchas finalidades, basta considerar el campo magnético exterior de un imán como si estuviera producido por un par de polos aislados, de intensidades respectivas de $+\mathbf{m}$ y $-\mathbf{m}$ situados en sus extremos, pero ligeramente desplazados hacia el interior, aunque, naturalmente, la imanación está repartida realmente sobre una superficie. La distancia entre los polos virtuales puede tomarse como unos 5/6 de longitud del imán, lo que tiene importancia cuando se infiere la posición del techo de un yacimiento por sus anomalías magnéticas.

Se supone que cada uno de los polos de un imán crea su propio campo de intensidad $\mu\mathbf{m}/r^2$ en un punto que dista r del polo y de dirección que coincide con la línea que une el punto con el polo. El sentido del campo producido por el polo norte es tal que se aleja del polo, mientras el del polo sur se dirige hacia éste.'

MAGNETISMO INDUCIDO Y PERMANENTE

Todos los cuerpos, cuando son colocados en un campo magnético, adquieren cierta imanación, que pierden al separarlas del campo. Se dice entonces de este magnetismo, que está inducido por el campo. Por otra parte, algunas sustancias tales como por ejemplo el hierro, cobalto, níquel, ciertas aleaciones, algunos minerales de magnetita, pirrotita, cromita, manganeso, etc., pueden mostrar acción magnética sin estar sometidos a ningún campo exterior. Se dice de estas sustancias, que poseen imanación o magnetismo permanente, remanente o espontáneo.

La imanación inducida, esto es, el momento magnético por unidad de volumen adquirido por un cuerpo situado en un campo de poder imanador **H**, puede escribirse así:

$$\mathbf{I} = \mathbf{k} \mathbf{H}$$

El factor **k** se llama susceptibilidad de la sustancia considerada. La susceptibilidad, como relación de magnitudes homogéneas, carece de dimensiones, o sea que es un número puro, por lo que es

independiente del sistema. Como consecuencia de la imanación inducida, un cuerpo presentará polos norte y sur sobre su superficie, y el campo producido por éstos modificará el campo original B. Cuanto mayor sea la susceptibilidad del cuerpo, mayor será la intensidad del campo adicional. La susceptibilidad puede ser positiva, o negativa. Además, es constante para algunas sustancias, mientras que para otras depende del campo y de la historia de la muestra. Si los polos norte aparecen en la dirección del campo, y los sur en el sentido opuesto, la susceptibilidad se considera positiva. Este caso es el de mayor importancia práctica en Geofísica. Si ocurre lo contrario, es negativa. .

PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LAS ROCAS

El magnetismo de casi todas las rocas es función de su contenido en minerales ferromagnéticos. Son éstas sustancias que poseen susceptibilidad relativamente alta y capaces de adquirir imanación permanente. Químicamente, se trata de óxidos de hierro que pertenecen al sistema FeO--Fe₂O₃--TiO₂ o de sulfuros de la serie troilita-pirrotita. Los óxidos forman entre sí disoluciones sólidas, por ejemplo, Fe₃O₄, (magnetita) con Fe₂TiO₄ (ulvoespinela) α -FeO₂ (hematites) con Fe₂TiO₃ (ilmenita) y Fe₃O₄ con α -Fe₂O₃ (maghemita). La naturaleza de estas soluciones sólidas influye decisivamente en la determinación de las propiedades magnéticas. No obstante, además de la composición, el tamaño y forma de los granos ferromagnéticos tienen también importancia.

Entre los diversos constituyentes ferromagnéticos de las rocas, la magnetita es sin duda la más importante, habida cuenta de su amplia difusión y de su susceptibilidad relativamente grande.

Se han propuesto muchas fórmulas empíricas para determinar la susceptibilidad de las rocas en función de su contenido en Fe₃O₄. Por ejemplo, las mediciones de BALSEY y BUDDINGTON (1958) sobre las rocas metamórficas de los montes Adirondack (USA), que contienen un volumen del 0,01 % a 80 % (v) de magnetita, sugieren la fórmula:

$$k = 0,033v^{1.33}$$

mientras que JAHREN (1963) encontró la relación:

$$k = 0,0145v^{1.39}$$

Pero no existe ninguna relación de validez universal entre la susceptibilidad y el contenido de las rocas en Fe₃O₄. Además, cuando existe una relación, la misma susceptibilidad puede corresponder a diferentes contenidos de Fe₃O₄ y viceversa, por lo que hay que tener gran cuidado al deducir un valor del otro.

Es recomendable, por lo tanto, la determinación directa de la susceptibilidad de las rocas y minerales de la zona que interesa y no apoyarse en fórmulas como las anteriores. En el caso de minerales de sulfuros, y de ciertas rocas ígneas, en especial las doleritas, sienitas, y gabros, la cantidad de pirrotita accesoria afecta sin duda a los resultados.

Teniendo en cuenta la dependencia bien establecida entre la susceptibilidad y la cantidad de minerales ferromagnéticos, es muy engañoso asignar valores de susceptibilidad a rocas consideradas meramente como unidades petrográficas o litológicas.

Aunque la variación de la susceptibilidad es considerable, podemos decir que, en términos muy generales, la magnetita, pirrotita, ilmenita, y algunos minerales de cromita y de manganeso tienen susceptibilidades grandes, mientras que la pirita, hematites, blenda y galena tienen susceptibilidades pequeñas. Entre las rocas, los basaltos y diabasas y algunas granulitas, son mucho más magnéticas que las calizas, areniscas y pizarras tegulinas. Las susceptibilidades de la pirita, hematites, etc., son efectivamente tan bajas, que las menas de estos minerales adquieren

imanaciones muy débiles en el campo terrestre y no lo perturban en tal grado que sea factible su descubrimiento por medio de mediciones magnéticas. La situación será muy diferente cuando contengan cantidades apreciables de pirrotita o de magnetita.

Las susceptibilidades de las rocas son importantes, porque la posibilidad de detectar un yacimiento depende esencialmente de la diferencia entre su susceptibilidad y la de la roca encajante y no meramente de la primera.

Además, las variaciones en la susceptibilidad de las rocas son causa de un "fondo" de anomalías que pueden enmascarar a las anomalías producidas por minerales profundos o débilmente magnéticos.

IMANACION PERMANENTE (REMANENCIA) DE LAS ROCAS

Además de la imanación inducida por el campo magnético terrestre, las rocas poseen una imanación permanente debida al magnetismo remanente de sus granos constituyentes ferromagnéticos. Una porción cortada de dicha roca es, realmente, un imán débil con sus polos norte y sur.

Investigaciones realizadas en todas las partes del mundo han demostrado fehacientemente, que la remanencia de las rocas es propiedad común y muy extendida. En ciertas rocas (por ejemplo, basaltos, gabros, dioritas, etc. y minerales (por ejemplo manganeso, cromita, ilmenita, etc.) la imanación remanente predomina por completo con frecuencia sobre la imanación inducida, por lo que sí se desprecia la primera, los cálculos del buzamiento, anchura, volumen, etc., de un yacimiento, pueden presentar errores graves.

La remanencia de una roca o mineral es pocas veces uniforme dentro del volumen que éstos ocupan, sino que varía tanto en dirección como en intensidad, es decir, que si se cortan volúmenes iguales no se obtienen imanes de igual momento, ni los polos norte y sur de ellos están orientados en la misma dirección. Las variaciones de remanencia en una formación rocosa también contribuyen a la aparición de anomalías magnéticas más o menos aleatorias.

MAGNETÓMETROS

Las mediciones magnéticas para prospección de minerales se efectúan de modo más conveniente en forma de mediciones relativas, por medio magnetómetros. El valor de cada elemento del campo magnético en el punto de observación se expresa como diferencia respecto de su valor, en otro punto tomado como base.

La mayor parte de los magnetómetros tienen por fundamento el hecho que una aguja magnética, convenientemente equilibrada en la estación de referencia, se desvía al ser colocada en otra estación. El cambio sufrido por el campo puede medirse tanto en el ángulo de desviación como por la fuerza compensadora necesaria para volver la aguja a su posición de referencia. La constante de calibrado del instrumento permite expresar el cambio en unidades gamma.

La exactitud de los magnetómetros de precisión es del orden de 1 a 5 gammas, y su rapidez es tal que un solo operador puede cubrir 200 estaciones en un solo día en terreno normal, suponiendo que la separación entre ellas sea de 20 m.

Los magnetómetros corrientes deben ser nivelados cuidadosamente antes de tomar las lecturas de modo que el uso de un trípode es indispensable para el trabajo de campo. Se ha sentido frecuentemente la necesidad de instrumentos más manejables, aún a costa de perder alguna precisión, por ejemplo para establecer perfiles de reconocimiento rápido sobre indicaciones, o para seguir horizontes guía geológicos. Un instrumento de esta clase es el magnetómetro de saturación. La exactitud de estos aparatos de reconocimiento es, naturalmente, muy inferior a la de los instrumentos de precisión.

TRABAJOS DE CAMPO

Al efectuar trabajos magnéticos de campo, deben tomarse ciertas precauciones. El operador debe apartar de sí toda clase de objetos de hierro y acero, tales como llaves, navaja, reloj, etc. Otros objetos menos obvios que pueden viciar también las mediciones, son los alambres de acero en los anteojos, los cierres de cremallera, las hebillas de cinturón, los clavos de las botas, etc.

Las observaciones magnéticas deben corregirse de las variaciones diurnas del campo geomagnético. Esto puede efectuarse mediante dos procedimientos distintos o con ligeras variantes de ellos. Uno de estos procedimientos consiste en repetir la lectura en la estación base (o en otra estación ya observada) después de un intervalo T de una o dos horas. Si la nueva lectura muestra un incremento d , cada lectura tomada dentro de este intervalo ha de ser disminuida en un valor $d.t/T$, donde t es el tiempo transcurrido desde la lectura inicial en la base hasta el momento de efectuarse la que se corrige. Esto equivale a suponer que el incremento d , que estrictamente hablando no sólo incluye la variación diurna, sino también la deriva del instrumento y el coeficiente de temperatura, se ha producido en proporción constante durante el tiempo T .

El otro procedimiento consiste en registrar automáticamente las lecturas de un instrumento auxiliar situado en la base, para obtener un registro continuo de la variación diurna, con objeto de conseguir mayor exactitud en la aplicación de la corrección diurna, ya que su variación es frecuentemente irregular. El cambio diurno en cualquier instante se lee directamente en el registro, y la corrección necesaria se añade o se resta de la lectura de la estación. A menos que conste que el instrumento está libre de deriva, debe ser vuelto a leer a intervalos en la base, y si es necesario se aplicará también la adecuada corrección por deriva.

El primer procedimiento de corrección diurna es suficientemente exacto para la mayoría de las prospecciones, mientras que la precisión del segundo es frecuentemente más ilusoria que real, a menos que se tomen precauciones suplementarias para el control de factores como la corrección de temperatura, altura del instrumento sobre el suelo durante las mediciones, ausencia de deriva en el instrumento de la base, etc. Además de la variación diurna, las tormentas magnéticas (variaciones bruscas y violentas del campo geomagnético), también afectan las lecturas magnetométricas, pero no existe método satisfactorio para su corrección. El proceder más seguro es la suspensión de las mediciones de campo y reanudarlas cuando haya pasado la tormenta. Un observador experimentado puede conocer fácilmente los signos de que se aproxima una tormenta magnética durante una prospección, cuando las lecturas del magnetómetro empiezan a fluctuar.

MÉTODOS ELÉCTRICOS

Llamaremos métodos de prospección eléctrica a aquellos métodos en los que se hace pasar a través del terreno una corriente eléctrica y la distribución de potenciales que de ello resulta ser cartografía por medio de un par de electrodos introducidos en el terreno y conectados a un voltímetro sensible.

Como el método los métodos eléctricos sólo pueden emplearse cuando es posible establecer contacto eléctrico satisfactorio con el terreno. Por ello, no pueden emplearse en regiones cuyas formaciones superficiales son rocas secas de desierto, terreno helado, etc.

Cuando las posiciones de los puntos por los cuales la corriente entra en el terreno y sale de él son conocidas, es posible calcular los potenciales y las trayectorias que la corriente tomaría si el subsuelo fuese homogéneo. Las heterogeneidades tales como cuerpos mejores o peores conductores, se descubren porque desvían la corriente y alteran los potenciales normales. La naturaleza de estas alteraciones se comprenderá fijándose en la figura 1. Las líneas continuas en la parte inferior de la figura representan las trayectorias que recorre la corriente eléctrica en la superficie de un terreno homogéneo, al marchar desde un electrodo, por ejemplo, una barrena de hierro, conectada a un polo de una pila eléctrica, hasta otro electrodo conectado al otro polo. Cada curva de trazos presenta la propiedad de que a lo largo de ella el potencial eléctrico tiene un mismo valor. Estas curvas se llaman equipotenciales, y un voltímetro conectado entre dos puntos cualesquiera de una de ellas no mostraría ninguna diferencia de potencial. Cada equipotencial corta en ángulos rectos a las trayectorias o líneas de corriente.

Si un cuerpo subterráneo es mejor conductor eléctrico que el terreno circundante, la corriente tiende a fluir a través de este cuerpo con preferencia al resto del terreno. Las líneas de corriente (trayectorias) y las equipotenciales, se alteran en la vecindad del cuerpo, y también a alguna distancia del mismo, según aparece en la parte superior de la figura 1. El resultado es que las tensiones observadas en una zona de terreno sobre una metalización conductora tienden a ser más uniforme que en ausencia de éste. En la periferia de esta zona, por otra parte, la diferencia de potencial entre dos puntas es mayor de lo normal, lo que resulta evidente dado el apiñamiento de las equipotenciales.

Cuando la metalización o cuerpo subterráneo es peor conductor que la roca de caja, la corriente tiende a evitarla, y la diferencia de potencial entre dos puntos cualesquiera situados sobre la heterogeneidad aumenta, mientras que decrece en la zona periférica.

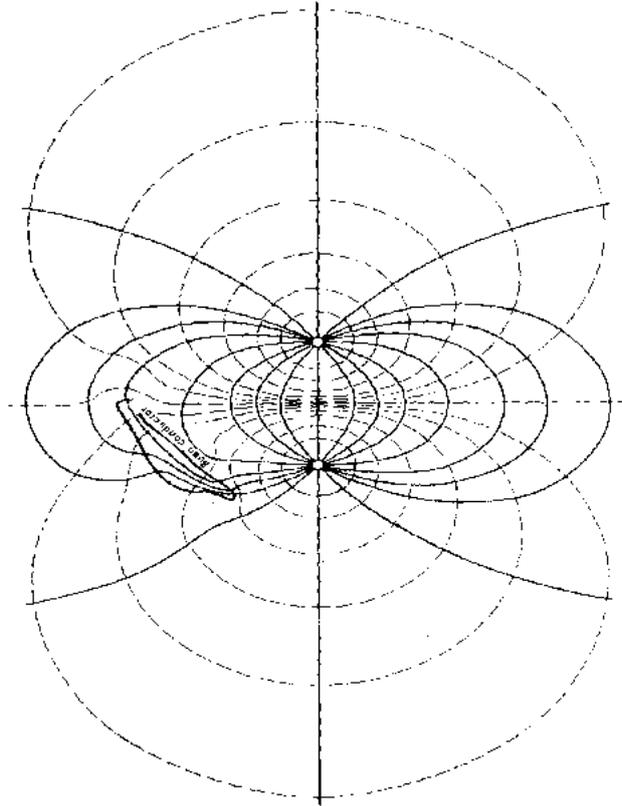


Figura 1

RESISTIVIDAD

Las anomalías eléctricas producidas por los conductores subterráneos dependen del contraste de resistividades eléctricas entre los conductores y la roca que los envuelve. Por lo tanto, es conveniente tener una idea acerca de las resistividades de los minerales útiles y rocas que se hallan en la zona investigada.

La resistividad eléctrica de un medio homogéneo se define formalmente como la relación entre el gradiente de la tensión en un elemento pequeño de superficie y la densidad de corriente (A/m^2) que fluye perpendicularmente a dicho elemento. Numéricamente, la resistividad es igual a la resistencia (en ohmios) entre dos caras opuestas de un cubo de 1 m de lado, para las dimensiones de la resistividad son ohmio X metro (Ωm). La resistividad ha sido expresada a veces en ohmios por cm^3 a por m^3 , pero esto es a un tiempo negligente e incorrecto. En igualdad de las demás condiciones, la resistencia que experimenta una corriente eléctrica es proporcional a su recorrido (m) y no al volumen del cuerpo cuya resistividad se mide.

No es difícil determinar la resistividad eléctrica de muestras razonable-mente homogéneas de minerales, como magnetita, pirita, calcopirita, galena, pirolusita, grafito, etc., pero pueden surgir dificultades en el caso de areniscas, calizas, rocas cristalinas, etc.

RESISTIVIDADES DE ROCAS Y MINERALES

La resistividad eléctrica de rocas y minerales es una propiedad extremadamente variable, y depende de varios factores. La resistividad de rocas cristalinas tales como granulita, granito, diorita, etc., tomada in situ, depende en gran medida del agua que contengan en fracturas y grietas. Análogamente, la porosidad, grado de saturación y la naturaleza de los electrolitos que llenan los

poros, determinan la resistividad de rocas como areniscas, calizas, etc. Por regla general, las rocas compactas son malas conductoras de la electricidad, pero las zonas de roca quebrantada y rota pueden tener a veces resistividad tan baja como algunas menas. Además, pueden presentar resistividad baja algunas arcillas, así como la creta, margas, etc. Cuando están secas, la mayoría de las rocas no son conductoras.

Las menas y minerales pueden dividirse netamente en dos clases, buenos conductores y malos conductores, no obstante las grandes variaciones de resistividad de las muestras individuales dentro de una misma especie.

Por lo general, los minerales de brillo metálico y sus menas son buenos conductores. Entre estos minerales se encuentran la pirita, la pirrotita, la calcopirita, la arsenopirita, la galena, la magnetita, etc. Dos notables excepciones de esta "regla" son las hematites y la blenda. El grafito, las pizarras grafitosas, la pirolusita, la psilomelana, etc., son también buenos conductores.

La resistividad de los yacimientos mineros depende, como es natural, de su contenido en minerales conductores, del modo en que estos están distribuidos, etc. Así, las metalizaciones en masa de pirita, magnetita, etc., tienen resistividad baja, mientras que los yacimientos de impregnación o diseminados tienen resistividad alta. En algunos yacimientos de impregnación, los granos o pintas del mineral conductor no están a veces en contacto mutuo. Entonces el yacimiento en conjunto se comporta como aislante o mal conductor, y no constituye objetivo adecuado para la prospección eléctrica en corriente continua, aunque quizá sea detectable por los métodos electromagnéticos.

Las rocas cristalinas pueden estar impregnadas a veces por minerales conductores tales como magnetita, pirrotita o grafito, y adquieren por lo tanto resistividad considerablemente más baja de la que tendrían de no existir impregnación. Así, las rocas granulíticas de Suecia, en ausencia de impregnación, tienen resistividades del orden de 20.000 a 50.000 Ωm (in situ) pero una impregnación moderada de minerales conductores hace bajar la resistividad en muchas zonas, a 3.000-5.000 Ωm .

La figura 2 muestra los márgenes aproximados de variación de diferentes rocas y minerales.

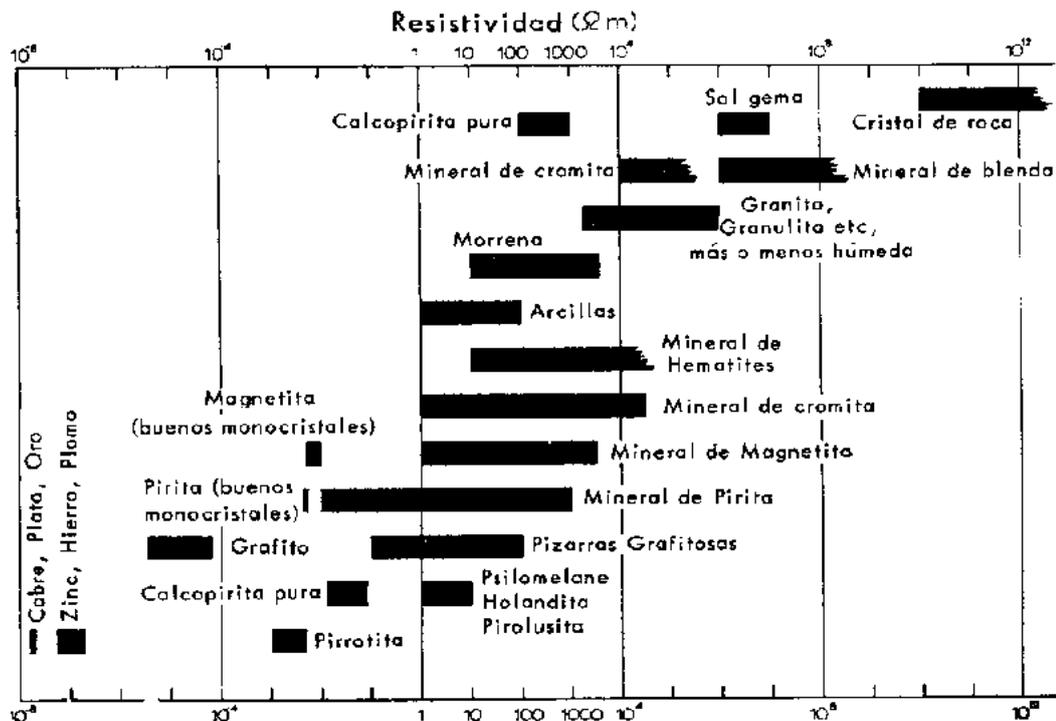


Figura 2

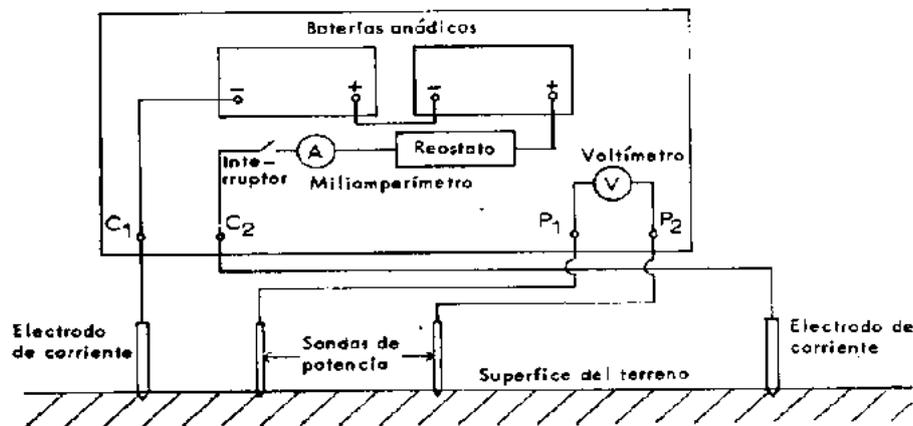
INSTRUMENTAL

El instrumental exigido para la prospección eléctrica no requiere complicación, y por lo tanto, puede organizarse fácilmente, a menos que se exijan ciertos refinamientos, tales como controles automáticos. De hecho pueden realizarse prospecciones eléctricas muy satisfactorias con equipos sencillos, consistentes en una batería de pilas secas como fuente de tensión, cuatro barrenas metálicas (dos como electrodos de corriente, y dos como sondas de potencial), un miliamperímetro, un voltímetro, y cable bien aislado en longitud suficiente.

Las llamadas pilas secas de tensión anódica, de 45 o 90 voltios cada una, son adecuadas para este trabajo. Dos o tres pilas de esta clase, se conectan en serie, para obtener de 135 a 180 V de tensión total. También forman parte del circuito un miliamperímetro, un interruptor y una resistencia variable para regular la corriente, (ver Figura 3), yendo montado el conjunto dentro de una caja.

Las baterías anódicas no poseen gran capacidad, por lo que han de ser reemplazadas frecuentemente. Por esta causa, para prospecciones de gran escala suele resultar preferible el uso de un generador de corriente continua movido por un motor de explosión y capaz de suministrar potencias de 200 vatios a 1 kilovatio. Este generador no puede ser transportado tan fácilmente como la caja de pilas, sino que debe permanecer fijo, unida a los electrodos de corriente por medio de cables largos.

El miliamperímetro debe ser capaz de medir intensidades de unos 100 mA a fondo de escala pero debe ser provisto de "shunts" adecuados para poder extender, en caso necesario, el margen de medida. Habitualmente, los fabricantes suministran los "shunts" apropiados para sus miliamperímetros o microamperímetros.



— Esquema de un aparato sencillo de campo para mediciones de resistividad

Figura 3

Los electrodos de corriente pueden consistir en barras de acero inoxidable, de unos 70 cm de largo, con algún medio (como un clip de batería) para conectar el extremo desnudo del cable que va a la batería. Normalmente se consiguen contactos eléctricos satisfactorios, en terreno relativamente húmedo, cuando los electrodos penetran de lo a 20 cm en el terreno. En zonas secas el contacto puede ser mejorado, regando los electrodos.

Los electrodos de potencial, a veces llamados "sondas", pueden estar constituidos también por varillas de acero inoxidable, pero es preferible al empleo de electrodos impolarizables del tipo empleado en las mediciones de P. E. Como en las mediciones de potencial espontáneo, se recomienda excavar primero un hoyo en el terreno y en su interior se coloca el electrodo. La

tensión que aparece entre las sondas, cuando fluye corriente a través del terreno, puede medirse con un voltímetro o con un compensador de corriente continua. La tensión leída, no obstante, debe corregirse de cualquier diferencia de potencial presente en los electrodos debido a corrientes eléctricas naturales.

La corrección para los potenciales espontáneos puede hacerse de dos modos. El método directo consiste en anotar la tensión de P.E., que es simplemente la lectura del voltímetro cuando la batería no esté conectada, y restarla de la tensión leída cuando se introduce la corriente en el terreno.

Otro método más conveniente, es el de disponer de un circuito auxiliar del cual se toma una tensión igual y opuesta a la del potencial espontáneo, de modo que la lectura del voltímetro sea llevada a cero antes de introducir la corriente en el terreno. Un par de pilas de linterna corrientes bastan para el circuito auxiliar, puesto que los potenciales espontáneos máximos que se encuentran son sólo del orden de 1 V.

CORRIENTE CONMUTADA

Si la corriente, al circular en el terreno, lo hace siempre en el mismo sentido, pueden producirse fenómenos de polarización electrolítica. Para evitarlos, se invierte periódicamente el sentido de la corriente, por ejemplo, entre las observaciones en estaciones sucesivas. Cuando se emplea una batería de pilas como manantial de corriente, esto puede conseguirse reemplazando el interruptor de la figura 3 por un conmutador inversor.

Si el manantial de corriente es una dinamo estacionaria, puede usarse un artificio mecánico, tal como una rueda giratoria unida a un motor eléctrico, de modo que invierta el sentido de la corriente a intervalos adecuados, por ejemplo de 5 a 15 segundos. Como es natural, entre las conmutaciones deben existir períodos sin corriente, para poder compensar durante ellos los potenciales espontáneos.

CLASIFICACION DE LOS MÉTODOS ELÉCTRICOS

Los métodos eléctricos de prospección minera pueden clasificarse, de modo general, en dos clases, según que en ellos se mida el potencial eléctrico del punto de observación respecto de un punto fijo, u el gradiente del potencial en cada punto.

Los métodos de potencial incluyen el de equipotenciales y el de "mise-à-la-masse", mientras que los de resistividad del terreno (R.T.) y el de relaciones de caída de potencial (R.C.P.; en inglés P.D.R.) pertenecen a las de gradiente. Entre estos procedimientos, el de R.T. es el de uso más común.

Métodos de las Equipotenciales

El trazado de líneas equipotenciales (véase la figura 1) constituye la base de un método de prospección de minerales utilizado la primera vez en 1918 por Lundberg.

Dos electrodos de potencial se conectan a un voltímetro y uno de ellos se mantiene fijo en un punto elegido previamente. Mediante el otro electrodo se localiza un segundo punto tal que, cuando el electrodo está colocado en él, la lectura del voltímetro es nula. El punto se señala en el terreno por medio de una estaca o se sitúa en un plano o mapa. Entonces, en virtud de la definición de línea equipotencial, los dos puntos se encuentran en la misma línea equipotencial.

El segundo electrodo se desplaza entonces a otro punto similar, y así sucesivamente, hasta obtener una serie de puntos que definan la línea equipotencial considerada. Luego se desplaza el electrodo

fijo a un punto situado fuera de esta línea, y se repite todo el proceso hasta obtener otra equipotencial.

Las equipotenciales así obtenidas no son debidas únicamente a la corriente aplicada, sino que incluyen también los potenciales naturales del terreno. En la versión original de Lundberg, no se producía esta incertidumbre, puesto que él empleaba corriente alterna, y un par de auriculares telefónicos en vez de un voltímetro. Los potenciales espontáneos, siendo de corriente continua, no influyen sobre las "lecturas".

El trazado de las equipotenciales en el campo es un proceso lento. Además, la interpretación de un mapa de equipotenciales obtenido del modo indicado, es frecuentemente difícil, incluso cuando el interpretador posee considerable experiencia. El modo más racional de obtener líneas equipotenciales, y que es el que se utiliza modernamente, es el de medir el potencial eléctrico en cada punto de observación respecto de un punto fijo, del mismo modo que se efectúa en una prospección corriente de P.E., llevar los resultados a un mapa y trazar las curvas isoanómalas de la manera usual.

Métodos de Resistividad

Los métodos de resistividad, que son indudablemente los métodos eléctricos modernos más desarrollados, tanto desde el punto de vista teórico, como desde el práctico.

Para la comprensión adecuada de los métodos de resistividad es necesario tener una idea acerca del potencial producido sobre terreno homogéneo por un sistema dado de electrodos. El electrodo más sencillo es el constituido por un solo punto, lo que puede aproximarse en la práctica por una barra metálica de diámetro pequeño. Estrellas, hexágonos, o rectángulos de hilo desnudo de cobre, sujetos al suelo por medio de clavos largos, pueden considerarse como electrodos puntuales si las observaciones de potencial se efectúan a distancias grandes respecto de las dimensiones lineales de dichas figuras.

Se demuestra que si **I** es la corriente que pasa a través de un electrodo puntual colocado sobre la superficie de un terreno "semi-infinito" de resistividad ρ , el potencial eléctrico en un punto **P** que dista **r** del electrodo, es:

$$V = (I \rho / 2\pi) 1/r$$

Esto quiere decir realmente que si se conecta un voltímetro entre P y un punto muy lejano, se obtendrá como lectura V voltios. Por ejemplo:

I= 50 mA; ρ = 5.000 Ω m y r= 100 m, la tensión será 398 mV.

Resistividad aparente

Si la configuración de los electrodos se altera, de modo que **G** cambie de valor, la relación $\Delta V/I$ se alterará de modo que la resistividad ρ será siempre la misma. Pero en terreno homogéneo el valor obtenido para ρ por medio de la ecuación anterior no permanece el mismo cuando varía la posición mutua de los electrodos, por ejemplo, si uno o dos de éstos son desplazados mientras los demás quedan fijos. Análogamente, si se desplaza conjuntamente, como un todo, una configuración determinada de electrodos, de modo que el factor geométrico **G** no se altere, pero que los electrodos ocupen nuevas posiciones, la ecuación proporcionará un valor diferente de ρ para cada posición del dispositivo, si existen en el terreno variaciones laterales de resistividad. '

En terreno no homogéneo, por consiguiente, el valor obtenido para ρ por medio de la ecuación anterior, introduciendo en ella el valor apropiado de G y los valores observados de ΔV e I , se denomina resistividad aparente, que suele representarse por ρ_a .

Configuraciones electródicas en los métodos de resistividad

En la prospección eléctrica se ha propuesto y empleado gran número de configuraciones electródicas diferentes, alguna de las cuales se muestran en la figura 4. Se supone que todos los electrodos pueden considerarse como puntuales, tales como los que consisten en clavos o barras metálicas, o en polígonos pequeños hechos de hilo de cobre desnudo y adheridos al terreno.

Desde el punto de vista del trabajo de campo habitual, sólo son importantes los dispositivos rectilíneos como los aquí representados, pero también podrían emplearse configuraciones cuadradas o rectangulares, con los electrodos en los cuatro vértices. No obstante, el trabajo de campo con tales configuraciones sería engorroso.

En la de Wenner, una de las más antiguas, las separaciones entre electrodos adyacentes son iguales entre sí, y la resistividad aparente viene dada por:

$$\rho_a = 2\pi a \Delta V / I$$

Donde a es la separación uniforme. El factor $1/G$ es por lo tanto igual a a en el dispositivo Wenner.

En el dispositivo Schlumberger (generalizado) la distancia ($2l$) entre las sondas de potencial es pequeña frente a la distancia ($2L$) entre los electrodos de corriente. Si los electrodos de potencial están lo suficientemente alejados de cada electrodo de corriente, digamos 10 veces al menos la distancia $2l$, la resistividad aparente puede calcularse mediante la fórmula:

$$\rho_a = \frac{\pi (L^2 - x^2)^2 \Delta V}{2l L^2 + x^2 I}$$

Donde x es la distancia del punto de observación (punto medio entre las sondas) al centro O de la línea AB .

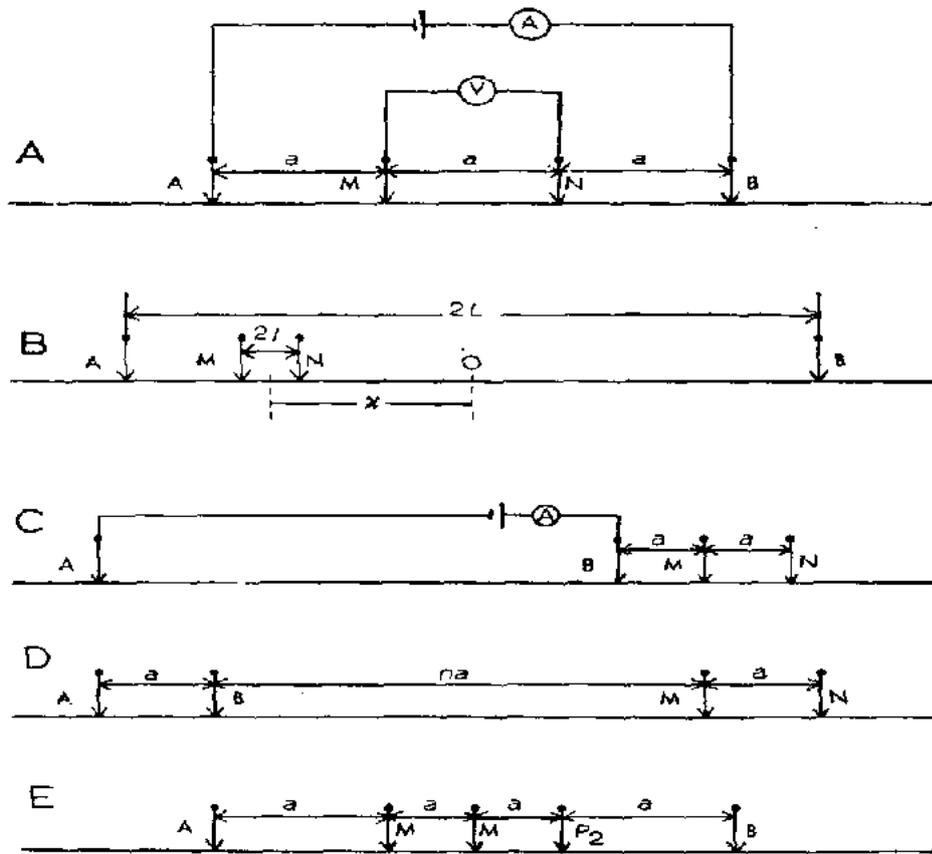


Figura 4: Algunas configuraciones electródicas usadas comúnmente en el método de resistividades. A. Wenner; B. Schlumberger; C. Trialectrónica; D. Dipolar axial; E. Lee.

En el sistema trielectrónico uno de los electrodos de corriente permanece fijo a distancia muy grande de los tres restantes, que guardan separación uniforme a .

Como el potencial producido por el electrodo fijo es prácticamente nulo en las sondas, la configuración es esencialmente un sistema de tres electrodos. Se emplea frecuentemente para mediciones en el interior de perforaciones.

La resistividad aparente dada por:

$\rho_a = 2\pi a \Delta V / I$ -----siendo el factor geométrico $(1/2a)$ exactamente la mitad que en el dispositivo Wenner.

En el sistema llamado dipolo-dipolo, las sondas de potencial están en el exterior del segmento determinado por los electrodos de potencial, teniendo cada par una separación mutua constante (a). Si la distancia entre los dos pares de electrodos es suficientemente grande, el manantial de corriente puede ser considerado como un dipolo eléctrico que, por definición, consiste en un polo eléctrico positivo y otro negativo cuya separación es pequeña comparada con la distancia a la punta de observación. La resistividad aparente vale entonces:

$$\rho_a = \pi n(n+1)(n+2)a\Delta / l$$

Donde na es la distancia entre los electrodos interiores, uno de corriente y otro de potencial. La diferencia de potencial ΔV se considera positiva cuando N tiene el potencial más alto.

La configuración de Lee utiliza cinco electrodos, siendo los dos exteriores de corriente, y de potencial los tres interiores. Dos de los electrodos de potencial están colocados como en el dispositivo Wenner, de modo que dividen la línea AB en tres segmentos iguales, cada uno de ellos de longitud a , mientras que el tercer electrodo de potencial está situado en el centro de la configuración. Partiendo de las diferencias de potencial ΔV_1 y ΔV_2 entre el electrodo central y cada uno de los otros electrodos de potencial, se obtienen dos resistividades aparentes, dadas por:

$$\rho_{a1} = 4\pi a \Delta V_2 / I$$

de las cuales se dice que "pertenecen" a las respectivas mitades del espacio a ambos lados del plano medio, uso bastante arbitrario que carece de justificación teórica.

Entre estas configuraciones diversas, las de Wenner y la de Schlumberger son, con mucho, las más usadas. Además, la tendencia actual es preferir la de Schlumberger sobre la de Wenner. La configuración de Schlumberger presenta notables ventajas en el cálculo teórico de curvas de resistividad aparente, y es también más ventajosa desde el punto de vista operacional.

Método del potencial espontáneo

Si se clavan en el terreno dos barrenas o dos electrodos impolarizables, y se conectan a los terminales de un voltímetro sensible, se observará que entre ellos existe una tensión. Estas tensiones suelen valer desde unos pocos milivoltios a algunas decenas de milivoltios, pero sobre algunos yacimientos de sulfuros, en especial los que contienen pirita, calcopirita, o pirrotita y sobre grafito, pueden alcanzar valores tan elevados como varios centenares de milivoltios y hasta un voltio. Como comparación recordaremos que la tensión entre los terminales de una pila de linterna es de 1,5 V (1.500 mV). También se han registrado potenciales grandes sobre pirolusita, psilomelana, magnetita, y antracita.

Como el método magnético, el de potencial espontáneo (P. E.), que es el nombre que se da al método que aprovecha las tensiones eléctricas espontáneas o naturales que aparecen en el terreno, constituye también una ayuda geofísica sencilla, fácil y barata para la prospección. Como los potenciales espontáneos no dependen de ninguna propiedad física determinada, sino que están producidos por diferencias en la actividad química del terreno, no proporcionan ninguna clave al (menos hasta ahora) acerca de ningún parámetro físico definido asociado con el cuerpo que es causa de aquellos. Además, del solo conocimiento de las anomalías de P.E. no es posible deducir si están producidas por sulfuros, óxidos, grafito u otras sustancias. Los indicios sobre ello deben obtenerse de estudios geológicos o de otra índole, realizados dentro de la zona.

Como la medición de los P.E. requiere conexión eléctrica directa con el terreno, este método no puede emplearse en comarcas donde la capa superficial es mala conductora de la electricidad, por estar constituida por roca cristalina seca, suelo congelado, etc.

Origen de los potenciales espontáneos

Los potenciales espontáneos observados en el terreno pueden clasificarse, de un modo general, en dos grupos: (1) Los potenciales "de fondo" que van desde fracciones de milivoltio a unos pocos milivoltios, o algunas decenas de milivoltios; y (2) Los potenciales de mineralización, con valores máximos del orden de varios centenares de milivoltios y distribuidos con arreglo a pauta sistemática.

Los potenciales de fondo pueden ser tanto positivos como negativos, pero los potenciales de mineralización son siempre negativos, aunque debe indicarse que a veces se encuentran potenciales positivos del orden de 100 a 200 mV, pero que no están relacionados con metalizaciones. Los potenciales de fondo parecen tener su origen en varios mecanismos bien

comprendidos. Por ejemplo, se sabe que entre dos electrolitos de diferente concentración puestos en contacto, se produce una diferencia de potencial. Algunos de los potenciales espontáneos de fondo han de ser debidos a las variaciones de concentración en los electrolitos del subsuelo (ácido húmico, aguas subterráneas con sales disueltas, etc.). Además, se sabe que cuando un electrolito fluye a través de un tubo capilar, aparece entre los extremos de éste una diferencia de potencial pequeña. Algunos potenciales espontáneos pueden ser atribuidos a esta causa si el agua se mueve a través de los poros de las rocas, especialmente en las capas superficiales. Otros fenómenos electroquímicos contribuyen sin duda a las variaciones de fondo de los potenciales espontáneos. Sin embargo, los potenciales de mineralización son difíciles de explicar, y se han propuesto varias teorías. Se creía comúnmente que la oxidación de la parte superior de un yacimiento creaba una diferencia de potencial entre los extremos superior e inferior de aquél, que se comportaba como una gran pila eléctrica que producía corrientes en el terreno.

Estas corrientes originarían los potenciales naturales observados sobre los yacimientos. Si esta teoría fuese cierta, el yacimiento desaparecería con el tiempo, por causa de la constante disipación de energía necesaria para mantener las corrientes eléctricas por medio de la oxidación del cuerpo metalizado. Además, esta teoría no vale para el grafito que, aunque no se oxida, muestra con frecuencia grandes potenciales espontáneos.

Aún más decisiva es la objeción de que, puesto que la oxidación entraña pérdida de electrones, cuya carga es negativa, la cima del yacimiento quedaría cargada positivamente respecto de sus alrededores, mientras que en la realidad ocurre lo contrario.

SATO y MOONEY (1960), que revisaron detalladamente las diferentes teorías sobre los potenciales espontáneos de sulfuros y del grafito, llegaron a la conclusión de que los potenciales espontáneos no pueden ser debidos a la oxidación propiamente dicha de un yacimiento, sino a la diferencia en la capacidad de oxidación de las aguas próximas al techo y al muro del yacimiento, dentro del cual la conducción eléctrica es del tipo electrónico. Entre estos yacimientos pueden mencionarse los de pirita, calcopirita, pirrotita, galena, magnetita y grafito. En los extremos superior e inferior del yacimiento tiene lugar un intercambio de cargas iónicas y electrónicas, y la mineralización sirve para el transporte de electrones desde la superficie inferior a la superior, hasta que se alcance equilibrio electroquímico. Por lo tanto, la superficie superior se carga negativamente, y la inferior positivamente, de acuerdo con lo observado en la Naturaleza.

Una consecuencia del mecanismo propuesto por SATO y MOONEY parece ser que los yacimientos eléctricamente conductores pueden producir potenciales espontáneos en circunstancias climáticas y de otro tipo más variadas que las admitidas por las teorías de la oxidación. Esto significa a su vez, que el método del P.E. tiene, en la prospección minera, mayor campo de aplicación.

Además de los efectos de fondo, pueden existir grandes perturbaciones locales debidas a tuberías de hierro subterráneas, tomas de tierra de instalaciones eléctricas, abonos químicos, escoriales, etc., que deben ser tenidas en cuenta en la interpretación de las anomalías de P.E.

Por otra parte, la interpretación cualitativa de las anomalías de P.E. presenta pocas complicaciones y es enteramente directa en el sentido de que las anomalías negativas indican metalización. Se han hecho también intentos de interpretación cuantitativa de esas anomalías.

Origen de la Polarización Inducida

Aunque el fenómeno de la polarización inducida es extremadamente complejo, se ha alcanzado cierta comprensión de él como resultado de investigaciones recientes.

Parece ahora bien establecido que se deben distinguir dos efectos principales: polarización de electrodos y polarización de membrana. '

Polarización de electrodos

La corriente eléctrica en el terreno es transportada normalmente por iones en los electrolitos presentes en los poros de la roca. Si el paso de estos iones queda obstruido por ciertas partículas minerales que, como los metales, transporten la corriente por electrones, las cargas iónicas se acumulan en el límite electrolito-partícula, las positivas donde la corriente penetra en la partícula y las negativas donde sale (fig. A). Las cargas acumuladas crean una tensión que se opone al flujo de la corriente eléctrica a través de la superficie límite, y entonces se dice que la partícula está polarizada. Cuando la corriente se interrumpe, queda un potencial residual a través de la partícula, debido a las cargas iónicas retenidas, el cual decrece continuamente al difundirse lentamente éstas en los electrolitos de los poros, proceso que da lugar al efecto de la polarización inducida.

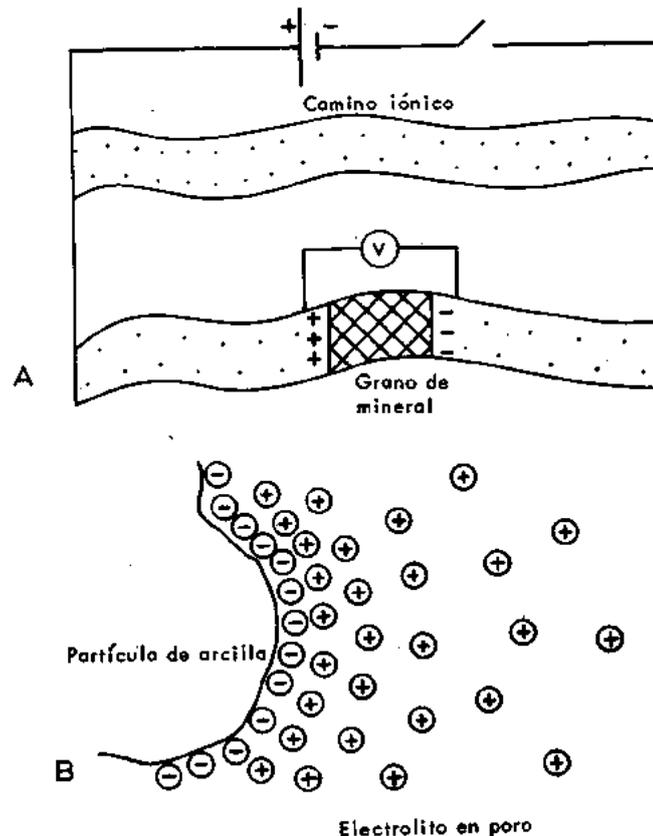


Fig A. Fenómeno de la polarización de electrodos en los contactos mineral-electrolitos. Fig B. Fenómeno de la polarización de membrana en arcillas.

Este tipo de polarización se llama "polarización de electrodos", porque se observa también en las electrólisis común, sobre la superficie de los electrodos metálicos sumergidos en un electrolito. Los cultivadores de la Química Física conocen este fenómeno desde hace mucho y lo han denominado sobretensión. Entre los minerales útiles de conducción electrónica, y que por lo tanto producen P.I. fuerte, destacan la pirita, la pirrotita, la calcopirita, el grafito, la galena, la bornita, la magnetita y la pirolusita.

Polarización de membrana

Hay que recurrir a este tipo de polarización para poder explicar los efectos de P. I. que se observan cuando no existen en el terreno minerales de tipo metálico. Tiene su origen en la presencia de partículas de arcilla. La superficie de cada partícula de arcilla está cargada negativamente, y por lo tanto, atrae iones positivos de los electrolitos presentes en los conductores capilares del agregado

arcilloso. Se forma, por lo tanto, una capa doble eléctrica en la superficie de la partícula, de modo semejante al bosquejado en la figura A-B, y la concentración de iones positivos es máxima en la superficie de la partícula de arcilla. Si la zona cargada positivamente persiste a suficiente distancia dentro de los capilares, repele con eficacia otros iones positivos y actúa como una membrana impermeable, que impide el movimiento de aquellos a través de los capilares. Cuando se hace pasar una corriente eléctrica a través de la arcilla, los iones positivos se desplazan (en realidad, este desplazamiento constituye parte de la corriente) y al "interrumpirse la corriente, las cargas positivas se distribuyen en su disposición previa de equilibrio. El proceso de redistribución se manifiesta como una tensión decreciente entre los dos electrodos en contacto con la arcilla, esto es, como un efecto de P.I.

La existencia de la polarización de membrana complica la interpretación de las observaciones de P.I. a causa de que los efectos de ésta no pueden ser considerados como prueba inequívoca de la presencia de minerales con conducción electrónica (sulfuros o magnetita) en contacto con los electrolitos, de la roca.

La descripción anterior de las polarizaciones de electrodos y de membrana es una versión simplificada de lo que ocurre realmente en la superficie entre una partícula de mineral o arcilla y un electrolito, pero que cualitativamente explica muchos aspectos de los fenómenos de P.I. observados. Es notable que ambos casos sean necesarios que el movimiento de iones se vea impedido, apareciendo la P.I. como difusión de iones.

La polarización es esencialmente un fenómeno de superficie, y que por consiguiente, cuanto mayor sea la superficie presentada por sulfuros ó arcillas frente a la corriente eléctrica, más intensos serán los efectos de polarización. Varios experimentos de laboratorio corroboran esta idea. Por ejemplo, HENKEL y VAN NOSTRAND (1957) informaron que la tensión de polarización medida entre placas de cobre sumergidas en un electrolito era proporcional al número de placas colocadas entre los electrodos de potencial. En el caso de arcillas, encontraron que la polarización aumentaba con el espesor total de arcillas entre dichos electrodos.

Se desprende de la, naturaleza del efecto de P.I. que los minerales diseminados, por ejemplo, los yacimientos de cobre del tipo "pórfido", que presentan una gran superficie efectiva en sus partículas de mineral, son objetivos muy adecuados para su investigación mediante el método de P.I.

MÉTODO SÍSMICO

Los métodos sísmicos de prospección se basan en que la velocidad de las ondas elásticas es diferente para rocas diferentes. Cuando las ondas elásticas producidas, por ejemplo, por una explosión de dinamita, se propagan a través del terreno, sufren reflexiones y refracciones en las interfaces o contactos entre rocas cuyas velocidades son diferentes. Hablando con rigor, para que haya reflexión, es necesario que las impedancias acústicas de los medios adyacentes sean diferentes. La impedancia acústica es el producto de la velocidad elástica por la densidad del medio. Del estudio de los tiempos de llegada de las ondas sísmicas a un cierto número de puntos escogidos, es posible deducir las posiciones de las diferentes interfaces o contactos en los que las ondas se reflejan o refractan.

CLASES DE ONDAS ELÁSTICAS

Un cuerpo sólido es capaz de transmitir en su interior dos clases principales de ondas elásticas, conocidas respectivamente como ondas longitudinales y ondas transversales. Ambas son ondas internas, puesto que se transmiten por el interior del cuerpo.

Cuando las ondas longitudinales viajan a través de un cuerpo, sus partículas vibran hacia delante y hacia atrás en la dirección de la propagación de las ondas y el cuerpo se comprime en algunas partes, pero se dilata en otras al mismo tiempo. Las ondas sísmicas longitudinales son semejantes a las ondas sonoras ordinarias.

En la propagación de las ondas transversales las partículas de un cuerpo vibran en dirección perpendicular a aquella en que se propagan las ondas. Por consiguiente, se producen en el cuerpo deformaciones pequeñas, de modo que en líneas generales, un elemento cuadrado se transforma en un rombo, y luego nuevamente en un cuadrado y así indefinidamente. Las ondas de una cuerda de violín son transversales, aunque originan ondas longitudinales en el aire. La frecuencia de las ondas sísmicas longitudinales y transversales varía entre 15 c/s y 100 c/s. Las ondas longitudinales se llaman también de compresión y ondas primarias y suelen designarse por el símbolo P, aunque a veces se usa también la letra L; las ondas transversales se conocen también por las denominaciones de ondas de cizalla y ondas secundarias y suelen designarse por la letra S.

Además de las ondas longitudinales y transversales, pueden existir en los cuerpos heterogéneos, otros tipos de ondas elásticas, en especial las ondas de Love y de Rayleigh. Estas, sin embargo, no son ondas internas, sino que están confinadas a los contactos entre medios de impedancias acústicas diferentes. Cuando se efectúa un tiro sísmico o el terreno recibe un fuerte golpe, se originan tanto ondas P como ondas S y ambas se propagan simultáneamente. Al reflejarse y al retractarse, el carácter de una onda puede modificarse. Así, una onda P se puede reflejar como onda P o como onda S. Tales ondas y sus ulteriores transformaciones se designan por combinaciones adecuadas de los símbolos P y S, por ejemplo, PP, PS, SP, PPS, etc.

En contraste con otras propiedades, tales como la susceptibilidad magnética o la resistividad eléctrica, las velocidades elásticas (es decir, sísmicas) varían entre límites relativamente estrechos. En la práctica ocurre muchas veces que permanecen constantes en grado suficiente para que ciertas formaciones geológicas puedan ser identificadas por medio de las velocidades sísmicas observadas.

La tabla siguiente es una lista de las velocidades elásticas longitudinales y transversales de algunas rocas, minerales y sustancias corrientes. Se ve en ella que las ondas longitudinales viajan más rápidamente que las transversales. Los fluidos, el agua o el aire por ejemplo, no representan resistencia a los esfuerzos de cizalla, lo que quiere decir que la forma geométrica de un elemento de fluido puede deformarse por efecto de una fuerza infinitamente pequeña, y por lo tanto, los fluidos no pueden transmitir ondas transversales.

Velocidades de las ondas sísmicas transversales

Material	Velocidad (m/s)
Agua	1.450
Suelo	100-500
Arena, morena suelta	200-800
Arcilla, limo, gravas	500-1.500
Morena compacta	1.500-2.700
Rocas fisuradas y meteorizadas	1.900-4.000
Granito y rocas verdes	4.000-5.500
Gabro	5.500-6.800
Calizas Cretácicas	2.200
Carboníferas	3.000-3.600
Ordovícicas	4.090 (estratíf. perpendicular) 5.320 (estratíf. paralela)
Pórfido cuarcífero	4.870-5.330
Mineral de sulfuros con pirita y blenda	3.950-6.550
Pizarras negras con pirrotita	3.890-5.500

Alcance de las mediciones sísmicas en la prospección minera

Las aplicaciones propuestas para el método sísmico en la prospección minera son dos: primeramente la investigación directa de yacimientos por delimitación de los contactos de éstos con la roca de caja, y en segundo lugar la determinación del espesor del recubrimiento y de los estratos sedimentarios. El método ensayado para la búsqueda sísmica directa de minerales ha sido casi siempre, el método de reflexión, que describimos más adelante.

Se ha empleado tanto en superficie como subterráneamente. Según se deduce de la tabla anterior, los contrastes de velocidad elástica entre las menas y las rocas (en especial si las últimas son cristalinas) serán, en general, muy pequeños, y puesto que los yacimientos constituyen zonas del subsuelo relativamente delgadas, su influencia sobre la prospección de ondas elásticas a través del terreno, puede esperarse que sea pequeña. Esta es la razón principal por la que los métodos sísmicos han tenido éxito muy limitado en la búsqueda directa de yacimientos.

En lo que respecta al otro aspecto de los métodos sísmicos en la prospección minera, la necesidad de conocer el espesor del recubrimiento surge en la interpretación detallada de anomalías gravimétricas mientras que de conocimiento del espesor de los estratos sedimentarios son de gran importancia en la prospección de carbón, yeso, sulfuros en capas, etc. Tanto el método de reflexión como el de refracción se han empleado, por ejemplo, en la investigación de cuencas carboníferas. Aunque las determinaciones de la profundidad de la roca firme se efectúan muy frecuentemente en la actualidad en trabajos de ingeniería civil, no están muy extendidos como medio auxiliar para la interpretación gravimétrica, siendo el coste de la prospección sísmica uno de los factores restrictivos. Ahora que existen a la venta equipos sísmicos relativamente baratos y fácilmente manejables, como los sismógrafos de martillo es probable que crezca el empleo de datos sísmicos como ayuda para la interpretación gravimétrica.

Producción, detección y registro de las ondas sísmicas

El método más corriente, con mucho, para la producción de ondas sísmicas consiste en la explosión de cargas de dinamita. Este método tiene la ventaja de que siempre puede alcanzarse la energía requerida si se emplea la cantidad necesaria de explosivo. Además, si se toman las precauciones apropiadas, los explosivos pueden manejarse sin dificultad.

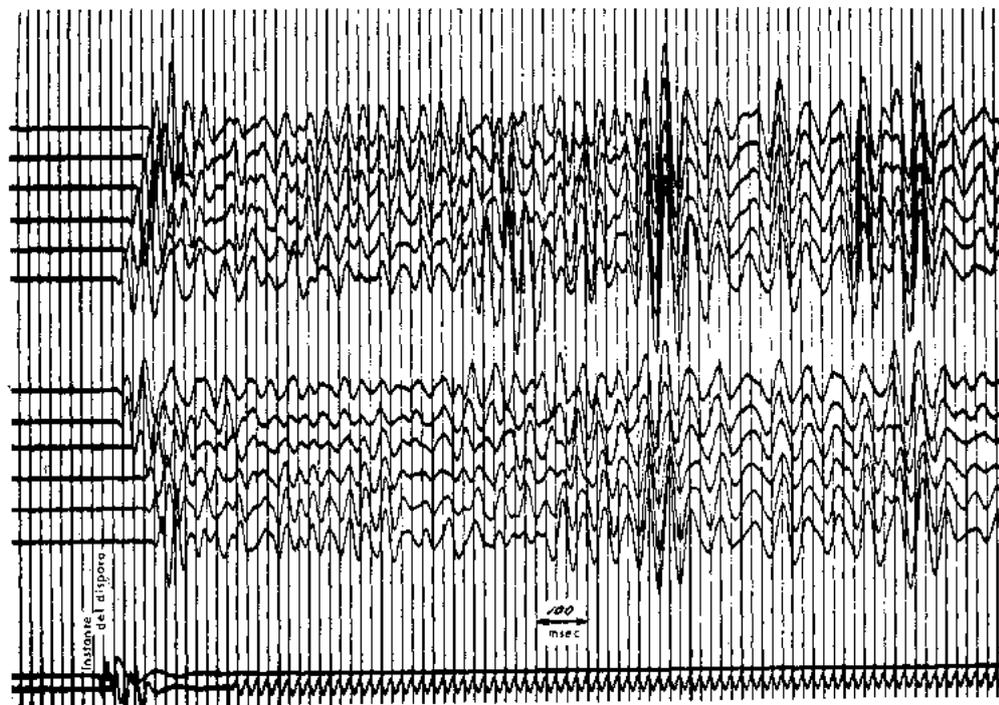
Se han intentado otros procedimientos para la producción de ondas sísmicas, por ejemplo, golpes de martillo o potentes chispas eléctricas, pero las energías obtenidas por ellos no son suficientes, excepto para investigaciones a profundidades muy pequeñas. Para este caso, sin embargo, los equipos sismográficos de martillo resultan muy adecuados.

Las ondas sísmicas son detectadas por medio de geófonos, entre los cuales los tipos más usados son los electromagnéticos. Una bobina unida a un cuadro está colocada entre los polos de un imán, que a su vez, está suspendido por muelles de lámina. El cuadro está unido firmemente con una caja hermética provista de un clavo o lámina para introducir el geófono en el suelo. La bobina se mueve con el terreno, mientras que el imán permanece virtualmente estacionario por causa de su gran inercia, y el movimiento relativo de los dos produce una tensión eléctrica oscilante. La tensión producida por el geófono es amplificada, filtrada adecuadamente de modo que sólo pasen las frecuencias correspondientes al movimiento del terreno que ha de registrarse, y luego entra en el registrador, donde hace oscilar un diminuto galvanómetro.

Este tiene un espejo que envía un rayo luminoso sobre una banda fotográfica enrollada sobre un tambor giratorio, con lo que se completa el registro de las ondas sísmicas. Los equipos sísmicos registran además las ondas magnéticamente sobre discos, tambores o cintas magnéticas.

La dirección en la cual están orientados la bobina y el imán en la construcción del geófono determina si éste registra ondas longitudinales o transversales. Los geófonos son aparatos pequeños y livianos, por lo que generalmente se registra normalmente la salida de varios de ellos (hasta 48). Es también frecuente juntarlos en grupos, y mezclar sus salidas antes del registro con objeto de eliminar ruidos de varios tipos.

Los registros sísmicos llevan también líneas de tiempo, de modo que las "llegadas" debidas a reflexiones y refracciones puedan fijarse con precisión (dentro de unos pocos milisegundos). En la figura siguiente se reproduce un registro típico y un diagrama de bloques de un equipo sísmico.



Registro Sísmico Típico

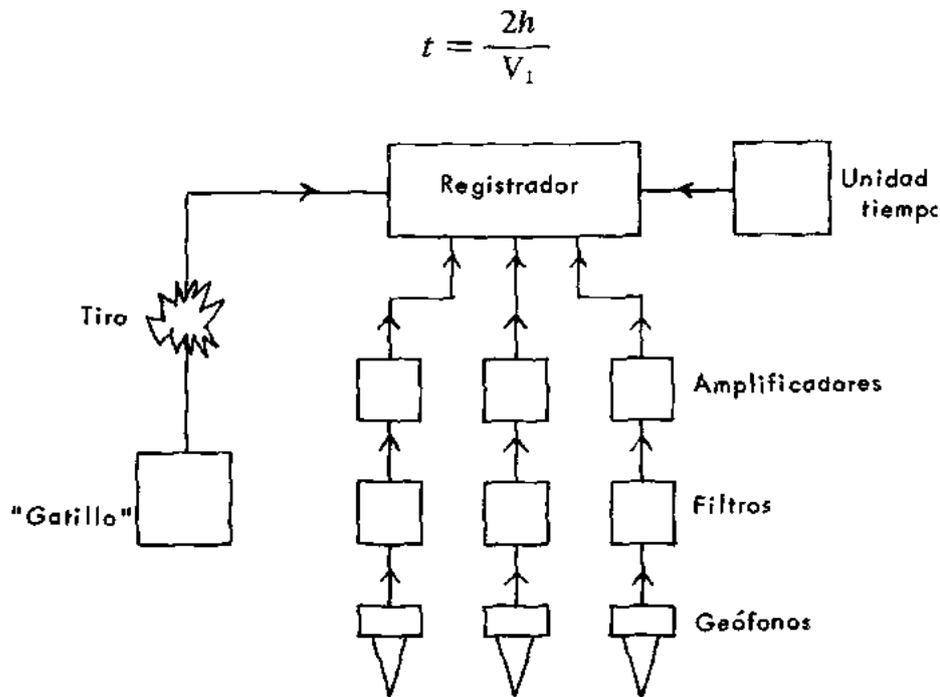


Diagrama de bloques de un equipo sísmico

EL METODO DE REFLEXIÓN

El principio del método de reflexión sísmico se muestra en la figura A siguiente, donde se representa el sencillo caso de un solo horizonte reflector. Un rayo que parte del tiro S se refleja en el punto R del contacto entre dos capas horizontales y llega al detector geófono G. Si es h el espesor del estrato superior y si el rayo llega a G, t segundos después del tiro donde V es la velocidad de las ondas sísmicas en la capa superior. La distancia tiro-detector ha de ser pequeña comparada con la profundidad del horizonte reflector, de modo que es admisible remplazar la longitud de la trayectoria real $2SR$ por $2h$ en la ecuación: $t = 2h/V_1$.

En la práctica se coloca una agrupación de geófonos a distancia relativamente corta del punto de tiro, y el hecho de que esta distancia sea corta asegura que las llegadas registradas por el galvanómetro sean debidas a rayos reflejados y no a rayos refractados.

Cada interfaz con contraste de velocidad suficiente produce una señal de reflexión propia y como los geófonos están próximos entre sí, la señal llega a todos ellos casi simultáneamente, produciendo en los sismogramas "alineaciones" características (ver fig. anterior). Cada una de éstas corresponde a un horizonte reflector.

Para los dos contactos que aparecen en la figura B, la reflexión del primero llega después de transcurrido un tiempo:

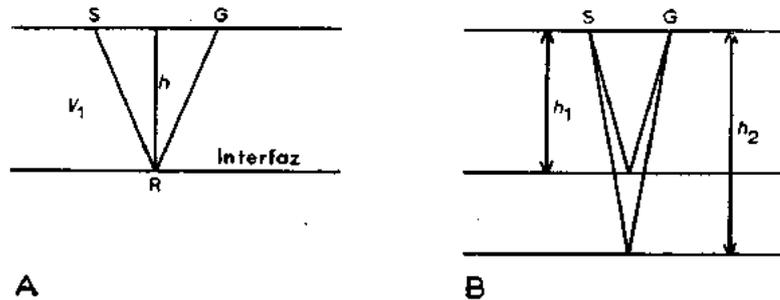
$$t_1 = 2h_1/V_1$$

mientras que la reflexión del segundo contacto llega en el instante:

$$t_2 = 2h_1/V_1 + 2h_2/V_2$$

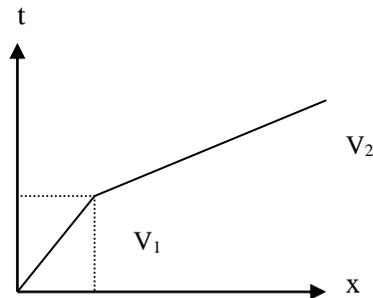
Si las velocidades V_1 y V_2 son conocidas, el espesor h_1 puede calcularse en primer lugar, por medio de la primera ecuación y sustituyendo el valor obtenido en la segunda ecuación se puede calcular h_2 . Los tiempos t_1 y t_2 se leen en el registro o sismograma. Estas ecuaciones pueden generalizarse de modo inmediato para cualquier número de contactos, pero es evidente que la velocidad de las ondas sísmicas debe determinarse por medio de observaciones independientes.

Estas observaciones suelen efectuarse por el método de reflexión o dromocronas verticales y por medio de refracción o dromocronas horizontales



Principio del método sísmico: A) Contacto único, B) Dos contactos

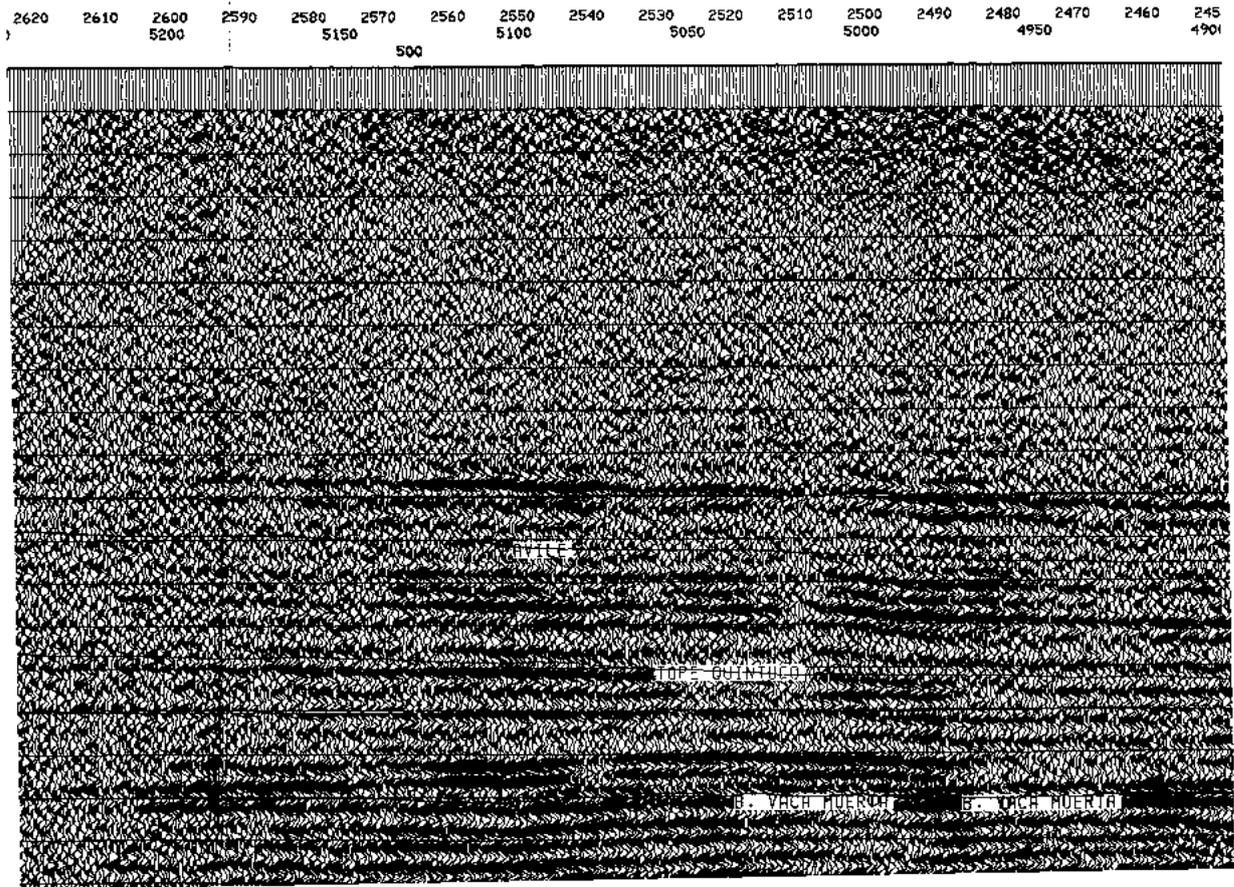
Las dromocronas verticales son registros obtenidos a partir de pruebas realizadas en un pozo de una profundidad tal que se llegue a la capa de alta velocidad, luego se alojan cargas explosivas cada seis (6) metros y se van explotando y registrando con un geófono en boca de pozo. De esta manera se obtienen tiempos de arribo de la onda sísmica para cada profundidad y se representan en un diagrama $x-t$ (profundidad-tiempo), donde la pendiente de las rectas representan las velocidades de los estratos:



Procedimiento de campo

Una vez estacada cada línea sísmica de toda la zona, se procede a clavar los geófonos, tirado del cable de registración y perforado de los pozos emisores con sus respectivas cargas explosivas. Luego se van explotando cada posición y registrando en el sismógrafo, que a su vez grava en cinta magnética todos los datos.

Estos datos son procesados para obtener la llamada sección sísmica tal como se observa en la figura siguiente:



EL METODO DE REFRACCIÓN

Cuando las ondas sísmicas pasan de un medio a otro en el que se propagan con velocidad diferente, sufren refracción. La ley de la refracción es sencilla. Si el rayo incidente sobre el contacto o interfaz entre dos medios, forma un ángulo i_1 con la normal a la interfaz, el rayo refractado en el medio adyacente formará un ángulo i_2 tal que:

$$\text{sen } i_2 / \text{sen } i_1 = V_2 / V_1$$

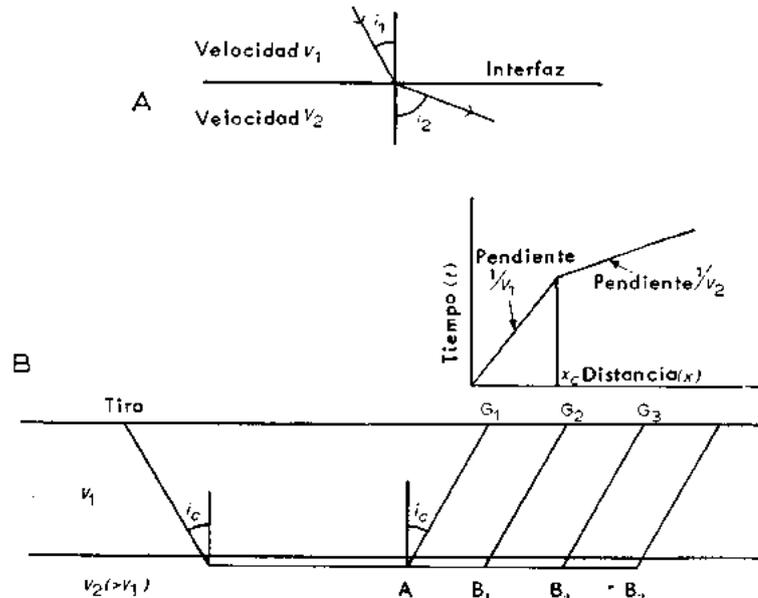
Donde V_1 y V_2 son las velocidades sísmicas respectivas en los dos medios.

Si V_2 es mayor que V_1 , tendremos $\text{sen } i_2 > \text{sen } i_1$ y por lo tanto, $i_2 > i_1$. De este modo, el rayo refractado forma mayor ángulo con la normal, es decir, menor ángulo con la superficie que el rayo incidente. Si el ángulo del rayo incidente toma un valor particular i_c , tal que

$$\text{sen } i_c = V_1 / V_2$$

$\text{sen } i_2 = 1$ por lo que $i_2 = 90^\circ$. En este caso el rayo refractado viaja a lo largo del contacto y el ángulo de incidencia i_c se llama ángulo crítico. Consideremos ahora un recubrimiento de espesor h que descansa sobre un sustrato cuya velocidad sísmica es mayor (ver figura siguiente). Un rayo SA críticamente incidente será refractado, de modo que se propagará a lo largo de la línea AB_1B_2, \dots , sobre la interfaz, pero en diferentes puntos, tales como B_1, B_2, \dots , etc., su energía vuelve a pasar al primer medio, sobre rayos que forman ángulo con la normal en estos puntos iguales a i_c . Estos rayos alcanzan la superficie del terreno en los puntos G_1, G_2, \dots , etc. Si se coloca una serie de

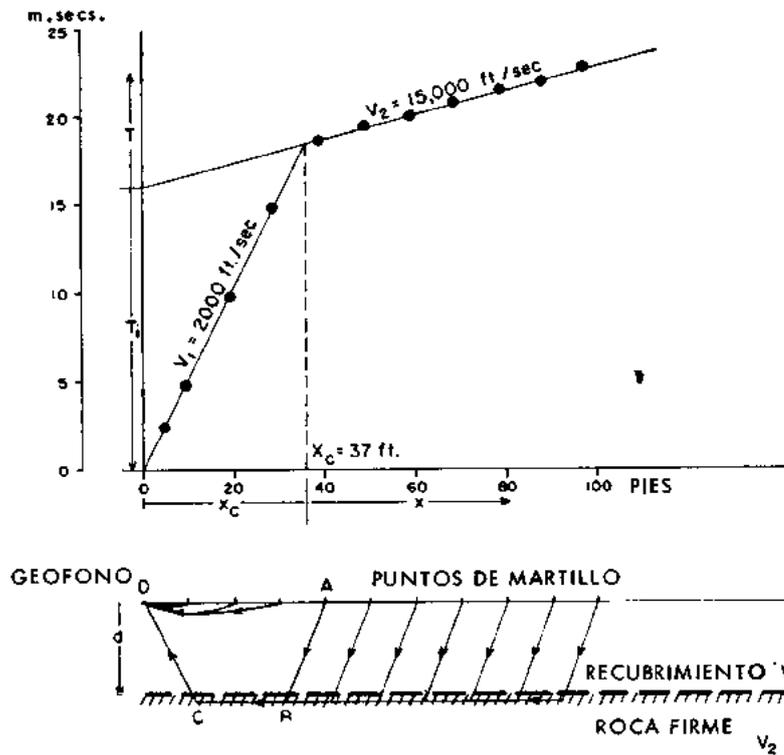
geófonos sobre una línea recta, a partir del punto de tiro, el primer rayo que llega a los geófonos más próximos será el directo que viaja por la superficie, es decir, el SG. Sin embargo, en los geófonos más distantes, el rayo que llega en primer lugar será el refractado, porque recorre de su camino con la mayor velocidad V_2 y adelanta al rayo directo. Por consiguiente, si representamos gráficamente los tiempos de las primeras llegadas en función de la distancia al punto de tiro, los primeros tiempos de llegada caerán sobre una recta y el resto sobre otra recta, cuyas pendientes dependerán respectivamente de las velocidades V_1 y V_2 . Más concretamente, las pendientes respectivas de los segmentos son iguales a las inversas de las velocidades respectivas, según se indica en la figura B:



A. Refracción de ondas sísmicas. B. Refracción de ondas sísmicas según el ángulo crítico.

Una vez determinadas de este modo las velocidades, el espesor de la capa superior puede hallarse a partir del "punto de ruptura" en el que se cortan las dos líneas. Si es x_c la distancia de dicho punto al de tiro, puede demostrarse que el espesor viene dado por:

$$h = \frac{x_c}{2} \sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}}$$



Resumen

La exploración sísmica de hidrocarburos consiste básicamente en la adquisición y análisis de los eventos sísmicos originados en un microsismo provocado por una fuente de energía (explosivos vibradores, etc.) y registrados por un receptor (geófonos, hidrófonos, etc.)(figura N°1). Este dispositivo de emisión-recepción se encuentra habitualmente desarrollado en o en las cercanías de la superficie. El impulso original de una explosión, vibración o implosión genera un impulso original que viaja en todas las direcciones. Si encuentra una interfase de mayor rigidez o incomprensibilidad, se genera una reflexión positiva de compresión en su frente y tendrá la misma forma que el impuso original. Si por el contrario, él impuso original encuentra una interfase de menor rigidez, se producirá una rarefacción es decir, una reflexión inversa denominada negativa (figura N°5).

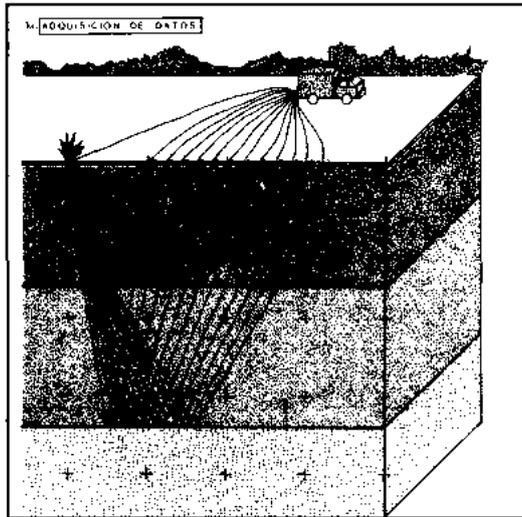


Fig.Nº1-Adquisición de datos

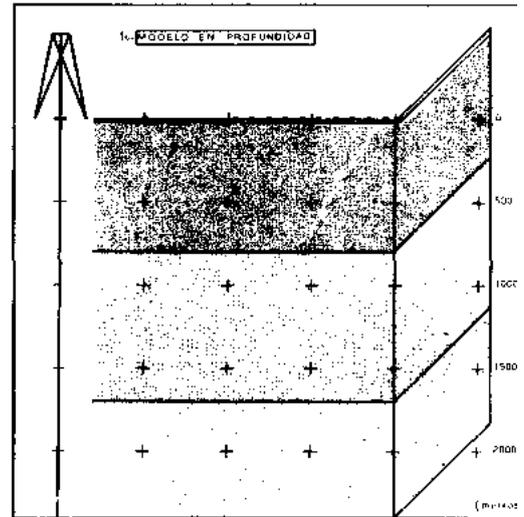


Fig.Nº2-Modelo en profundidad

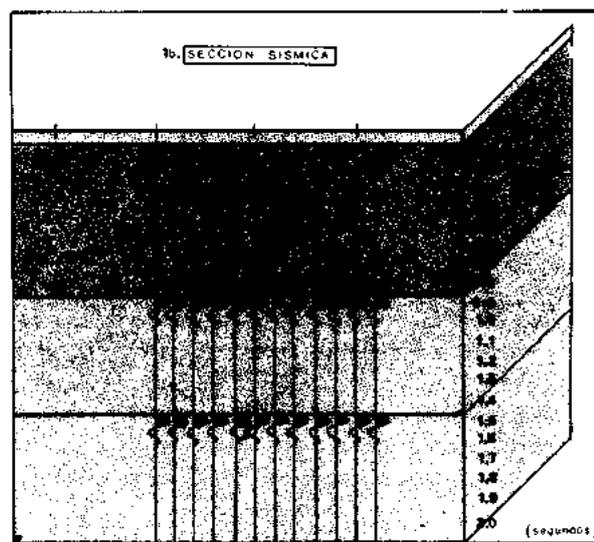


Fig.Nº3-Sección sísmica

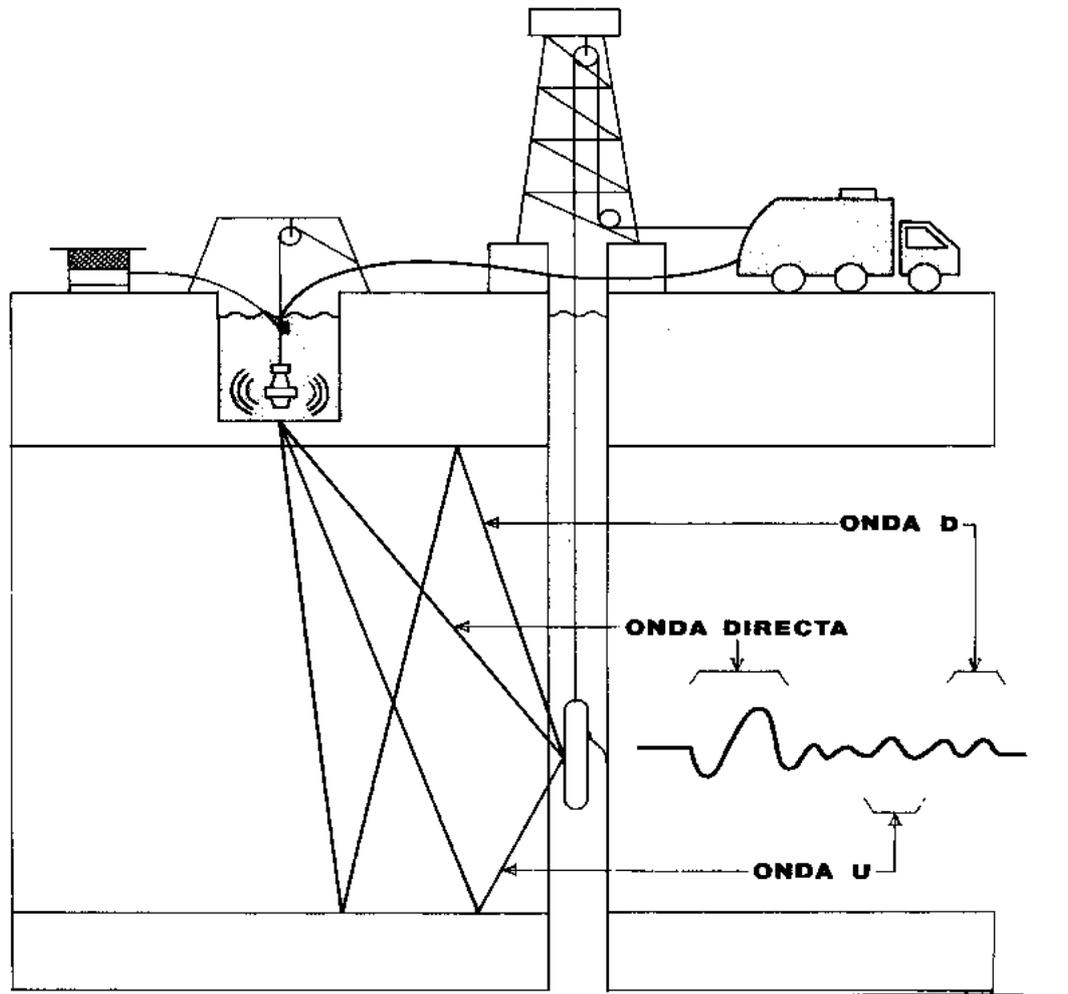


Fig.Nº4

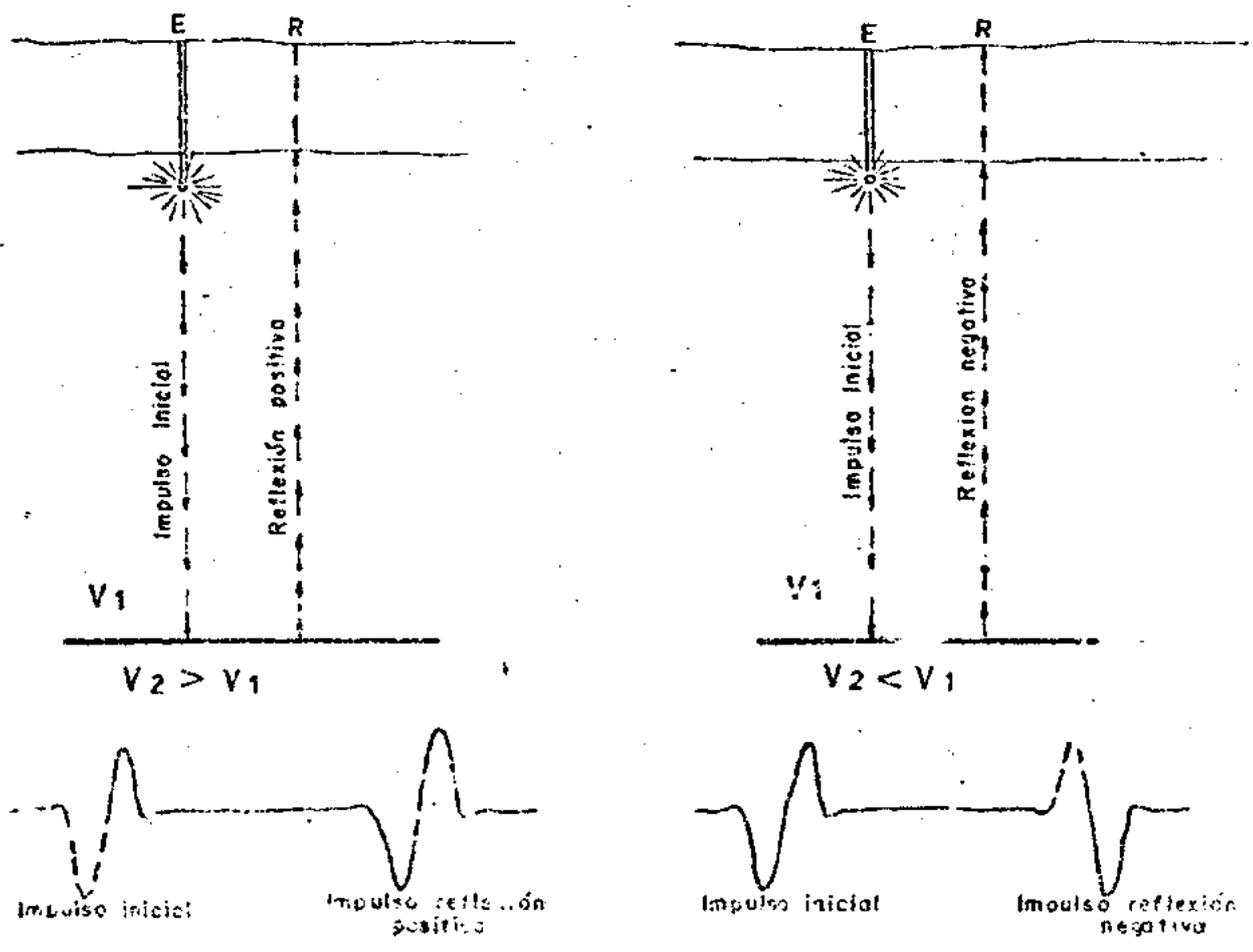


Fig.Nº5

COMBINACIÓN DE MÉTODOS GEOFÍSICOS

Cada método geofísico tiene sus propias limitaciones respecto de la información que proporciona sobre los cuerpos ocultos en el subsuelo. La combinación de dos o más métodos geofísicos suministra, generalmente, información más amplia, por lo que contribuye a reducir la ambigüedad inherente a la interpretación de datos geofísicos. De hecho, cuanto menos se sepa de la geología de una zona, más grande será la necesidad de obtener información geofísica adicional.

No es posible dar reglas sobre el número o tipo de métodos geofísicos diferentes que deban aplicarse a cada problema particular de prospección. La decisión dependerá en gran medida de las condiciones locales de topografía, mineralogía y geología y no menos de las condiciones económicas.

A este respecto, la experiencia y el buen juicio son probablemente mejores consejeros que ninguna lista de reglas preestablecidas, pero unas cuantas consideraciones de carácter general pueden indicar la naturaleza de la información adicional buscada al combinar métodos geofísicos y comparar sus resultados. Por ejemplo, las anomalías magnéticas prueban la existencia de cuerpos magnéticos, pero no pueden decirnos si lo que contienen estos cuerpos es magnetita o pirrotita. Si una prospección complementaria de potencial espontáneo da una anomalía fuerte, puede sospecharse razonablemente la presencia de pirrotita. Sin embargo, en este caso hipotético, la ausencia de anomalía de P.E. no indica necesariamente la presencia de magnetita, porque la existencia de potenciales espontáneos exige condiciones un tanto especiales incluso si hay sulfuros. En particular, la mineralización debe yacer a profundidad muy somera. Si es profunda, la prospección por P.E. no la revelará, por lo que persistirá la ambigüedad entre magnetita y pirrotita. Si se efectúa entonces una prospección electromagnética y ésta señala una anomalía, puede pensarse en un conductor tal como una metalización en pirita-pirrotita (aunque la magnetita puede producir también anomalías electromagnéticas, pero casi siempre de carácter especial). No obstante, las prospecciones electromagnéticas no detectan frecuentemente todos los conductores si éstos están muy próximos entre sí, lo que por otra parte, haría generalmente una prospección por resistividades.

En la cartografía eléctrica surge a veces la duda de si ciertas indicaciones fuertes se deben a zonas de rotura en las rocas o a impregnación de sulfuros. Si en el mismo lugar se obtiene una anomalía magnética, la segunda alternativa se vuelve más plausible, puesto que muchos yacimientos de sulfuro contienen pirrotita (e incluso magnetita) como mineral accesorio. Por otra parte, una anomalía electromagnética fuerte puede estar causada por conductores de sulfuro tanto delgados como gruesos, y para distinguir entre estas posibilidades puede efectuarse una prospección gravimétrica. Análogamente, una prospección magnética puede ser decisiva si la cartografía eléctrica indica una estructura resistiva y surge la cuestión de si se trata de un dique de diabasa o de gabro u otra roca, puesto que la primera suele ser bastante magnética.

Las zonas de serpentinita pueden localizarse magnéticamente, pero las impregnaciones de sulfuros con pirrotita, que suelen encontrarse en los bordes, no se distinguirán magnéticamente de la serpentinita. Una prospección electromagnética puede ayudar a localizar los sulfuros si éstos existen. Como es natural, pueden darse muchos ejemplos como los anteriores.

LA LOCALIZACIÓN DE INDICACIONES GEOFÍSICAS

Después de haber realizado prospecciones con diferentes métodos, es lógico que deseemos conocer en qué medida sus resultados se relacionan entre sí. Más especialmente, compararemos las "indicaciones" suministradas por métodos distintos.

Es evidente que no tendría sentido, por ejemplo, comparar una anomalía magnética (en γ) con el potencial espontáneo (en mV) observado en el mismo punto, porque se trata de magnitudes físicas

completamente diferentes. Lo que podemos hacer, y hacemos, es comparar la pauta de las anomalías geofísicas obtenidas por un método con la dada por el otro. Es la pauta la que nos dice donde es verosímil que se encuentre un cuerpo subterráneo, cual es su profundidad, etc.

Un modo de comparar las pautas es el trazado sobre papel transparente de un mapa de isoanómalas, y su colocación sobre el mapa análogo correspondiente a otro método. Otro procedimiento es dibujar las curvas de los dos métodos, una bajo la otra, o en diferentes colores. Si las pautas de las anomalías son muy parecidas entre sí, será razonable la suposición de que el cuerpo o conjunto de cuerpos que las produce es el mismo en ambos casos. En caso contrario, los cuerpos causantes de las dos clases de anomalías deben ser más o menos diferentes. Por ejemplo, si el máximo magnético sobre un perfil no coincide con la indicación electromagnética, puede deberse a que el yacimiento tiene zonas de pirrotita y de pirita más o menos separadas, siendo la primera la que produce la indicación magnética y la segunda la electromagnética.

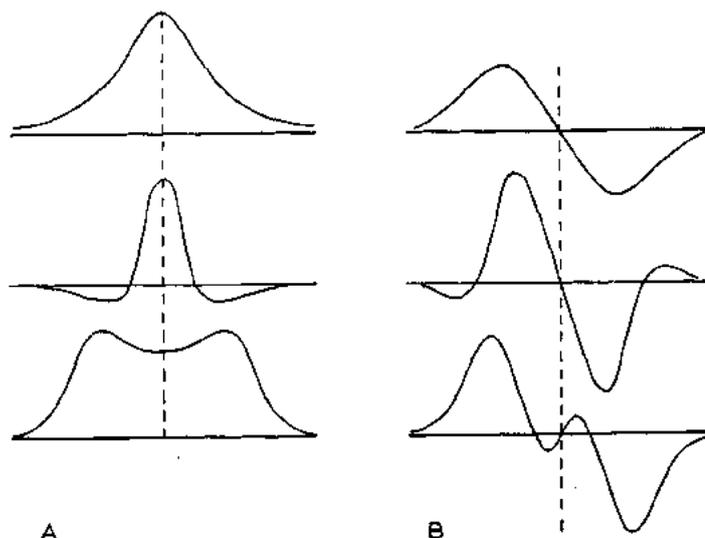
En este punto podemos preguntarnos lo siguiente: ¿qué rasgos de un mapa o perfil de anomalías obtenidos con un método determinado corresponden a los obtenidos por otro método?

Como las formas de las anomalías obtenidas con diferentes métodos no son exactamente iguales, es conveniente disponer de algún modo sencillo de compararlos. En algunos métodos los cuerpos buscados producen máximos, en otros mínimos, en otros terceros, puntos de inflexión, etc.

Afortunadamente, el problema puede resolverse de manera bastante sencilla, a pesar de la diversidad de los métodos y procedimientos empleados en Geofísica. En lo que sigue nos limitaremos a considerar perfiles y no mapas de isoanómalas, pero el razonamiento puede extenderse a estos últimos. Las anomalías geofísicas pueden clasificarse, de modo general, en dos tipos, el simétrico y el antisimétrico, cuyas características son como sigue.

Las anomalías simétricas (ideales) tienen dos mitades de forma idéntica, cada una de las cuales puede hacerse coincidir con la otra por medio de una reflexión (sobre el eje de simetría). Las curvas de anomalía de la figura A son todas simétricas, y tienen por eje de simetría la línea de puntos.

Las anomalías antisimétricas (ideales) tienen también dos mitades idénticas, pero su coincidencia requiere dos reflexiones, una sobre el eje x y otra sobre el y. Las curvas de la figura B son antisimétricas.



A. Curvas simétricas de anomalía.

B. Curvas antisimétricas de anomalía

BIBLIOGRAFÍA

Geofísica Minera, Parasnis, D.S.

Prospección Geofísica, Schlumberger, C.

Informes de Y.P.F., Departamento de Estudios Especiales, Gerencia de Exploración.