



ISSN 0188-7297



GEOFÍSICA APLICADA EN LOS PROYECTOS BÁSICOS DE INGENIERÍA CIVIL

Alfonso Alvarez Manilla Aceves

**Publicación Técnica No. 229
Sanfandila, Qro, 2003**

**SECRETARIA DE COMUNICACIONES Y TRANSPORTES
INSTITUTO MEXICANO DEL TRANSPORTE**

**Geofísica aplicada en los
proyectos básicos de
ingeniería civil**

**Publicación Técnica No. 229
Sanfandila, Qro, 2003**

Créditos y reconocimientos.

Este Documento Técnico fue desarrollado en el área de Geotecnia Ambiental y Aplicada de la División Laboratorios de Infraestructura del Instituto Mexicano del Transporte por el MC Alfonso Alvarez Manilla Aceves, y con la sugerencia del Dr. Paúl Garnica Anguas.

Se agradece al Ing Francisco Fernández Hernández, LJG Juventino García Becerra, Ing Angel Trejo Moedano, así como algunas dependencias de Gobierno Estatal, y Empresas particulares por permitir el uso de sus datos e información para esta publicación.



	Índice
Resumen	XI
Abstract	XIII
Resumen ejecutivo	XIV
Introducción	1
1. Bases de los métodos geofísicos de exploración utilizados en la ingeniería civil	2
1.1 Historia de la geofísica de exploración y tendencias actuales	2
1.1.1 Métodos Magnéticos	
1.1.2 Métodos Gravimétricos	
1.1.3 Métodos Eléctricos	
1.1.4 Método Sísmico	
1.1.5 Tendencias actuales	
1.2 Factores que gobiernan la aplicación de la geofísica de exploración	4
1.3 Objetivos de la geofísica aplicada	4
1.4 Relación: Señal-Mensaje-Ruido	5
1.4.1 Instrumental	
1.4.2 Operador	
1.4.3 Geológico	
1.5 Métodos geofísicos y propiedades envueltas	5
1.5.1 Activos	
1.5.2 Pasivos	
1.5.3 Estáticos	
1.5.4 Dinámicos	
1.6 Clasificación de los métodos de exploración	6
1.7 Estructuras geológicas y fundamentos de la geofísica de exploración	6
2. La prospección eléctrica: resistividad, polarización inducida y el potencial natural	8
2.1 Resistencia y resistividad	8
2.1.1 Resistividad de algunas formaciones geológicas	
2.2 Potencial en un punto de un semiespacio homogéneo e isótropo	11
2.3 Práctica de los métodos eléctricos	12
2.3.1 Técnica del sondeo de resistividad	
2.3.2 Técnica del perfilaje o calicateo	
2.4 Arreglos de electrodos fundamentales	13
2.4.1 Arreglo de electrodos Schlumberger	
2.4.2 Arreglo de electrodos Dipolo-Dipolo	
2.4.3 Representación de datos y asignación de magnitudes medidas	

2.4.4	Interpretación cualitativa y cuantitativa	
2.4.4.1	Interpretación cualitativa	
2.4.4.2	Interpretación cuantitativa	
2.5	El principio de equivalencia y de superposición de capas	17
2.5.1	Principio de Equivalencia	
2.5.2	Principio de Superposición	
2.6	La Resistividad Media Cuadrática	21
2.7	El efecto “skin” en la exploración eléctrica	22
2.8	La profundidad de exploración en la prospección eléctrica	22
2.9	El fenómeno del potencial natural	25
2.10	Método del potencial natural (SP)	28
2.10.1	Procedimiento de campo	
2.11	La técnica de Polarización Inducida	30
2.11.1	Causas de la polarización inducida	
2.11.2	Modelo físico del sistema	
2.11.3	Técnicas de medición de la polarización inducida	
2.11.3.1	Medición de la polarización en el Dominio de la Frecuencia	
2.12	Miscelánea de aplicaciones de los métodos eléctricos	34
2.12.1	Mediciones del Potencial Natural en zonas de filtración de agua ácida	34
2.12.2	Perfilaje resistivo bajo el sitio de una torre de control aéreo	35
2.12.3	Mapa de isorresistividades para ubicar una zona conductora	36
2.12.4	Sondeos de Polarización Inducida en la prospección de agua subterránea	38
2.12.5	Calicata eléctrica para localizar una falla de tensión por sobreexplotación del acuífero	40
3.	Prospección sísmológica, sondeos sísmicos de refracción	41
3.1	Propagación de las ondas elásticas en un medio	41
3.2	El ángulo crítico de incidencia y el tiempo mínimo de tránsito	42
3.3	Tipos de ondas sísmicas	43
3.3.1	Ondas de Compresión	
3.3.2	Ondas de Corte	
3.3.3	Ondas Rayleig.	
3.4	Práctica del método de refracción sísmica	45
3.5	Evaluación de los módulos elásticos dinámicos, análisis de las deformaciones y determinación del modo fundamental de vibración de los materiales geológicos y deducidos de la sísmología de refracción	48
3.5.1	Relación de Poisson (ν)	
3.5.2	Módulo de Young (E)	
3.5.3	Módulo de Rigidez (G)	
3.5.4	Módulo de Bulk (B)	
3.6	Miscelánea de aplicaciones de la refracción sísmica	51
3.6.1	Medición de las ondas V_p y V_s , cálculo de la Relación de Poisson y Módulos Elásticos Dinámicos	51
3.6.2	Estructura de tobas y rocas en un sitio para construir un edificio	52

3.6.3	Determinación de las franjas de influencia de una falla de tensión por sobreexplotación del acuífero	53
3.6.4	Determinación de los módulos elásticos para evaluación de la estabilidad y deformaciones de una casa en una ladera	54
3.6.5	Mapa de Período Fundamental de Vibración según la sísmica de refracción	56
4.	La técnica del radar de penetración terrestre	60
4.1	Generalidades del método de penetración terrestre	60
4.2	Impedancia acústica	62
4.3	Miscelánea de aplicaciones del radar de penetración terrestre	63
4.3.1	Estratigrafía en el terreno de soporte de una pista aérea	63
4.3.2	Naturaleza y Modos de Falla provocados por una zapata	64
4.3.3	Paleocauces en una ladera	65
5.	La prospección gravimétrica	66
5.1	Las componentes del campo gravimétrico de la Tierra	67
5.1.1	Gradiente de la Gravedad	
5.2	Correcciones a las mediciones	69
5.2.1	Variación de “g” con la elevación topográfica	
5.2.2	Variación de “g” con respecto a la distribución de masa	
5.2.3	Variación de “g” por efecto de Mareas	
5.2.4	Variación de “g” por efecto de la Topografía	
5.3	El problema de la exploración gravimétrica	71
5.4	Mapa de Anomalía de Bouger	72
5.4.1	Gravedad Observada	
5.4.2	Corrección por Elevación	
5.4.3	Gravedad Teórica	
5.5	Anomalías debidas a la distribución de masas	74
5.5.1	Efecto gravitacional de una esfera	
5.5.2	Efecto gravitacional de un cilindro horizontal	
5.5.3	Efecto gravitacional de un paralelogramo vertical	
5.5.4	Efecto gravitacional de un paralelogramo horizontal	
5.5.5	Efecto gravitacional de un cilindro vertical	
5.6	Miscelánea de aplicaciones de la prospección gravimétrica	77
5.6.1	Mapa de la Anomalía de Bouger para el Valle de Puebla	77
5.6.2	Anomalía de Bouger del área de impacto del Meteorito de Chicxolub	78
	Referencias	79

Índice de Figuras

- Fig 2.1. Circuito eléctrico en CC que representa un material geológico
Fig 2.2. Representación gráfica de la variación de la resistencia eléctrica
Fig 2.3. Material geológico de forma geométrica definida sometido a una corriente eléctrica "I"
Fig 2.4. Semiespacio de resistividad " ρ ", fuente y punto de observación
Fig 2.5. Comportamiento de la función potencial "V"
Fig 2.6. Arreglo de electrodos Schlumberger, técnica del sondeo
Fig 2.7. Arreglo de electrodos dipolo-dipolo, técnicas del sondeo y perfilaje
Fig 2.7. Trazo de las curvas de resistividad aparente para los arreglos Schlumberger y Dipolo-Dipolo
Fig 2.8. Cuatro casos de "resistencia transversal"
Fig 2.9. Cuatro casos de "conductancia longitudinal" semejantes
Fig 2.10. Principio de Superposición
Fig 2.11. Efecto "skin" en una curva de resistividad aparente
Fig 2.12. Curva de resistividad aparente inyectando 2 ma de corriente
Fig 2.13. Mecanismo del potencial natural en zonas de alteración
Fig 2.14. Método de Potenciales para medir el SP
Fig 2.15. Método de Gradientes para medir el SP
Fig 2.16. Esquema físico y químico representativo de un medio geológico
Fig 2.17. La polarización de electrodo
Fig 2.18. La polarización de membrana
Fig 2.19. Circuito eléctrico equivalente para material geológico
Fig 2.20. Perfiles de Potencial Natural y configuración de sulfatos
Fig 2.21. Paleocauces descubiertos con la técnica de perfilaje eléctrico
Fig 2.22. Resistivímetro, cables electrodos y tendidos
Fig 2.23. Curvas de resistividad aparente, AB/2- Ω -m
Fig 2.24. Mapa de isorresistividades a 3 metros de profundidad, o AB/2=3m
Fig 2.25. Curvas de resistividad y porcentaje efecto de frecuencia aparente
Fig 2.26. Sección geoelectrica interpretada
Fig 2.27. Sección de isorresistividades en una falla de tensión
Fig 2.28. Sección de isorresistividades en estratos sensiblemente horizontales
- Fig 3.1. Frente de onda en un medio discontinuo de propagación
Fig 3.2. Ondas de Compresión "Vp"
Fig 3.3. Ondas de Corte "Vs", componentes Vs_y y Vs_z
Fig 3.4. Tendido sísmico característico
Fig 3.5. Sismograma de un tendido sísmico en Texcoco, Edo. de Mex.
Fig 3.6. Gráfica tiempo-distancia del sismograma de Texcoco, Edo. de Mex.
Fig 3.7. Módulo de Young, (E)
Fig 3.8. Módulo de Rigidez (G)
Fig 3.9. Módulo de Bulk, (B)
Fig 3.10. Gráficas tiempo distancia para las ondas "S" y "P"

- Fig 3.11. Bloque diagramático, estructura y estratigrafía de tobas y rocas
- Fig 3.12. Franjas de influencia para una falla de tensión
- Fig 3.13. Predio de Estudio ubicado en una ladera
- Fig 3.14. Gráficas tiempo-distancia para las rocas de la figura anterior
- Fig 3.15. Configuración de la malla deformada y superficie potencial de falla
- Fig 3.16. Mapa geológico de la Zona Metropolitana de Guadalajara
- Fig 3.17. Secciones geológicas mostrando la topografía y espesores
- Fig 3.18. Subcuencas geohidrológicas para el Valle y ZMG
- Fig 3.19. Configuración de los isoperíodos según la sísmica de refracción
- Fig 3.20. Mapa de isoperíodos según la vibración ambiental
-
- Fig 4.1. Vista del equipo de Radar de Penetración Terrestre
- Fig 4.2. Estratos horizontales de suelos y tobas depositados en un ambiente acuoso
- Fig 4.3. Naturaleza y Modos de Falla por una zapata
- Fig 4.4. Esquema de Fallas del suelo según K. V. Terzaghi
- Fig 4.5. Paleocauces en una ladera
-
- Fig 5.1. Deducción de la componente vertical de un cuerpo sobre el campo gravífico terrestre
- Fig 5.2. Geometría para obtener la fuerza centrífuga de la componente vertical de la gravedad
- Fig 5.3. Variación de la gravedad con la latitud
- Fig 5.4. Corrección de Aire Libre, "Cal"
- Fig 5.5. Corrección de Bouger
- Fig 5.6. Efecto de Marea de la Luna, según US COSAT and Geodetic Survey
- Fig 5.7. Efecto de la Topografía
- Fig 5.8. Significado físico de las variables involucradas en la gravedad
- Fig 5.9. Efecto Gravitacional de una esfera y un cilindro sepultados
- Fig 5.10. Efecto Gravitacional de un paralelogramo vertical
- Fig 5.11. Efecto Gravitacional de un paralelogramo horizontal
- Fig 5.12. Efecto Gravitacional de un cilindro vertical
- Fig 5.13. Mapa de la Anomalía de Bouger, Valle de Puebla
- Fig 5.14. Cráter provocado por el Meteorito de Chicxolub, Yuc., cortesía de Servicios Geofísicos, SA

Índice de Tablas

- Tabla 1.1, Los Métodos Geofísicos de Exploración.
- Tabla 2.1, Variación de la resistividad y tipo de agua.
Tabla 2.2, Potenciales de procesos de oxidación-reducción.
- Tabla 3.1, Rango usual de velocidades para los materiales geológicos.
Tabla 3.2, Módulos Elásticos Dinámicos y Relación de Poisson.
Tabla 3.3, Datos del Módulo Elástico y la Relación de Poisson para el cálculo de las deformaciones elásticas.
- Tabla 4.1, Propiedades eléctricas de los materiales geológicos.

Resumen

La prospección geofísica ha ganado un importante lugar para resolver diversos problemas asociados a definir las condiciones físicas y mecánicas de las estructuras geológicas del subsuelo; monitorear plumas de contaminación, evaluar propiedades mecánicas de los materiales geológicos, ubicar cavidades o contactos verticales que puedan poner en peligro una obra civil, asegurar las inversiones económicas; reconocer zonas de rellenos, entre otros.

En el área de la ingeniería civil, la prospección y las técnicas de prospección de mayor uso son: geoelectricidad, sismología, la gravimetría, la técnica del radar de penetración terrestre, y los registros geofísicos de pozos.

Por ello, este Documento Técnico trata de presentar los fundamentos teóricos y diversos casos prácticos de cada técnica, proporcionando a todos aquellos técnicos que tratan con este tipo de trabajos, las bases para una mejor comprensión, proposición y lo principal, obtener datos útiles para evaluar de manera cuantitativa los parámetros hidromecánicos.



Abstract

Despite the exploration geophysics has been getting more use between civil engineers solving many kind of problems related to the geological structures, map of pollution, evaluation of the physical and chemical properties of the geologic material, recognition of the landfill and economical risk assessment; there is just a few of publications showing the basics of the geophysical exploration.

The main geophysical techniques applied for civil engineer are: electrical (resistivity, induced polarization and self potential), refraction seismology, gravity, radar penetration test and well logging (radiometric and mechanical tools).

The main scope of these technical document is to provide the basics on theoretical aspects of these prospecting methods and show several examples of applications almost always maintain in mind to get enough information useful to understand the layers of the geological structure.



Resumen Ejecutivo

Los métodos geofísicos basan su aplicación en un fuerte contraste de las propiedades físicas de los materiales geológicos, entre las que se encuentran, densidad, potenciales naturales, permeabilidad magnética, potenciales REDOX, conductividad térmica, etc., y dependiendo de las condiciones físicas y morfológicas del sitio de estudio, se podrán aplicar diversas técnicas geofísicas para resolver un problema.

La geofísica aplicada nació de la necesidad de resolver problemas asociados a la detección de yacimientos de hidrocarburos y minerales del subsuelo. Conforme se fue desarrollando el arte del estado sólido de la electrónica y creciendo los conocimientos en las diferentes técnicas de prospección, se empleó en agua subterránea, estudio del interior de la Tierra y finalmente contribuyendo de manera substancial la ingeniería civil a través de ayudar en el reconocimiento y solución de problemas relacionados con la construcción de presas, carreteras, túneles, etc, así como en distritos de suelos y rocas que presentaban algún riesgo potencial para las obras.

Las herramientas de prospección geofísica de mayor uso en los proyectos básicos de ingeniería civil son: la prospección eléctrica, la prospección sísmológica, la técnica del radar de penetración terrestre, la prospección gravimétrica, y la testificación de pozos.

Se les ha dedicado a cada uno de estos métodos un capítulo, describiendo los fundamentos teóricos, y describiendo su aplicación en la solución de varios problemas propios de la ingeniería civil.

Al final de una lectura consciente de este documento, todos aquellos profesionales tales como ingenieros, geólogos, arquitectos y físicos relacionados de manera permanente o eventualmente con estos estudios, podrán contar con una visión objetiva para obtener de la información geofísica, datos útiles en las áreas de flujo de agua y transporte de contaminantes; parámetros mecánicos de resistencia y deformación; dinámica de suelos y rocas e información para realizar simulaciones numéricas de flujo e interacción suelo-cimiento-estructura.

Introducción

La exploración geofísica comprende una amplia gama de disciplinas entre las que se pueden mencionar: geología, física, química y electrónica.

La geología se encarga del estudio de la historia y desarrollo de la Tierra mediante la observación y estudio de las rocas.

La química es la ciencia que penetra en el conocimiento de las sustancias tanto en elementos como en compuestos, y las leyes que rigen sus combinaciones y reacciones.

Por su parte, la física es la ciencia que escudriña y define las propiedades de la materia y la energía.

Estas disciplinas se encuentran intrínsecamente relacionadas en la "Geofísica", pudiéndose dividir en dos grandes ramas:

GEOFÍSICA PURA, dedicada exclusivamente al estudio de la física de la Tierra sólida.

GEOFÍSICA APLICADA o EXPLORACIÓN GEOFÍSICA, Se puede considerar como el arte de aplicar las ciencias físicas al estudio de la estructura y composición de las diversas capas de la Tierra; es la que se dedica a la aplicación de los principios específicos en la investigación de los depósitos económicamente explotables, o en el conocimiento de las condiciones físicas del subsuelo en proyectos de cimentaciones de obras importantes.

1. Bases de los métodos geofísicos de exploración utilizados en la ingeniería civil

1.1 Historia de la geofísica de exploración y tendencias actuales

El desarrollo de la prospección geofísica data desde 2700 aC de manera indirecta hasta las contribuciones recientes de los países desarrollados, ejerciendo la percepción remota para los estudios de astrogeofísica, imágenes satelitales, y fotografías aéreas, entre otros.

A continuación se hace una breve historia de los métodos popularmente utilizados en la exploración geofísica.

1.1.1 Métodos Magnéticos

La literatura antigua China (2637 aC), indica que conocían una piedra “lodestone”, la cual se orientaba aproximadamente en dirección Norte-Sur. A la vez, los peregrinos habían descubierto en 1269 los “polos magnéticos” a los que llamaron “Norte” y “Sur”.

William Gilbert, físico, condujo varias investigaciones y experimentos con magnetos y cuerpos magnéticos; su gran aportación fue concebir a la Tierra como un imán gigante, un pensamiento muy avanzado para la época el cual plasmó en el libro “De Magnete”, en 1600.

Como método de exploración, probablemente comenzó en 1640, cuando la brújula fue utilizada como instrumento para detectar cuerpos sepultados de hierro.

1.1.2 Métodos Gravimétricos

Jean Richer en 1672, notó que el reloj de péndulo que había construido en París para marcar los segundos, perdía uno y medio a dos minutos al día cuando este se situaba en Cayenne, Francia.

Era sabido que el tiempo de desplazamiento de un péndulo simple es función de su longitud por la acción de la gravedad; entonces concluyó que si la longitud del péndulo no se alteraba, las variaciones en el tiempo se debían a que el campo gravitacional terrestre era diferente en París y en Cayenne.

Henry Cavendish y Eötvös, utilizando la balanza de torsión de Coulomb diseñada para estudiar los campos magnéticos y eléctricos, obtuvieron evidencia concreta acerca de las variaciones de la densidad a profundidad, en la corteza terrestre.

Las aplicaciones en la prospección petrolera comenzaron en 1914 con las investigaciones de E de Goyler, y la relación con las estructuras geológicas se deben a H V Boeckh, en 1917.

1.1.3 Métodos Eléctricos

Los primeros descubrimientos de que la Tierra actuaba como un conductor se deben en 1746 a Watson, quien notó una corriente errática que pasaba a través de dos electrodos hincados en el terreno y separado varios kilómetros, de igual manera observó que cuando se cerraba el circuito conectando cables, el flujo era diferente. Con anterioridad, en 1720, Gray y Wheeler habían realizado medidas de resistividad en rocas, tabulando sus resultados.

El uso comercial de los métodos eléctricos se debe a Marcel y Conrad Schlumberger en 1913. Durante la Primera Guerra Mundial lo aplicaron en la detección de minas y boyas marinas.

1.1.4 Método Sísmico

En 1761 John Michel publicó un escrito en el cual establecía que el movimiento del terreno producido por terremotos, se transmite a través de las vibraciones elásticas en la corteza terrestre; además, sugirió que de las observaciones sobre el tiempo de impacto en diferentes lugares, permitía determinar el lugar de origen del terremoto.

La técnica de refracción sísmica nació por parte de los geofísicos para localizar los domos salinos entre 1905 y 1906. En ese sentido L P Garrett condujo de manera exitosa este tipo de exploraciones.

1.1.5 Tendencias actuales

El desarrollo tecnológico y la necesidad de solucionar situaciones del medio físico han contribuido al crecimiento y diversificación de la geofísica aplicada. Se han creado aparatos más sensibles, con los que es posible detectar objetivos económicamente importantes localizados a profundidades diversas; los satélites que escudriñan la Tierra y los astros proporcionan información valiosa y detallada; el desarrollo de las técnicas del filtrado lineal y los elementos finitos hacen cada vez más poderosa la simulación numérica en la solución inversa.

Las aportaciones de la sismología de refracción para medir parámetros mecánicos elásticos en suelos y rocas, ha permitido la construcción de túneles, puentes y otro tipo de infraestructura de magnitud nacional.

Los incontenibles adelantos en el arte del estado sólido de la electrónica, y la refinación de transductores condujeron a aplicar la técnica del radar de penetración terrestre en el reconocimiento del subsuelo y estructuras, el estado que guardan

estas, así como detectar eventualidades geológicas que ponen en riesgo potencial una obra civil.

En la UPC de Barcelona, España se ha buscado integrar y relacionar en los últimos años las deformaciones no solamente a las cargas, sino también a las transformaciones por cambios químicos.

Sus formulaciones en cuanto a ecuaciones constitutivas están sumamente adelantadas, y sin duda lo lograrán con la prospección geofísica al integrar los métodos sísmico y eléctrico principalmente.

1.2 Factores que gobiernan la aplicación de la geofísica de exploración

Como se apuntó, la exploración geofísica es el arte de aplicar las ciencias físicas al estudio de la estructura, y composición de los materiales geológicos y recursos naturales (agua, petróleo, vapor, minerales) que representan un interés económico para el hombre.

La aplicación de las diversas técnicas geofísicas de exploración dependen fundamentalmente de la existencia en el subsuelo de cuerpos físicos, químicos o físico-químicos contrastantes.

Una limitación primordial en la aplicación de cualquier método es la carencia de un suficiente contraste de alguna propiedad física o química; las limitaciones son causadas directa o indirectamente por esto.

En la actualidad, en vez de decir que un instrumento no es suficientemente sensible o potente, se externa que los cuerpos en el subsuelo presentan un paupérrimo contraste en sus propiedades respecto al medio encajonante.

1.3 Objetivos de la geofísica aplicada

Los objetivos de la prospección geofísica, utilizando los contrastes y variaciones de las propiedades físico-químicas, son localizar en el subsuelo estratos (de rocas, tobas, suelos) que representen masas resistentes, y, que puedan soportar una obra civil; además de localizar yacimientos de: agua, petróleo, gas, vapor, y minerales de interés económico para el hombre; así como en el monitoreo de flujo y transporte de contaminantes; mapeo de eventualidades geológicas que representen un riesgo potencial para las obras civiles; mediante la percepción remota localizar yacimientos.

En astrogeofísica discernir acerca de los elementos y compuestos constitutivos de las estrellas y planetas.

1.4 Relación: señal-mensaje-ruido.

El explorador debe comprender y diferenciar perfectamente en la señal medida si está afectada por ruido. Se puede establecer la relación siguiente:

Señal = mensaje + ruido

Existen tres tipos de ruido que se pueden acoplar a la señal: instrumental, operador y geológico.

1.4.1 Instrumental

Por el desarrollo del arte del estado sólido de la electrónica, el ruido instrumental en la actualidad se puede considerar despreciable; solamente alguna descompostura podría provocarlo.

1.4.2 Operador

Puede ser introducido en las medidas a través de las brigadas de campo, o por descuido durante el levantamiento.

1.4.3 Geológico

Consiste a "*grosso modo*" en la contribución a la respuesta total, de las formaciones geológicas que no son de interés para el proyecto.

1.5 Métodos geofísicos y propiedades envueltas

Los métodos geofísicos de exploración pueden agruparse en cuatro tipos:

1.5.1 Activos

Es cuando se estimula el subsuelo por medios artificiales. Un ejemplo son los métodos eléctricos.

1.5.2 Pasivos

En este tipo se detectan las variaciones naturales de los campos más comunes: magnético, y telúrico.

1.5.3 Estáticos

En ellos se mide la variación espacial de un campo estático (no variante en el tiempo) como puede ser el campo gravitacional.

1.5.4 Dinámicos

Miden la variación espacial de los campo transitorios, como lo es el electromagnético.

1.6 Clasificación de los métodos de exploración

La tabla 1.1 muestra los métodos geofísicos de exploración, y las propiedades fundamentales asociadas en qué se sustenta su poder de resolución:

Tabla 1.1 Los Métodos Geofísicos de exploración.

Método	Campo de Fuerza	Propiedad Físico o Química
Magnético	campo de fuerza magnético	permeabilidad magnética
Gravimétrico	campo de fuerza gravífico	densidad, gravitrones
Eléctrico	campos eléctricos natural y artificial	potenciales REDOX, conductividad eléctrica
Sísmico	campo atificial creado por las ondas sísmicas	densidad, elasticidad
Radiométrico	radiación radioactiva	radioactividad, emisión de partículas eléctricas cargadas desde el núcleo de átomos de materiales radioactivos
Geotérmico	gradiente de temperatura terrestre	conductividad térmica
Geoquímico	asenso y descenso de soluciones	contenido de minerales de la tierra

Conocer las variaciones y relaciones entre las propiedades geofísicas descritas, permite resolver diversos problemas de ingeniería geológica, y en geología económica.

1.7 Estructuras geológicas y fundamentos de la geofísica de exploración

La selección de un método geofísico apropiado para una exploración depende de las características de las estructuras geológicas, y de las condiciones del terreno.

Las rocas sedimentarias marinas muestran estratificación y pliegues bien definidos, como son monoclinales, sinclinatorios, anticlinorios y domos; las rocas ígneas presentan una estratificación compleja, usualmente lentes, intrusiones e inter-

digitaciones difíciles de observar para la exploración geofísica, ya que ésta se basa en medios homogéneos, isótropos, horizontales, y de extensión infinita.

Los materiales granulares son más accesibles para su estudio, debido a los procesos de transporte y estratificación.

2. La prospección eléctrica: resistividad, polarización inducida y el potencial natural

La prospección eléctrica basa su aplicación en la fenomenología de conductividad eléctrica, y de los potenciales de oxidación-reducción (REDOX), por lo que ha sido una herramienta muy popular, y aplicada de manera exitosa por casi cien años.

La aplicación principal consiste en localizar cuerpos de materiales geológicos capaces de almacenar agua; zonas de agua caliente o vapor; estratos arcillosos encajonados por rocas, o más compactos; mapeo de contaminantes; demarcación de plumas de contaminantes, y localización de oquedades, entre otros.

A continuación se hace una breve descripción de los métodos eléctricos de mayor aplicación en la ingeniería civil.

2.1 Resistencia y resistividad

El circuito que aparece en la fig 2.1 es la representación eléctrica de un material geológico en corriente continua; en donde “C” es la capacitancia, la resistencia eléctrica “R” está definida por la Ley de Ohm según la expresión:

$$R=V/I \quad (2.1)$$

Siendo “V” la diferencia de potencial “V1-V2” en los bornes del circuito, e “ I ” la corriente que circulan en el circuito.

Al analizar la ec 2.1, se manifiesta que existe una relación lineal entre el voltaje V y la corriente I; la pendiente de la recta representa el valor de la resistencia eléctrica R, en unidades de ohms.

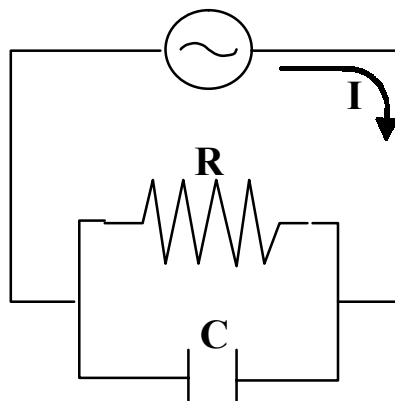


Fig 2.1. Circuito eléctrico en CC, que representa un material geológico

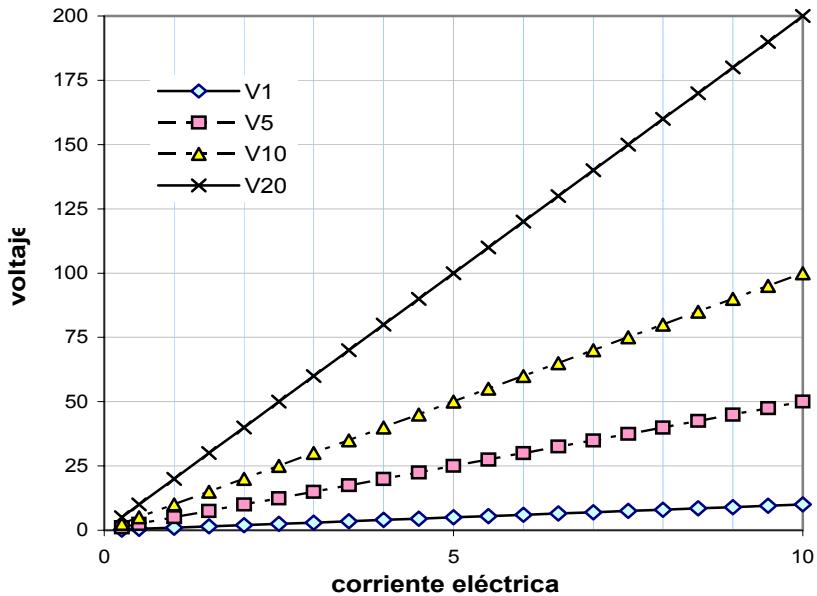


Fig 2.2. Representación gráfica de la variación de la resistencia eléctrica

Conforme a la fig 2.2, al aumentar la intensidad de corriente no varía el valor de la resistencia eléctrica "R", sino que solamente el voltaje se hace más intenso. Se puede especificar que la resistividad eléctrica de los materiales es única, y no varía con la fuente de excitación.

Los materiales presentan resistividades características (ρ) de acuerdo con su constitución, esto es que la resistividad se relaciona con la resistencia eléctrica "R", pero no es similar a ella; con objeto de entenderla se considera la muestra de un material cualquiera de forma geométrica definida según la fig 2.3.

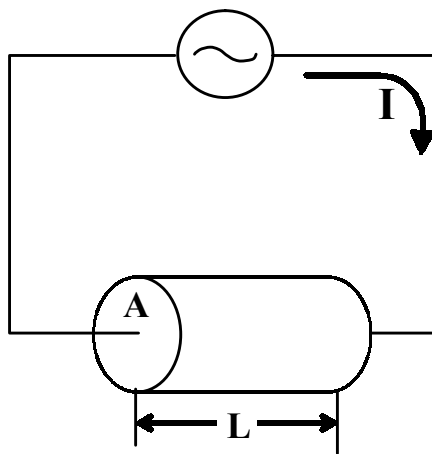


Fig 2.3. Material geológico de forma geométrica definida, sometido a una corriente eléctrica "I"

Si se aplica una diferencia de potencial ΔV , causará un flujo de corriente “I”, cuya resistencia eléctrica es proporcional a la longitud de la muestra e inversamente proporcional a la sección transversal. La resistividad característica (ρ) queda finalmente expresada como:

$$R = \rho(L/A) \quad (2.2)$$

La resistividad eléctrica característica “ ρ ” es una propiedad de Bulk o de volumen y es análoga a la densidad.

2.1.1 Resistividad de algunas formaciones geológicas

La resistividad de los materiales geológicos incluyendo el agua pueden variar desde unos cuantos ohms-metro hasta cientos de ellos por arriba o por abajo dependiendo de la alteración, fracturamiento, grado de saturación, iones en solución, temperatura, porosidad y compacidad.

La tabla 2.1 corresponde a los márgenes usuales de variación de diversos tipos de agua y de los materiales geológicos.

Tabla 2.1, variación de la resistividad y tipo de agua.

Rangos usuales de variación de resistividad de tipos de roca y agua		
material tipo	resistividad eléctrica (ohms-metro)	
agua de origen meteórico	30	1000
agua superficial en distritos de rocas ígneas	30	500
agua superficial en distritos de rocas sedimentarias	10	100
agua subterránea en distritos de rocas ígneas	30	150
agua subterránea en distritos de rocas sedimentarias	> 1	
agua de mar	= 0,2	
agua potable, 0.25% máximo de sólidos totales disueltos	> 1,8	
irrigación y almacenaje, 0.7% máximo de sólidos totales disueltos	> 0,7	

2.2 Potencial en un punto de un semiespacio homogéneo e isótropo

Considerando una fuente puntual “A”, situada en un plano que divide un perfecto aislador de extensión semi-infinita, isotrópico, homogéneo de resistividad “ ρ ” tal y como aparece en la fig 2.4 y recordando las ecs 2.1 y 2.2; se tiene que el potencial “V” en un punto de observación “M” quedando expresado como:

$$V(r) = \rho l / 2\pi r \quad (2.4)$$

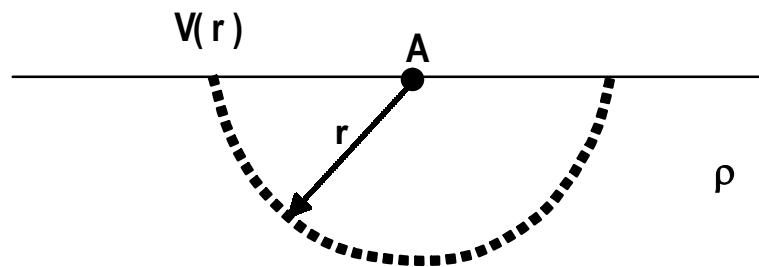


Fig 2.4. Semiespacio de resistividad “ ρ ”, fuente y punto de observación

Se observa que el potencial o función potencial, debido a una fuente puntual, en un punto de observación $V(M)$ es del tipo exponencial; conforme crece la distancia entre la fuente y el punto de observación, el potencial será cada vez más bajo, tendiendo a cero pero nunca llegando él, excepto en el aspecto matemático de límites. En la fig 2.5 se puede observar este comportamiento.

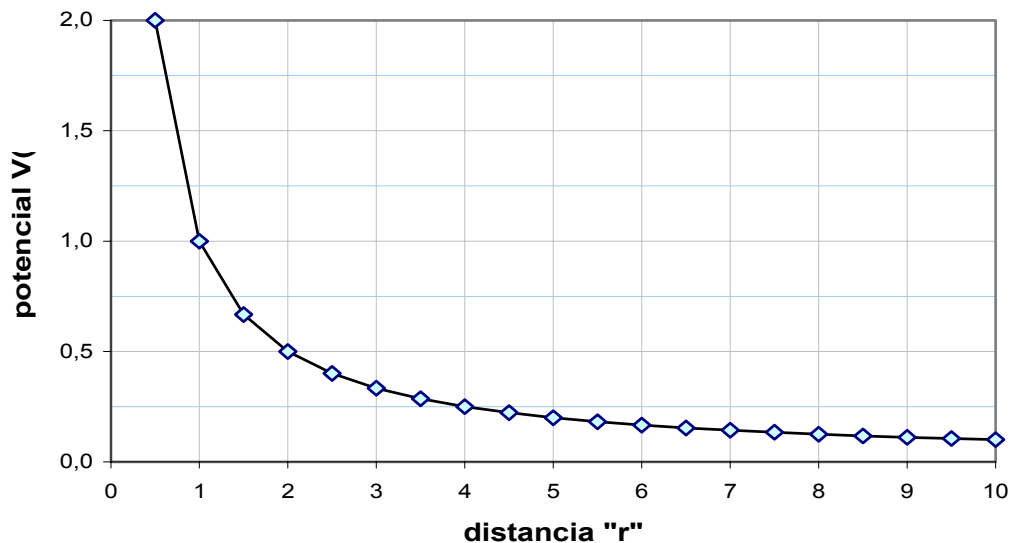


Fig 2.5 Comportamiento de la función potencial “V”

Considerando que existe una fuente y un sumidero a través de "A" y "B", y que los potenciales respecto a dos puntos conocidos como "M" y "N", son los electrodos de transmisión y recepción respectivamente tal y como se muestra en el cuadripolo de la fig 2.6, el potencial queda expresado como:

$$V (M,N) = \rho I / 2\pi r \{1/ AM - 1/AN - 1/BN + 1/BN\} \quad (2.5)$$

Los términos entre paréntesis definen el factor geométrico que depende del arreglo de electrodos utilizado.

Si se aplica la teoría de límites a la expresión 2.4 y se normaliza respecto a $I/2\pi r$, se tiene el siguiente comportamiento:

$$\begin{aligned} \text{Cuando } r \rightarrow 0, \quad V \rightarrow \infty, \text{ y} \\ r \rightarrow \infty, \quad V \rightarrow 0 \end{aligned}$$

El primer límite establece que el potencial tendrá un valor infinito cuando la distancia entre la fuente y el receptor crezca; mientras que el segundo indica que entre más alejados se encuentren la fuente y el punto de observación el valor del potencial será "0" desde el punto de vista matemático, pero físicamente con un valor muy pequeño.

En la técnica del Sondeo Eléctrico Vertical, el campo es función directa del valor de resistividad e inversa de "r".

En un medio estratificado, la profundidad de exploración depende primordialmente del contraste de resistividades, espaciamento de electrodos, y sensibilidad del aparato receptor.

Para los espaciamentos largos, el potencial tenderá a un valor pequeño, casi imperceptible para el receptor, pero el nivel del voltaje depende del control sobre la distancia entre los electrodos de recepción y transmisión, así como de la magnitud de la corriente, siempre y cuando se logre eliminar la resistencia de contacto.

2.3 Práctica de los métodos eléctricos

Existen dos tipos básicos de procedimiento de campo que se escogen de acuerdo con los objetivos de la exploración:

2.3.1 Técnica del sondeo de resistividad

El centro del arreglo del sondeo permanece fijo y el intervalo del espaciamento se cambia; por tanto, la profundidad de exploración se incrementa conforme aumenta la distancia entre los electrodos. En resumen, durante un sondeo se conoce la variación de la resistividad con la profundidad.

2.3.2 Técnica del perfilaje o calicateo

La práctica del perfilaje o calicateo obliga a mantener fijo el arreglo de electrodos en tanto que el centro del sondeo se cambia. La profundidad de exploración permanece constante, conociendo la variación horizontal de la resistividad.

Durante un sondeo y calicata se trata de medir la resistividad aparente de las distintas capas, como una función de la profundidad.

2.4 Arreglos de electrodos fundamentales

Para la práctica del sondeo eléctrico se emplean dos arreglos básicos: el Schlumberger y el Dipolo-Dipolo; ambos consisten de cuatro electrodos colineales y simétricos respecto a un centro "O". Los electrodos de corriente o emisión se denominan A y B, por su parte los de potencial o recepción son M y N.

2.4.1 Arreglo de electrodos Schlumberger

En el arreglo Schlumberger (fig 2.6) los electrodos "M" y "N" permanecen fijos mientras que los de corriente "A" y "B" se mueven paulatinamente incrementando la distancia AB, con esto la profundidad de exploración.

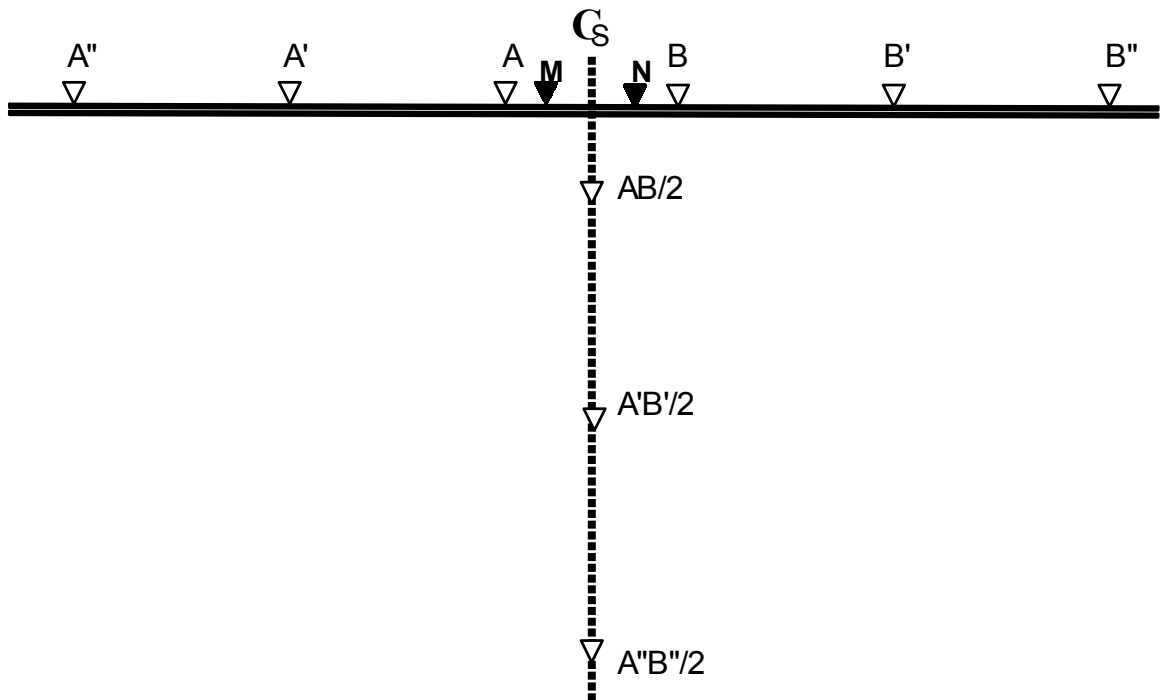


Fig 2.6. Arreglo de electrodos Schlumberger, técnica del sondeo

El arreglo debe de cumplir la relación $AB > 5MN$. La expresión para el cálculo de la resistividad aparente en el sondeo Schlumberger está dada por:

$$\rho_a = (V/I) \cdot 2\pi a \left\{ \left(\frac{L}{a} \right)^2 - 0.25 \right\} \quad (2.6)$$

Siendo : " ρ " la resistividad aparente (ohms-metro); " V " la diferencia de potencial medido en los electrodos " M " y " N "; " I " la corriente eléctrica a través de " A " y " B "; " L " es la distancia media entre " A " y " B "; " a " es la distancia entre " M " y " N " y " π " una constante conocida.

2.4.2 Arreglo de electrodos Dipolo-Dipolo

Cuando se requiere conocer la variación lateral de una Formación Geológica, la distribución de una pluma de contaminación, oquedades, contactos verticales, etc., se recurre a la técnica del perfilaje o calicateo; el arreglo universal para esta mitología es el Dipolo-Dipolo (fig 2.7); existen algunas variantes que se utilizan conforme las condiciones del terreno y premura.

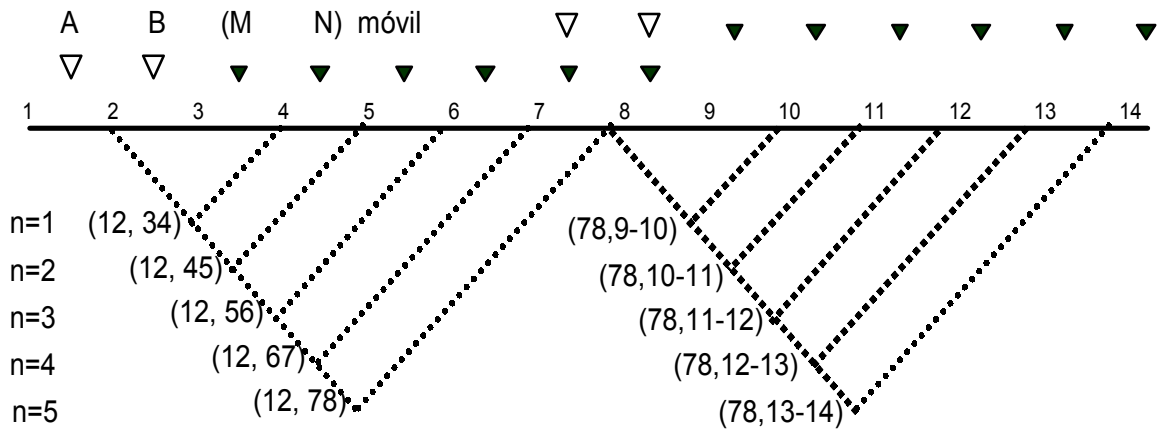


Fig 2.7. Arreglo de electrodos Dipolo-Dipolo, técnicas del sondeo y perfilaje

El arreglo Dipolo-Dipolo consta de cuatro electrodos alineados agrupados en dos dipolos denominados: los de potencial y los de corriente, la distancia que los separa se conoce como " x ", y la profundidad la van dando los submúltiplos " n ", siendo un número entero.

La expresión para el cálculo de la resistividad empleando el arreglo Dipolo-Dipolo es:

$$\rho_a = (V/I) \cdot (2\pi x \left\{ \frac{1}{1/n - 2/(n+1)} + \frac{1}{(n+2)} \right\}) \quad (2.7)$$

Donde " x " es el espacio entre dipolos, y " n " los múltiplos enteros de x .

2.4.3 Representación de datos y asignación de magnitudes medidas

Una vez que se calculó la resistividad aparente con las expresiones 2.6 y 2.7, los datos se grafican en escala bi-logarítmica con objeto de obtener las “curvas de resistividad aparente”, donde la morfología de la curva indicará si los datos son congruentes o no, o si representan un medio estratificado o complejo, así como el número de estratos.

En la gráfica bilogarítmica, el eje de las abcisas representa la profundidad teórica de exploración; esto es “ $L=AB/2$ ” o “ nx ”, dependiendo si es el sondeo o las calicatas; mientras que para cualquier caso el eje de las ordenadas corresponde a las resistividades aparentes (fig 2.7).

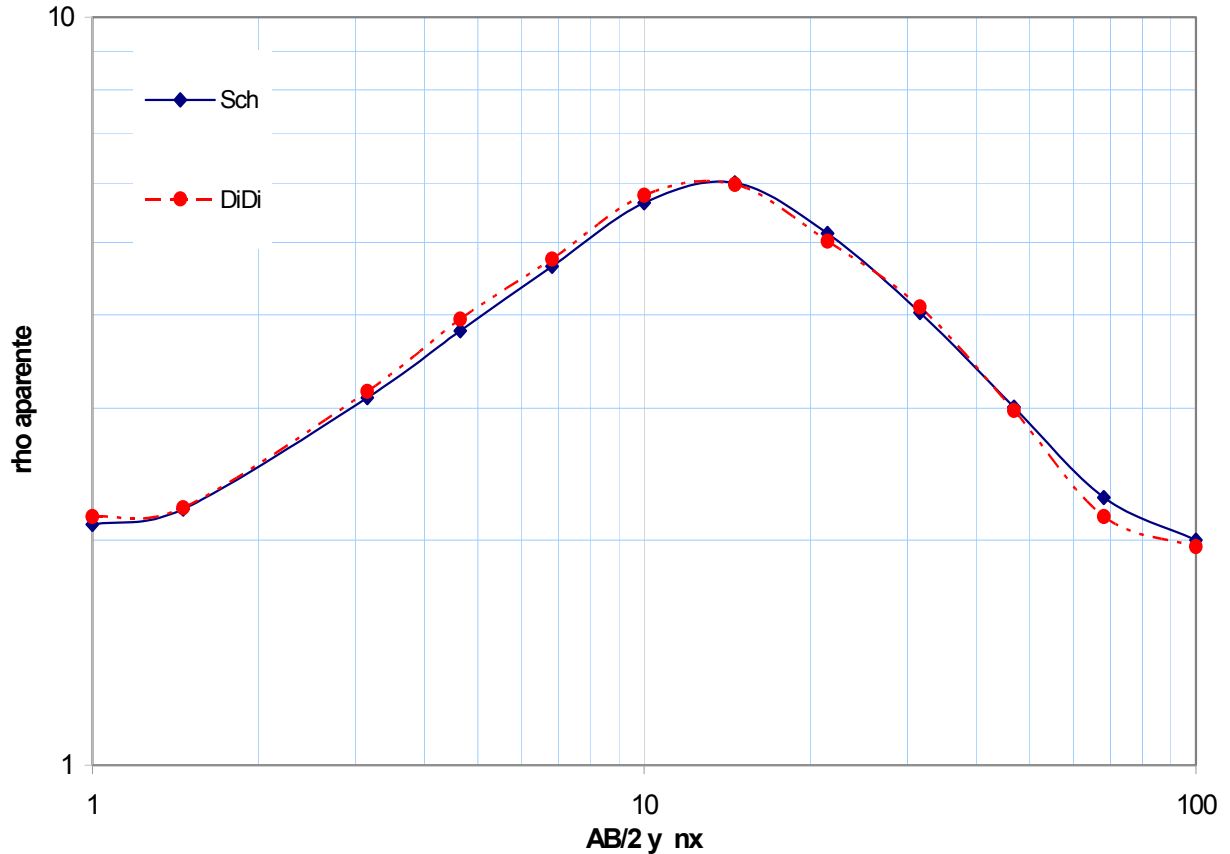


Fig 2.7. Trazo de las curvas de resistividad aparente para los arreglos Schlumberger y Dipolo-Dipolo

2.4.4 Interpretación cualitativa y cuantitativa

Al interpretar los datos de resistividad aparente se obtiene información de las estructuras del subsuelo y de sus características físicoquímicas, definiendo las condiciones del medio geológico.

Los métodos de interpretación se pueden dividir en: el cualitativo o empírico y el cuantitativo.

2.4.4.1 Interpretación cualitativa

Tiene por objeto obtener una primera idea o aproximación de la distribución de las estructuras geológicas en el subsuelo; no se determinan valores absolutos, sino únicamente relaciones o rangos, y tendencias de las líneas de igual magnitud, las que representan fallas, escalones, oquedades, etc. Se construyen mapas o secciones de igual valor de magnitudes, ya sea resistividad, polarización o potencial natural.

2.4.4.2 Interpretación cuantitativa

Consiste en evaluar la profundidad, espesor, resistividad y polarización verdaderos para cada estrato interpretando mediante la técnica del filtrado, desarrollada principalmente por D Gosh (1971), y O Koefoed (1979).

Un corte geoelectrico está compuesto por pares formados de espesor y resistividades características o verdaderas; tantos pares como estratos; la última capa, solamente se representa por su resistividad característica; la profundidad se extiende más allá de la apertura de electrodos máxima que puede ser "AB/2" o "nx", ya que en este intervalo no hubo un contraste de resistividades o polarización que marque el espesor.

Axel Zодhy, entre 1974 y 1975, hizo la optimización de la interpretación de los sondeos formulando el proceso, que involucra dos pasos para cada espaciamento de electrodos AB/2, nx, etc; en seguida se convoluciona la función Kernel obtenida con el filtro de Gosh del arreglo en cuestión, para tener finalmente la curva de resistividad aparente:

$$\rho = \sum_{j=3}^5 bT(x)_{m-j} \quad (2.8)$$

Siendo "b" los coeficientes del filtro de Gosh, y $T(x)_{m-j}$ la función Kernel discreta.

En el Anexo 1 se presenta el listado del programa para la solución directa e inversa de la ecuación anterior, por cortesía de Bison Instruments, Inc.

2.5 El principio de equivalencia y de superposición de capas

La anisotropía (variación lateral y vertical de la resistividad) es un sinónimo de error, y de inestabilidad en las medidas de los sondeos eléctricos verticales donde pequeños cambios en los valores de los espesores o resistividades puede ocasionar interpretaciones raras, totalmente alejadas de la realidad.

La ambigüedad en los sondeos eléctricos verticales se “mide” a través de dos formas, conocidas como:

- Principio de Equivalencia
- Principio de Superposición

Para los dos casos anteriores, la dificultad estriba en determinar con precisión las características de las capas cuyos espesores son pequeños, comparados con su profundidad.

2.5.1 Principio de Equivalencia

Una capa de resistividad alta (ρ) encajonada por aquellas de menor resistividad se manifiesta a través de su “resistencia eléctrica transversal”, que equivale al producto de su resistividad por su espesor, como se observa en la figa 2.8, donde los cuatro casos tienen valores de resistencia transversal muy cercanos, pero equivalen a cortes geoelectrónicos diferentes.

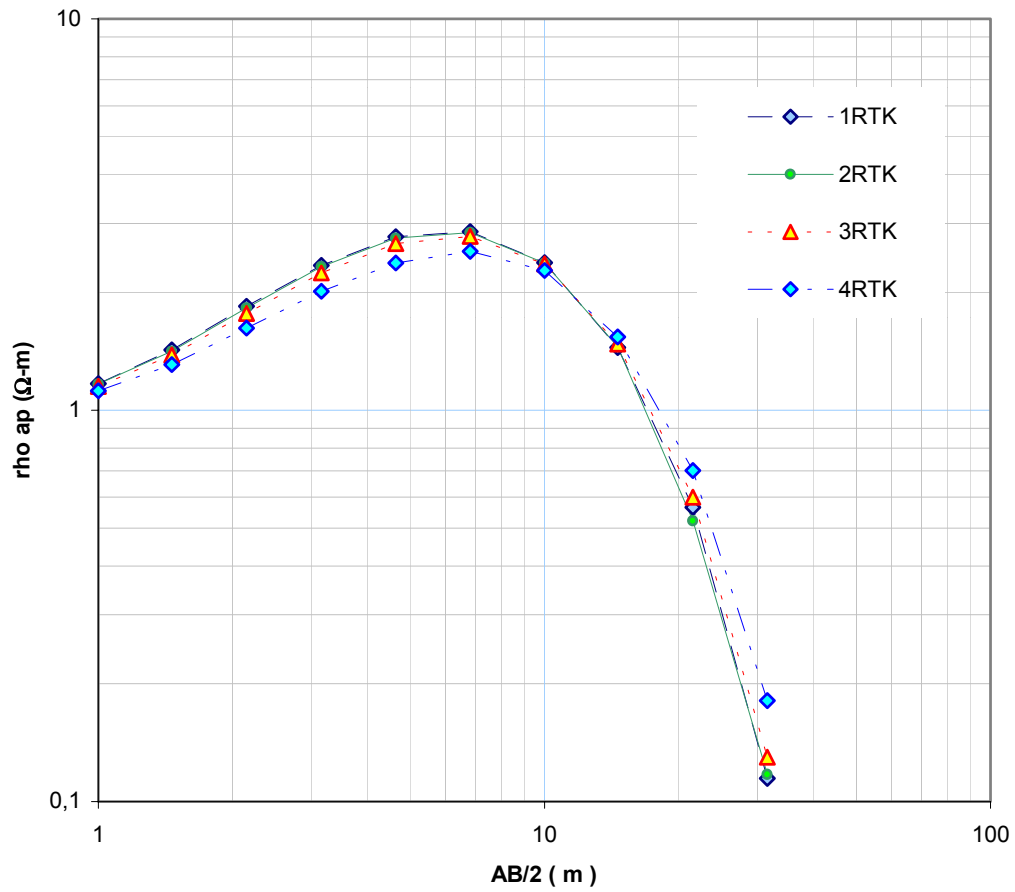
De manera recíproca, una capa conductora confinada por dos resistentes, se manifiesta a través de su conductancia longitudinal; que es el producto de la conductividad de la capa ($1/\rho$) por su espesor.

La fig 2.9 representa cuatro capas conductoras diferentes encajonadas por capas resistentes; la conductancia longitudinal es prácticamente la misma.

2.5.2 Principio de Superposición

Este principio se relaciona con aquellas capas confinadas que no ejercen influencia sobre las curvas de la resistividad debido a que no tienen suficiente espesor..

Cuando el espesor de la capa intermedia comienza a crecer, ésta comienza a afectar la curva de resistividad; pero antes que se pueda notar, su efecto queda enmascarado por los cambios en el espesor, o resistividad de las capas encajonantes, como se muestra en la fig 2.10.



1RTK	2RTK	3RTK	4RTK
$\rho=1$ $h=1$	$\rho=1$ $h=1$	$\rho=1$ $h=1$	$\rho=1$ $h=1$
$\rho=40$ $h=0,5$	$\rho=20$ $h=1$	$\rho=10$ $h=2$	$\rho=5$ $h=4$
$\rho=0,01$	$\rho=0,01$	$\rho=0,01$	$\rho=0,01$

Fig 2.8. Cuatro casos de “resistencia transversal”

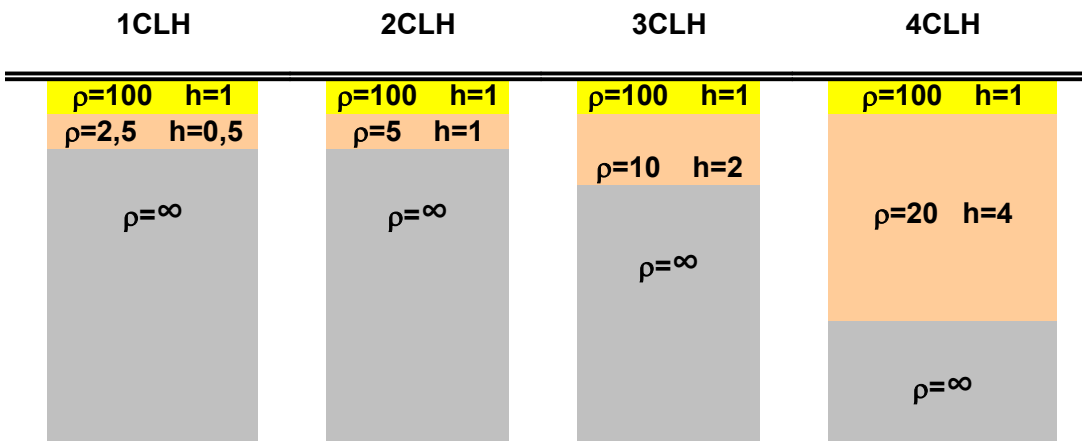
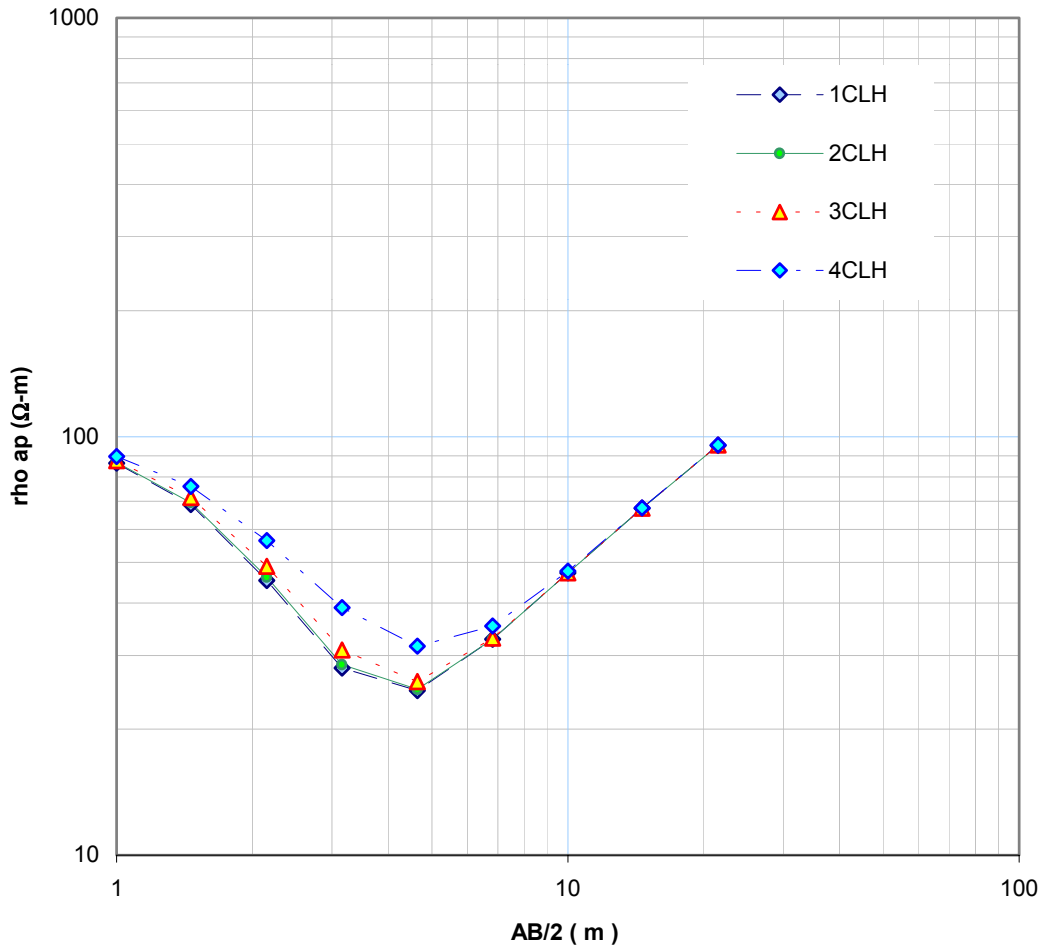
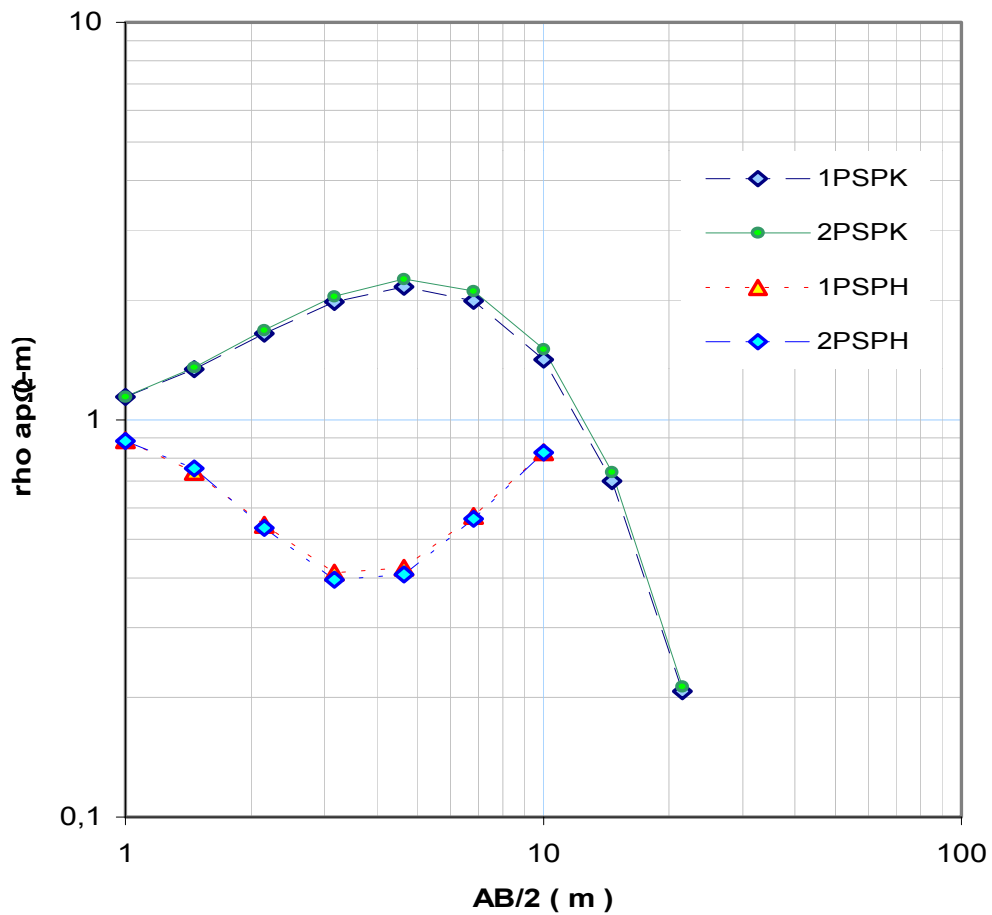


Fig 2.9. Cuatro casos de “conductancia longitudinal” semejantes



1PSPK		2PSPK		1PSPH		2PSPH	
$\rho=1$	$h=1$	$\rho=1$	$h=1$	$\rho=1$	$h=1$	$\rho=1$	$h=1$
$\rho=9$	$h=1$	$\rho=9$	$h=1,4$	$\rho=1/9$	$h=1$	$\rho=1/9$	$h=1,33$
$\rho=1$	$h=3$	$\rho=0,01$		$\rho=1$	$h=3$	$\rho=\infty$	
$\rho=0,01$				$\rho=\infty$			

Fig 2.10. Principio de Superposición

2.6 La Resistividad Media Cuadrática

Desafortunadamente, la ecuación que gobierna el flujo de corriente en un medio estratificado no cumple con el Teorema de Unicidad, esto es que un corte geoelectrico está representado por una única curva de resistividad aparente; sin embargo una curva de resistividad aparente como las que se obtienen en campo pueden ser interpretadas por enésimos cortes litológicos. Si no hay un control geológico de las mediciones, se presenta el problema de la ambigüedad en la interpretación. Barnes (1970) y Hernández M G, (1983) asumieron el medio como un tensor de resistividades y la descompusieron en tres componentes básicas:

- Resistencias en serie
- Resistencias en paralelo
- Resistividad media cuadrática o natural

Si se hace el análisis para el caso mas sencillo en el arreglo de electrodos Schlumberger, se recordará en la ec 2.6 que:

$$\rho_a = (V/I) \cdot 2\pi a \{ (L/a)^2 - .25 \}$$

En el que V/I representa la resistencia, y lo demás es un factor geométrico (k) que depende de la posición de los electrodos.

En la ejecución de un sondeo eléctrico vertical, la estación inicial de medida es relativamente pequeña y se puede considerar que la resistividad aparente es igual a la resistividad característica del medio.

La segunda estación de medida corresponde a una abertura mayor de los electrodos de corriente y la lectura de R es generalmente menor que la primera posición (fig 2.5).

El intervalo de cada una de estas zonas geoelectricas será de la siguiente forma: para la primera " k_1 ", y para la segunda " $k_2 - k_1$ "; los subíndices 1 y 2 indican la estación de medida de los electrodos.

Estas zonas con resistencias características diferentes pueden estimarse como un sistema de resistencias conectadas en serie y paralelo; la resistencia de cada zona geoelectrica se considera con valor medio geométrico; así, tomando únicamente las resistencias en paralelo, se tiene:

$$1/R_{12} = 1/R_1 + 1/R_2; \quad (2.9)$$

R_{2p} es la resistencia característica de la segunda zona, cuyo valor es:

$$R_{2p} = (R_1 R_2) / (R_1 - R_2) \quad (2.10)$$

Según Barnes, la resistencia equivalente en serie fue dada por Hernández M., como:

$$R_{12} = R_1 + R_2 \quad (2.11)$$

De igual manera sucede siendo R_{2s} la resistencia característica de las dos zonas. La resistencia media característica, R_{mc} , de cada zona valdrá:

$$R_{mc} = (R_{2p} / R_{2s})^{1/2} \quad (2.12)$$

En medios estratificados, el espesor “E” puede deducirse de la curva de Dark Zarrouk, con las resistividades medias calculadas.

En el disco del Anexo 1, se presenta el programa ejecutable para el cálculo de las resistividades medias cuadráticas tanto para el arreglo de Electrodo Shlumberger como Dipolo-Dipolo.

2.7 El efecto “skin” en la exploración eléctrica

En la actualidad se emplean los equipos de corriente alterna para la realización de medidas de resistividad en corriente continua, y la interpretación se efectúa en el dominio de la CC.

Las corrientes alternas (Dominio de Frecuencia o Tiempo) se amortiguan con la profundidad más rápido que la directa debido al “efecto skin”, haciéndose más notable cuanto más alta es la frecuencia de operación, y más alta la conductividad del medio.

Esto hace que en formaciones homogéneas de baja resistividad tales como arcillas, evaporitas, depósitos del tipo lacustre, termalismo, margas etc, la curva de resistividad aparente ascienda a partir de un valor relativamente pequeño de espaciamiento, indicando la presencia de un estrato resistivo o conductor que no existe en realidad a esa profundidad.

La fig 2.11 es un ejemplo de un SEV influenciado por el efecto skin para un estrato conductor que lo torna resistivo y pendientes mayores de 45°.

2.8 La profundidad de exploración en la prospección eléctrica

La profundidad de investigación en cualquier método de resistividad en corriente continua la definió H Evjen, como la profundidad a la cual una delgada capa horizontal y paralela a la superficie del terreno contribuye a la máxima cantidad deseada medible en la superficie del suelo.

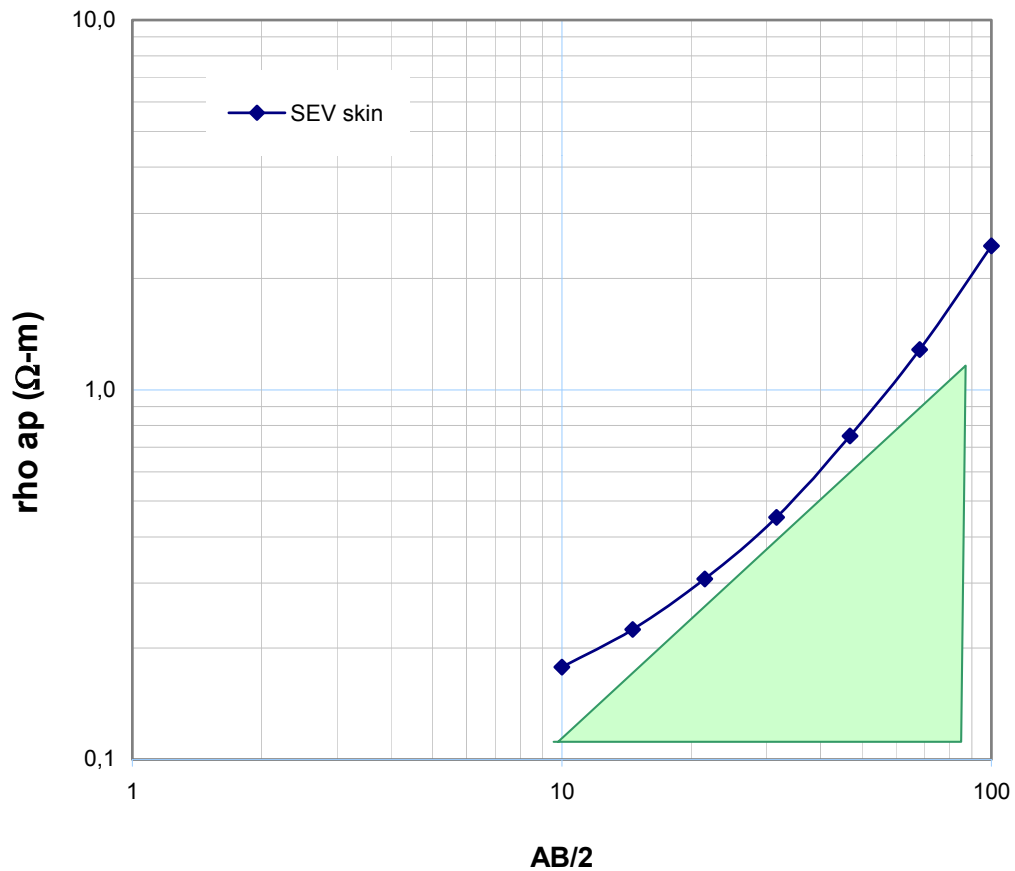


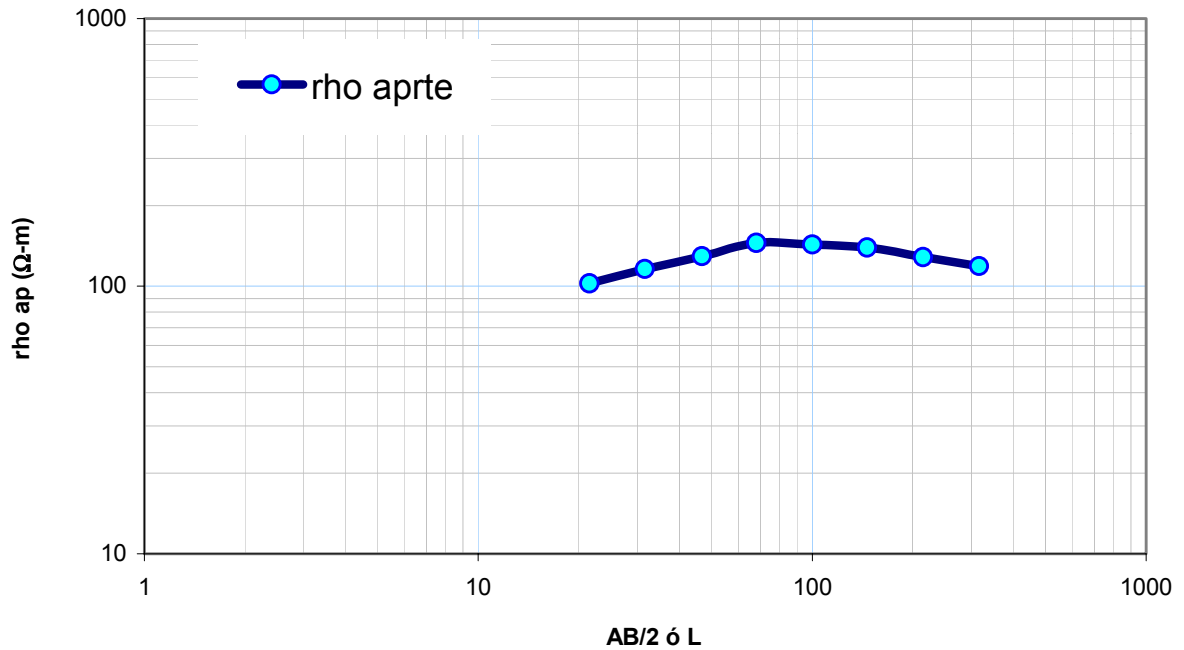
Fig 2.11. Efecto “skin” en una curva de resistividad aparente

La profundidad de exploración no depende de la potencia de un equipo o de su sensibilidad; depende básicamente de un fuerte contraste en las propiedades eléctricas. E Orrellana (1966) establece que lo importante en un equipo transmisor **son los amperios que se puedan inyectar al terreno y no los kilovatios.**

Por ejemplo, si el generador es de 500 Voltios de salida y la resistencia de contacto entre los electrodos y el terreno es de 500 ohms, la intensidad de corriente máxima que se puede poner en el subsuelo es de 1 Amperio, independientemente que el generador sea de 10, 20, 100 o 1000 kilowatts. En resumen; **no importa la potencia del generador; lo principal es cuanta corriente deja pasar la resistencia de contacto.**

Para garantizar la buena ejecución de una campaña geoelectrica es mejor asegurarse que el receptor sea de excelente calidad, alta impedancia de entrada, buena sensibilidad, acondicionado con filtros para erradicar los ruidos telúricos, culturales, etc.

En la fig 2.12 se aprecian curvas de resistividad aparente en las que la corriente máxima inyectada fue de 2 miliamperios; se realizaron las perforaciones resultando el corte geoelectrico muy apegado a la estratigrafía interpretada por el geólogo.



L m	a m	Factor Geom	ΔV mv	I ma	rho aparente Ω -m
21,5	17	144,1	1,422	2	102,5
31,6	17	342,4	0,676	2	115,8
46,8	17	782,8	0,330	2	129,3
68,1	17	1687,4	0,172	2	145,2
100,0	17	3669,3	0,078	2	143,1
146,0	17	7851,7	0,036	2	139,5
215,0	17	17058,1	0,015	2	128,5
316,0	17	36880,1	0,006	2	118,5

Fig 2.12. Curva de resistividad aparente inyectando 2 ma de corriente

2.9 El fenómeno del potencial natural

El fenómeno electro-químico que regula la dirección, rapidez y productos finales de las reacciones orgánicas e inorgánicas, son los procesos REDOX (reducción-oxidación), dependientes fundamentalmente de la disponibilidad de los iones de Hidrógeno (H) y de los electrones (e⁻).

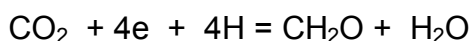
La oxidación es la pérdida o donación de electrones de una sustancia, mientras que la Reducción es la ganancia o aceptación de electrones. Los procesos REDOX siempre van apareados ya que no puede existir un donador de electrones sin que exista el aceptor.

Pese a que es limitado el número de elementos que intervienen en el cambio electrónico, no dejan de ser importantes al estar incluidos el Carbón (C), Nitrógeno (N) y Azufre (S). Los procesos de oxidación-reducción son esenciales en el desarrollo y decaimiento de los organismos vivientes, líquidos y sistemas minerales.

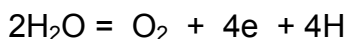
El Oxígeno es el principal elemento oxidante o aceptor de electrones en la naturaleza, convirtiéndolo en un regulador de electrones. La disponibilidad de electrones es abundante en los suelos aeróbicos, dejando en segundo plano al ión Hidrógeno.

Las condiciones anaeróbicas (falta de Oxígeno) incrementan la concentración de iones reducidos, tales como CO₂ y H₂CO₃, y otros ácidos orgánicos que regulan el pH; estos iones son indeseables para el subsuelo.

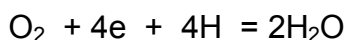
En la fotosíntesis el Oxígeno es el donador y el Carbón el aceptor, en el proceso se muta el estado de oxidación del C para formar un carbohidrato (CH₂O), de la siguiente forma:



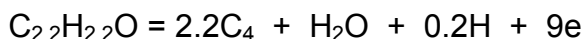
La oxidación de la reacción consiste en la pérdida de electrones por parte del O₄ en el agua para convertir el O₄ en O₈ de manera que:



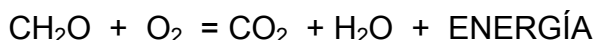
Los vegetales y organismos superiores son capaces de utilizar el Oxígeno únicamente como aceptores; a su vez los microorganismos del subsuelo utilizan los estados oxidados de Nitrógeno, Azufre, Fierro y Manganeso de la manera siguiente:



La reacción química para la oxidación de la materia orgánica en el subsuelo es:



La ecuación global de la oxidación de la materia orgánica es:

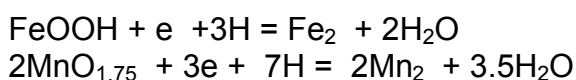


Otros donadores de electrones además del carbohidrato son los grupos amino (-NH), el sulfhídrico (-SH), y los iones de amino de la materia orgánica.

La descomposición de la materia orgánica en suelos afectados por fuga de gas o presencia de diesel, gasolina, grasas, depósitos de desechos orgánicos y sólidos (basureros) incrementan la actividad microbiana; ambiente propicio para una demanda alta de Oxígeno.

La difusión del Oxígeno es tan lenta que provoca la fermentación, liberándose CO_2 y CH_4 , también ácidos orgánicos de olor pútrido y aldehídos, productos de una reacción de reducción.

La hojarasca de hierro y nódulos de manganeso observados por medio del video-grabación del interior de pozos, provienen de las siguientes reacciones:



La capacidad de los elementos químicos para donar o aceptar electrones se mide por su potencial de electrodo. La tabla 2.2 contiene los potenciales de reducción (electrodo).

Tabla 2.2, Potenciales de procesos de oxidación-reducción

Elemento o compuesto	Eh (voltios)
$\text{F}_2 + 2\text{e} = 2\text{F}^-$	2.87
$\text{Cl}_2 + 2\text{e} = 2\text{Cl}^-$	1.36
$\text{NO}_3^- + 6\text{H} + 5\text{e} = 1/2\text{N}_2 + 3\text{H}_2\text{O}$	1.23
$\text{O}_2 + 4\text{H} + 4\text{e} = 2\text{H}_2\text{O}$	1.23
$\text{NO}_3 + 6\text{H} + 2\text{e} = \text{NO}_2 + \text{H}_2\text{O}$	0.85
$\text{Fe} + \text{e} = \text{Fe}$	0.77
$\text{SO}_4 = 10\text{H} + 8\text{e} = \text{H}_2\text{S} + 4\text{H}_2\text{O}$	0.31
$\text{CO}_2 + 4\text{H} + 4\text{e} = \text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$	0.21
$\text{N}_2 + 6\text{H} + 6\text{e} = 2\text{NH}_3$	0.09
$2\text{H} + 2\text{e} = \text{H}_2$	0.00
$\text{Fe} + 2\text{e} = \text{Fe}$	-0.44
$\text{Zn} + 2\text{e} = \text{Zn}$	-0.76
$\text{Al} + 3\text{e} = \text{Al}$	-1.66
$\text{Mg} + 2\text{e} = \text{Mg}$	-2.37
$\text{Na} + \text{e} = \text{Na}$	-2.81
$\text{Ca} + 2\text{e} = \text{Ca}$	-2.87
$\text{K} + \text{e} = \text{K}$	-2.92

Los valores altos indican que los iones de la izquierda de la reacción aceptan electrones de manera rápida (agentes oxidantes). Las magnitudes bajas de potencial significan que los iones y elementos del lado izquierdo ceden electrones, convirtiéndolos en agentes reductores. Los metales comunes se manifiestan como inestables, y fácilmente corrosibles.

La energía eléctrica liberada por los procesos de oxidación-reducción en las reacciones expresadas en la tabla 2.2, constituye una fuerza electromotriz (fem) comparable a la de una "pila eléctrica" sepultada, fig 2.13.

Se aprecian las zonas de oxidación y reducción; el cuerpo anómalo se comporta como una pila eléctrica al generar una baja intensidad de corriente, debido a la donación y adsorción de electrones en el medio.

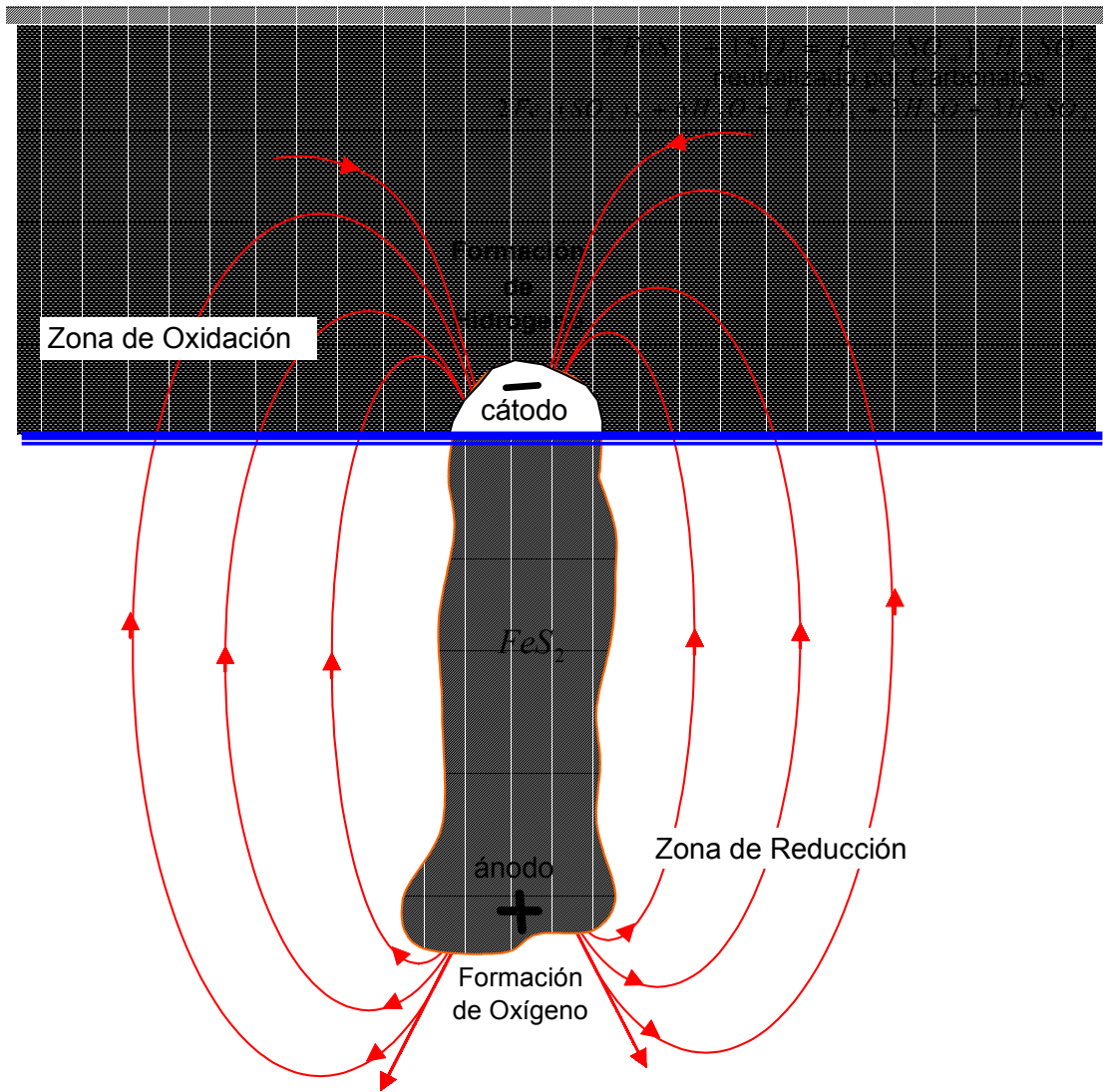


Fig 2.13. Mecanismo del potencial natural en zonas de alteración

Los fenómenos electroquímicos en el subsuelo pueden asociarse a procesos de intercambio de cargas que se dan cita en las regiones interfaciales entre fases líquidas y sólidas. La sólida corresponde a partículas minerales metálicas o no, y la líquida a una disolución, o electrolito

Las corrientes eléctricas provocadas por las zonas de alteración generan distribuciones de potencial de electrodo, asociadas a la geometría del cuerpo que las produce y son fácilmente mesurables en superficie.

2.10 Método del potencial natural (SP)

Como se apuntó, el potencial natural tiene su origen en los fenómenos electroquímicos asociados a los potenciales REDOX, y se aprovecha esta fenomenología para mapear en superficie los materiales geológicos, y condiciones ambientales con fines de ingeniería.

Existen dos clasificaciones para el potencial natural, la primera es el potencial de fondo, y el segundo es el de Mineralización. El potencial de interés en geohidrología e ingeniería civil es el de Fondo, pues es un indicador de la presencia de agua o agentes contaminantes en el subsuelo. Los principales mecanismos que originan potenciales de fondo son:

- Contacto entre electrolitos de diferente densidad
- Actividad bioeléctrica
- Potenciales de difusión. Se presentan cuando en los poros y fracturas entran en contacto electrolitos diferentes, o un mismo electrolito pero con una diferencia en su concentración. Un ejemplo claro de este potencial es el observado en los registros eléctricos de pozos
- Electrofiltración. Conrad Schlumberger lo llamó electrofiltración, y es el campo eléctrico producido por el ascenso de electrolitos en los poros del suelo y rocas. Las soluciones son las que pueden corroer en campo las estructuras de concreto y acero; principalmente se presentan en las zonas costeras
- Potenciales variables con el tiempo y la temperatura

Los potenciales de mineralización son de gran interés en la minería, y siempre son de signo negativos; demarcan la zona donde se encuentran sulfuros diseminados, diques mineralizados, halos de alteración, etc.

El equipo para los levantamientos de potencial natural consiste en un potenciómetro de alta impedancia de entrada, cables, electrodos impolarizables tales como las tazas de porcelana, conteniendo una solución de sulfato de Cobre.

2.10.1 Procedimiento de campo

Existen dos técnicas para las mediciones del potencial natural: una es la de los potenciales, y la otra la de gradientes.

El Método de Potenciales consiste en evaluar directamente la diferencia de potencial en estaciones respecto a un punto de referencia (fig 2.14) y realizar la configuración.

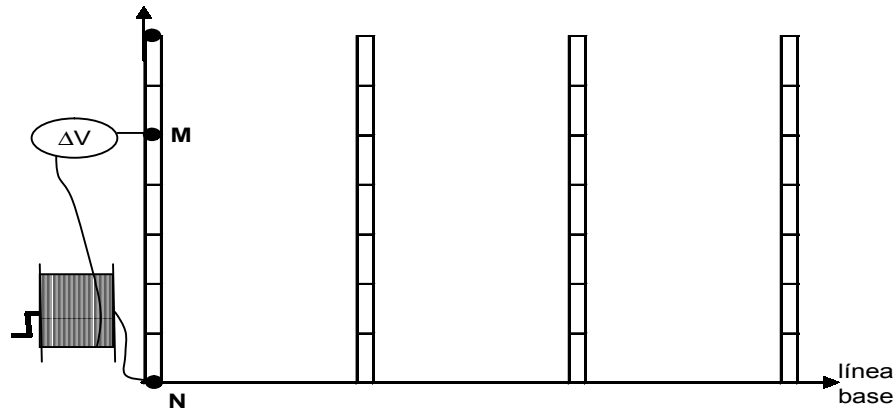


Fig 2.14. Método de Potenciales para medir el SP

El Método de Gradientes mide la diferencia de potencial sucesivamente entre dos estacas contiguas al perfil; siempre se debe conservar la posición de los electrodos con objeto de evitar errores por cambios de signo al tomar la referencia de electrodo, y no por alguna anomalía de campo. La fig 2.15 muestra la técnica.

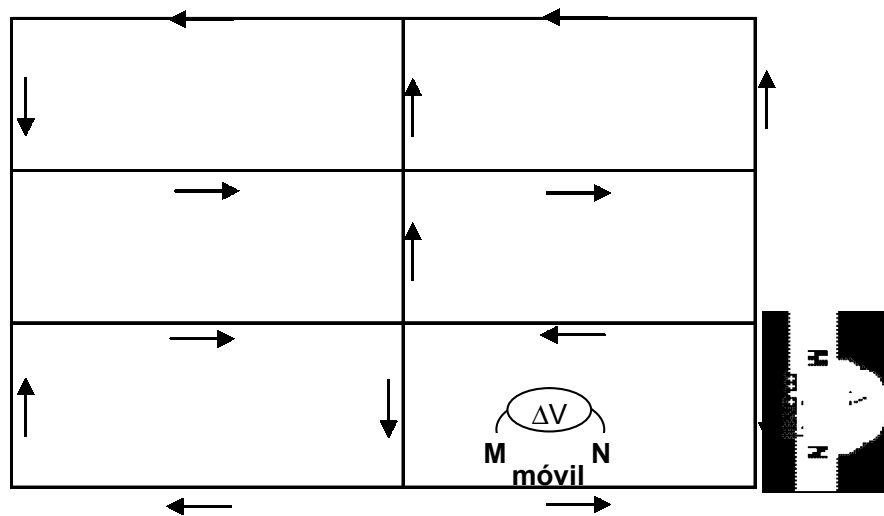


Fig 2.15. Método de Gradientes para medir el SP

2.11 La técnica de Polarización Inducida

Los materiales que conforman el subsuelo consisten en minerales metálicos y no metálicos que independiente al tipo, provocan con su presencia efectos de polarización inducida.

La aplicación de la polarización inducida en la ingeniería civil es básica porque desde la superficie del suelo, y previo a un programa de perforación, es factible distinguir la presencia de cuerpos de arcilla confinados por arenas, gravas o roca, inclusive es posible decir si es muy consistente.

En la fig 2.16 aparece la representación físico y química de un medio geológico.

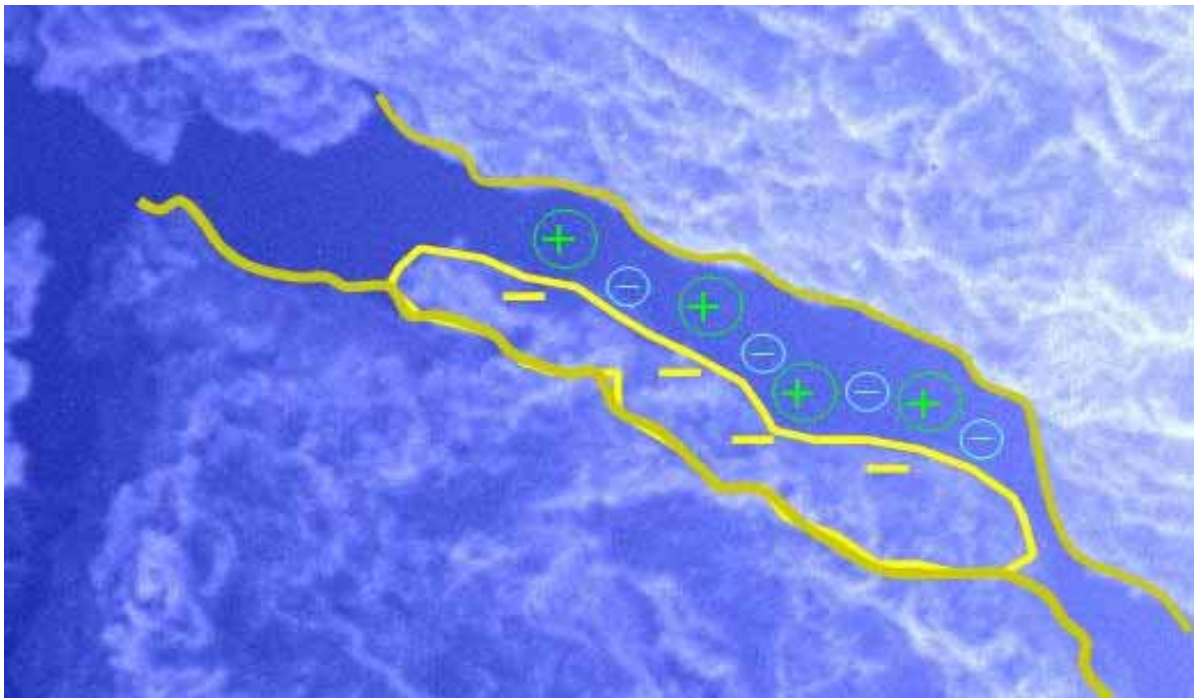


Fig 2.16. Esquema físico y químico representativo de un medio geológico

2.11.1 Causas de la polarización inducida

Solamente dos tipos de polarización se han reconocido: la de Electrodo (PE) y la de Membrana (PM).

La polarización de electrodo se produce cuando entran en contacto partículas minerales y un electrolito; en la interfase, se desarrolla una doble capa electroquímica que se comporta símil a un condensador, el cual almacena energía (fig 2.17).

La conducción iónica en el electrolito cambia a electrónica en el electrodo (partícula mineral). Las anomalías debidas a la polarización de electrodo son de gran interés en minería.

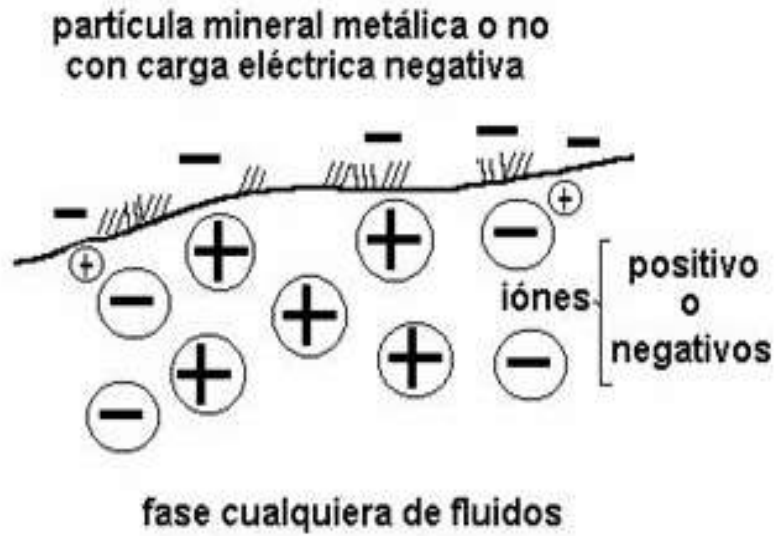


Fig 2.17. La polarización de electrodo

La polarización de membrana constituye el potencial de fondo, o la polarización normal del medio, y, se puede observar aun en ausencia de conductores minerales.

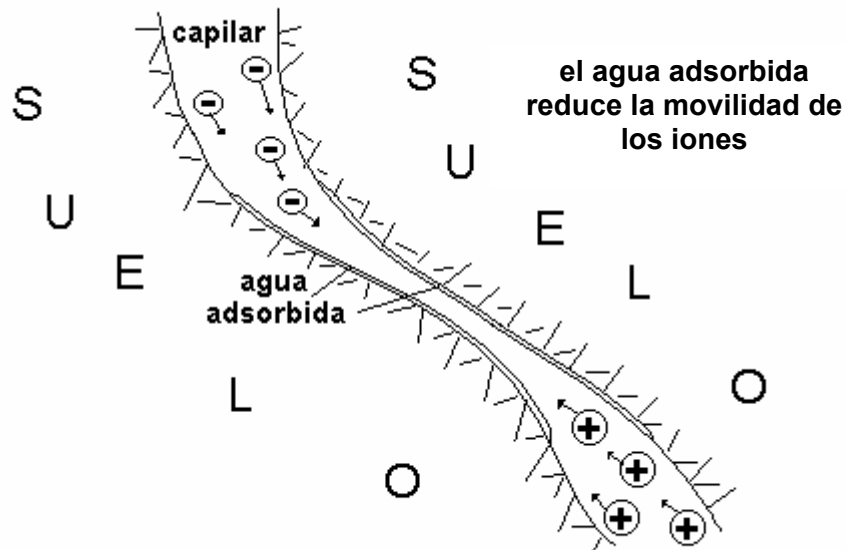


Fig 2.18. La polarización de membrana

Este fenómeno se debe principalmente a la presencia de arcillas. La fig 2.18 ilustra de manera esquemática este tipo de polarización.

2.11.2 Modelo físico del sistema

El esquema de la fig 2.16 tiene una representación física a través de un circuito eléctrico, con el que se puede conocer su comportamiento ante la excitación con un campo eléctrico, a diferentes frecuencias.

El circuito análogo más sencillo para describir el comportamiento dieléctrico de un medio geológico es un circuito paralelo denominado "RC"; donde la resistencia "R" representa la masa de Bulk de la roca y el capacitor "C" es la "capacitancia" de la doble capa electroquímica (fig 2.19). La expresión que regula el comportamiento eléctrico del modelo esta dada por:

$$Z(i\omega) = 1/(i\omega C + 1/R) \text{ o } Z = \frac{1}{\omega C_2} \sqrt{1 + \omega^2 C_2 R^2} \quad (2.14)$$

En donde "Z(iω)" es la resistencia compleja o impedancia del circuito, "R" representa la resistencia óhmica; "C" es la capacitancia de la doble capa electroquímica; "ω" es la frecuencia angular e "i" es el número complejo (-1)^{1/2}.

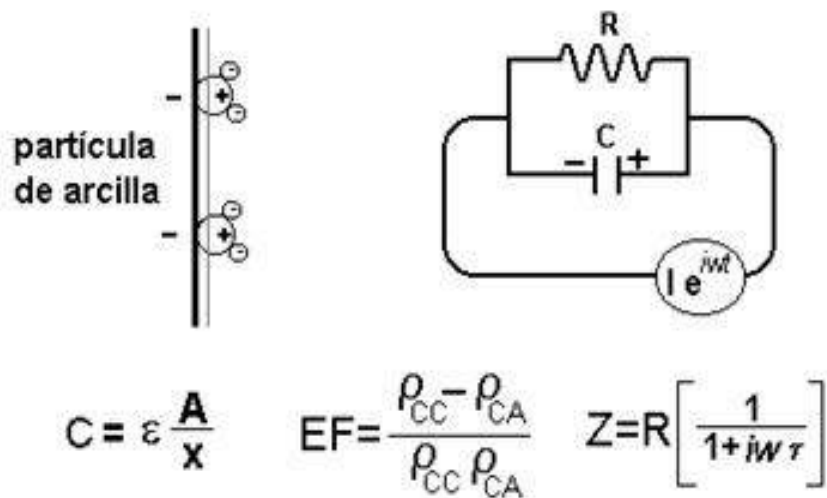


Fig 2.19. Circuito eléctrico equivalente para material geológico

La ecuación anterior muestra que la resistividad depende de la frecuencia. Los valores asintóticos de la curva de dispersión son "R" para frecuencias bajas que corresponden a las corrientes de conducción, y "C" para frecuencias altas asociadas a las corrientes de desplazamiento.

2.11.3 Técnicas de medición de la polarización inducida

Existen tres técnicas de medida en la polarización:

“Frecuencia Variable”. Donde el efecto de polarización inducida se detecta como un decremento de la resistividad aparente al aumentar la frecuencia.

“Dominio del Tiempo”. El efecto se detecta como un voltaje pequeño de decaimiento después de que una corriente continua cesó de aplicarse.

“Polarización Inducida Espectral”. En esta modalidad reciente el efecto se detecta como retraso en la fase del voltaje de recepción respecto al de transmisión.

Las técnicas de Frecuencia Variable y Polarización Espectral son las que mejor definen el medio y con más ventajas sobre la técnica del dominio del tiempo, por ello se hará más énfasis en esta modalidad.

2.11.3.1 Medición de la polarización en el Dominio de la Frecuencia.

Normalmente la polarización en Frecuencia Variable se mide como el porcentaje de efecto de frecuencia aparente (PEFa). Está dado por:

$$PEFa = 100 * \frac{\rho_0 - \rho_\infty}{\rho_\infty} \quad (2.15)$$

" ρ_a " corresponde con la frecuencia baja; " ρ_∞ " es la frecuencia alta, con estos valores de polarización aparente se formulan perfiles de igual porcentaje de efectos de frecuencia que son manipulados, exactamente igual que los datos de resistividad.

De igual forma existen las técnicas del perfilaje y del sondeo en PI teniendo los mismos objetivos, e igual metodología de campo que en la técnica del SEV.

2.12 Miscelánea de aplicaciones de los métodos eléctricos

2.12.1 Mediciones del Potencial Natural en zonas de filtración de agua ácida

El ácido sulfúrico es uno de los compuestos de mayor uso en los procesos industriales, el fluido resultante se trata en las albercas o lagunas neutralizadoras para llevarlo a un pH neutro, y pueda ser vertido a los canales de conducción de aguas pluviales.

En la fig 2.20 aparecen los perfiles de potencial natural realizados en una zona de filtración de agua ácida, la concentración del ión sulfato (mg/l) en el subsuelo aparecen en la parte baja. Muestra las mayores concentraciones de que varían de 500 a 1000 mg/l , o sea donde los perfiles de potencial natural presentan las magnitudes anómalas más grandes.

Al realizar las excavaciones, y hacer las determinaciones de las concentraciones se posibilitó la configuración del ión sulfato, y establecer la zona de fuga.

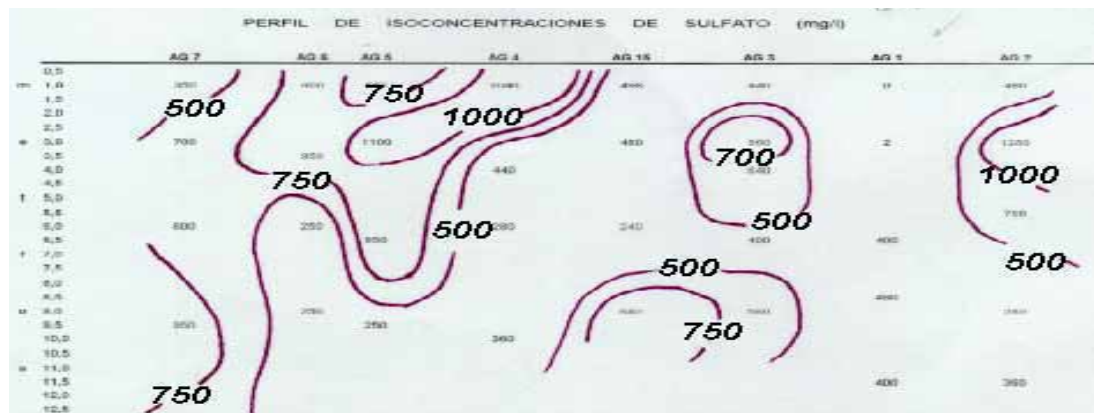
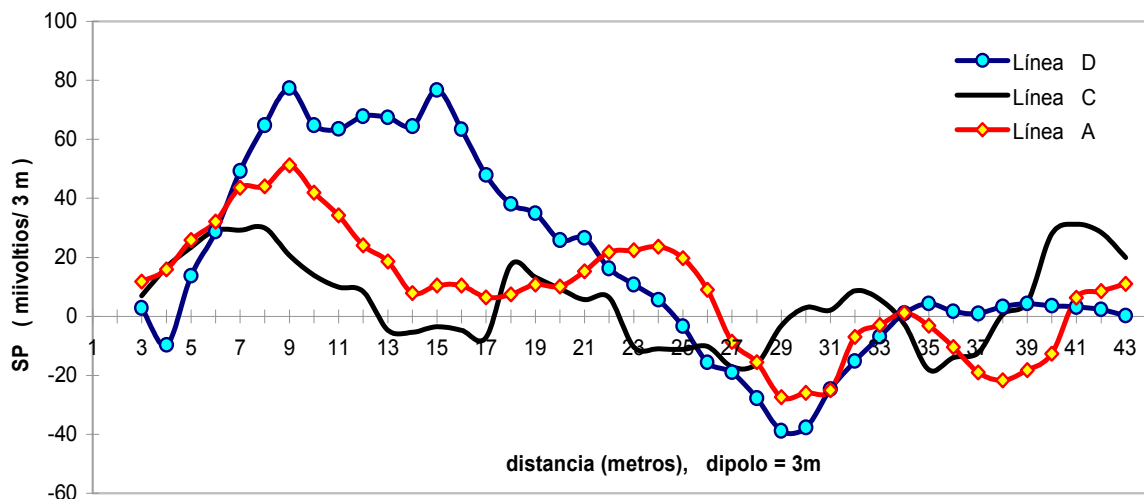


Fig 2.20. Perfiles de Potencial Natural y configuración de sulfatos

2.12.2 Perfilaje resistivo bajo el sitio de una torre de control aéreo

Por las condiciones de drenaje natural a lo largo del tiempo geológico, existe una gran cantidad de cauces de ríos sepultados, paleocauces, los cuales se convierten en zonas de riesgo potencial para la construcción de obras civiles.

En la mayoría de los casos se descubren después de la construcción, al sufrir asentamientos diferenciales y provocar distorsiones en los muros. Para este caso, en el sitio donde se construía un aeropuerto intercontinental, se procedió a realizar en tiempo real el mapeo de la estratigrafía del subsuelo mediante el perfilaje eléctrico; habiendo obtenido las dos secciones de la fig 2.21, una en sentido N-S y la otra E-W. Los valores altos de resistividad, sombreados, indican la ubicación y forma del paleocauce.

Eso sirvió para diseñar una cimentación a base de pilotes empotrados en un estrato de tobas piroconsolidadas.

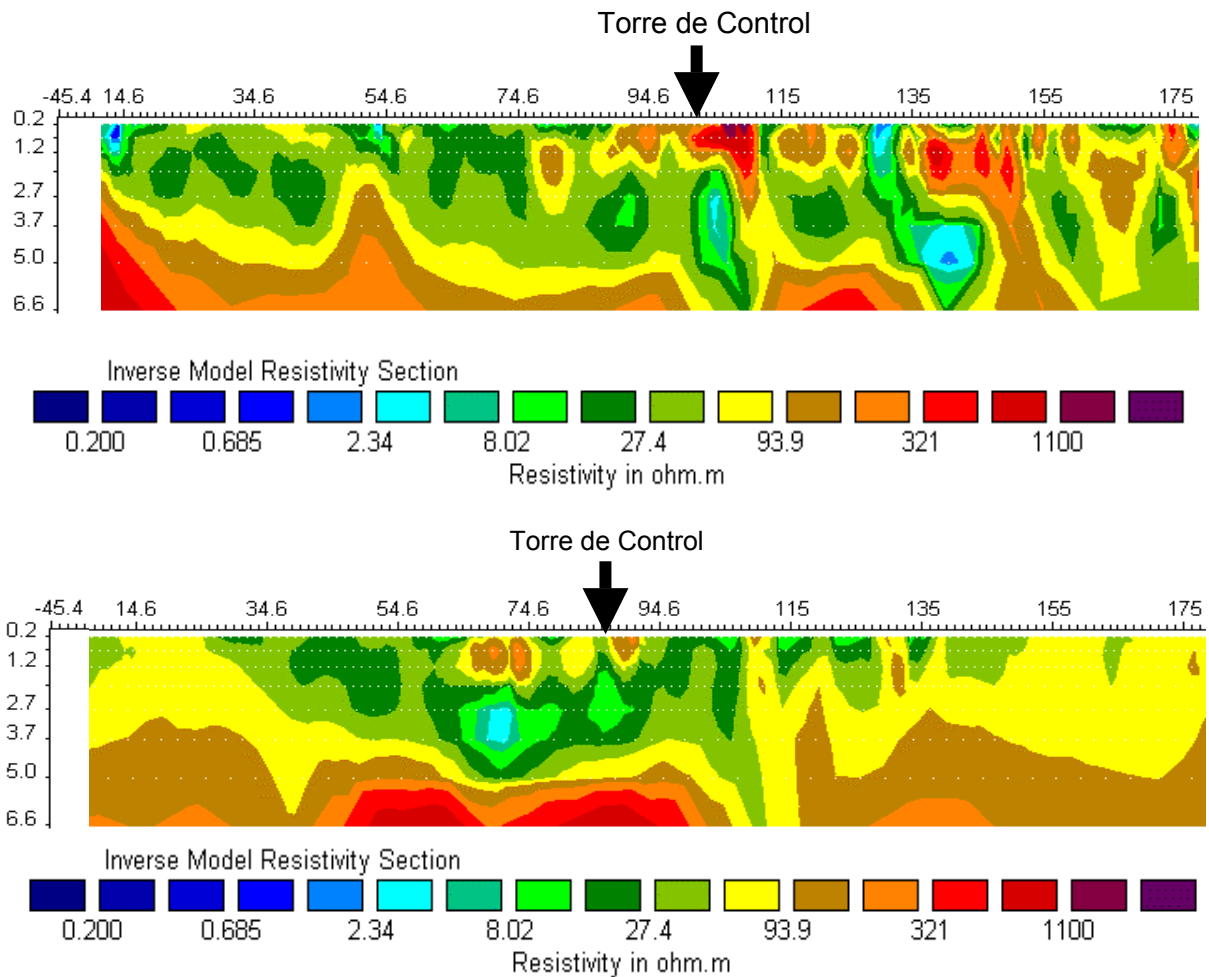


Fig 2.21. Paleocauces descubiertos con la técnica de perfilaje eléctrico

2.12.3 Mapa de isorresistividades para ubicar una zona conductora

Todas las industrias necesitan tierras físicas para descargar al subsuelo las corrientes eléctricas parásitas generadas en las plantas, y descargar las corrientes telúricas procedentes de los fenómenos atmosféricos como es la lluvia y tormentas eléctricas.

Los geomateriales mejor conductores son los que logran disipar estas corrientes a para buscarlas es necesario evaluar las variaciones de resistividad a profundidad y lateralmente. En la fig 2.22 se presenta el equipo de resistividad con el que se hizo la prospección, mientras que las curvas de resistividad de algunos sondeos eléctricos verticales, aparecen en la fig 2.23.



Fig 2.22. Resistímetro, cables electrodos y tendidos

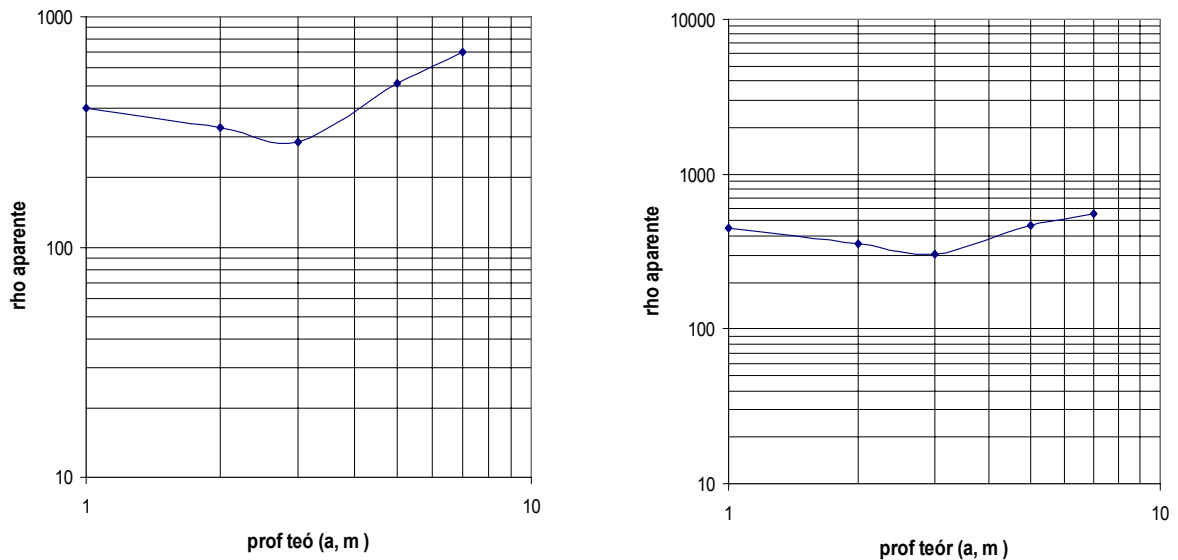


Fig 2.23. Curvas de resistividad aparente, AB/2- Ω -m

En la fig 2.24 se presenta la configuración de isorresistividades a 3 m de profundidad, correspondiendo la zona mejor conductora el área marcada con los sondeos eléctricos verticales SS 7, SS1, SS 4 y SS 2; la resistividad aparente es de 100 Ω -m.

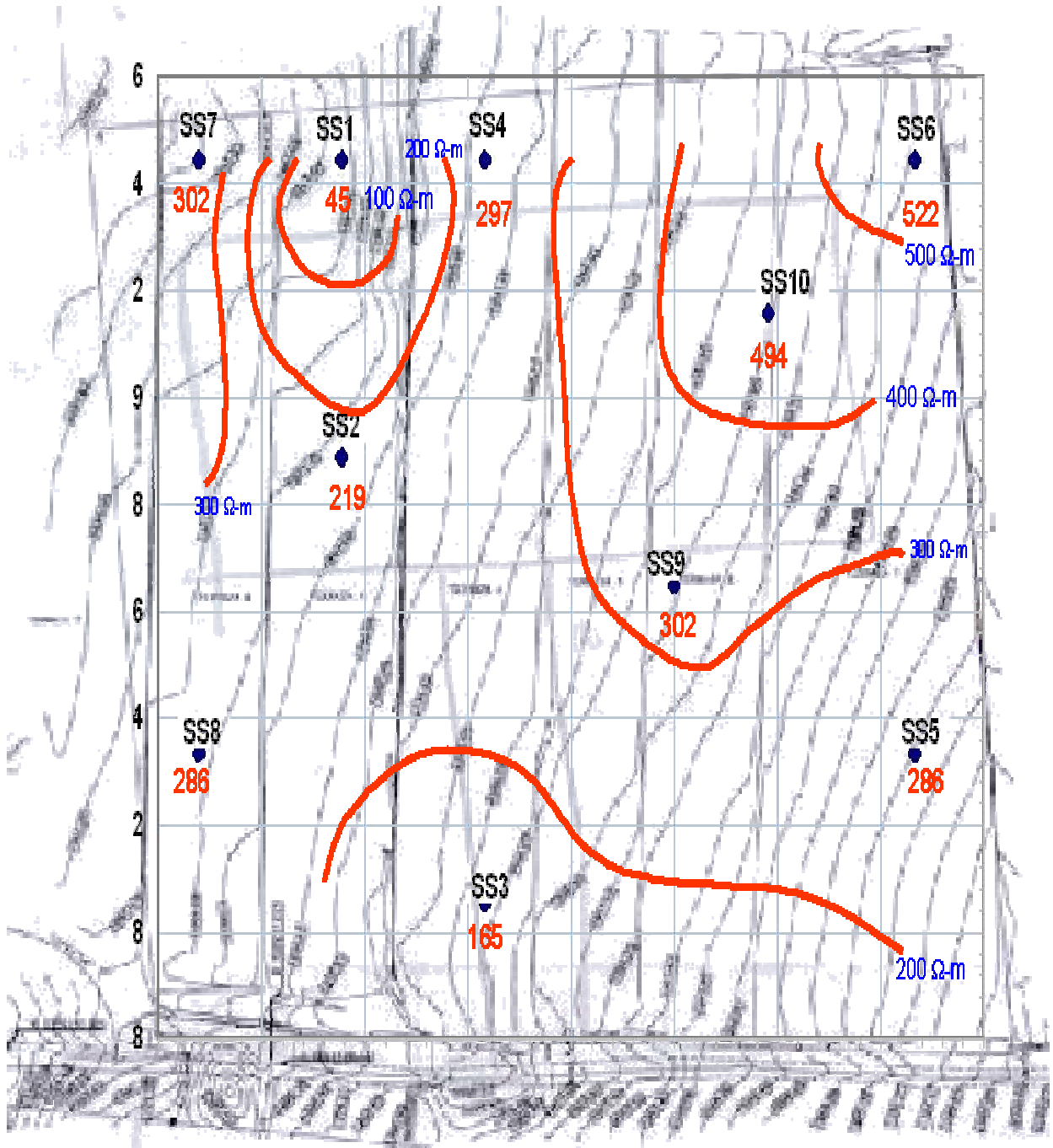


Fig 2.24. Mapa de isorresistividades a 3 metros de profundidad, o $AB/2=3m$

2.12.4 Sondeos de Polarización Inducida en la prospección de agua subterránea

En la zona del Banco Calcáreo El Doctor se realizaron varias perforaciones para la exploración del agua subterránea, habiéndose encontrado una secuencia sedimentaria marina y algunas calizas de la Formación “El Doctor” metamorfoseadas y convertidas prácticamente en mármol.

Se realizaron los sondeos de polarización inducida que aparecen en la fig 2.25, las curvas de resistividad aparente son del tipo “AA” en que la resistividad crece a profundidad, indicando la impermeabilidad de los materiales.

La información interpretada de las mediciones de PI a través del Porcentaje Efecto de Frecuencia aparente muestra polarizaciones medias en los primeros 50 m de profundidad.

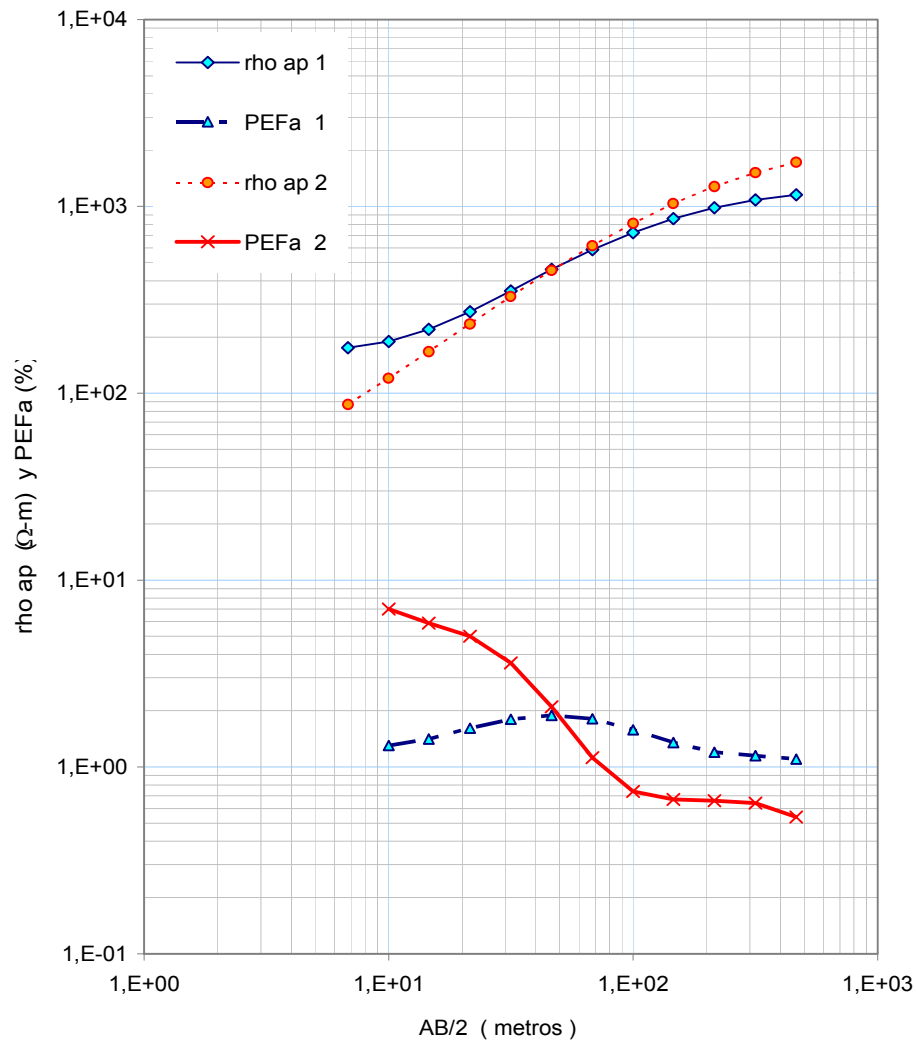


Fig 2.25. Curvas de resistividad y porcentaje efecto de frecuencia aparente

Con la interpretación de estas gráficas, mediante discriminación en función de la relación polarización-resistividad, fue posible ubicar los sitios con mejores posibilidades para encontrar agua subterránea.

La fig 2.26 muestra la sección geoelectrónica interpretada, y la posición del acuífero en el distrito de rocas sedimentarias marinas.

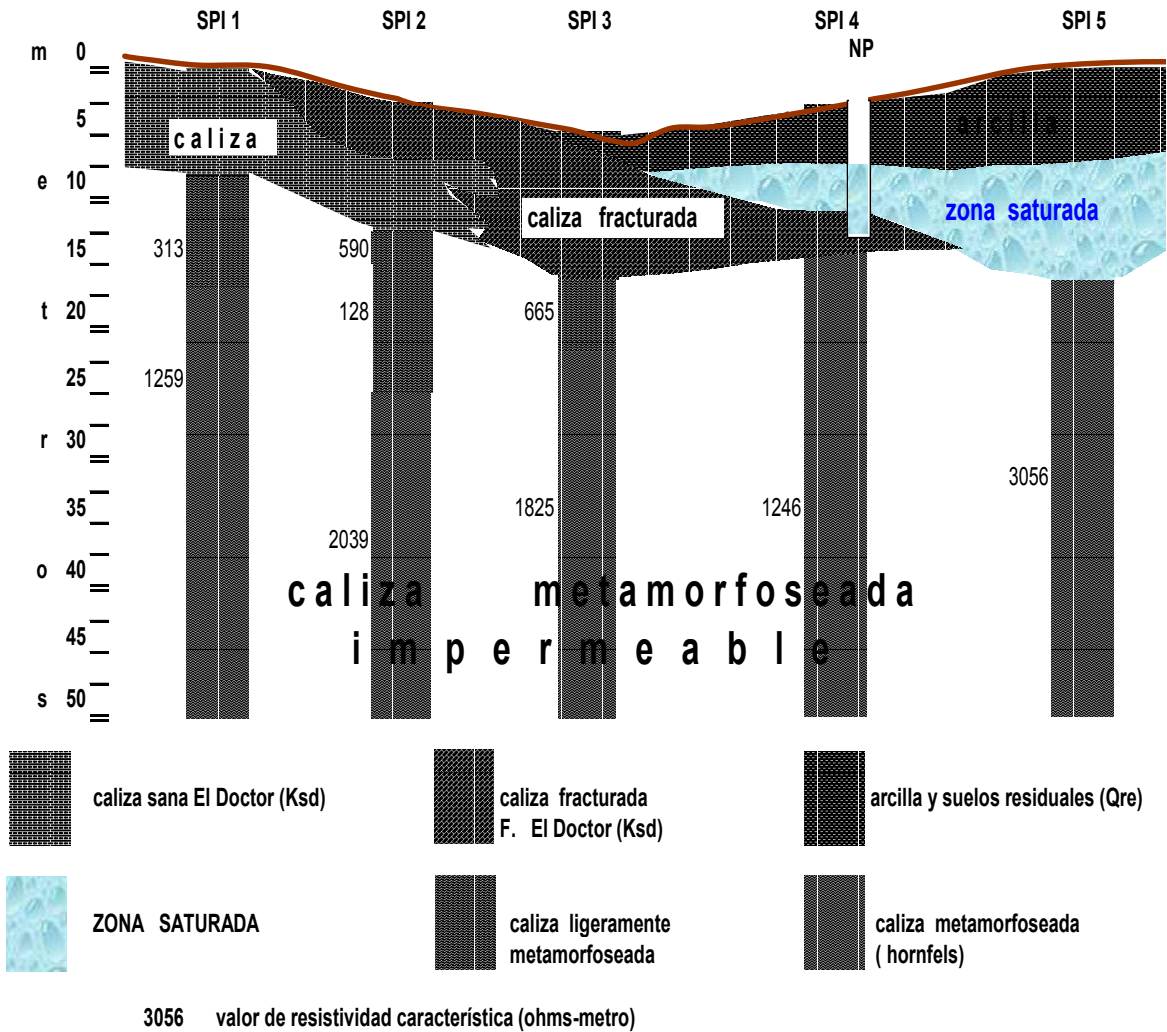


Fig 2.26. Sección geoelectrónica interpretada

La técnica de prospección resultó exitosa al haber podido diferenciar una zona fracturada y saturada en un ambiente geohidrológico muy difícil, por la altitud y características de las rocas.

El pozo resultó, según la prueba de aforo con un caudal de extracción de 1.5 l/seg.

2.12.5 Calicata eléctrica para localizar una falla de tensión por sobreexplotación del acuífero

La sobreexplotación de un acuífero provoca las tres fases de la deformación por flujo hidrodinámico (Alvarez Manilla A A, 1998) ,a) Fase 1, Hundimiento; b) Fase 2 Generación de Grietas de Tensión y c) Fase 3, Crecimiento de Fallas; las cuales ocasionan la distorsión y deformación de los inmuebles en la vecindad.

Mediante la técnica de calicatas y el arreglo de electrodos Dipolo-Dipolo se realizó el tendido perpendicular a la traza de una grieta por sobreexplotación del acuífero Fase 2, obteniéndose la configuración de isorresistividades presente en la fig 2.27, la anomalía inclinada corresponde a la grieta. La fig 2.28 muestra estratos de aluviones, prácticamente horizontales.

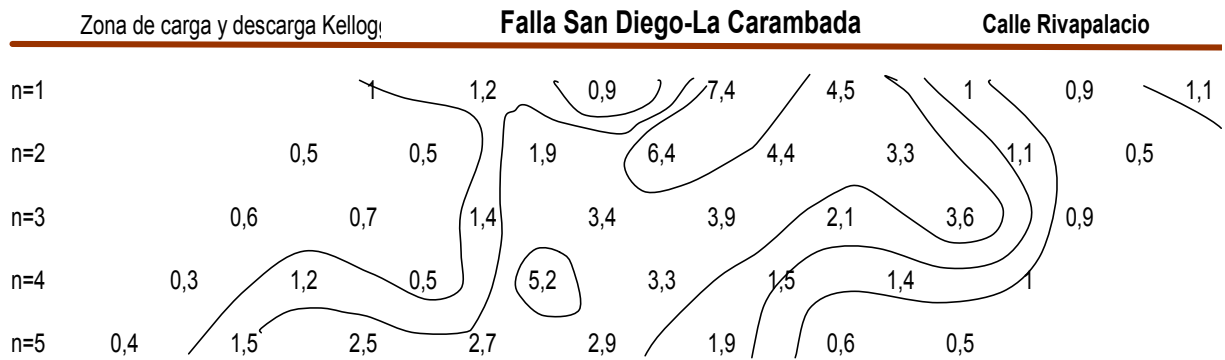


Fig 2.27. Sección de isorresistividades en una falla de tensión

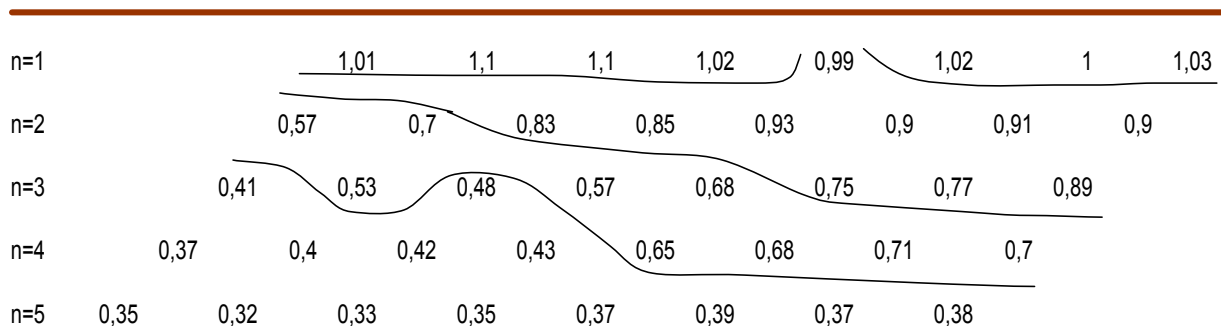


Fig 2.28. Sección de isorresistividades en estratos sensiblemente horizontales

3. Prospección sismológica, sondeos sísmicos de refracción

El método geofísico que ha proporcionado mayor información acerca del interior de la Tierra, y ha delimitado los yacimientos de hidrocarburos con mejor resolución que cualquier otro, es la sismología.

Las ondas generadas durante un terremoto o evento sísmico (artificial), se someten a detallados estudios que brindan una relevante información acerca de la estratificación de las capas y de las discontinuidades en el interior de la Tierra.

El primer método sismológico practicado con fines de ingeniería fue el de “refracción”, con el que se logró interpretar:

- Presencia de cuerpos de alta velocidad
- Profundidad al techo de cuerpos de alta velocidad
- Gradientes de velocidad

De las desventajas para aplicar la sismología se tienen

- Los materiales suaves confinados por aquellos densos no son detectados
- Una capa de espesor menor a un-cuarto de la profundidad al techo del mismo, no se detecta

3.1 Propagación de las ondas elásticas en un medio

El movimiento ondulatorio está regido por dos principios fundamentales: el de Huyghens y el de Fermat.

El Principio de Huyghens establece que todo frente de onda se comporta como un nuevo centro generador de ondas.

El Principio de Fermat indica que el movimiento ondulatorio entre dos puntos sigue la trayectoria de tiempo mínimo.

Ambos principios están íntimamente ligados al concepto de onda y trayectoria, y es en los dos en los que se basa el método de exploración sísmica.

El frente de onda es el lugar geométrico de todos los puntos que tienen el mismo estado de vibración, o igual tiempo de viaje; mientras que la trayectoria indica la dirección y sentido de la propagación del movimiento ondulatorio; la trayectoria siempre será perpendicular al frente de onda.

Para cualquier tipo de medio, la trayectoria seguirá el camino de más alta velocidad, lo cual dependerá de la distribución de las velocidades.

Si a través de cualquier fuente de energía se generan las ondas elásticas que se propagan en el medio a velocidades características; algunas son refractadas y otras son reflejadas; con esos conceptos resultaron los métodos de refracción y reflexión sísmica.

Los principales trabajos de exploración en cualquier proyecto de ingeniería petrolera o civil, siempre comienzan con los sísmicos de refracción, los cuales pueden ser someros (ingeniería aplicada) o profundos (geofísica pura). La sismología de reflexión se utiliza en trabajos a escala regional, o de detalle; las aplicaciones principales se tienen en:

- Diferenciar los tipos de estructuras
- Construir mapas de estructuras
- Encontrar la relación entre tendencias estructurales,
- Evaluar la velocidad de propagación en sedimentos
- Caracterizar la estratigrafía
- Ubicar zonas de presión anormal
- Definir inconformidades
- Localizar hiatos
- Analizar los ambientes de depósito,
- Dirección de fuentes de sedimentos

3.2 El ángulo crítico de incidencia, y el tiempo mínimo de tránsito

Utilizando el Principio de Huyghens, y atendiendo la física de la fig 3.1 donde se muestra el tránsito de un frente de onda interactuando en una discontinuidad con velocidades V_1 para la capa superior, y V_2 para la inferior se tiene:

Un frente de onda AB limitado por dos trayectorias, avanza a una discontinuidad con una velocidad V_1 hasta formar un ángulo de incidencia "i" con la normal a la discontinuidad.

Después de un intervalo de tiempo Δt , el frente de onda AB, llega a la posición CD; en el punto "C" comienza a vibrar, teniendo desplazamientos proporcionales a los medios V_1 y V_2 .

En otro lapso de tiempo Δt , el punto "D" avanza hacia el punto "E" permaneciendo en el estado de vibración el punto "C". De donde resulta el desplazamiento "CF" en el medio de velocidad V_1 y CG para el medio de velocidad V_2 . Realizando el álgebra y geometría, se obtienen la Primera y Segunda Ley de Snell, para la reflexión y refracción respectivamente:

$$\begin{aligned} \text{sen } i &= \text{sen } r, & (1^{\text{a}} \text{ Ley de Senell, Reflexión}) \\ (\text{sen } i / \text{sen } r) &= (V_1 / V_2), & (2^{\text{a}} \text{ Ley de Snell, Refracción}). \end{aligned}$$

Por tanto, se les denomina Lleyes de la Reflexión y Refracción.

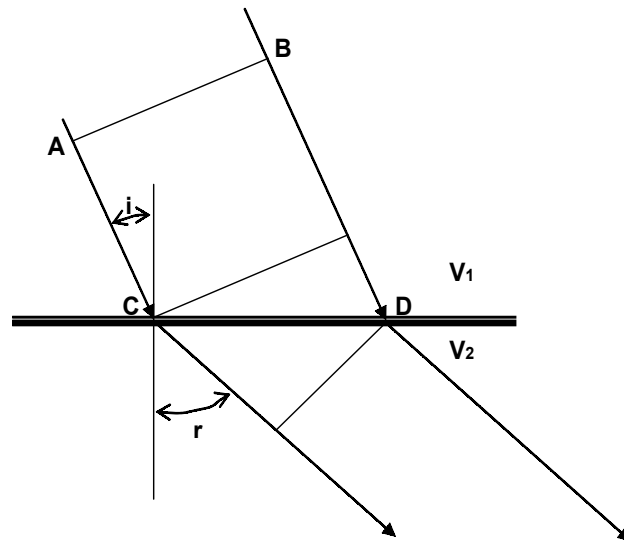


Fig 3.1. Frente de onda en un medio discontinuo de propagación

3.3 Tipos de ondas sísmicas

Cuando un medio homogéneo se somete a un esfuerzo en "s", se generan tres pulsos elásticos que viajan en todas direcciones a diferente velocidad; dos de ellos son las "ondas de cuerpo", que se propagan en forma de frentes esféricos, mientras que el tercero son las ondas de superficie confinadas en la parte somera y cuya amplitud decae rápidamente en el cuerpo y a profundidad. Las ondas de cuerpo se dividen en las de compresión o primarias, y las transversales o de corte.

3.3.1 Ondas de Compresión

Las ondas de compresión se propagan en la superficie y subsuelo (fig 3.2), retornando por reflexión y refracción; poseen las velocidades más altas y arriban antes que ninguna otra; se denotan con "Vp". La velocidad de propagación en los materiales geológicos varía de acuerdo con:

- Grado de acidez de la roca
- Grado de saturación de cualquier fluido
- Consolidación, consistencia y compactación
- Cantidad de agua retenida en los poros
- Fracturamiento
- Alteración
- Densidad
- Vejez
- Profundidad

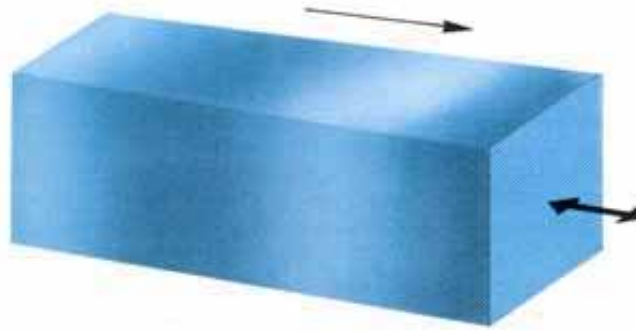


Fig 3.2. Ondas de Compresión “Vp”

Las velocidades de las ondas de compresión varían entre 300 m/s y 7000 m/s, de acuerdo con los valores de la tabla 3.1 según las investigaciones de Jakovsky (1950).

Tabla 3.1. Rango usual de velocidades para los materiales geológicos

Rangos usuales de variación de la velocidad de compresión en diversos tipos de materiales geológicos		
material tipo	velocidad de compresión (m/seg)	
material superficial (capa de alteración de suelos y rocas)	305	610
grava, arena y arcillas (secas y húmedas)	468	915
arena húmeda	610	1830
areniscas y lutitas	1830	4270
caliza	2140	6100
granito	4580	5800
rocas metamórficas	3050	7020

3.3.2 Ondas de Corte.

Las ondas de corte “Vs” son también ondas de cuerpo pero se propagan en trayectorias perpendiculares a las “Vp” (fig 3.3).

Presenta dos componentes, si se tienen los tres ejes de referencia: “x”, “y” y “z”, siendo el eje “x” la dirección de movimiento, las componentes horizontales de las ondas de corte serán: “Vs_y” y “Vs_z”, mucho más lentas que las de compresión.

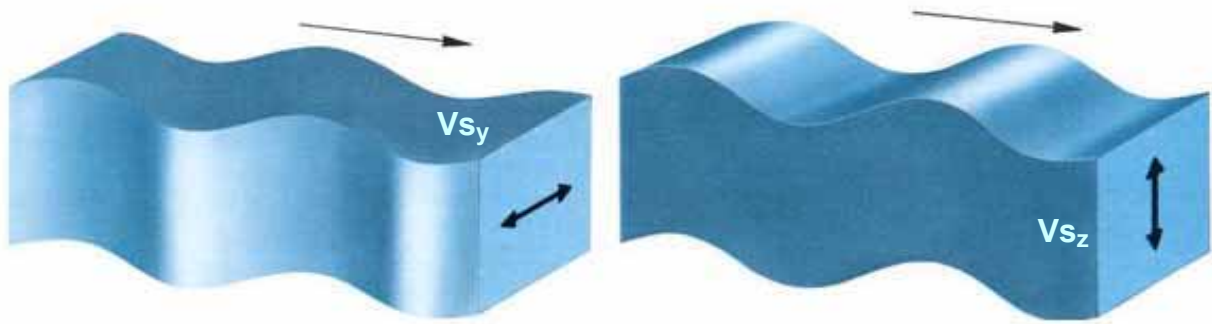


Fig 3.3. Ondas de Corte “Vs”, componentes V_{s_y} y V_{s_z}

Sin considerar las temperaturas bajas extremas, las ondas de corte no se propagan en ningún fluido.

3.3.3 Ondas Rayleigh

Las ondas superficiales son en extremo mucho más lentas y de forma compleja que las ondas de cuerpo. Su tiempo de propagación es 20% menor a las “Vs”, son de baja frecuencia, y se dividen en dos tipos: las Rayleigh y las Love.

3.4 Práctica del método de refracción sísmica

La fig 3.4 corresponde a un tendido sísmico típico; los frentes de onda viajan a velocidades características a través de la masa del medio, desde la fuente de energía (punto golpe de martillo), hasta los sensores (geófonos).

El frente de onda arriba a los geófonos, después de un tiempo “ t “ depende de la distancia “ d “ al martillo, y tanto de la elasticidad como de la densidad del medio. Los arribos de las ondas producen vibraciones en el geófono que son amplificadas por el sismógrafo y visualizadas en la pantalla del mismo. La fig 3.5 muestra el sismograma, o vibración del terreno mediante la excitación artificial.

Una vez establecidos los objetivos de la exploración sísmica y seleccionado el sitio para la práctica del sondeo sísmico, se fijan los intervalos de medida, registrando el tiempo de arribo en cada geófono (fig 3.6), se forman las gráficas tiempo-distancia, conocidas como “Curvas Domocrónicas” en las que el inverso de la pendiente “m” de cada una de las rectas, representa la velocidad del estrato.

El cálculo de los espesores de cada estrato se determina de manera analítica, según las expresiones siguientes:

El éxito de la aplicación del método de refracción sísmica depende de la calidad de las ondas generadas.

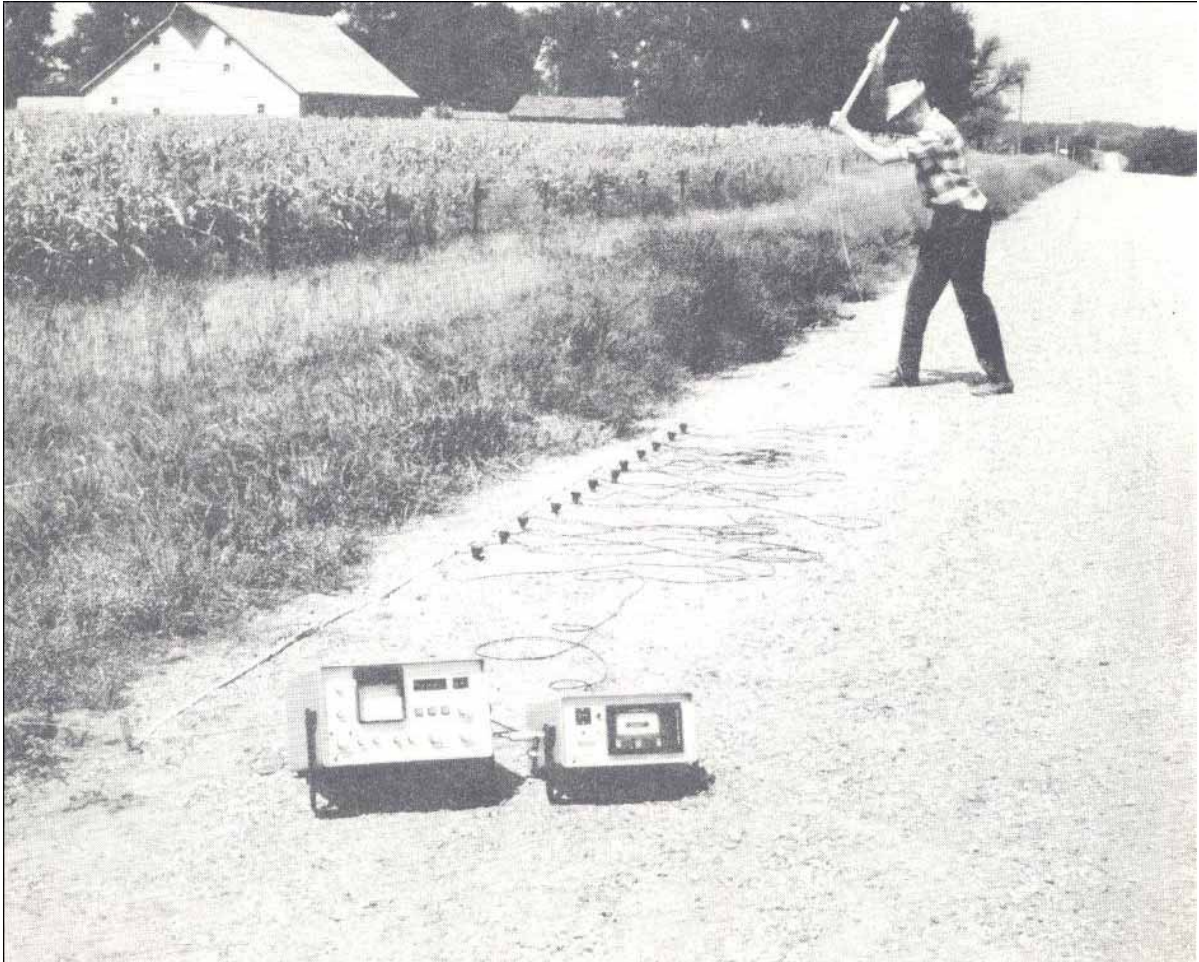


Fig 3.4. Tendido sísmico característico

Las ondas “P” y “S” son las más socorridas en los estudios de ingeniería, las ondas “Vp” se producen mediante explosivos, pistola, fuente martillo semi-hidráulico, peso dejado caer, y de manera usual con un martillo.

Las ondas “S” son las más difíciles de producir, se emplean en ingeniería para determinar los módulos elásticos dinámicos, períodos fundamentales de vibración, estabilidad de cortes para la construcción de bordos, presas, túneles, estabilidad de masas rocosas, construcción de plantas nucleares y edificios, entre otros.

En el sismograma se tiene la dificultad de seleccionar la onda de corte en medio de una complicada señal que contiene las provenientes de todas direcciones, refracciones, reflexiones, ondas Rayleigh, Love, y hasta ruido.

Existen cuatro maneras de medir las ondas de corte “Vs”, ellas son: crosshole, downhole, uphole, y refracción, Esta última es la manera más común, mediante geófonos de componentes horizontal.

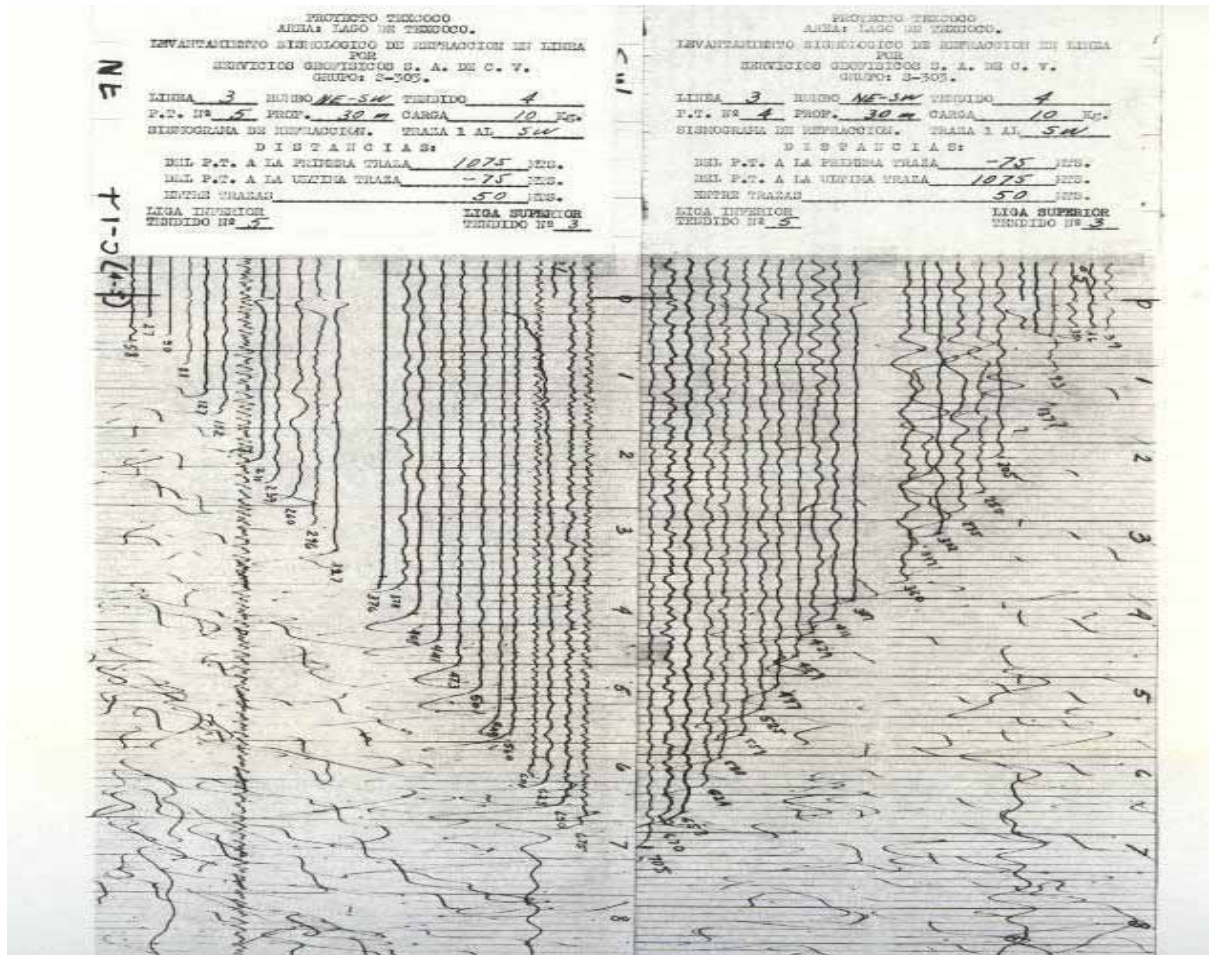


Fig 3.5. Sismograma de un tendido sísmico en Texcoco, Edo de Mex

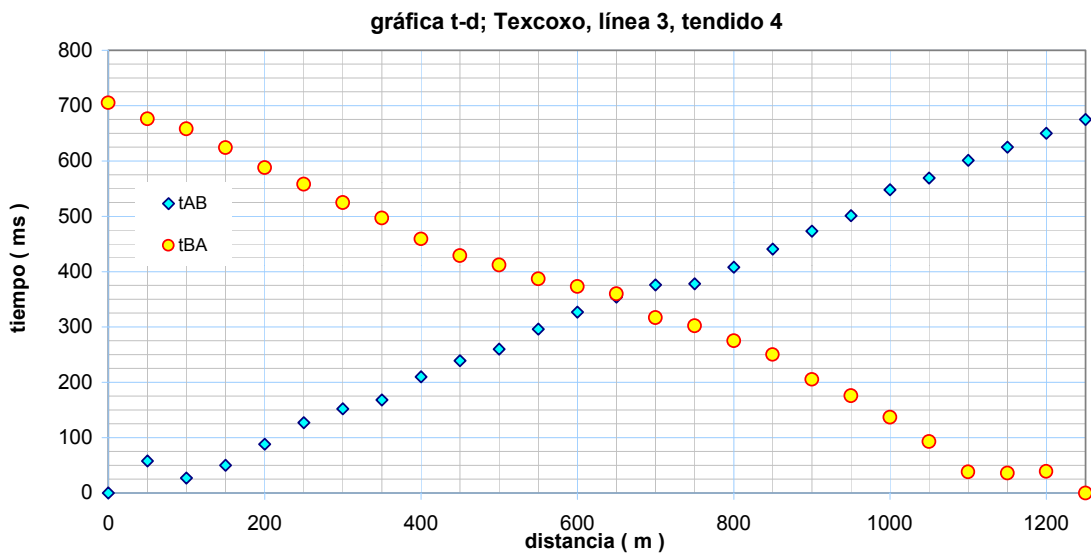


Fig 3.6. Gráfica tiempo-distancia del sismograma de Texcoco, Edo de Mex

3.5 Evaluación de los módulos elásticos dinámicos, análisis de las deformaciones y determinación del modo fundamental de vibración de los materiales geológicos, y deducidos de la sismología de refracción

Cuando un terremoto o golpe perturba el interior o superficie terrestre, el disturbio se transmite punto a punto del medio ¿continuo? por medio de las ondas elásticas, las que dependen de las ¿constantes? elásticas del medio en el que se propagan, a una velocidad mucho menor que la de la luz.

La elasticidad de un cuerpo es la medida de aquella parte de deformación que provocó la aplicación del disturbio, y que desaparece al ser suprimido.

Las deformaciones suficientemente pequeñas y proporcionales al esfuerzo, se estudian mediante la Ley de Hooke; las ¿constantes? elásticas del material se definen mediante los módulos elásticos dinámicos.

Cuatro son los módulos elásticos en el estudio de materiales:

3.5.1 *Relación de Poisson (ν)*

Es la relación entre los cambios unitarios de área de la sección transversal y la deformación longitudinal.

La velocidad de propagación de las ondas sísmicas están relacionadas con las propiedades elásticas del medio de propagación; entonces, la Relación de Poisson queda dada como:

$$\nu = \frac{(V_p / V_s)^2 - 2}{2(V_p / V_s)^2 - 2} \quad 3.1$$

Mientras que las constantes de Lamé (l , m) y la densidad del material ρ están relacionadas a las velocidades de propagación por:

$$V_p = \sqrt{\frac{(l + 2m)}{2}} \quad 3.2$$

$$V_s = \sqrt{\frac{m}{\rho}} \quad 3.3$$

La aplicación de la sismología en problemas de geotécnica es de alta confiabilidad.

Los materiales de la corteza terrestre presentan un rango de velocidades que va de 100 a 7000 m/s; sus frecuencias oscilan entre 10 y 200 Hertz, las longitudes de onda van de 1 a 600 m, entonces, los cuerpos buscados en ingeniería con dimensiones de 1 a 30 m son detectados fácilmente. Los Módulos Elásticos quedan expresados como:

$$\nu = \frac{(V_p/V_s)^2 - 2}{2(V_p/V_s)^2 - 2} \quad \text{Relación de "Poisson"}$$

3.5.2 Modulo de Young (E).

Es la relación entre esfuerzo unitario y la deformación longitudinal unitaria, tal y como se presenta en la fig 3.7, esto es, para la compresión y tensión respectivamente.

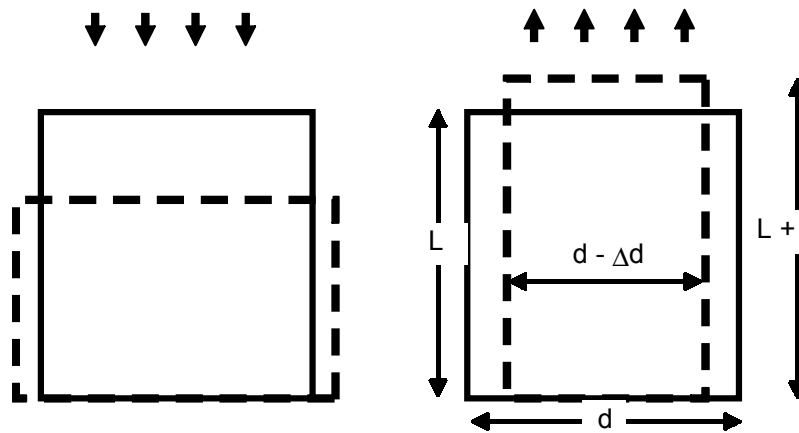


Fig 3.7. Módulo de Young, (E)

La expresión analítica para el módulo de Young es:

$$E = 2G(1 + \nu) \quad \text{Módulo de Young} \quad 3.5$$

3.5.3 Modulo de Rigidez (G)

Es la relación entre el esfuerzo transversal unitario y el desplazamiento relativo de los planos de deslizamiento (fig 3.8); mientras que la expresión que lo define está dada por:

$$G = \rho V_s^2 \quad \text{Módulo de Rigidez} \quad 3.4$$

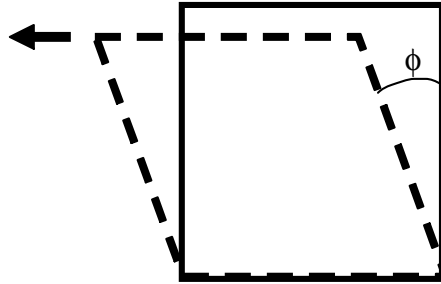


Fig 3.8 Módulo de Rigidez (G)

3.5.4 Modulo de Bulk (B)

Es la relación entre la presión hidrostática y el cambio de volumen unitario (fig 3.9) incompresibilidad volumétrica; y se determina evaluando la siguiente expresión:

$$K = \frac{E}{3(1 - 2\nu)} \quad 3.6$$

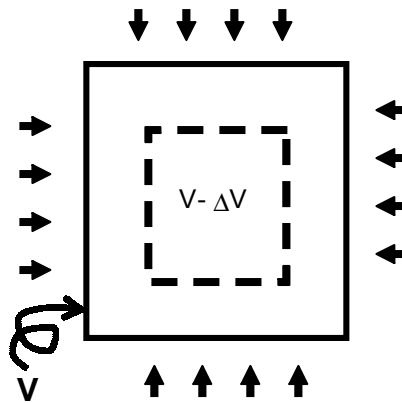


Fig 3.9. Módulo de Bulk, (B)

3.6 Miscelánea de aplicaciones de la refracción sísmica.

3.6.1 Medición de las ondas Vp y Vs, cálculo de la Relación de Poisson y Módulos Elásticos Dinámicos

Mediante la técnica del sondeo sísmico de refracción se miden los tiempos de arribo para determinar las velocidades de compresión y corte (fig 3.10). Con las magnitudes de las velocidades se calculan los módulos elásticos dinámicos que dependen de la densidad del material (tabla 3.2).

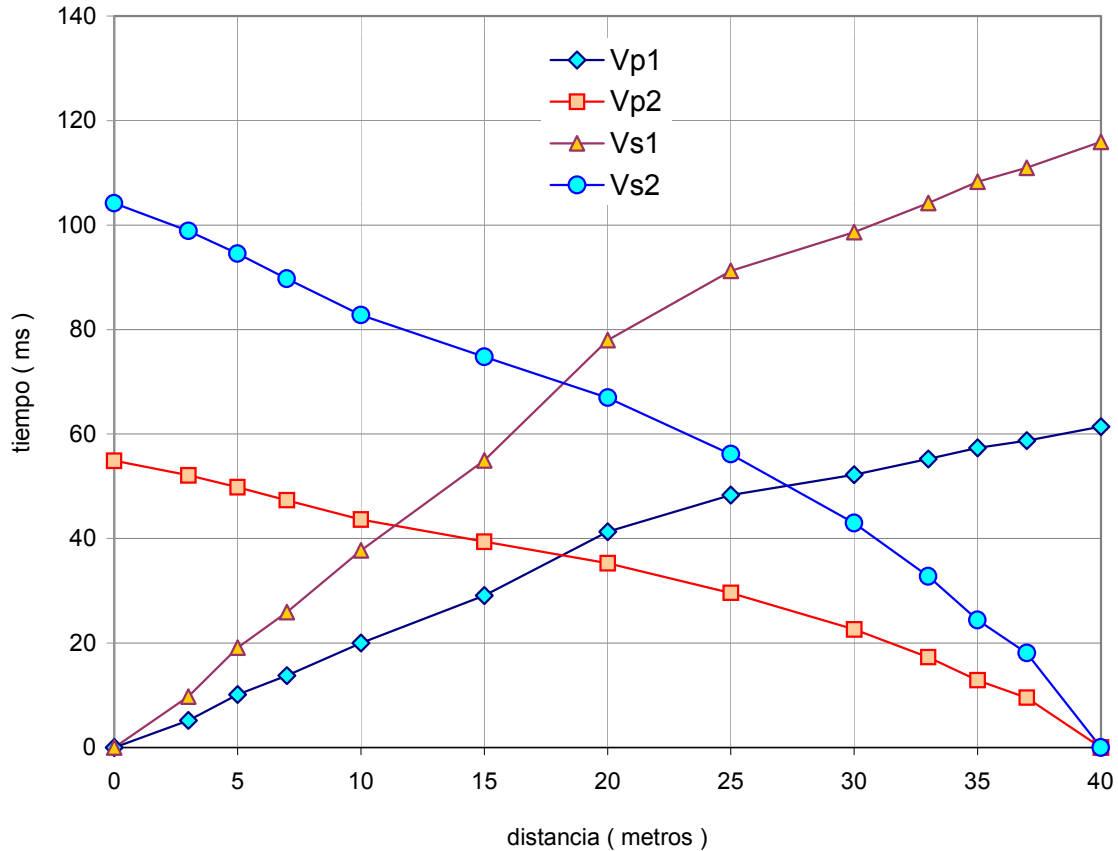


Fig 3.10. Gráficas tiempo distancia para las ondas “S” y “P”

Tabla 3.2. Módulos Elásticos Dinámicos y Relación de Poisson.

	Vp (m/seg)	Vs (m/seg)	v	G (kg/cm ²)	E (kg/cm ²)	K (kg/cm ²)
andesita	1566	983	0,17	21431	50358	25557
toba arcillosa	511	313	0,20	1798	4313	2370
toba arenosa piro consolidada	929	490	0,31	4650	12158	10410

3.6.2 Estructura de tobas y rocas en un sitio para construir un edificio

En un sitio donde se proyecta construir un edificio se encuentran estratos de tobas y rocas; la manera más eficiente de evaluarlo es mediante la sismología de refracción determinando espesores, velocidades, y evaluar los módulos elásticos con los que se puede calcular las deformaciones inmediatas o elásticas. La fig 3.11 informa acerca del bloque diagramático y la estructura, mientras que la tabla 3.3 presenta los módulos elásticos dinámicos.

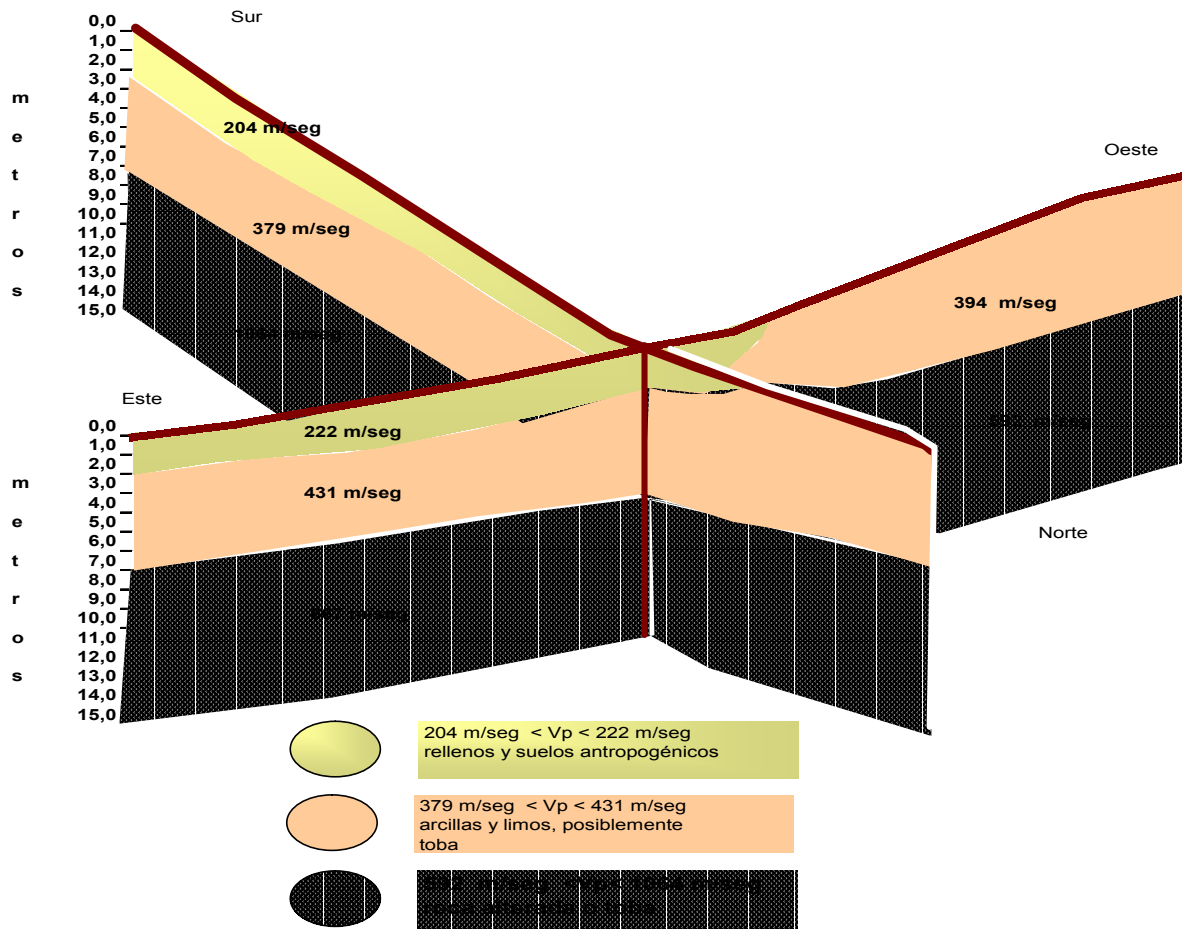


Fig 3.11. Bloque diagramático, estructura y estratigrafía de tobas y rocas

Tabla 3.3. Datos del Módulo Elástico y la Relación de Poisson para el cálculo de las deformaciones elásticas

SSR 1	Vp m/seg	Vs m/seg	V adim	γ_m kN/m ³	G kN/m ²	E kN/m ²	K kN/m ²
rellenos	204	71	0,430	12,753	6,507E+01	1,826E+04	4,234E+06
toba	379	159	0,393	13,734	3,476E+02	9,500E+04	1,436E+07
andesita	1064	543	0,324	14,715	4,332E+03	1,125E+06	1,036E+08

3.6.3 Determinación de las franjas de influencia de una falla de tensión por sobreexplotación del acuífero

Las franjas de influencia de una falla o grietas de tensión, Fases 2 y 3, se determina según los tiempos de arribo; en la zona donde los esfuerzos son de compresión la velocidad se incrementa, resultando menores los tiempos de tránsito, mientras que en la franja de los esfuerzos de tensión el material se torna fofo y los tiempos de tránsito aumentan. Las gráficas de la fig 3.12 muestran diferentes dimensiones de las franjas de influencia, según los tiempos de arribo para una misma traza de falla de tensión.

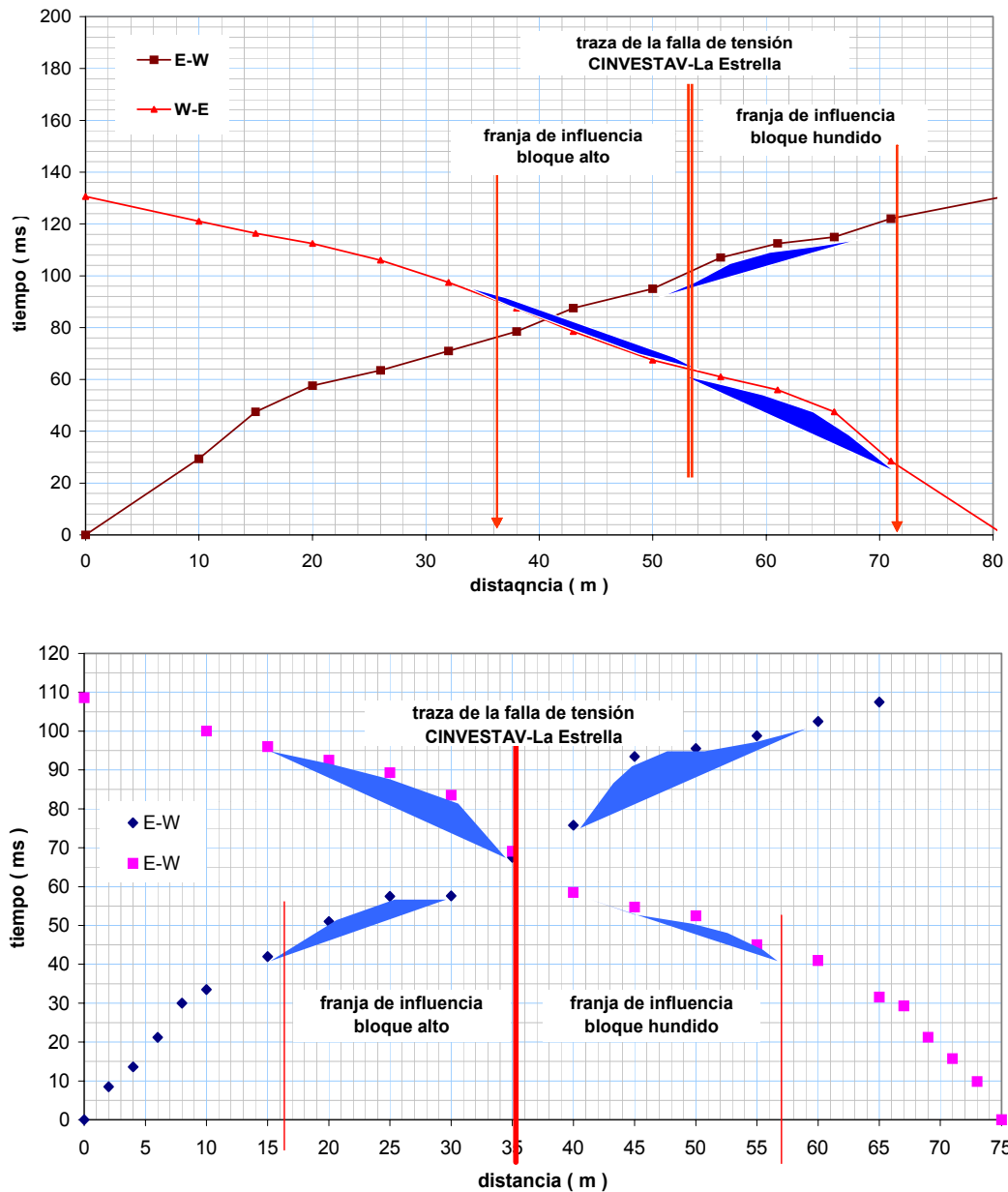


Fig 3.12. Franjas de influencia para una falla de tensión

3.6.4 Determinación de los módulos elásticos para evaluación de la estabilidad y deformaciones de una casa en una ladera

La fig 3.13 presenta una vista de un terreno de poniente a oriente ubicado en una ladera donde se pretende construir una casa; para determinar la estabilidad y las deformaciones posibles se realizaron los sondeos sísmicos que aparecen la gráfica tiempo-distancia de la fig 3.14.



Fig 3.13. Predio de estudio ubicado en una ladera

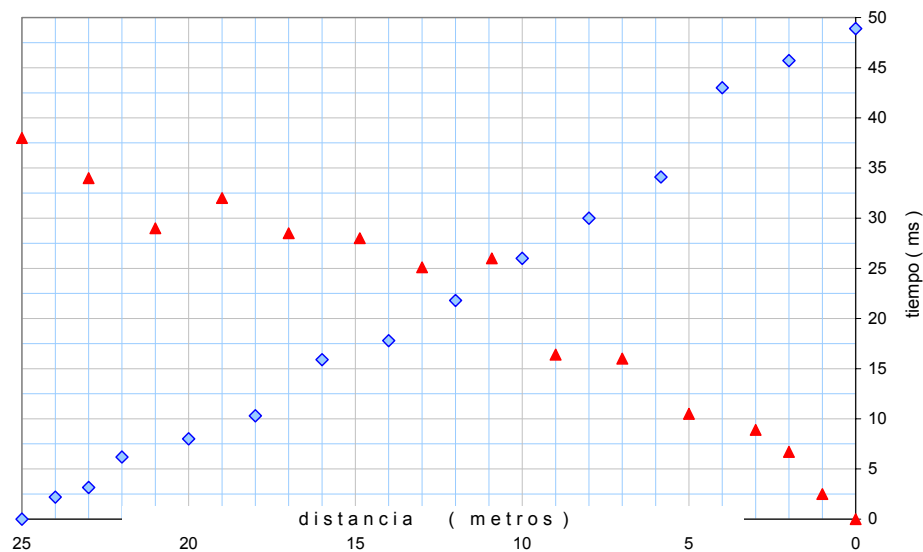


Fig 3.14. Gráficas tiempo-distancia para las rocas de la figura anterior

La fig 3.15 corresponde a la estratigrafía y estructura interpretada de las gráficas tiempo-distancia, la superficie potencial de falla en el equilibrio límite con un factor de seguridad de 1.9, y la malla deformada como resultado de la interacción roca-cimiento-estructura, utilizando código PLAXIS y SLOPE/w.

Todos los datos de los módulos elásticos dinámicos, como la Relación de Poisson (ν), Módulo de Rigidez (G) y Módulo de Young (E) se evaluaron con la sismología de refracción; los pesos volumétricos se determinaron en el laboratorio.

Debe notarse que los vectores de desplazamiento coinciden con la superficie potencial de falla, determinada con el análisis del factor de seguridad en el equilibrio límite.

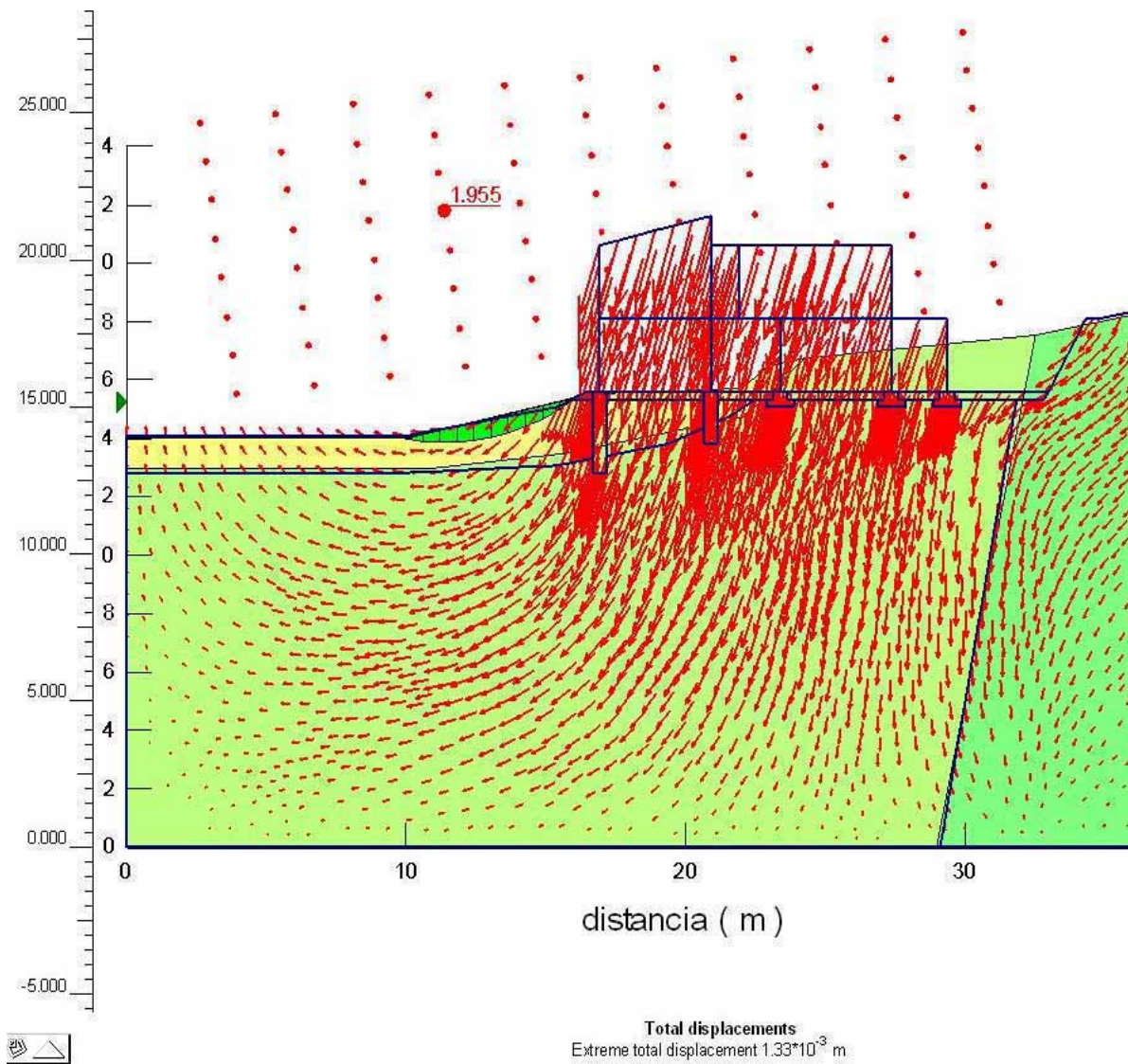


Fig 3.15. Configuración de la malla deformada, y superficie potencial de falla

3.6.5 Mapa de Período Fundamental de Vibración según la sismica de refracción

La Zona Metropolitana de Guadalajara, Jal., (ZMG) está inmersa en la Faja Volcánica Transmexicana, Provincia Fisiográfica donde existe una gran actividad sísmica, por ello las autoridades necesitaban conocer de manera rápida el modo fundamental de vibración de la región, los mapas se realizaron mediante dos técnicas: la de vibración ambiental y la técnica de “Modos Atrapados” utilizando los espesores deducidos de los cortes litológicos de pozos de agua subterránea y las mediciones de las velocidades de corte evaluadas en los afloramientos de las Unidades geológicas.

La fig 3.16 muestra el mapa geológico de la ZMG, donde se distinguen las siguientes Unidades Geológicas: TQbc, basaltos El Cuatro; Tstj, tobas compuestas por pseudoestratos de pómez y limos; Tmbl, basaltos La Laja; Titc, tobas e ignimbritas El Capulín; Tir, domos riolíticos y Tibasg, basaltos y andesitas San Gaspar.

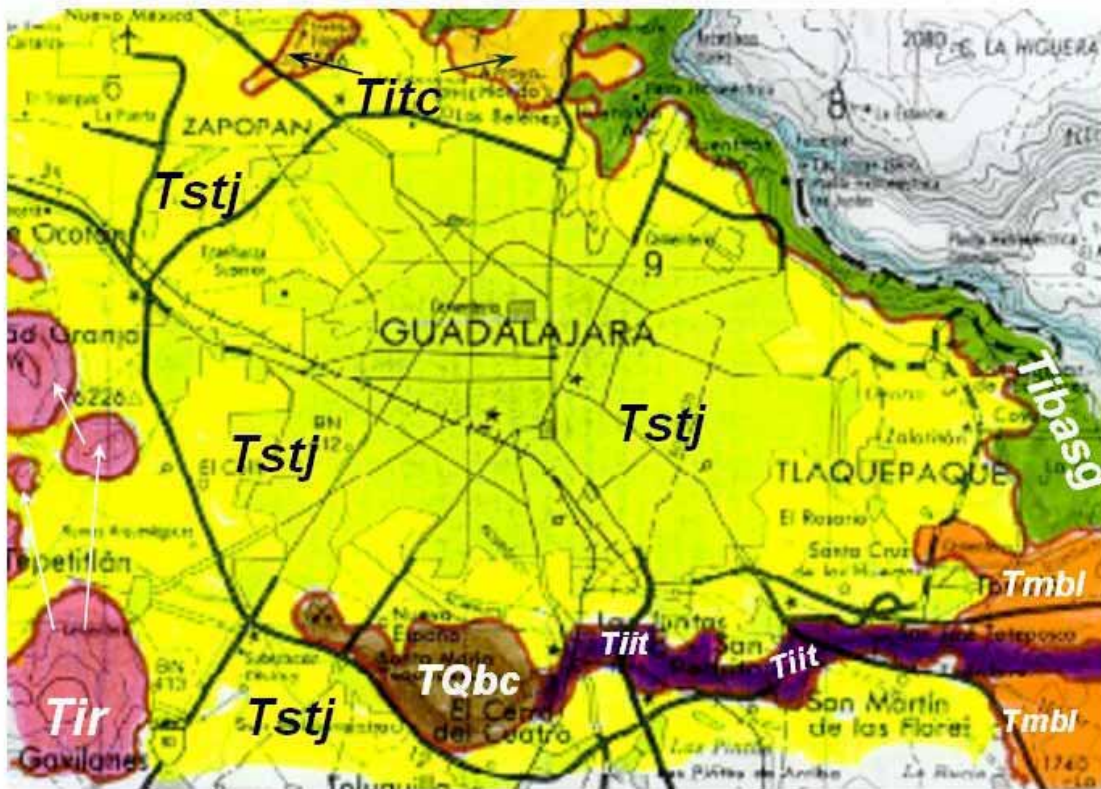


Fig 3.16. Mapa geológico de la Zona Metropolitana de Guadalajara

Hacia el poniente, el espesor de tobas arenosas aumenta, y en el sector Este las rocas, andesitas y basaltos afloran de manera indistinta. La fig 3.17 muestra las secciones estructurales.

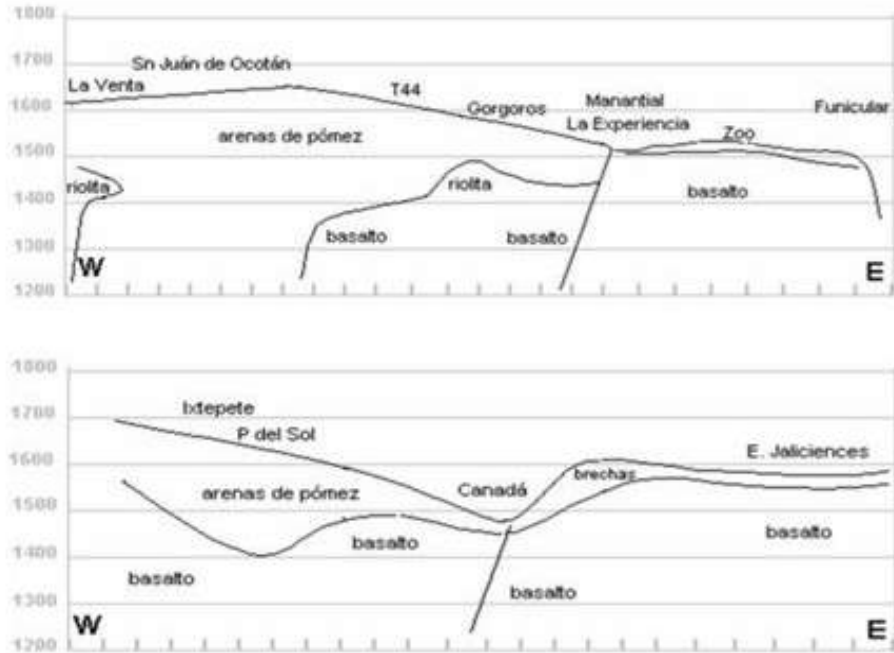


Fig 3.17. Secciones geológicas mostrando la topografía y espesores

La fig 3.18 enseña las subcuencas geohidrológicas que de manera natural corresponde la conformación del basamento geológico-geohidrológico y los parteaguas subterráneos.



Fig 3.18. Subcuencas geohidrológicas para el Valle y ZMG

Los números que aparecen en la fig 3.18 corresponden a los sitios donde se realizaron las mediciones de vibración ambiental y los sondeos sísmicos de refracción, en tanto que en la 3.19 la configuración de los isoperíodos considerando el método de Jardetzky o Modos Atrapados según la sísmica de refracción.

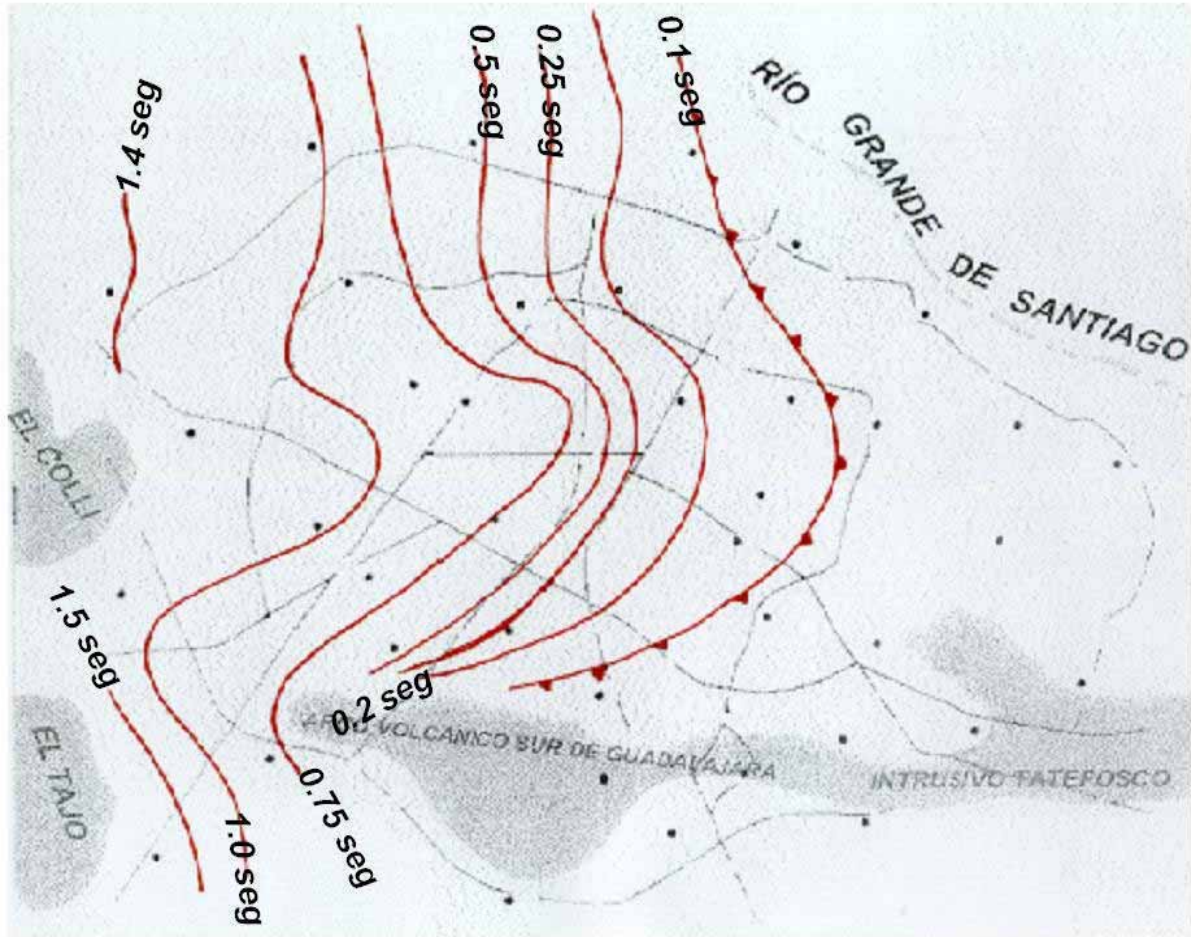


Fig 3.19. Configuración de los isoperíodos según la sísmica de refracción

Al comparar la configuración de los isoperíodos con las subcuencas hidrogeológicas, los parteaguas corresponden a los cambios de curvatura y quedan definidos los subsistemas.

En la fig 3.20 aparece el mapa de isoperíodos obtenido con el método de vibración ambiental, se puede decir que no existen diferencias substanciales entre ambas configuraciones.

Solamente, el tiempo de proceso es comparativamente mayor que el de la sismología de refracción; además de que en la vibración ambiental no se evalúan los pesos volumétricos de los materiales en estudio.

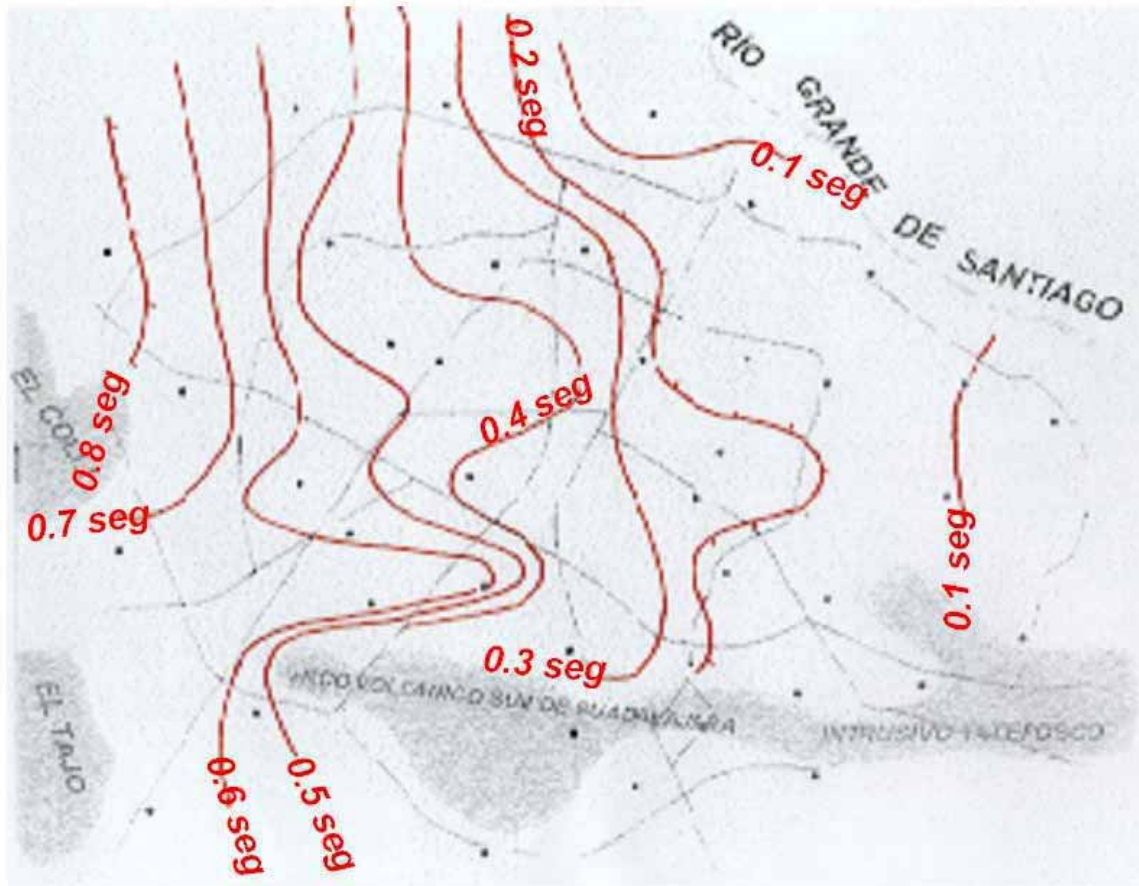


Fig 3.20. Mapa de isoperíodos, según la vibración ambiental

4. La técnica del radar de penetración terrestre

Es una de las técnicas más novedosas para pruebas no destructivas, y que puede obtener imágenes tanto del subsuelo como de los muros, losas y otras estructuras.

4.1 Generalidades del método de penetración terrestre

El radar de penetración terrestre (GPR) utiliza ondas de radio a muy alta frecuencia. De una pequeña antena la cual se mueve a través de una línea de estudio se libera energía electromagnética hacia el subsuelo, donde las variaciones en la continuidad de los estratos del subsuelo retornan de manera continua y son grabadas.

Las respuestas del suelo y rocas son causadas por las ondas del radar, y reflejadas en las interfaces de los materiales que poseen propiedades electromagnéticas diferentes.

Las reflexiones se asocian a las condiciones de la estructura y del estado del agua del suelo, entre las que se encuentran: estratificación, cementación, humedad y cuerpos arcillosos, vacíos, fracturas, intrusiones de salmueras, y a objetos sepultados hechos por el hombre.

Aunque la profundidad de penetración depende de las propiedades de los suelos y de las rocas, está limitado por la atenuación debida a cuerpos conductores altos; obteniéndose mejores resultados en lugares secos, en donde existen materiales granulares gruesos, tobas o roca.

Es importante mantener en la mente que si se quiere conocer la profundidad real de exploración, es necesario evaluar en laboratorio la constante dieléctrica (ξ) y la permitividad (ϵ). La profundidad de exploración del radar de penetración varía desde un par de metros hasta una decena, dependiendo de las condiciones ya dichas anteriormente y de la frecuencia de excitación.

Una ventaja de este método es que se obtienen imágenes del subsuelo en tiempo real y de manera continua.

El radar de penetración terrestre tiene su principal aplicación en:

- Estratigrafía somera
- Discontinuidades someras
- Detección de paleocauces
- Localización de fracturas y cavidades
- Ubicación de objetos enterrados
- Localización y delimitación de plumas de contaminación
- Corrosión, entre otros

La fig 4.1 muestra un levantamiento con radar en la vecindad de un edificio; el ordenador y panel de control lo transporta el operador, y la antena se arrastra a lo largo de la línea de exploración.



Fig 4.1. Vista del equipo de Radar de Penetración Terrestre

El GPR tiene una excelente resolución lateral y vertical; las imágenes son de fácil interpretación. La desventaja más grande es su poca penetración, por ejemplo, en un terreno de 0.02 mhos/m de conductividad permite una profundidad de exploración máxima de 0.8 m . La presencia de arcilla y fluidos enmascaran estructuras profundas.

4.2 Impedancia acústica

El impulso del radar es un conjunto de transitorios electromagnéticos de corta duración que viajan al subsuelo, y son reflejados a la antena de banda ancha; el tiempo de viaje depende de la ida y vuelta, de las propiedades dieléctricas, que son una composición compleja del contenido de agua y de los materiales geológicos.

A mayor grado de saturación del medio, la velocidad de la radio onda es menor y está dada por:

$$V_m = C / \xi$$

La profundidad máxima depende directamente de la velocidad la radio onda, y está dada por:

$$D = CT/2 \xi = V_m T/2$$

Donde “ V_m ” es la velocidad de propagación en el material geológico, “ C ” es la velocidad de la luz; ξ es la constante dieléctrica y “ T ” el tiempo del doble viaje que hace la onda desde que sale hasta que regresa a la antena (1 nanosegundo).

La tabla 4.1 contiene las conductividades, constantes dieléctricas y tiempos de viaje para varios materiales geológicos.

Tabla 4.1, propiedades eléctricas de los materiales geológicos

Material geológico	rango de Conductividades (mho/m)	Constante Dieléctrica constante (ζ)	2W TT nanoseg/m
aire	0	1	6,6
agua dulce	10^{-4} a $3E^{-2}$	81	59
granito	10^{-9} a $3E^{-3}$	5,6 a 8	18,7
arena seca	10^{-7} a $3E^{-3}$	4 a 6	13 a 16
arena saturada con agua dulce	10^{-4} a $3E^{-2}$	30	36
limo saturado con agua dulce	10^{-3} a $3E^{-2}$	10	21
arcilla saturada con agua dulce	10^{-1} a 1	8 a 25	18,6 a 23

4.3 Miscelánea de aplicaciones del radar de penetración terrestre

4.3.1 Estratigrafía en el terreno de apoyo de una pista aérea

Para poder conocer la estratigrafía en el terreno de poyo de un terraplén para soportar la estructura de la pista de aterrizaje y despeje, se realizaron los levantamientos del radar de penetración terrestre, pudiendo observar la capa de alteración y el espesor de suelos hasta donde se encuentra la toba piroconsolidada.

La fig 4.2 muestra la estratigrafía horizontal, y una de las ondículas de radio, se pueden notar los reflejos debido a la impedancia del medio y a los cambios en las propiedades electromagnéticas.

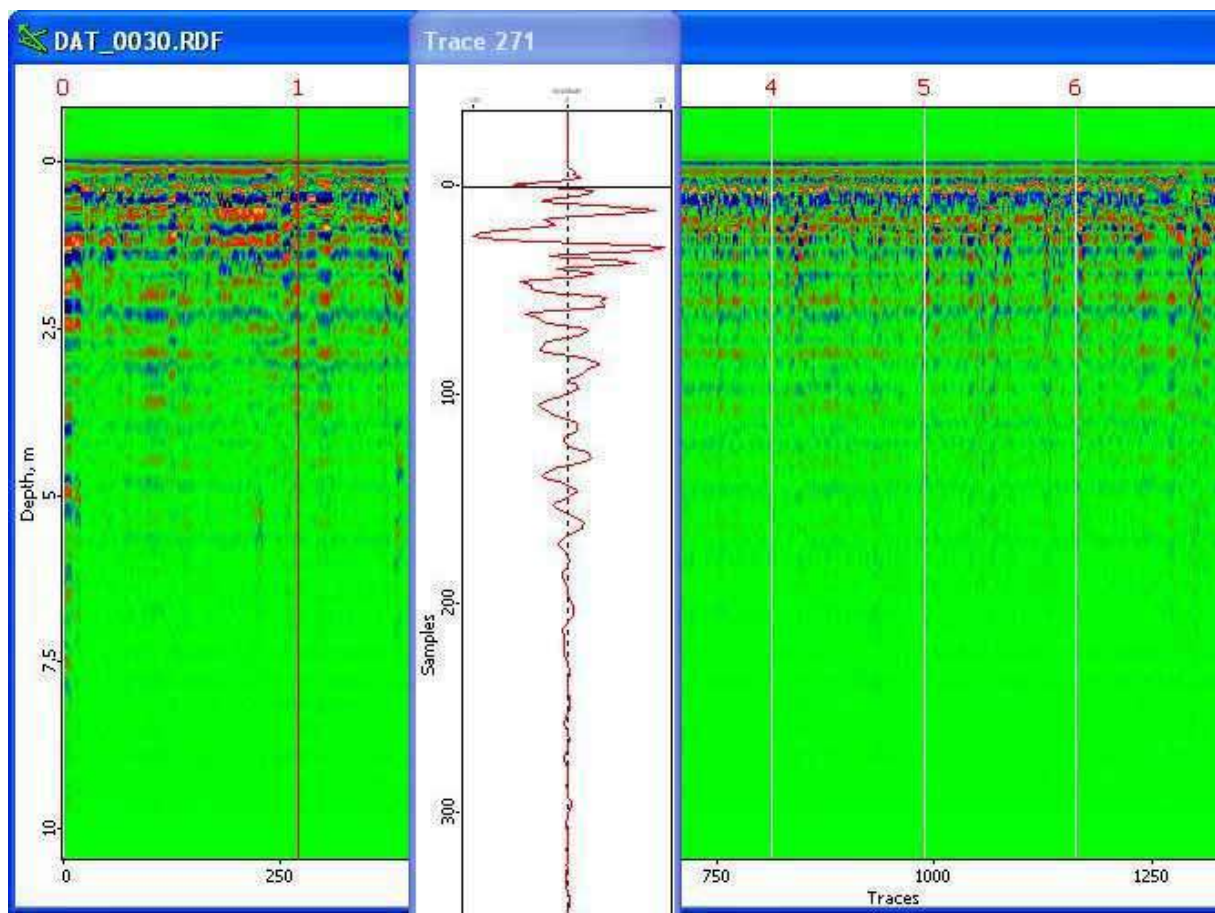


Fig 4.2. Estratos horizontales de suelos y tobas, depositados en un ambiente acuoso

El último contacto entre estratos se detecta en el intervalo de 2.5 a 3 m, el medio geológico restante corresponde a la toba cementada y muy dura.

4.3.2 Naturaleza y modos de falla provocados por una zapata

En la vecindad de una estructura que falló, se aplicaron varias líneas de radar de penetración terrestre. La fig 4.3 muestra la imagen bajo una zapata donde la naturaleza y los tres modos de falla: corte general, corte local y punzonamiento; al compararlas con los esquemas que Terzaghi visualizó (fig 4.4), resulta asombroso el parecido.

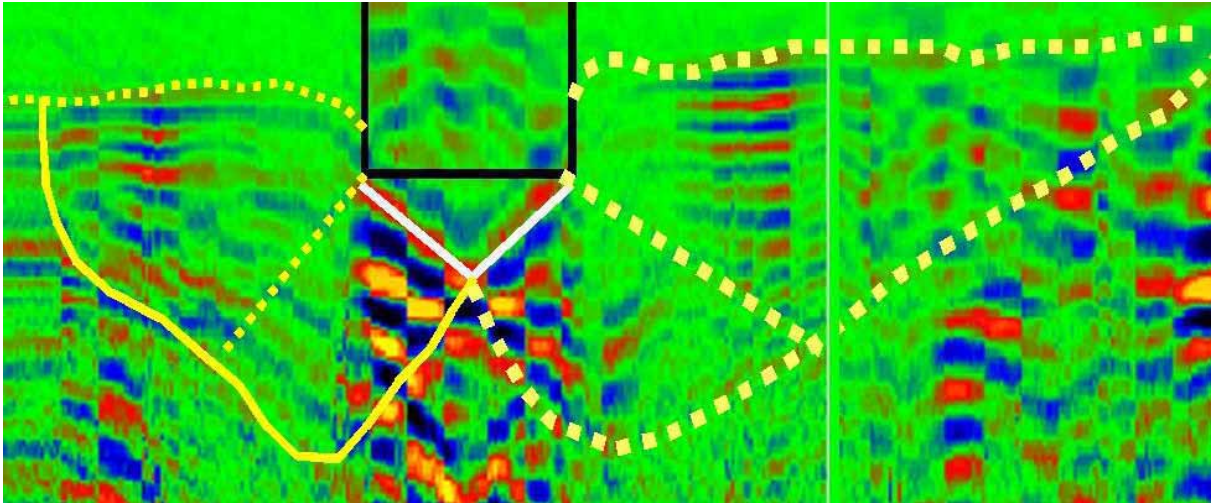


Fig 4.3. Naturaleza y Modos de Falla por una zapata

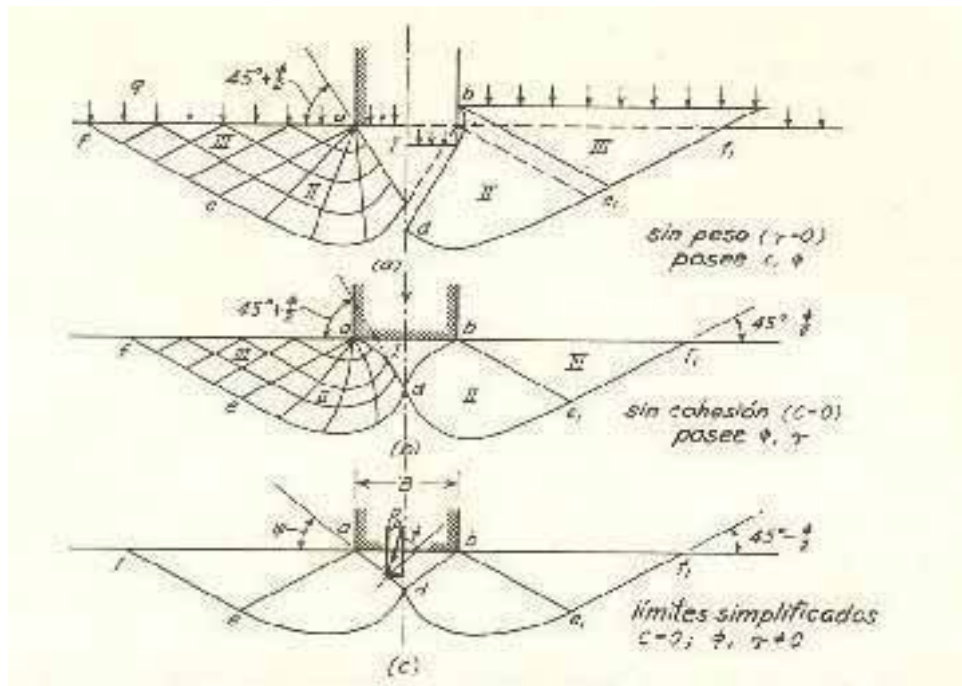


Fig 4.4. Esquema de Fallas del suelo según K. V. Terzaghi

4.3.3 Paleocauce en una ladera

Se realizó en una ladera una construcción; los cimientos fueron a base de zapatas; la estructura sufrió distorsiones y deformaciones debido al asentamiento diferencial. En el momento del levantamiento del RPT, se descubrió que la causa fue la presencia de un paleocauce relleno con limos de alta plasticidad, y confinado por rocas y tobas.

La 4.5 corresponde a dos vistas del paleocauce, a escalas diferentes con antenas de baja y alta frecuencia.; se puede apreciar la topografía del paleocauce, el relleno es homogéneo y con pseudoestratificación horizontal.

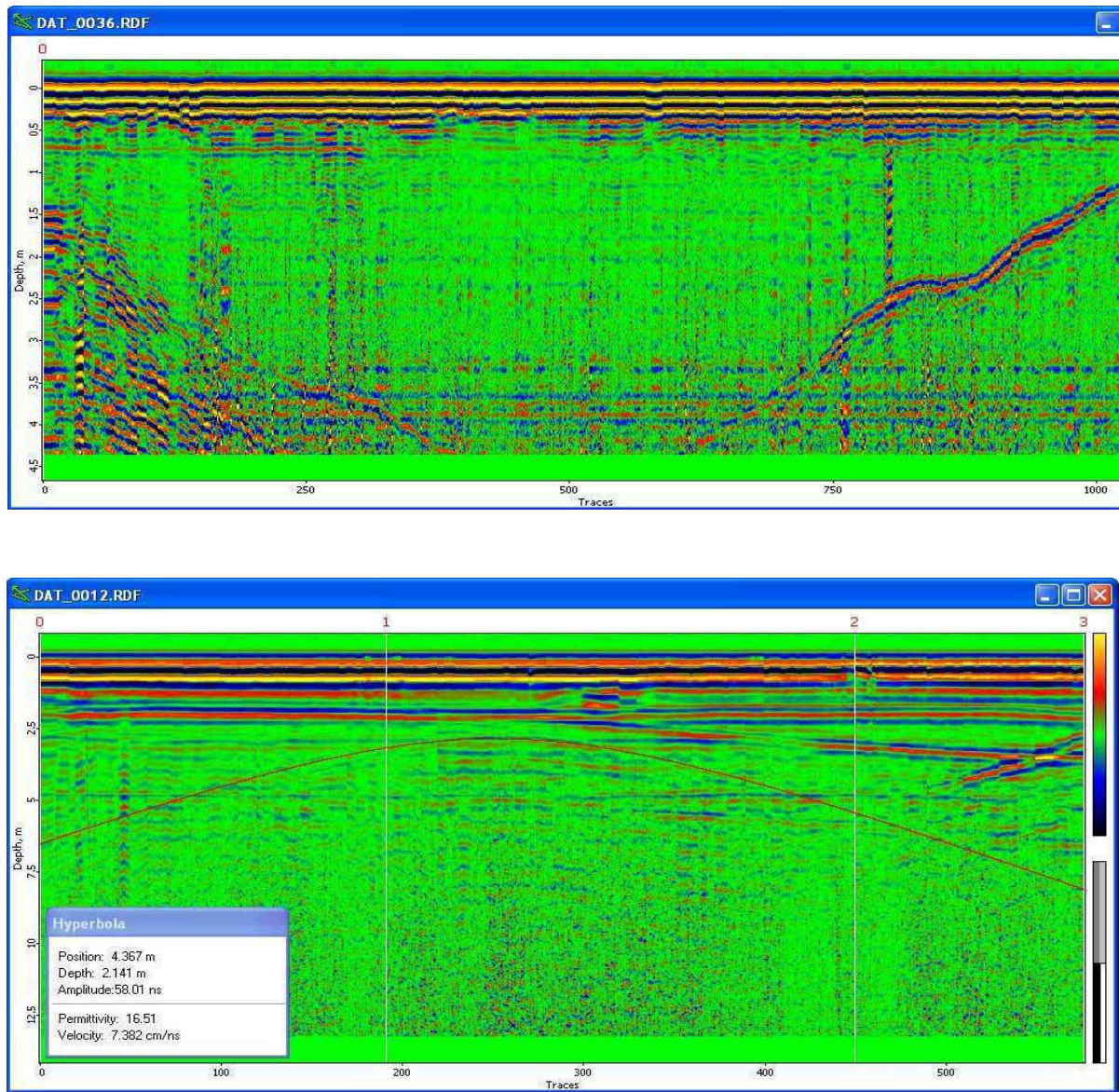


Figura 4.5 Paleocauces en una ladera

5. La prospección gravimétrica

La exploración gravimétrica se emplea para conocer:

- a) Forma de la Tierra (primeras medidas de la geofísica)
- b) Topografía basal de las cuencas
- c) Trenes estructurales como anticlinorios y sinclinorios
- d) Localización de fallas normales, inversas y de transcurrancia

Lo anterior se logra gracias a los cambios laterales y verticales de la distribución de masas y su densidad.

Galileo Galilei (1564-1642) fue el primer científico en tratar de explicar el comportamiento de los cuerpos en movimiento dentro del campo gravitacional de la Tierra; encontró las relaciones entre la longitud de un péndulo, su masa y el período de movimiento, así como en postular que la aceleración producida en todos los cuerpos es la misma, y que la caída libre de un cuerpo es proporcional a su peso. La unidad de medición es el “Gal”, en su honor.

Sir Isaac Newton encontró que la fuerza de atracción entre dos cuerpos es directamente proporcional a sus masas e inversamente al cuadrado de la distancia que los separa; entonces:

$$F = K \frac{m_1 m_2}{d^2} \quad 5.1$$

Heyl y Chrzanowsky (1942) evaluaron “K” el valor aceptado internacionalmente es de:

$$K = 6.673 \pm E^{-8} \text{ en el sistema c.g.s.}$$

La masa de la Tierra produce una fuerza sobre los cuerpos, se conoce como “aceleración de la gravedad, g”, de tal forma que:

$$g = K \frac{M_T}{R^2} \quad 5.2$$

Siendo “ M_T ” la masa de la Tierra y “R” su radio promedio. La aceleración de la gravedad promedio es:

$$g = 9.81 \text{ cm/s}^2 = 981 \text{ Gales}$$

En las mediciones del campo gravimétrico se han observado variaciones tan grandes como de 10^{-7} Gales, por lo que esta unidad resulta muy grande se adoptó adoptado el “miligal” o milésima parte del Gal, 1 Gal=1000 miligal.

5.1 Las componentes del campo gravimétrico de la Tierra

Para poder aplicar la Ley de Gravitación a cuerpos, es necesario subdividirlo en elementos de masa pequeños, y sumar las atracciones de cada uno de ellos para obtener la fuerza total en cada punto considerado.

Dado que la gravedad es vertical, esta dirigida al centro de la Tierra, luego en el efecto que produce un cuerpo sobre el campo gravífico terrestre, se debe evaluar la componente vertical.

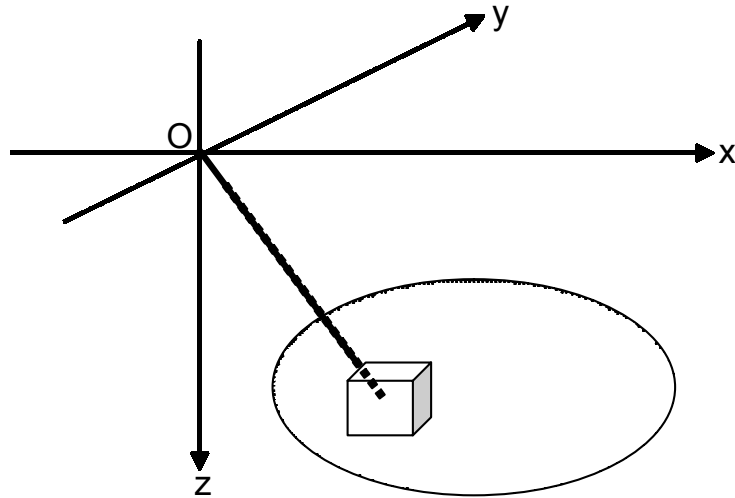


Fig 5.1. Deducción de la componente vertical de un cuerpo sobre el campo gravífico terrestre

Atendiendo a la geometría, por la posición del cuerpo con respecto a la superficie que aparece en la fig 5.1, la componente vertical está dada por:

$$g_v = K \int \frac{dm}{l^2} \cos \theta \quad 5.3$$

La rotación terrestre genera una fuerza centrífuga sobre cual punto situado sobre la superficie de la Tierra, ver la figura 5.2, la fuerza centrífuga en su componente colineal al gravedad y de sentido contrario vale: $\omega^2 r \cos \varphi$; En donde “ ω ” es la velocidad angular de rotación y “ φ ” la latitud del punto.

Considerando que la Tierra es elipsoidal y aplicando el teorema de Clairaut; la Fórmula Internacional de la Gravedad es:

$$g_\varphi = 978.049(1 + 0.0052884 \sin^2 \varphi - 0.0000059 \sin^2 2\varphi) \quad 5.4$$

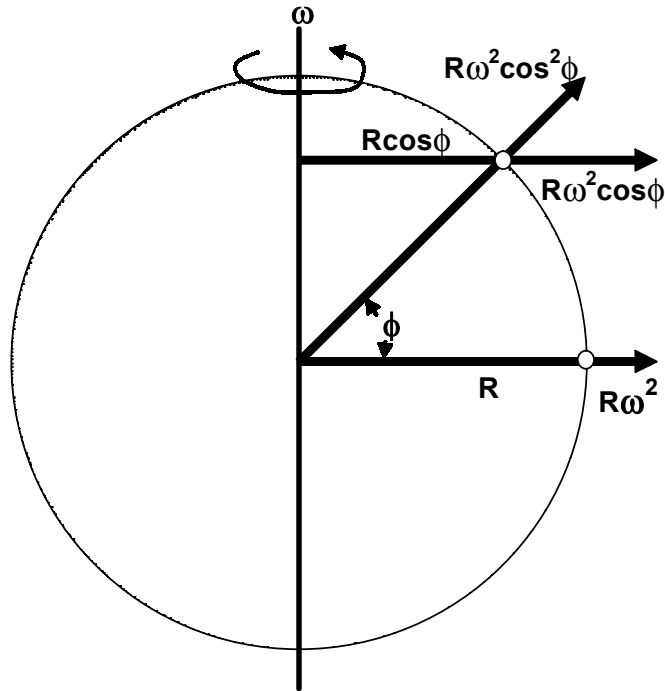


Fig 5.2. geometría para obtener la fuerza centrífuga de la componente vertical de la gravedad

5.1.1 Gradiente de la Gravedad

Al observar la expresión internacional de la gravedad, se tiene que depende de la latitud, por tanto, su variación es función de la latitud (fig 5.3); esto es:

$$\frac{dg}{dl} \approx 0.8122 \text{ sen } 2\varphi, \text{ miligales/km} \quad 5.5$$

En la práctica es más común utilizar el gradiente de gravedad en función de las longitudes medidas en la superficie, en lugar de la latitud.

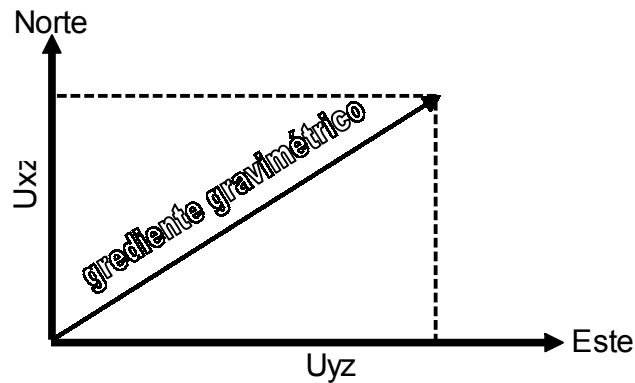


Fig 5.3. Variación de la gravedad con la latitud

5.2 Correcciones a las mediciones

Como ya se apuntó, el valor de la aceleración de la gravedad cambia de manera natural con la latitud del punto de observación en la superficie de la Tierra; de esta misma forma las mareas de acuerdo con la rotación de la Luna ejercerá efectos en el valor de “g”.

Al analizar la expresión 5.1, se puede ver que la fuerza de atracción y por tanto el valor de la gravedad cambia con la altitud (d^2), y distribución de masa (m_1m_2), las cuales se discuten a continuación.

5.2.1 Variación de “g” con la elevación topográfica

Atendiendo la fig 5.4, al cambiar de cota topográfica en un mismo lugar, la gravedad tendrá un valor diferente, el cual depende respecto a altura, que al obtener su derivada (respecto a R) queda que:

$$\frac{dg_{\phi}}{dR} = -\frac{2g}{R} \quad 5.6$$

El signo negativo indica que las variaciones de la gravedad son en sentido contrario a las variaciones de la altura. Entonces, para referir el valor de gravedad a otro nivel es necesario corregir el valor utilizando el factor -0.308 por Δh ; esta corrección se le conoce como de “Corrección de Aire Libre”, Cal.

En la imagen derecha de la fig 5.4 se observa una pendiente; los puntos A y B tienen gravedades observadas diferentes; si se quiere referir ambas observaciones a un mismo nivel, se tiene que aplicar la corrección por “aire libre”, pero no pueden compararse directamente, ya que no se ha tomado en cuenta la fuerza de atracción que produce la masa por debajo de ambos puntos.

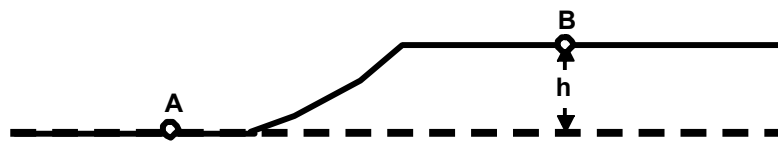


Fig 5.4. Corrección de Aire Libre, “Cal”

5.2.2 Variación de “g” con respecto a la distribución de masa

La Corrección de Bouger (C_b) se utiliza para determinar el efecto gravitacional que produce la distribución de masa, es un convenio tomar el efecto de un cilindro de eje vertical y de altura “h”, dispuesto como conforme la fig 5.5.

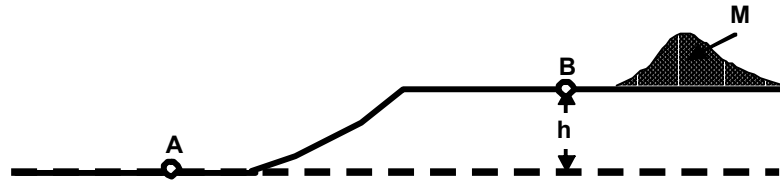


Fig 5.5. Corrección de Bouger

La Corrección de Bouger (C_b) está dada por la expresión: $C_b = 2\pi K\rho h$, que expresada en miligal y sustituyendo el valor de “K”, es de: $C_b = 0.0419\rho h$.

Las observaciones de la gravedad en diferentes puntos de la superficie terrestre deben referirse a un mismo nivel para poder compararlos, siendo necesario aplicarles simultáneamente las correcciones por “aire libre” y de “Bouger”, resultando que:

$$C_{al} + C_b = -0.308h + 0.0419\rho h.$$

La corrección combinada se le llama “corrección por elevación” (C_e) y queda como:

$$C_e = -(0.308 - 0.419\rho)h \quad 5.7$$

5.2.3 Variación de “g” por efecto de Mareas.

El planeta Tierra al ser uno entre los miles de millones de cuerpos en el Universo, se ve afectado en su campo de gravedad por cada uno de ellos; pero solamente dos cuerpos, el Sol (por sus dimensiones y la Luna (por su cercanía) ejercen efectos sobre la aceleración de la gravedad (fig 5.6).

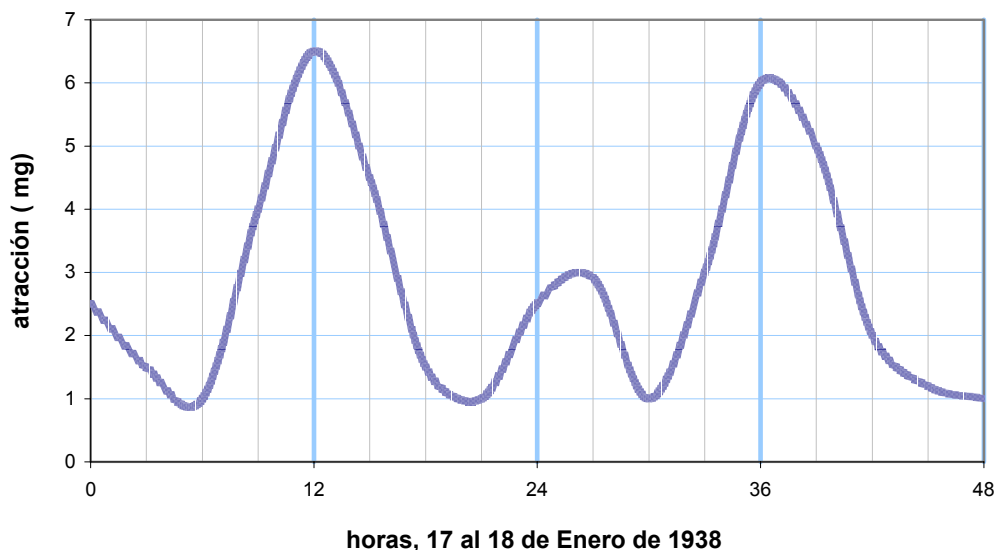


Fig 5.6. Efecto de Marea de la Luna, según US COSAT and Geodetic Survey

Las deformaciones se llaman “efecto de marea” por que es en el mar donde se presentan de manera más evidente, aunque la superficie de la corteza terrestre también se deforma.

El efecto de las mareas cambia de acuerdo a las posiciones relativas del Sol y la Luna. De la expresión 5.8 se pueden calcular las magnitudes por los efectos de estas mareas.

$$\Delta g = \frac{3KRM_L}{2D_L^3} (\cos 2\alpha_L + 1/3) - \frac{3KRM_S}{2D_S^3} (\cos 2\alpha_S + 1/3) \quad 5.8$$

5.2.4 Variación de “g” por efecto de la Topografía

Cuando en la vecindad de los puntos de observación del campo de gravedad existen elevaciones y depresiones topográficas, se producen atracciones gravitacionales que se manifiestan como disminuciones o aumento de la gravedad. La falta de masa genera fuerzas de gravedad negativas y los excesos de masa o promontorios de roca generan aumentos en el valor de “g” (fig 5.7).

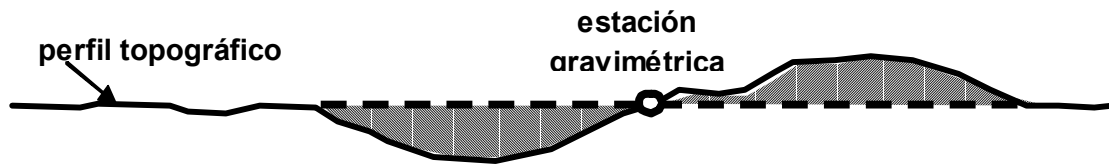


Fig 5.7. Efecto de la Topografía

En ambos casos, la componente de la fuerza generada es en el sentido contrario al de la gravedad. Su efecto puede calcularse por medio de la “Corrección de Bouger” o con las “plantillas de Hammer”.

5.3 El problema de la exploración gravimétrica

Al planear una exploración es necesario determinar con base en la geología superficial y del subsuelo si la información a obtener es congruente con el objetivo perseguido, y determinar la calidad de los resultados.

Para aplicar el método gravimétrico se debe cumplir que exista suficiente contraste de densidades entre el medio encajonante y el cuerpo en cuestión; de lo contrario las variaciones de gravedad no pueden ser atribuidas a una estructura, o accidente geológico del subsuelo.

Se debe tomar en cuenta también la profundidad del cuerpo y las dimensiones del mismo, ya que si está muy profundo y las estructuras son complejas, la anomalía gravimétrica se verá enmascarada por efectos de cuerpos superficiales.

5.4 Mapa de Anomalía de Bouger

Después de aplicar todas las correcciones a los datos levantados, se configura el “Mapas de Anomalía de Bouger”, el cual tiene por objeto mostrar la distribución regional de la densidad (Bulk) asociada a estructuras y accidentes geológicos (fig 5.8).

El cálculo de la Anomalía de Bouger “ Δg ” está dada por la expresión:

$$\Delta g = \text{Gravedad observada} \pm \text{Corrección por Elevación} - \text{Gravedad Teórica.}''$$

5.4.1 Gravedad Observada

Es la suma de los efectos gravitacionales de las masas que se encuentran bajo el punto de observación, y que van desde el centro de la Tierra hasta la superficie.

5.4.2 Corrección por Elevación

Tiene por objeto eliminar los efectos de la masa situada entre el nivel de referencia y el punto de observación, o agregar el efecto de las masas equivalentes que ocuparían el espacio entre el nivel de referencia y el punto de observación.

5.4.3 Gravedad Teórica

Son los efectos promedios de las masas ubicadas entre el centro de la Tierra y el nivel correspondiente a su radio promedio.

La Anomalía de Bouger presenta el efecto de todas las heterogeneidades del subsuelo, formada por las masas y estructuras geológicas que corresponden a una sección uniforme homogénea e isótropa; es la suma de las anomalías producidas por las masas locales y de carácter regional.

La Anomalía de Bouger “ Δg ” es la suma de los efectos de la Anomalía Regional (ΔR) o profunda y Residual (Δr) debida a cuerpos locales y superficiales, esto es:

$$\Delta g = \Delta R + \Delta r$$

De un análisis se desprende que las anomalías de frecuencia baja se deben a la topografía del basamento, en tanto que las de frecuencia alta corresponden con cuerpos geológicos someros de poca extensión. Los métodos para separar estas anomalías son gráficos, matemáticos y mixtos.

Las anomalías resultantes pueden ser simuladas y reproducidas analíticamente por las expresiones de efectos gravitacionales que resultan debido a figuras de cuerpos geométricos definidos.

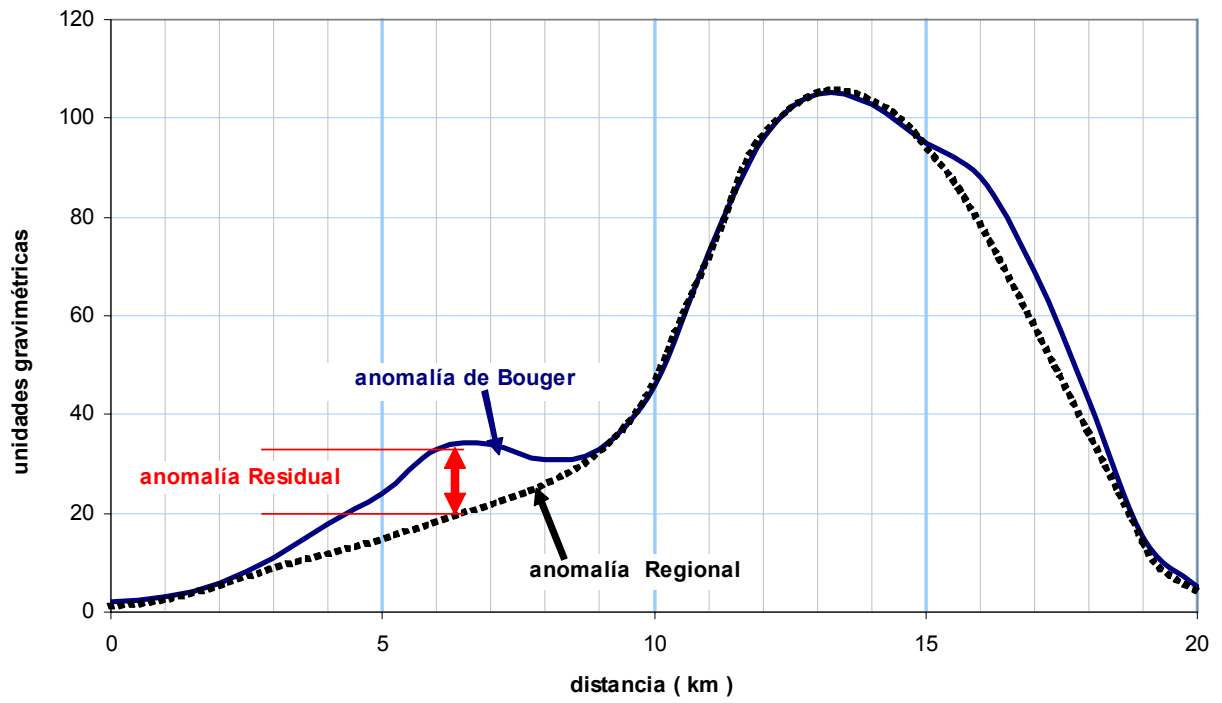


Fig 5.8. Significado físico de las variables involucradas en la gravedad

5.5 Anomalías debidas a la distribución de masas

Las anomalías se analizan de manera individual a través de los efectos gravitacionales asociados a cuerpos geométricos sepultados.

5.5.1 Efecto gravitacional de una esfera

Considerando un cuerpo de forma esférica como el de la fig 5.9, cuya densidad es “ ρ ”, a una profundidad “ z ” y de radio R , el efecto gravitacional a lo largo de cualquiera de los puntos en “ x ”, está dado por:

$$g_{\text{VESFERA}} = \frac{4}{3} \pi k \rho R \frac{1}{z^2} \cdot \frac{1}{\left(1 + \frac{x^2}{z^2}\right)^{3/2}}$$

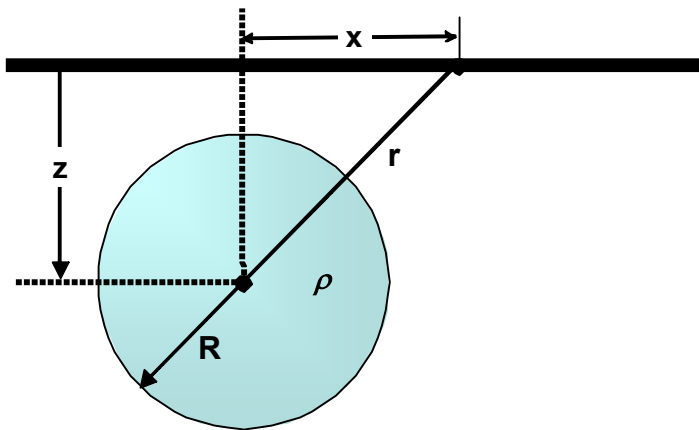


Fig 5.9. Efecto gravitacional de una esfera y un cilindro sepultados

5.5.2 Efecto gravitacional de un cilindro horizontal

Considerando un cilindro horizontal con su eje perpendicular al plano del papel, de radio “ R ” y a una profundidad “ z ”; el efecto gravitacional a lo largo de cualquiera de los puntos en “ x ”, como se muestra en la fig 5.9, está dado por:

$$g_{\text{CILINDRO}} = \frac{2\pi K \rho R^2 z}{x^2 + z^2}$$

5.5.3 Efecto gravitacional de un paralelogramo vertical

Sea el paralelogramo de la fig 5.10 con su eje mayor vertical a profundidades de z_1 y z_0 , de densidad “ ρ ” y de ancho “ n ”, el efecto gravitacional a lo largo de cualquiera de los puntos en “ x ”, corresponde a:

$$g_{vPARALELOG \quad RAMOVERT} = 2\pi K \rho n \cdot \log \frac{\sqrt{x^2 + z_1^2}}{x^2 + z_0^2}$$

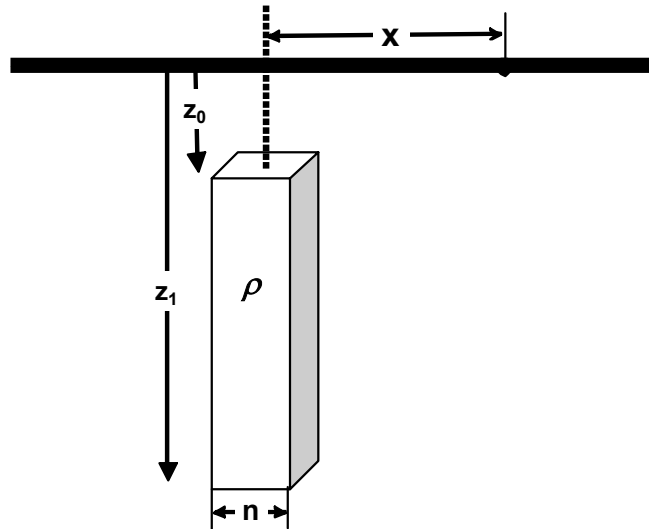


Fig 5.10. Efecto Gravitacional de un paralelogramo vertical

5.5.4 Efecto gravitacional de un paralelogramo horizontal

Si el paralelogramo tiene su lado mayor horizontal, fig 5.11, a una profundidad “z”, de espesor “h”, cuya densidad es “ρ”, el efecto gravitacional a lo largo de cualquiera de los puntos en “x” es:

$$g_{vPARALELOG \quad RAMOHORIZO \quad NTAL} = 2\pi K \rho h (\text{ang} \tan \frac{x_1}{z} - \text{ang} \tan \frac{x_0}{z})$$

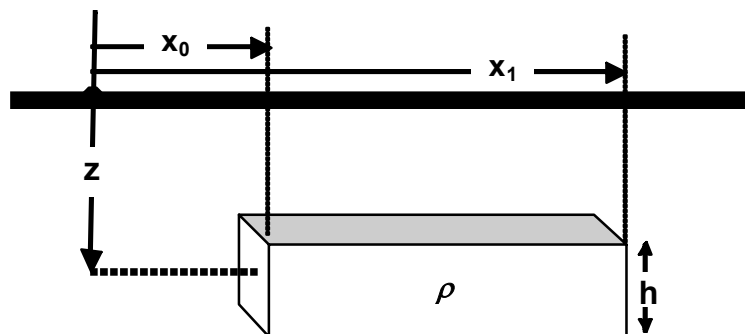


Fig 5.11. Efecto gravitacional de un paralelogramo horizontal

5.5.5 Efecto gravitacional de un cilindro vertical

Un cilindro vertical (fig 5.12) de densidad “ ρ ”, a una profundidad comprendida por el intervalo “ z_1 ” y “ z_2 ”, de radio R y altura “ h ”, el efecto gravitacional a lo largo de cualquiera de los puntos en “ x ”, está dado por:

$$g_{\text{CILINDRO VERTICAL}} = 2\pi K\rho(h + \sqrt{R^2 + z^2} - \sqrt{R^2 + (z + h)^2})$$

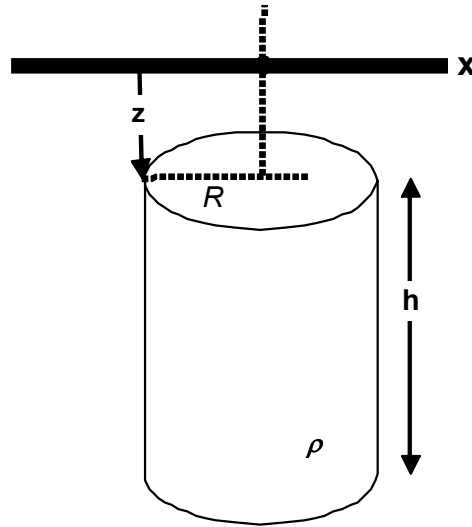


Fig 5.12. Efecto gravitacional de un cilindro vertical

Si el cilindro aflora, la expresión para calcular el efecto gravitacional a lo largo de cualquiera de los puntos en “ x ”, toma la forma:

$$g_{\text{CILINDRO VERTICAL AFLORANDO}} = 2\pi K\rho(R - \sqrt{R^2 + h^2} + h)$$

5.6 Miscelánea de aplicaciones de la prospección gravimétrica

5.6.1 Mapa de la Anomalía de Bouguer para el Valle de Puebla

En la prospección y evaluación de los acuíferos es necesario conocer la geometría del acuífero y las estructuras que guardan los estratos del subsuelo. La fig 5.13 muestra la configuración de la Anomalía de Bouguer para el Valle Puebla; se logró medir un espesor de rellenos de 4 km hacia el noreste y las formas de las anomalías indican la presencia de fallas de transcurrencia en el Río Atoyac.

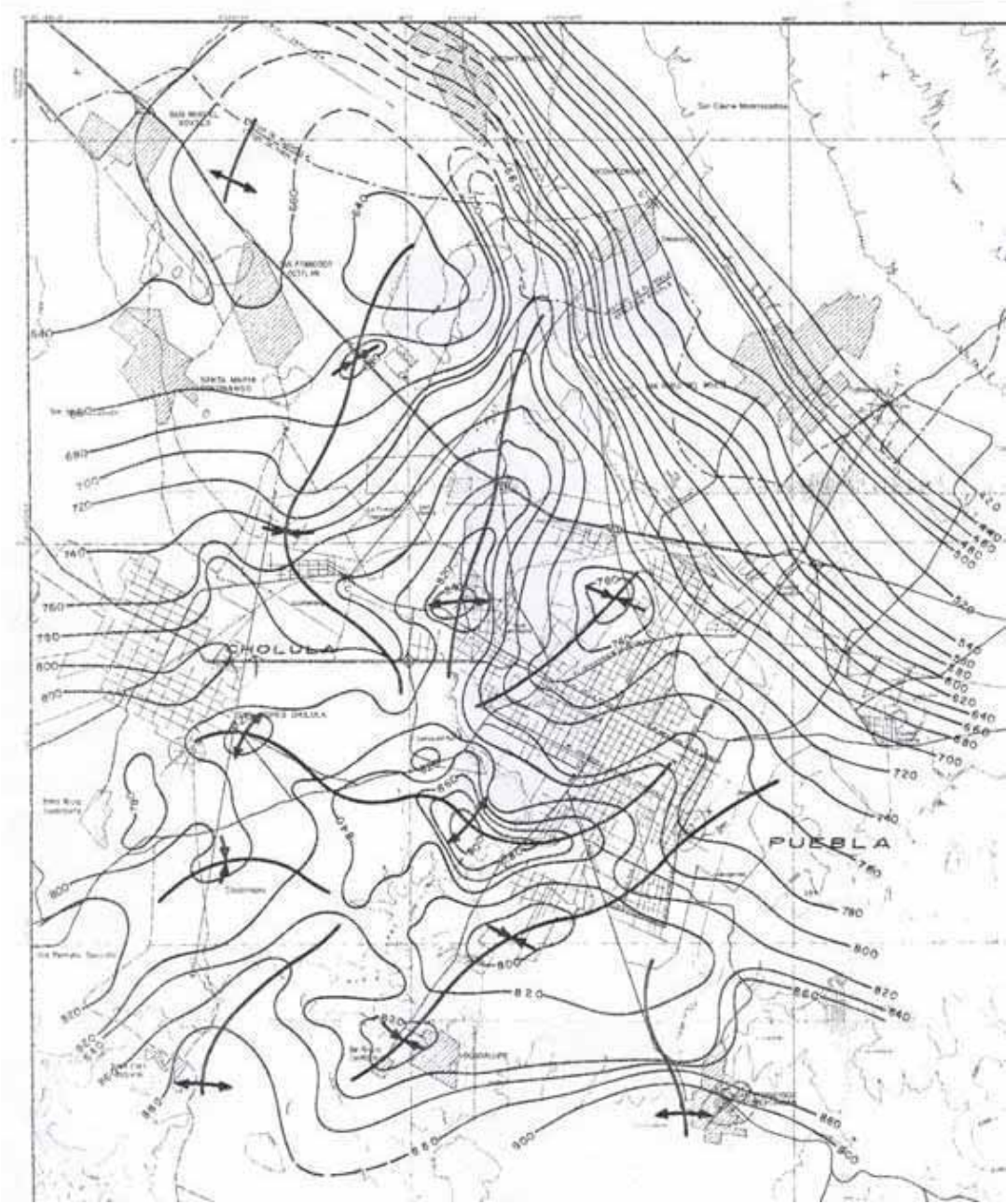


Fig 5.13. Mapa de la Anomalía de Bouguer, Valle de Puebla

5.6.2 Anomalía de Bouguer del área de impacto del Meteorito de Chicxolub

En la porción N-NW de la Península de Yucatán, durante el Cenozoico cayó un meteorito, una de las peores consecuencias fue la extinción de los “dinosaurios”?, Para Petróleos Mexicanos el área es importante porque representa la vaporización del petróleo. En toda la periferia del cráter se formaron “xenotes” aún en uso por los habitantes para tomar agua para sus servicios. La fig 5.14 muestra la Anomalía de Bouguer del Cráter de Chicxolub.

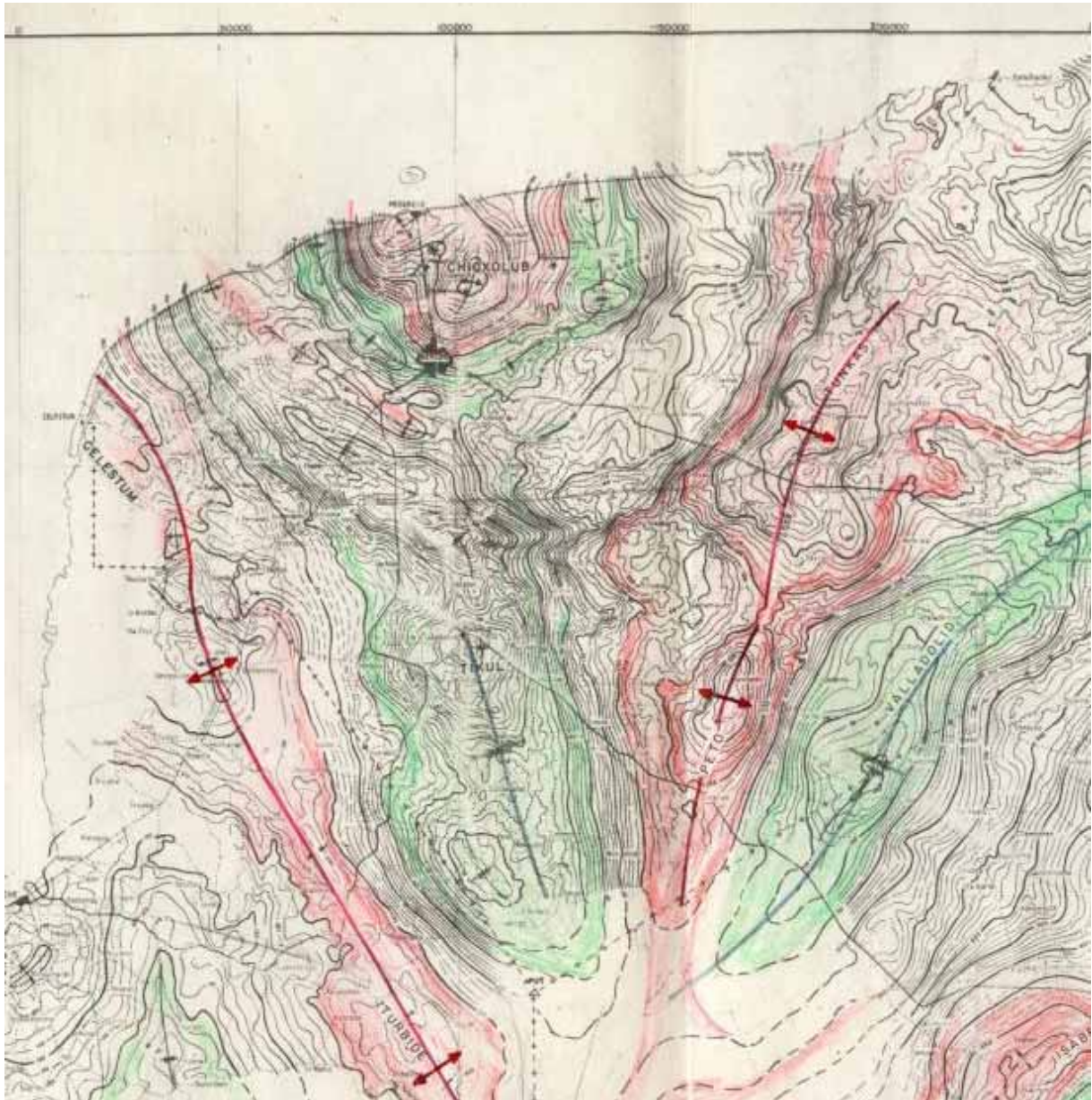


Fig 5.14. Cráter provocado por el Meteorito de Chicxolub, Yuc.,
cortesía de Servicios Geofísicos, SA

Referencias

- Al-Khafaji A. W. and Andersland B. O. (1992). "Geotechnical engineering and soil testing". Saunders HBJ.
- Al-Sadi H. (1980). "Seismic Exploration Technique and Processing". Birkhäuser Verlag.
- Álvarez M. E. (1992). "Optimización del aprovechamiento del Acuífero del Valle de Querétaro, con base en un modelo de simulación del flujo". Tesis de Maestría en Ingeniería (Hidráulica). DEPMI de la Universidad Autónoma de Querétaro.
- Alvarez Manilla A. A. (1996). "Similitud entre las ecuaciones de consolidación y flujo hidrodinámico, una forma para explicar el agrietamiento en los suelos del Valle de Querétaro". V Congreso de ingeniería Civil en el estado de Querétaro. CICEQ y FI de la UAQ.
- Alvarez Manilla A. A. (1998). "La Geotécnia Ambiental, base de la planeación y crecimiento de Santiago de Querétaro, Qro.". Conferencia organizada por la Cámara Nacional de las Empresas de la Consultoría y la Facultad de Ingeniería de la Universidad autónoma de Querétaro.
- Alvarez Manilla A. A. y Pérez R. M de la L. (1996) "Subsistencia y fallamiento en el Valle de Querétaro". XVIII Reunión Nacional de Mecánica de Suelos. Morelia, Mich.
- Alvarez Manilla A. A. y Pérez Rea M de la L., 1997. "Caracterización Geotécnica del Valle y Zona Metropolitana de Querétaro". Trabajo de Investigación. División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Querétaro. Maestría en Ciencias.
- Alvarez Manilla A. A., Fernández H. F. y Salas C. J. L. (1997). "Relaciones entre las Zonificaciones Geohidrológica, Geotécnica y su impacto en el Valle de Querétaro". Primer Congreso Nacional de Aguas Subterráneas. Mérida, Yuc. Asociación Geohidrológica Mexicana, AC.
- Alvarez Manilla A.(1990-1999) "Apuntes de Geofísica Aplicada". Curso Internacional de Geohidrología y Contaminación de Acuíferos. Centro de Educación Continua de la Universidad Nacional Autónoma de México.
- Alvarez Manilla Aceves A., (1988)."La Polarización inducida en la Exploración Petrolera". Tesis de Licenciatura. FI de la UNAM.
- Álvarez Mendiola E. (1992). "Optimización del aprovechamiento del Acuífero del Valle de Querétaro, con base en un modelo de simulación del flujo". Tesis de Maestría en Ingeniería (Hidráulica). DEPMI de la Universidad Autónoma de Querétaro.
- Azizi F. (2000) "Applied Analysis in Geotechnics"..E & FN SPON.
- Bowles E. J. (1982). "Propiedades geofísicas de los suelos". McGraw Hill.
- Canal de la., J. (1988). "Diccionario de sinónimos e ideas afines". SECSA.

Celanese Mexicana, SA de CV (1990). "*Estudio Geohidrológico y Balance Preliminar de Agua Subterránea en la vecindad del Complejo Industrial Benito Juárez, Querétaro*". Contrato RC45489-1. Geo Ingeniería Alfven, SA de CV.

Charlez P., Editor (1995). "*Mechanics of Porous Media*". A.A. Balkema /Róterdam/ Brookfield.

Chen H. Z. (1995). "*Stress theory and axiomatics as well as consolidation theory of unsaturated soils*". Unsaturated Soils, Alonso & Delage (eds). París, 1995, Francia.

Collie M. J. (1978). "*Gethermal Energy, Recent Developments*". Noyes Data Corporation.

Comisión Estatal del Agua, Gobierno del Estado de Querétaro (1997). "*Plan de apoyo integral del agua subterránea para los principales valles del Estado de Querétaro*". Geofísica de Exploraciones GUYSA, SA de CV.

Comisión Federal de Electricidad (1987). Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Subgerencia de Estudios Geotérmicos. "*Mediciones de Subsistencia en Los Azufres, Mich., Los Humeros, Pue y La Primavera, Jal.*". Informes Internos.

Danbom S. H., and Domenico S. N., 1986., "*Shear-wave exploration*". Geophysical Developmpments No. 1. SEG, Tulsa. Oklahoma.

Das M., B. (1990). "*Principles of geotechnical engineering*". PWS-Kent.

Das M., B. (1997). "*Advanced soil mechanics*". Taylor & Francis.

Domenico P. A. and Schwartz F. W. (1990). "*Physical and Chemical Hydrology*". John Willey and Sons.

Fernández H F., (1986-2003). "*Diversos estudios de prospección geofísica, geología y geohidrología*".

Fotogrametría y Servicios Profesionales, SA de CV. "*Fotografías aéreas escala 1:20000*, Diciembre de 1990.

Fyfe W. S., Price N. J. and Thompson A. B. (1978). "*Fluids in the earth's crust*". Elsevier Scientific Publishing Company.

Geotécnia y Concreto, SC. (1990-2003)., "*Diversos Estudios de Mecánica de suelos y rocas*".

Geo I ngeniería Alfven SA de CV,, (1986-2003). "*Diversos estudios de geofísica*".

González de Vallejo L. I., Ferrer M., Ortuño L. y Oteo C., (2002). "*Ingeniería Geológica*". Pretince Hall.

Howell B. F., 1962. "*Introducción a la Geofísica*". Omega.

Hunt E. R. (1984). "*Geotechnical engineering investigation manual*". McGraw Hill Book Co.

INEGI. "Carta topográfica F14C65 Querétaro".

INEGI. "Imágenes de Satélite de los Estados de Querétaro, Guanajuato, San Luis Potosí y Michoacán".

Iturbe A. R., y Silva M. A. E. (1992). "Agua subterránea y contaminación". Series del Instituto de Ingeniería, No. 539.

Ivo Kazda (1990). "Finite element techniques in ground water flow studies". Elsevier.

Jacob C. E. (1940). "On the flow of water in an elastic artesian aquifer. *Trans. Amer. Geophys. Union*.

Jakosky J. J., 1950. "Exploration geophysics". Trija Publishing Company.

Jardetzky W. S., Swing W. M. And Press F. (1957). "Elastic Waves in Layered Media". McGraw Hill.

Juárez B. E. (1961). "Mecanismo de las grietas de tensión en el Valle de México". Tesis Doctoral de Ingeniería. DEPEFI de la UNAM.

Juárez B. E. (1989). "General compressibility equation for soils". Curso Internacional de Mecánica de Suelos Arcillosos. Universidad Autónoma de Querétaro (México) y Universidad de Laval (Canadá).

Juárez B. E. y Rico R. A. (1995). "Mecánica de suelos (Flujo de agua en suelos, Tomo III)". Limusa.

Juárez B. E. y Rico R. A. (1995). "Mecánica de suelos (Fundamentos de la Mecánica de Suelos, Tomo I)". Limusa.

Juárez B., E., y Rico R. , 1973. "Mecánica de Suelos Tomo II, teoría y aplicaciones a la Mecánica de Suelos". Limusa, Noriega Editores.

Kaufman A. And Keller G. V. (1983). "Frequency and Transient Soundings". Elsevier.

Keller G. V. and Frischknecht F. C. (1966). "Electrical Methods in geophysical Prospecting". Pergamon Press,

Keller G. V., Whan W. J., and Garg N. (1982). "Electrical Exploration for Oil & Gas". Summary of investigations carried on by the Department of Geophysics Colorado School of Mines.

Kim J. D., Feyen J., Angulo J. R. and Vauclin M. (1995). "Comparision of eulerian and Lagrangian approaches in soil deformation and water flow". Unsaturated Soils, Alonso & Delage (eds). París, 1995, Francia.

King J. M. (1984). "Computing drawdown distributions using microcomputers". Ground Water-November-December 1984. V. 22. No 6.

Koefoed O. (1979). "Geosounding Principles, 1. Resistivity Sounding Measurements". Elsevier.

- Krumbein W. C. y Sloss L. L. (1969). "*Estratigrafía y sedimentación*". Uteha.
- Kunetz G., (1966). "*Principles of Direct Current Resistivity Prospecting*". Geopublications Associates.
- Lapedes D. N. (1977). "*Geological Sciens*". McGraw Hill
- Lesser I. J M., Sánchez D. F. y González P. D. (1990). "*Aspectos geohidrológicos de la Ciudad de México*". Revista de Ingeniería Hidráulica en México, enero-abril de 1990.
- López Ramos E. (1993) "*Geología de México*". Trillas.
- Marsal R. J. y Masari M. (1959). "*El subsuelo de la Ciudad de México*". Instituto de Ingeniería de la UNAM.
- McPhar Geophysics, Ltd. (1967). "*Theoretical Induced Polarization and Resistivity Studies Scale Model Cases.; Phase I, II and III.*
- Meinzer E. O. (1942). "*Hydrology*". Mc Graw Hill.
- Middleton G. V. and Wilcock R. P. (1994). "*Mechanics in the earth and environmental sciences*". Cambridge.
- Mooser F., Tamez E., Santoyo E., Holguín E. y Gutiérrez C. E. (1990). "*Características Geológicas y geotécnicas del valle de México*". Construcción del Metro, Ciudad de México; Secretaría General de Obras, Comisión de Vialidad y Transporte Urbano. DDF.
- Nettleton L. L., 1976. "*Gravity and Magnetics in Oil Prospecting*". McGraw Hill.
- Orellana E. (1972). "*Prospección Geoeléctrica en corriente continua*". Paraninfo.
- Ortega A. G. (1996). "*Variability of the coefficient of consolidation of the Mexico City clayey sediments on spatial and time scales*". Bulletin of International Association of Engineering Geology. París-No 54-October 1996.
- Pascuaré, G., Ferrari, L., Perazzoli, M., Tiberi, M. and Turchetti, F., 1987, "*Morphological and structural analysis of the central sector of the Transmexican Volcanic Belt*". Vol 26. Num 2., Geofísica Internacional. Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México.
- Pick M., Pícha J. and Vyskocil V. (1973). "*Theory of the Earth's Gravity Field*". Elsevier.
- Picking, L. W. (1979). "*Programming a pocket calculator for solving multiple well, variable pumping rate problems*". Ground Water. V. 17, pp. 205-208.
- Poot L. M. R., (1999). "*Modelo constitutivo para suelos no saturados expansivos*". Tesis de Maestría en Ciencias de Ingeniería. DEPI de la Universidad Autónoma de Querétaro.

Secretaría de Desarrollo Urbano, Obras Públicas y Ecología Municipal de Santiago de Querétaro. (1998). *“Mapa de Fallas y Zonas de Riesgos Geotécnico y Geológico del Valle y Zona Metropolitana de Querétaro”*. Geo Ingeniería Alfvén, SA de CV.

SHCP y Nacional Financiera, SA (1969). *“El hundimiento de la Ciudad de México, Proyecto Texcoco, Nabor Carrillo”*.

Society of Exploration Geophysics. (1947). *“Early Geophysical Papers”*. SEG, Tulsa, Oklahoma.

Strack D. L. O. (1989). *“Ground Water Mechanics”*. Prentice Hall.

Tarbutck E. J. y Lutgens F. K., (2000), *“Ciencias de la Tierra”*. Prentice Hall.

Terzaghi K y Peck R. B. (1955). *“Mecánica de Suelos en la Ingeniería Práctica”*. Editorial El Ateneo, SA de CV.

Theis C. V. (1935). *“The relationship between lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage”*. American Geophysicist Union Trans. V. 6. Pp. 519-524.

Toulokian Y. S. and Ho C. Y. (1981). *“Physical properties of rocks and minerals”*. McGraw Hill.

Trejo M. A. (1989). *“Estratigrafía y propiedades mecánicas del subsuelo del Valle de la Zona Urbana de Querétaro”*. Universidad Autónoma de Querétaro.

Universidad Autónoma de Querétaro. Laboratorio de Mecánica de Suelos. División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería. (1994-1999). *“Diversos trabajos y estudios de mecánica de suelos aplicada en el Valle y Zona Metropolitana de Querétaro”*. DEPMI de la Universidad Autónoma de Querétaro.

Universidad Autónoma de Querétaro. Laboratorio de Mecánica de Suelos y Materiales de la Licenciatura en Ingeniería Civil. (1994-1999). *“Diversos trabajos y estudios de Mecánica de Suelos aplicada en el Valle y Zona Metropolitana de Querétaro”*. FI de la Universidad Autónoma de Querétaro.

Waitt J. R., (1959) *“Overvoltage research and geophysical applications”*. Pergamon Press.

Whittaker B. N. and Reddis D. J. (1989). *“Subsidence: occurrence, prediction and control”*. Elsevier.

Wylie E. B., and Streeter V. L., 1978., *“Fluid Transients”*. McGraw Hill.

Zeevaert W. L. (1995). *“Esfuerzo-deformación-tiempo en suelos finos no saturados”* Revista de la SMMS, Número 9, Enero-Junio 1995.

Zepeda G. J. A. (1989) *“Expansión y compresibilidad de arcillas parcialmente saturadas”*. Curso Internacional de mecánica de Suelos arcillosos. Universidad Autónoma de Querétaro (México) y Universidad de Laval (Canadá).

**CIUDAD DE MEXICO**

Av. Patriotismo 683
Col. Mixcoac
03730, México, D. F.
Tel (55) 56 15 35 75
55 98 52 18
Fax (55) 55 98 64 57

SANFANDILA

Km. 12+000, Carretera
Querétaro-Galindo
76700, Sanfandila, Qro.
Tel (442) 2 16 97 77
2 16 96 46
Fax (442) 2 16 96 71

Internet: <http://www.imt.mx>
publicaciones@imt.mx