

03095
S



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
INSTITUTO DE GEOFISICA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**EL METODO ELECTROMAGNETICO EN EL
DOMINIO DEL TIEMPO (TDEM) EN LA
EXPLORACION PETROLERA. CASO DE ESTUDIO
CUENCA TAMPICO-MISANTLA. AREA TEMPOAL**

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS
(EXPLORACION)

PRESENTA
MANUEL HURTADO CARDADOR

DIRECTOR DE TESIS: DR. JAIME H. URRUTIA FUCUGAUCHI



2003



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

**TESIS
CON
FALLA DE
ORIGEN**

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo excepcional.

NOMBRE: MANUEL HURTADO
CARDADOR

FECHA: 27 JUNIO 2003

FIRMA: [Firma]

**A mi amada esposa Yolanda Luna Valdez
por su gran amor, apoyo y comprensión**

**A mis hijos Tania, Omar y Manuel
que son mi motivo de superación**

**A mi madre Alfonsina Cardador Rosas y a
mi padre Nicolás Hurtado Moreno q. e. p. d.
de quienes siempre recibí amor y apoyo**

**A mis hermanos y hermanas
por su cariño y afecto**



1.515 C. 1
FALLA DE ORIGEN

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
AGRADECIMIENTOS	3
INTRODUCCIÓN	4
CAPITULO 1 PROPIEDADES ELECTROMAGNÉTICAS DE LAS ROCAS Y MINERALES	
1.1 Conductividad y resistividad	10
1.2 Permitividad dieléctrica	11
1.3 Polarización y polarizabilidad	12
1.4 Permeabilidad magnética	14
1.5 Resistividad de las rocas	15
1.6 Resistividad aparente	20
CAPITULO 2 ECUACIONES DE MAXWELL EN EL DOMINIO DEL TIEMPO Y EN EL DOMINIO DE LAS FRECUENCIAS	
2.1 Ecuaciones de Maxwell en el dominio del tiempo	26
2.2 Ecuaciones de Maxwell en el dominio de la frecuencia	27
2.3 Ecuaciones de onda en el dominio del tiempo y en el dominio de la frecuencia, número de onda, longitud de onda y profundidad de penetración	29
2.4 Atenuación de los campos electromagnéticos	32
2.5 Condiciones de frontera	36
CAPITULO 3 EL CAMPO ELECTROMAGNÉTICO EN EL DOMINIO DEL TIEMPO SOBRE LA SUPERFICIE DE UN MEDIO CONDUCTOR	
3.1 El comportamiento en el dominio de la frecuencia del campo electromagnético generado por un dipolo eléctrico en un medio conductor uniforme	38
3.2 El campo armónico de un dipolo eléctrico horizontal de un dipolo en la superficie de un semiespacio uniforme	50
3.3 El campo electromagnético de un dipolo eléctrico sobre la superficie de un medio estratificado	55
3.4 Transitorio generado por una fuente dipolar sobre la superficie de un medio Conductor	62

TESIS CON
FALLA DE COPIEN

CAPITULO 4 DISTORSIONES DE LAS SEÑALES TDEM Y CORRECCIONES

4.1	Ruido geomagnético	69
4.2	Ruido electromagnético natural	70
4.3	Ruido cultural	70
4.4	Ruido geológico	70
4.5	Efecto topográfico	72
4.6	Factor de calibración	78
4.7	Métodos de apilamiento selectivo para eliminar ruidos aleatorios en las señales TDEM	81
4.8	Filtros digitales recursivos	82
4.9	Deconvolución de la respuesta del sistema	87

CAPITULO 5 MÉTODOS DE INVERSIÓN DE LAS SEÑALES TDEM PARA EL CALCULO DE RESISTIVIDADES

5.1	Inversión 1D	93
5.2	Inversión en perfiles	100
5.3	Método de inversión de Occam	107

CAPITULO 6 DISEÑO DEL SISTEMA TDEM

6.1	Potencia de la fuente	113
6.2	Separación entre transmisor-receptor	115
6.3	Cubrimiento del arreglo TDEM	117
6.4	Transmisor y forma de onda a utilizar	118
6.5	Sistema TDEM-MINDECO	119
6.6	Sistema transmisor TDEM-MINDECO	121
6.7	Sistema receptor TDEM-MINDECO	122

CAPITULO 7 ESTUDIO ELECTROMAGNÉTICO CON EL MÉTODO TDEM EN UN CAMPO PETROLERO

7.1	Localización del área de estudio	126
7.2	Marco geológico regional	130
a)	Análisis estratigráfico y sedimentológico	133
b)	Estructura	141
c)	Geología petrolera	142
d)	Área Ebano – Pánuco	143
7.3	Información geofísica disponible	148
7.4	Procedimientos de campo	148
a)	Colocación del cable transmisor (línea fuente)	154
b)	Colocación de los electrodos en los extremos de la línea fuente	155
c)	Prueba inicial del transmisor y determinación de la resistencia del	

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

circuito (cable-suelo) en el sitio donde se colocaron los electrodos	158
d) Sincronización entre transmisor y receptor	159
e) Medición de la respuesta del sistema	160
f) Consideraciones generales	162
7.5 Adquisición y procesamiento de datos TDEM	162
7.6 Inversión de datos TDEM y TEM	163
7.7 Interpretación	170
CONCLUSIONES	188
CONCLUSIONES GENERALES	189
BIBLIOGRAFÍA	190

TIEMPO
FALLA EL ORIGEN

RESUMEN

El método electromagnético en el dominio del tiempo denominado **TDEM** (*Time Domain Electromagnetic Method*) utilizado en este estudio, es una de las técnicas en la modalidad de sondeos que han tenido más desarrollo y aplicación en exploración geofísica por las ventajas que presenta con respecto a los métodos eléctricos y electromagnéticos tradicionalmente utilizados en el dominio de la frecuencia. El método TDEM ha sido utilizado con fines de exploración petrolera en Estados Unidos, Rusia y otras partes del mundo con resultados que han permitido descubrir nuevos campos petroleros relativamente someros. En Japón ha sido ampliamente utilizado en exploración minera, aguas subterráneas, geotermia y geotecnia. Recientemente, los japoneses desarrollaron un sistema TDEM y software para exploración petrolera que han probado en algunos campos petroleros en el norte del Japón. En estos estudios se encontraron algunos problemas para evaluar el sistema TDEM ya que las secciones sísmicas son de baja calidad, debido principalmente a la existencia de capas superficiales de rocas volcánicas, lo cual hace difícil comparar los resultados TDEM con la sísmica. Para la evaluación correcta de este sistema, se llevó a cabo un levantamiento con el método TDEM a nivel experimental en México en el año de 1998, a través de un convenio celebrado entre el IMP-PEMEX-JNOC (Japan National Oil Corporation) en un campo petrolero con suficiente información geofísica y geológica.

Esta investigación aplicada muestra y prueba que esta metodología tiene la capacidad de aplicarse a la exploración petrolera, además de desarrollar técnicas de análisis e integración de datos geofísicos y geología, que junto con los datos TDEM, permitan determinar los tipos de fluidos contenidos en los poros o fracturas de las rocas, los espesores de los estratos y el mapeo de las estructuras geológicas estudiadas a grandes profundidades que en teoría pueden llegar hasta 5000 m. Para tal efecto, se muestra la teoría en la que se basa este método, particularmente en arreglo con fuente aterrizada. También se describen las etapas de adquisición de datos, procesamiento, interpretación e integración de los resultados TDEM con la información geológica y geofísica para llegar a conclusiones que permiten mostrar objetivamente la capacidad y las posibilidades a futuro de este método en la exploración petrolera.

ABSTRACT

The long-offset Time-Domain Electromagnetic Method (TDEM) used in this study is one of the sounding techniques that have had more development and application in geophysical exploration. This is because of the advantages that it presents, compared to the electric and electromagnetic methods traditionally used in the frequency domain. The TDEM method has been used for hydrocarbon exploration in the United States, Russia, and other countries of the world, resulting in the discovery of new, relatively shallow hydrocarbon fields (Tashin et al., 1997). In Japan, this electromagnetic method has been broadly used for geothermal exploration. Recently, Japanese companies have developed a TDEM system and software for hydrocarbon exploration that have been tested in some oilfields in northern Japan. Through these studies, they have encountered several problems related to the evaluation of TDEM data. The quality of seismic data was very poor in the area due mainly to volcanic overburden and it was difficult to compare the TDEM and seismic results (Koichi Okuzumi et al., 1998). To evaluate appropriately the feasibility of this TDEM system for hydrocarbon exploration, an experimental study was carried out in a Mexican oil field. To achieve a correct evaluation of this method, the survey was planned in an area with sufficient geologic and geophysical information to allow calibration and interpretation of the TDEM data. To avoid environmental and cultural noise, the study area was selected so as to be far from pipelines and hydrocarbon storage facilities.

The results of this research project show and prove that this electromagnetic method can be applied to hydrocarbon exploration. Integration techniques of geophysical and geological data were also developed. The results of this integration and data analysis of TDEM data allow us to determine the types of fluids present in the rock pores and fractures of the geological structures. In this thesis, I describe the theory of the TDEM method and stages of acquisition, processing, inversion, interpretation, and integration of TDEM data with geologic and geophysical data.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Instituto Mexicano del Petroleo (IMP), Petroleos Mexicanos (PEMEX), Japan National Oil Corporation (JNOC), Mitsui Mineral Development Engineering CO., LTD (MINDECO) por las facilidades otorgadas para la realización de este trabajo por conducto del M. en C. Héctor Palafox Rayón, Ing. Antonio Cuevas Lerec, Dr. Akira Saito, Dr. Takashi Ohya y Dr. Kazushige Wada. También hago patente mi especial agradecimiento al Instituto de Geofísica de la UNAM y CICESE a través de los Doctores Oscar Campos Enriquez, Tomás González Morán, Enrique Gómez Treviño por su apoyo, consejos y sugerencias y en especial al Dr. Jaime H. Urrutia Fucugauchi, investigador y director del Instituto de Geofísica de la UNAM por la dirección de esta tesis. Finalmente también mi agradecimiento a los doctores Adolfo Vázquez Contreras de Comisión Federal de Electricidad y Francisco Vega Vera del Instituto de Geología por sus sugerencias y revisión de esta tesis.

INTRODUCCIÓN

La necesidad que actualmente se tiene en la exploración petrolera de ahorrar recursos e incrementar los éxitos en las perforaciones, obliga a buscar nuevas metodologías de bajo costo que permitan determinar con precisión los tipos de fluidos que contienen las estructuras investigadas. Actualmente, los esfuerzos se han concentrado en desarrollar y perfeccionar técnicas de exploración superficial, como la sísmica que resultan ser sumamente sofisticadas y caras, y no han tenido resultados que permitan definir con precisión el tipo de fluidos que se encuentran almacenados en las estructuras investigadas. Los sondeos con métodos electromagnéticos (EM), son la alternativa más viable y de bajo costo que se puede aplicar a la exploración petrolera, debido a la profundidad de investigación y resolución que éstos han alcanzado. Sin embargo, aún no se puede aplicar en forma independiente, ya que para lograr una buena interpretación de los datos EM es necesario tener un buen conocimiento geológico del área de estudio, además de correlacionar e integrar esta información con otros datos geofísicos como sísmica, gravimetría, magnetometría y registros de pozos.

Los métodos EM para exploración, han tenido un notable desarrollo en los últimos 25 años. Esto se ha evidenciado por la gran publicación de artículos sobre la aplicación de los métodos EM en las diversas ramas de la exploración, resultado de la intensa investigación que se ha llevado a cabo sobre el tema por universidades, compañías privadas e instituciones gubernamentales con el fin de incrementar su capacidad y resolución.

En principio, los métodos EM se desarrollaron para exploración minera y de aguas subterráneas, posteriormente, al incrementarse su profundidad de investigación y resolución, con el avance de la electrónica y computadoras capaces de almacenar y procesar grandes volúmenes de datos, su aplicación se extendió a la exploración geotérmica, a la geotecnia y actualmente a la exploración petrolera. Los métodos EM en exploración, se aplican en el dominio de las frecuencias y en el dominio del tiempo. Consisten en una gran variedad de técnicas, procedimientos, procesos de información e interpretación que se complican con nombres confusos de arreglos y marcas comerciales. Sin embargo, cada técnica involucra la medición de uno o más componentes de los campos eléctrico o magnético generados por una fuente natural (técnicas pasivas) o artificial (técnicas activas), que en la mayoría de los casos nos conduce invariablemente al conocimiento de la resistividad del subsuelo. Los métodos EM más recientes y modernos, se caracterizan por el énfasis que se le da a la profundidad de investigación y a las mediciones que se hacen en un amplio rango de frecuencias y tiempos de las señales que se consideran respuesta del subsuelo. En adición, la tecnología actual pone especial énfasis a la capacidad de procesamiento y detección de señales débiles que originalmente provienen de objetivos profundos, además de la portabilidad de los equipos que se incrementa según la sofisticación de su construcción.

La aplicación de estos métodos en exploración, exigen el conocimiento de las propiedades electromagnéticas de las rocas y de los minerales que las constituyen, además de la habilidad para seleccionar el método electromagnético óptimo que permita solucionar el problema en cuestión. Las propiedades electromagnéticas de las rocas se expresan fundamentalmente por medio de tres magnitudes físicas que son la resistividad eléctrica ρ (o su inversa la conductividad σ), la constante dieléctrica ϵ y la permeabilidad magnética μ . El comportamiento físico de las rocas, depende de las propiedades y modo de agregación de sus minerales, volumen y tipo de fluidos

que se encuentren en sus poros o fracturas (generalmente agua, gas o aceite). Además de estas relaciones, conviene estudiar el efecto que sobre dichas propiedades ejercen la presión y la temperatura, efecto que a grandes profundidades puede ser muy importante. Las propiedades que interesan al explorador son las de las rocas tal como se encuentran en la naturaleza, con sus impurezas, fracturas, humedad, temperatura, presión, etc. Los datos que aparecen en tablas de constantes, obtenidos de muestras cuidadosamente escogidas y desecadas sólo deben servir como referencia para tener una idea de los rangos de las magnitudes físicas mencionadas que puede tener una roca en cuestión.

Los orígenes de la prospección geoeléctrica, se remontan a principios del siglo pasado con los trabajos de Wenner (1912) y Schlumberger (1922). En la segunda década de este siglo en Francia y Estados Unidos simultáneamente se desarrolló la teoría y arreglos de electrodos con corriente directa (también denominada corriente continua) para hacer mediciones de resistividad del subsuelo. En este periodo y aún actualmente, los sondeos de corriente directa particularmente el arreglo Schlumberger, ha sido uno de los arreglos más efectivos y populares que se siguen utilizando en sondeos para estudios de resistividad del subsuelo, aun cuando éstos tienen muchas limitaciones para su aplicación a la exploración geofísica. Estos métodos trabajan mejor en rocas de resistividad moderada, donde la resistividad se va a determinar en rangos de profundidad de unos pocos decenas de metros a algunos cientos de metros. Cuando las profundidades de investigación son mayores a 1 km, la resolución en estos sondeos deja mucho que desear y los resultados son muy ambiguos, debido a que para alcanzar grandes profundidades es necesario abrir los electrodos una distancia entre tres y cuatro veces la profundidad a investigar, conllevando con esto la medición de la resistividad de grandes volúmenes de roca, generando con esto, que las variaciones laterales en ambos lados del punto de medición afecten de sobremanera los resultados, de tal forma que el objetivo a determinar no pueda en la mayoría de los casos ser reconocido. Los métodos EM en su modalidad de sondeos más conocidos en exploración geofísica son:

Método magnetotelúrico (MT)

El método MT, utiliza campos electromagnéticos naturales para investigar la conductividad del subsuelo. Las fuentes de estos campos electromagnéticos son tormentas, debidas a la actividad solar y se encuentran en rangos de frecuencia de alrededor de 1Hz que se propagan a grandes distancias. En frecuencias menores a 1Hz, la señal es debida a sistemas de corrientes que se generan en la magnetosfera.

En contraste con el método de corriente directa el método MT, hace uso del acoplamiento magnético que se genera entre las corrientes que fluyen en el subsuelo cuando la corriente no es directa. Este aspecto del comportamiento de la corriente, hace posible para un método electromagnético el incremento de la profundidad de investigación a través de horizontes muy resistivos, un caso extremo en el que los sondeos eléctricos están limitados. El método MT ha sido ampliamente utilizado para estudiar la resistividad del subsuelo, desde algunos cientos de m hasta algunos km y en algunos casos a varios cientos de km. En este método, la amplitud, fase y las relaciones direccionales entre el campo eléctrico (E) y los campos magnéticos (H o B) son medidos, obteniéndose en forma indirecta la conductividad en el subsuelo, la cual depende de la distribución en superficie de estos campos. El equipo para llevar a cabo éstas mediciones consiste de magnetómetros muy sensibles para el rango de frecuencia de interés, ya que las señales son

muy débiles; pares de electrodos con espaciamentos adecuados para medir las variaciones del campo eléctrico; además de amplificadores, filtros y sistemas digitales de registro y proceso de las señales. El procesamiento de las señales, normalmente se hace en el dominio de las frecuencias, debido a que la teoría respectiva es mucho más simple que en el dominio del tiempo.

Una de las grandes ventajas de los sondeos con MT, es su gran capacidad para hacer investigaciones desde algunos cientos de m hasta varios km de profundidad sin necesidad de utilizar fuentes artificiales y además de no causar ningún impacto ambiental (Nabighian, 1991).

Como en el caso de los sondeos con métodos eléctricos con corriente continua, el MT también tiene algunas desventajas para su amplia aplicación a la prospección geoelectrica. Algunas de estas limitaciones son el tiempo y esfuerzo que se necesita para registrar y analizar los datos de campo, debido a que las fuentes que este método utiliza son de origen natural y como consecuencia, la extracción de la información deseada puede ser muy difícil, ya que ésta generalmente viene acompañada del campo primario y de un alto grado de ruido electromagnético, otra desventaja es la dificultad de obtener información en áreas con alto nivel de ruido eléctrico o electromagnético. La interpretación es la parte más difícil, ya que la información raramente se registra completa y los modelos no son lo suficientemente complejos para representar la realidad geológica del subsuelo, reduciéndose en consecuencia la resolución del método.

Método Electromagnético en el Dominio del Tiempo (TDEM)

El método TDEM en su modalidad de sondeos, es un método en el cual la tierra es excitada por medio de un campo magnético al hacer circular una corriente a través de un cable aterrizado de varios km de longitud, el cual a su vez genera un campo electromagnético secundario, y su respuesta es medida como una función del tiempo para determinar la resistividad de las formaciones debajo del punto de medición en función de la profundidad, que puede ser desde algunos m, hasta algunos km, en virtualmente cualquier tipo de terreno.

La teoría del Método TDEM fue inicialmente establecida hace 38 años por el Dr. James Wait, y el primer sistema TDEM, fue desarrollado en el principio de los 1960's en los Estados Unidos por la Compañía Newmont Exploration Limited. Los geofísicos soviéticos casi al mismo tiempo empezaron a considerar los sondeos con esta metodología y desarrollaron un sistema similar denominado MPPO. De hecho, existen un sinnúmero de técnicas y equipos desarrollados por diversas compañías principalmente en Estados Unidos, Canadá, Australia y Rusia que utilizan los principios básicos de la teoría en el dominio del tiempo que se han aplicado para estudios relativamente someros con mucho éxito en todo el mundo. Los sistemas TDEM consisten básicamente de una fuente artificial controlada, un receptor que puede ser un magnetómetro o una bobina, filtros y sistemas digitales de registro y almacenamiento de las señales. La diferencia principal entre los métodos en el dominio del tiempo y los métodos en el dominio de las frecuencias, está en que las señales en el dominio del tiempo se miden en ausencia de las señales de la fuente, mientras que en el dominio de las frecuencias la señal primaria de las fuentes siempre está presente. Por tanto, las señales en el dominio del tiempo son más fáciles de medir e interpretar.

Algunas de las técnicas de sondeos en el dominio del tiempo que han tenido más relevancia son las denominadas UTEM (Universidad de Toronto EM) y LOTEM (Long Offset Transient EM) desarrolladas en 1972 por la Universidad de Toronto, que han sido aplicadas en todo el mundo desde 1981 a través de la Compañía Lamontagne Geophysics LTD para exploración minera y estudios someros de la corteza terrestre respectivamente. A pesar del avance en la interpretación de datos de estos sistemas, no se aplicaron para exploración petrolera debido a su limitado rango en la profundidad de investigación y a que sólo pueden resolver objetivos conductores debido al uso de una fuente inductiva. El nombre LOTEM fue inventado en Australia por Vozoff y Strack para hacer la distinción entre este sistema de aquellos que sólo son capaces de hacer investigaciones muy someras, como el SIROTEM y del EM37 (Geonics), denominados en forma genérica como transitorio electromagnético TEM o Transient Electromagnetic Sounding. LOTEM (*significa que la distancia entre el transmisor y el receptor es aproximadamente igual o mayor que la profundidad de exploración*). En el sistema LOTEM, la teoría considera que la distancia entre transmisor y receptor debe ser lo más reducida posible para evitar distorsiones debidas al ruido ambiental, líneas de conducción eléctrica, motores e incertidumbres producidas por inhomogeneidades laterales al punto de medición.

Los métodos electromagnéticos en el dominio del tiempo no habían tenido suficiente desarrollo como para que se utilizaran en exploración petrolera, principalmente por la falta de información geofísica y geológica suficiente para entender y evaluar la capacidad de este método en las áreas donde se experimentaron. Esto se evidenció en la falta de publicaciones de casos históricos utilizando el método TDEM para exploración petrolera. Fue hasta 1997 cuando (Tahsin et al., 1997), desarrollaron y patentaron un sistema TDEM que denominaron Electromagnetic Imaging (EMI). El sistema EMI con alta resolución y profundidades de investigación superiores a los 5000 m, se diseñó especialmente para explorar trampas en secuencias terrígenas permitiendo el descubrimiento de nuevos campos petroleros en los Estados Unidos (Tahsin et al., 1997). Recientemente en el Japón, la Compañía Mitsui Mineral Development Engineering Co. LTD desarrolló un sistema TDEM especialmente diseñado para exploración petrolera, el cual se probó y evaluó en un campo petrolero Mexicano. Los resultados obtenidos que se presentan en este estudio, son excelentes y prometedores para que este método pueda ser utilizado en un futuro cercano en exploración petrolera y en el monitoreo de yacimientos de hidrocarburos en producción.

En este sistema, una corriente eléctrica continua con cambios de polaridad y forma de onda cuadrada, cuyas amplitudes pueden variar de 100-300 amperes durante un tiempo de 10 a 20 s, se hace circular a través de un cable aterrizado de 3 km de longitud para generar el campo magnético primario, el cual al cortarse abruptamente cuando se suprime la circulación de corriente, induce corrientes secundarias en el subsuelo denominadas corrientes de Eddie. Estas corrientes secundarias, inicialmente se concentran cerca de la superficie y crean un campo magnético secundario, el cual al principio es idéntico en forma y magnitud al campo magnético primario. Las corrientes y campo magnético secundarios decaen con el tiempo debido a pérdidas óhmicas en el subsuelo, dando como resultado una difusión a profundidad de estas corrientes. Puesto que las corrientes en el subsuelo se dispersan y decaen, la potencia y forma del campo magnético secundario cambia. Este decaimiento del campo magnético secundario dB/dt , es medido en la superficie por medio de bobinas especialmente construidas para tal efecto.

Las corrientes inducidas migran desde el transmisor hacia el subsuelo, y cuando se utiliza una fuente con una forma circular o cuadrada, el patrón de estas corrientes se asemeja a círculos de humo que crecen conforme se alejan de la fuente. La velocidad de propagación de estas corrientes a través del subsuelo, es proporcional a la resistividad de las rocas. Las corrientes de Eddie, se mueven muy rápidamente a través de las rocas resistivas y muy lentamente a través de rocas conductivas. Esta característica se utiliza para determinar la resistividad en función del tiempo, posteriormente se hace el proceso de inversión de estos datos con algoritmos matemáticos de inversión en una dimensión (1D) y Occam (que también es un algoritmo en una dimensión) para obtener la resistividad en función de la profundidad debajo del punto de medición. En general, la profundidad de investigación depende de la intensidad de corriente utilizada y del tiempo de registro del decaimiento del campo magnético secundario.

Los principios físicos en los que se basa este método se presentan en el Capítulo 1. La teoría electromagnética que está involucrada en el fenómeno TDEM se presenta en los Capítulos 2 y 3; las distorsiones de las señales TDEM y sus correspondientes correcciones en el Capítulo 4; los métodos de inversión para el cálculo de resistividades en el Capítulo 5; el diseño del sistema TDEM en el Capítulo 6 y finalmente la aplicación de este método en un campo petrolero y sus resultados se presentan en el Capítulo 7.

CAPITULO 1

PROPIEDADES ELECTROMAGNÉTICAS DE LAS ROCAS Y MINERALES

Las propiedades electromagnéticas de las rocas y minerales han sido expuestos y analizados ampliamente en la literatura. El material presentado en este capítulo está basado principalmente en los trabajos de Orellana, 1972; Grant y West, 1975; Telford et al., 1976; Reitz y Milford, 1972; Schlumberger, 1972 y en diversos artículos de exploración geofísica aplicando métodos eléctricos y electromagnéticos.

La aplicación de los métodos eléctricos y electromagnéticos exige el conocimiento de las propiedades electromagnéticas de las rocas y de los minerales que las constituyen. Estas propiedades electromagnéticas de las rocas y de los minerales se expresan fundamentalmente por medio de tres magnitudes físicas, que son la resistividad eléctrica ρ (o su inversa la conductividad eléctrica σ), la constante dieléctrica ϵ y la permeabilidad magnética μ .

El comportamiento físico de las rocas depende de las propiedades físicas y modo de agregación de los minerales que las componen, forma, volumen y fluidos que se encuentran en los poros o fracturas, además de la temperatura y presión a la que estas rocas se encuentran sometidas ya que a grandes profundidades el efecto que pueden producir puede ser muy importante.

Las ecuaciones de Maxwell, son el punto de partida para entender el comportamiento de los campos electromagnéticos y como éstos pueden ser utilizados para estudiar la estructura de la tierra y determinar sus propiedades eléctricas o magnéticas. Una de las ecuaciones de Maxwell que se utiliza para representar el hecho que los campos magnéticos se producen por el flujo de corriente es:

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (1.1)$$

Donde \mathbf{H} es el campo magnético, \mathbf{J} es la densidad de corriente y \mathbf{D} es el desplazamiento eléctrico. Esta ecuación representa dos clases de flujo de corriente, una (\mathbf{J}) en la cual las cargas fluyen libremente a través de un medio y otra $\partial \mathbf{D} / \partial t$, en la cual hay separación de cargas y, por tanto aparece un campo eléctrico que se opone al flujo de esta corriente. El primer tipo de corriente se denomina óhmica o galvánica, mientras que la segunda se conoce como corriente de desplazamiento.

Una segunda ecuación es la formulación matemática de la ley de Faraday, la cual establece que si existe un campo magnético variable con el tiempo, también existe un campo eléctrico tal que la fuerza electromotriz fem generada alrededor de cualquier circuito cerrado es proporcional a la variación de flujo magnético que pasa a través del circuito cerrado cambiado de signo.

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (1.2)$$

Donde \mathbf{E} es el vector del campo eléctrico y \mathbf{B} es el vector de inducción magnética.

1.1 Conductividad y resistividad

Las dos ecuaciones de Maxwell (1.1) y (1.2), caracterizan el comportamiento electromagnético de cualquier aplicación en exploración geofísica. No obstante, las ecuaciones tal como se expresan, no representan en forma obvia el comportamiento del campo electromagnético de las rocas en el subsuelo ni sus propiedades físicas. Para que esto sea posible, debemos considerar otro tipo de relaciones que se conocen como ecuaciones constitutivas, las cuales permiten representar en forma matemática el comportamiento electromagnético de las rocas para utilizarlas con fines de prospección geofísica.

Quizá la más importante ecuación constitutiva, hablando de los métodos de inducción en prospección geofísica, sea la ley de ohm, la cual relaciona la densidad de corriente con la intensidad del campo eléctrico:

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}. \quad (1.3)$$

Donde σ es una propiedad física del medio que se conoce como **conductividad eléctrica**, que es una medida de la facilidad que la corriente eléctrica encuentra a su paso a través de un material determinado, sus unidades son mho/m, el inverso de esta propiedad física se denomina **resistividad**, que al inverso de la conductividad es una medida de la dificultad que la corriente eléctrica encuentra a su paso a través de un material dado y se representa por la letra ρ , estas propiedades son las más utilizadas e importantes en prospección geofísica y sus unidades son ohm-m. Esta relación se expresa como:

$$\sigma = \frac{1}{\rho}. \quad (1.4)$$

Como el campo eléctrico \mathbf{E} y la densidad de corriente \mathbf{J} son vectores, la conductividad σ no puede expresarse como un escalar sino que debe ser un tensor que en coordenadas cartesianas tiene los componentes

$$\sigma = \begin{vmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{vmatrix}. \quad (1.5)$$

Esta situación se simplifica si se toman como ejes de coordenadas los principales del tensor, pues entonces la conductividad queda determinada por sólo tres datos, donde los términos que no se encuentran en la diagonal principal son ceros, y este tensor se escribe

$$\sigma = \begin{vmatrix} \sigma_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{zz} \end{vmatrix} \quad (1.6)$$

Si el sistema de coordenadas está orientado arbitrariamente los términos fuera de la diagonal principal tendrán valores iguales y simétricos que se escriben como:

$$\sigma_{xy} = \sigma_{yx} \quad (1.7)$$

Lo mismo para los otros términos simétricos del tensor.

En medios **isotrópicos**, los tres valores principales de conductividad son iguales. Sólo pocos materiales en la tierra presentan estructuras o composición simétricas de tal manera que las rocas o minerales isotrópicos son minoría. Los materiales en los cuales la conductividad varía con la dirección de medición considerada se denominan **anisótropos**. Para un material isotrópico, la resistividad es directamente el recíproco de la conductividad, y para un material anisotrópico, el tensor de resistividad es el inverso del tensor de conductividad.

Algunas rocas y minerales presentan uniformidad estructural en un plano, donde dos o tres valores principales de conductividad son iguales (normalmente dos presentan el máximo valor de conductividad), los materiales que presentan estas características se denominan **girotrópicos**.

La conductividad de un material no es necesariamente una propiedad lineal ya que puede ser una función de la densidad de corriente o de la intensidad del campo eléctrico, además, su valor puede cambiar con el tiempo, temperatura, presión, tipo de fluido contenido en sus poros y varios factores ambientales. Para muchos materiales, la linealidad de la conductividad es una propiedad bien definida. Una excepción bien conocida es la no-linealidad del flujo de corriente en el aire, esto se puede observar cuando en una tormenta eléctrica el campo eléctrico excede el valor del umbral de colapso (unos 10,000 V/cm) en ese instante se genera un rayo y fluye una enorme cantidad de corriente eléctrica. En exploración los campos eléctricos generados nunca se acercan al umbral de colapso.

Los cuerpos eléctricamente conductores lo son porque permiten el paso de cargas eléctricas por medio de portadores que pueden ser electrones o iones, por lo que pueden distinguirse dos tipos de conductividad: **electrónica e iónica**. Los cuerpos de conductividad electrónica se clasifican en dos grupos: el de conductores propiamente dichos o metales y el de los semiconductores. Los del segundo tipo que no son gaseosos se llaman electrolitos y a su vez se clasifican en electrolitos sólidos (dieléctricos) y electrolitos líquidos.

1.2 Permitividad dieléctrica

La otra ecuación constitutiva es la que relaciona la intensidad del campo eléctrico y el desplazamiento eléctrico:

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E} \quad (1.8)$$

Esta ecuación define otra propiedad del medio conocida como **permitividad dieléctrica, constante dieléctrica o capacidad específica de inducción**. Como en el caso de la conductividad, la permitividad dieléctrica también es un tensor con nueve componentes. En contraste con la conductividad, la permitividad dieléctrica ϵ tiene un bien definido valor en el vacío que es $\epsilon_0 = 8.854 \times 10^{-12}$ [farads/metro]. Para todos los materiales conocidos hasta ahora, su permitividad es superior a la del vacío.

Una carga eléctrica cualquiera produce dos efectos; atrae a las cargas próximas, y causa la electrización por la influencia de cuerpos cercanos. El primer fenómeno puede describirse matemáticamente por medio un campo vectorial \mathbf{E} (newtons/culombio, volts/m) que expresa la fuerza con que es atraída en cada punto una carga eléctrica unitaria. El segundo fenómeno, también llamado **inducción electrostática**, puede expresarse matemáticamente por otro campo vectorial \mathbf{D} que en principio debería llamarse **inducción**, pero por razones históricas, se denomina **desplazamiento**. Si colocamos una lámina conductora pequeña en un punto cualquiera P y se hace girar hasta que la carga inducida sea máxima, la normal a dicha posición representa la dirección del vector \mathbf{D} (con sentido desde la cara negativa a la positiva) y la densidad de carga inducida representa su módulo.

La dirección del vector \mathbf{D} en cada punto es la misma que la del campo eléctrico \mathbf{E} , pero su magnitud es ϵ veces la de \mathbf{E} (excepto en un dieléctrico anisótropo donde las direcciones de estos dos vectores pueden ser diferentes), las unidades del desplazamiento son C/m^2 , las mismas que las de la densidad superficial de carga.

1.3 Polarización y polarizabilidad

El desplazamiento \mathbf{D} es independiente de la naturaleza del medio, no así el campo \mathbf{E} que resulta menor en los medios materiales que en el vacío. En los primeros es:

$$\mathbf{D} = \epsilon_0 \mathbf{E} + \mathbf{P}, \tag{1.9}$$

donde \mathbf{P} es la polarización del medio y ϵ_0 es la permitividad eléctrica en el vacío, equivalente al momento eléctrico correspondiente a la unidad de volumen, y homogénea con \mathbf{D} . Las unidades de \mathbf{P} son por tanto C/m^2 iguales a las del vector desplazamiento.

Por tanto se tiene

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E} = \epsilon_0 \mathbf{E} + \mathbf{P}, \tag{1.10}$$

donde ϵ es la permitividad del medio considerado. Entonces, despejando \mathbf{P} tenemos

$$\mathbf{P} = (\epsilon - \epsilon_0) \mathbf{E} = \epsilon_0 \left(\frac{\epsilon}{\epsilon_0} - 1 \right) \mathbf{E}, \tag{1.11}$$

de esta última ecuación surge un parámetro adimensional que se denomina **susceptibilidad eléctrica** y se representa por

$$\chi_c = \left(\frac{\epsilon}{\epsilon_0} - 1 \right) \quad (1.12)$$

De las expresiones anteriores se deduce que

$$\mathbf{P} = \epsilon_0 \chi_c \mathbf{E}. \quad (1.13)$$

Donde la susceptibilidad eléctrica χ_c es un tensor de características análogas a ϵ y en forma similar se reduce a un escalar en los materiales isotropos.

La aplicación de un campo exterior \mathbf{E} sobre un cuerpo origina en éste uno o varios tipos de polarización: **polarización interfacial**, producida por la acumulación de cargas en las superficies límites o de separación entre materias diferentes; **polarización electrónica**, debida al desplazamiento de los electrones de cada átomo con respecto a su núcleo; **polarización iónica**, originada por desplazamiento de los iones respecto de su posición de equilibrio en la red cristalina; **polarización dipolar**, producida por la orientación de las moléculas, cuando éstas poseen momento eléctrico permanente, y pueden considerarse como dipolos.

Se llama **polarizabilidad** de un átomo o molécula el momento eléctrico γ inducido por un campo unidad, de modo que en general

$$\mathbf{P} = \gamma \mathbf{E}^1, \quad (1.14)$$

donde \mathbf{P} es el momento inducido en el átomo o molécula por el campo \mathbf{E} .

El superíndice 1 se incluye para indicar, que el campo considerado es el que actúa localmente en la partícula. La unidad de polarizabilidad es [culombio- m^2 /voltio]. La forma general de la ecuación (1.14) es

$$\mathbf{P} = \sum_i N_i \gamma_i \mathbf{E}_i^1, \quad (1.15)$$

donde N_i es el número de átomos del tipo i por unidad de volumen, γ_i su polarizabilidad y \mathbf{E}_i^1 el campo local correspondiente.

La polarización de los átomos o moléculas no es instantánea, sino que requiere de un tiempo finito, aunque muy breve (10^{-13} a 10^{-12} s, para la polarización iónica). Si el campo aplicado es alterno y de frecuencia muy alta, puede ocurrir que la polarización se retrase respecto de la variación del campo, e incluso que no llegue a producirse. El resultado de esto es que la polarizabilidad, y con ella la constante dieléctrica, disminuyen cuando crece la frecuencia, como se muestra en la figura 1.1, donde se señala el orden en que al aumentar la frecuencia van desapareciendo los diferentes tipos de polarización.

Cuando la polarización es puramente electrónica se cumple

$$\epsilon = \epsilon_0 n^2,$$

(1.16)

donde ϵ_0 es la constante dieléctrica del vacío, ϵ la del cuerpo considerado, y n su índice de refracción óptica. El grado de exactitud con que se cumple esta fórmula para cada sustancia, es una medida del predominio en ella de la polarización electrónica.

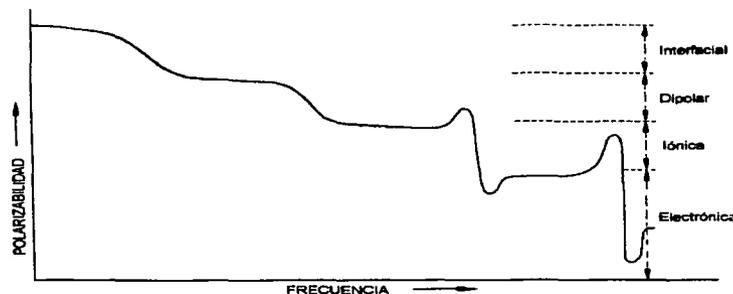


Fig. 1.1.- Variación de la polarizabilidad con la frecuencia y tipo de polarización. (Orellana, E. 1972).

1.4 Permeabilidad magnética

La tercera de las ecuaciones constitutivas que juega un papel muy importante para caracterizar el comportamiento electromagnético de las rocas, es la que relaciona la intensidad del campo magnético con la inducción magnética

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

(1.17)

donde \mathbf{B} es el vector inducción magnética o densidad del flujo magnético [webers/m²]

\mathbf{H} es el vector intensidad del campo magnético [ampers/m o newtons/webers]

μ es la permeabilidad magnética del medio [henrio/metro o newtons-seg²/ culombios²]

La permeabilidad magnética μ es la base de los métodos electromagnéticos en exploración geofísica tanto como la conductividad y la permitividad dieléctrica, la permeabilidad magnética, también es un tensor y la mayoría de las veces es anisotrópico.

La permeabilidad magnética μ de un cuerpo está relacionada con otro parámetro denominado susceptibilidad magnética que se representa por χ y con la permeabilidad magnética en el vacío μ_0 . Esta relación se expresa como

$$\mu = \mu_0 (1 + \chi).$$

(1.18)

Las unidades de la susceptibilidad magnética son las mismas que μ_0 . La permeabilidad magnética en el vacío tiene un valor de $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ [Henrios/m]. La susceptibilidad magnética en el vacío es por supuesto, cero, ya que sólo pueden existir corrientes superficiales equivalentes sobre materiales magnéticos.

En función de los valores de susceptibilidad magnética los materiales se clasifican como:

- **Diamagnéticos** ($\chi < 0$)
- **Paramagnéticos** ($\chi > 0$ a valores pequeños)
- **Ferromagnéticos** ($\chi > 0$ valores muy grandes). Dentro de estos últimos existen dos subdivisiones muy importantes que corresponden a los materiales **ferromagnéticos** y a los **anti-ferromagnéticos**.

En contraste a la permitividad y a la conductividad eléctrica, que generalmente se consideran independientes de la magnitud de los campos eléctricos y magnéticos en los niveles utilizados en exploración geofísica, la permeabilidad magnética, puede tener una complicada dependencia debido a la magnitud del campo magnético aplicado. En el espacio vacío la ecuación (1.17) se escribe como

$$\mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{H}. \quad (1.19)$$

Esta ecuación representa el comportamiento electromagnético en ausencia de materiales.

En adición a las tres ecuaciones constitutivas previamente mencionadas, existen otras ecuaciones que representan interacciones más exóticas entre los materiales y los campos electromagnéticos. Estas ecuaciones, normalmente, no son consideradas en exploración geofísica por lo que sólo las mencionaremos para hacer hincapié de que estos fenómenos se presentan en la realidad. Uno de estos fenómenos es el efecto piezoeléctrico, que puede ser observado en cristales o en agregados de cristales en rocas que no tienen centro de simetría.

Cuando un campo magnético está presente las corrientes de conducción se desvían de su dirección de flujo normal, en un fenómeno llamado "efecto Hall" que se representa por la siguiente ecuación

$$\mathbf{E}_H = R \mathbf{B} \times \mathbf{J}, \quad (1.20)$$

donde \mathbf{E}_H , es el campo eléctrico adicional generado por el fenómeno Hall, y R es el coeficiente May, el cual es una propiedad de la materia. El coeficiente May tiene un valor muy grande en los metales y muy pequeño en otro tipo de conductores (Reitz y Milford, 1972).

1.5 Resistividad de las rocas

La prospección geofísica con métodos eléctricos y electromagnéticos, permite determinar de un modo indirecto las propiedades electromagnéticas de las rocas. Una de estas propiedades es la resistividad, que se mide con los métodos geofísicos mencionados, por lo que es conveniente analizar con un poco de detalle la resistividad de las rocas, ya que en la realidad vamos a tratar precisamente con esta característica física de las rocas.

La medición de la resistividad de las rocas puede efectuarse de tres maneras:

- a) **Por medio de mediciones en la superficie del terreno, utilizando métodos eléctricos o electromagnéticos. Estos métodos, presentan la ventaja de que la roca se estudia en su estado natural y que la medición afecta a un volumen grande de roca, aunque tienen en contra las ambigüedades que frecuentemente se presentan en la interpretación.**
- b) **Mediciones efectuadas en el interior de pozos, con registros geofísicos de pozos (registros de resistividad). Este sistema da resultados más detallados y locales, además de que la roca se encuentra en su estado natural, salvo en lo que respecta al efecto de los lodos de perforación y temperatura, pero cuyo efecto puede corregirse.**
- c) **Por medio de mediciones de laboratorio, sobre muestras de roca extraídas de afloramientos o de labores mineras, o bien sobre núcleos obtenidos durante la perforación de pozos. Estas mediciones tienen el inconveniente del tamaño de la muestra de roca que se utiliza, el cual puede no ser representativo, además del grado de humedad que la roca poseía "in situ" ya que se altera en las operaciones de corte y transporte al laboratorio. No obstante, este sistema de medición proporciona resultados interesantes, y es insustituible para el estudio de factores que pueden influir en la resistividad de las rocas, tales como el grado de humedad, presión temperatura, etc.**

La resistividad de las rocas no depende únicamente de los minerales constituyentes, sino también de los fluidos que se encuentran en los poros o fracturas. Algunos minerales en la mayoría de los casos se consideran aislantes, puesto que el cuarzo, los silicatos, la calcita, las sales etc., prácticamente no conducen la electricidad. Sólo en el caso de que la roca contuviese minerales semiconductores en cantidad apreciable, podría considerarse como conductora, es decir, sólo lo serían las menas metálicas.

La arcillosidad contribuye también a la conductividad de las rocas o formaciones. La conducción de las lutitas, difiere de la conducción electrolítica en la que bajo la influencia de un campo eléctrico los iones contenidos en la solución que llena los poros de la roca se mueven, generando una corriente eléctrica a través de la solución. Más bien, la conducción en las lutitas es un proceso de intercambio de iones, por el cual éstos (usualmente los cationes los cuales están cargados positivamente) se mueven bajo la influencia de un campo eléctrico entre puntos de intercambio sobre la superficie de las partículas de arcilla. La conductividad superficial en la interfase lutita-líquido, es un factor importante en el efecto que la arcillosidad ejerce sobre la conductividad, y su influencia está frecuentemente fuera de toda proporción con respecto a la cantidad de lutita. El efecto neto de la arcillosidad depende de la cantidad, tipo, y distribución de la lutita y la naturaleza y cantidad relativa del agua de formación.

Afortunadamente, todas las rocas tienen poros en proporción mayor o menor, los cuales suelen estar ocupados total o parcialmente por electrolitos, de lo que resulta que en conjunto, las rocas se comportan como conductores iónicos, de resistividad muy variable, según sean los casos. En general, la resistividad en la naturaleza se mide en medios heterogéneos que en el caso más sencillo se compone de dos materiales, uno de los cuales de resistividad ρ_2 , sirve de matriz o medio encajonante y otro de resistividad ρ_1 que está disperso en el interior del primero.

Maxwell estudió este problema y demostró la siguiente fórmula para el caso de que el medio de resistividad ρ_1 , adoptase la forma de esferas pequeñas distribuidas aleatoriamente en el interior del medio de resistividad ρ_2 (Schlumberger, 1972).

$$\rho_{12} = \frac{2\rho_1 + \rho_2 + p(\rho_1 - \rho_2)}{2\rho_1 + \rho_2 - 2p(\rho_1 - \rho_2)} \rho_2, \quad (1.21)$$

donde p es la fracción del volumen total ocupado por las esferas (que si éstas son poros sería la porosidad) y ρ_{12} la resistividad del medio heterogéneo. Se supone que el radio de las esferas es pequeño, comparado con la distancia que las separa. Esta ecuación indica que el papel predominante en los valores de la resistividad es la matriz de la roca ya sea aislante o conductora.

La resistividad de una roca con respecto a sus componentes no es fácil de expresar en términos de una fórmula. Una expresión de la resistividad se encuentra en la siguiente fórmula propuesta por Archie:

$$\rho = \rho_w \frac{a}{\phi^m} \frac{1}{S_w^n}, \quad (1.22)$$

donde ρ es la resistividad de la formación, ρ_w es la resistividad de los fluidos contenidos en los poros de la roca, a es una constante determinada en forma empírica, ϕ es la porosidad de la formación, y S_w es la fracción del volumen de roca ocupado por el agua de formación, m y n son constantes que también se obtuvieron en forma empírica. Al exponente m se le denomina **exponente de cementación**, y al exponente n se le denomina **exponente de saturación** cuyo valor generalmente se toma como $n = 2$. El factor $F = a/\phi^m$, se le conoce como **Factor de formación**.

Se ha establecido experimentalmente que la resistividad de una formación limpia (esto es, una formación que no contiene materiales arcillosos en cantidad apreciable), es proporcional a la resistividad de la solución salina con la cual está saturada totalmente. La constante de proporcionalidad es el llamado **factor de formación**, F . Por tanto, si R_o es la resistividad de una formación arcillosa saturada totalmente con una solución salina de resistividad R_w , el factor de formación es:

$$F = \frac{R_o}{R_w} \quad (1.23)$$

Para una porosidad dada, la relación R_o/R_w permanece casi constante para cualquier valor de R_w que no exceda de aproximadamente 1 ohm-m, sin embargo, basado en experimentos, se sabe que en agua de mayor resistividad se reduce el valor de F al aumentar R_w y disminuir el tamaño del grano. Este fenómeno se atribuye a una mayor influencia proporcional de la conductancia superficial de los granos, en aguas más dulces.

La porosidad, ϕ de una roca es la fracción del volumen total ocupado por poros o espacios vacíos. El factor de formación es una función de la porosidad, de su estructura y distribución de los poros por su tamaño. Archie propuso la fórmula:

$$F = \frac{a}{\phi^m} \quad (1.24)$$

Donde la constante a se determina en forma empírica. Existe también otra relación muy utilizada llamada fórmula de Humble que se utiliza para rocas de porosidad intergranular del tipo arenisca.

$$F = \frac{0.62}{\phi^{2.15}} \quad (1.25)$$

Cuando las formaciones son muy arcillosas estas relaciones no se aplican directamente ya que es necesario hacer ciertas correcciones por lo que la relación (1.22) cambia al incluirse estas correcciones.

$$\rho = \rho_w \frac{F \rho_w}{S_w^2 (1 - V_x)} + \frac{C V_x}{\rho_x} \quad (1.26)$$

donde ρ_x es la resistividad de la arcilla o lutita, V_x es el volumen y C es un término relacionado a la saturación del agua. La tabla I.1 muestra los valores comúnmente utilizados para calcular el factor de formación para diferentes tipos de rocas.

En una formación que contiene petróleo o gas, siendo ambos aislantes eléctricos, la resistividad es una función que no depende solamente de F y R_w , sino también de la saturación de agua S_w . S_w representa la fracción del espacio poral ocupado por agua de formación y $(1 - S_w)$ es la fracción del volumen poral ocupado por hidrocarburos. Archie determinó experimentalmente que la saturación de agua de una formación limpia puede ser expresada en términos de su resistividad verdadera, R_t , como:

$$S_w^n = \frac{F R_w}{R_t} \quad (1.27)$$

donde n es el exponente de saturación y se considera generalmente como igual a 2.

Pero $F \cdot R_w = R_o$, entonces la resistividad de la formación, cuando está saturada en un 100% con agua de resistividad R_w , puede escribirse como:

$$S_w = \sqrt{\frac{R_o}{R_t}} \quad (1.28)$$

En las primeras interpretaciones cuantitativas se usó esta fórmula basándose en la medición de la resistividad. Ello presume que la formación permeable, tiene el mismo factor de formación en el intervalo que contiene agua (de donde se obtuvo R_o) que la zona que contiene

En la figura 1.2 se presentan los rangos de resistividad que presentan algunas rocas y minerales, considerando que éstos pueden variar en función de la cantidad de agua y sales disueltas en las soluciones que contienen en sus poros, en la presión, temperatura, etc; más información sobre resistividades, permitividades, susceptibilidades de rocas y minerales se pueden encontrar en las publicaciones que se mencionan en la bibliografía de esta tesis.

1.6 Resistividad aparente

Un concepto de importancia fundamental en la prospección geofísica con métodos eléctricos y electromagnéticos es la resistividad aparente. La resistividad aparente, está definida como **“la resistividad de un medio uniforme y homogéneo que sustituiría a un medio arbitrario que generaría el mismo voltaje (equivalente al voltaje medido)”** (Strack,1992). Bajo esta consideración, han sido definidas las resistividades aparentes en los métodos eléctricos y electromagnéticos cuyas unidades son las mismas que las de resistividad [ohm-m].

Todos los métodos EM, tienen como objetivo definir los cambios físicos en el subsuelo como función de un parámetro específico del método utilizado para hacer las mediciones de resistividad. Por ejemplo, el espaciamiento en sondeos eléctricos verticales con corriente continua, puede ser utilizado para obtener una estimación de la profundidad investigada. Para los métodos en el dominio de las frecuencias (MT, audio magneto telúrico, audio magneto telúrico de fuente controlada, sondeos electromagnéticos en el dominio de la frecuencia y otros), la resistividad aparente y las curvas de fase están relacionadas con frecuencia, la cual a su vez está relacionada directamente con la profundidad de penetración (skin depth) o profundidad de investigación. En los métodos electromagnéticos en el dominio del tiempo la separación entre la fuente y receptor, el momento eléctrico de la fuente y el tiempo de registro están en función de la profundidad de investigación.

La resolución de estos métodos, depende de la capacidad del método para medir con precisión la relación señal a ruido del área de estudio. En los métodos eléctricos y electromagnéticos, existe un procedimiento estándar que es utilizado para deducir la formulación de la resistividad aparente. El objetivo de este procedimiento es relacionar la resistividad aparente a la resistividad de un semiespacio. Las ecuaciones resultantes se manipulan sólo con el conocimiento de los parámetros de campo (voltajes, tipo de arreglo geométrico y dimensiones del mismo, corriente, frecuencia, tiempo, etc.) hasta determinar una fórmula de resistividad aparente. Los pasos generales son:

- 1) Deducir la ecuación para el voltaje en un semiespacio como una función de la resistividad.
- 2) Escribir esta ecuación de tal manera que se obtenga la resistividad en el semiespacio en función del voltaje medido.
- 3) Normalizar el voltaje medido y relacionarlo al voltaje en un semiespacio.

$$\frac{\rho_a}{\rho_{sc}} = \frac{U_m}{U_{sc}}$$

donde

ρ_a es la resistividad aparente,

ρ_{sc} es la resistividad en el semiespacio,

U_m es el potencial medido,

U_{sc} es el potencial medido en el semiespacio.

(1.29)

- 4) Despejar ρ_a para calcular el valor correspondiente con los datos conocidos.

Generalmente existen ciertas condiciones para llevar a cabo los pasos 3 y 4, en el caso de métodos eléctricos en CD la resistividad aparente para espaciamientos cortos se aproxima a la resistividad del fondo del semiespacio. Para métodos EM en el dominio de las frecuencias esto también es válido para altas y bajas frecuencias, con las cuales se obtienen las resistividades verdaderas de la parte superior e inferior del semiespacio respectivamente. Para los métodos en el dominio del tiempo el tiempo temprano o inicial "early time" permite obtener la resistividad de la parte superior y el tiempo tardío o final "late time" la resistividad de la parte inferior.

Para los métodos en el dominio del tiempo como el **LOTEM** (Long Offset Transient Electromagnetics), **TEM** y **TDEM**, (los cuales tienen los mismos principios de funcionamiento) la aplicación de esta fórmula no es tan sencilla debido a que el voltaje en el semiespacio depende de un comportamiento no lineal de la resistividad, que se expresa con la siguiente ecuación (Abramowitz y Stegun, 1964):

$$V(t) = \frac{3D_0 A \rho y}{2\pi r^5} \left[\operatorname{erf}\left(\frac{u}{\sqrt{2}}\right) - \sqrt{\frac{2}{\pi}} u \left(1 + \frac{u^2}{3}\right) e^{-\frac{u^2}{2}} \right], \quad (1.30)$$

erf = función de error

$$u = \frac{2\pi r}{\tau}, \quad (a) \quad \tau = \frac{8\pi^2 \rho t}{\mu_0}, \quad (b) \quad (1.31)$$

donde r es la distancia entre la fuente y el receptor y es igual a $r = \sqrt{x^2 + y^2}$, "x" es la ordenada y "y" es la abscisa en la estación receptora (utilizando coordenadas cartesianas donde el centro es el punto medio del transmisor aterrizado). D_0 es el momento dipolar del transmisor, A es el área efectiva de la bobina receptora, ρ es la resistividad, μ_0 es la permeabilidad magnética en el vacío y t es el tiempo de registro del transitorio.

El valor de $V(t)$ es perfectamente calculable, mientras que el valor de $\rho(t, V)$ no. Existen tiempos donde es posible obtener este último valor, para lo cual es necesario considerar los límites del tiempo donde estos valores pueden ser calculados.

Considerando $t \rightarrow 0$, $u \rightarrow \infty$

$$\lim_{u \rightarrow \infty} \operatorname{erf} \left(\frac{u}{\sqrt{2}} \right) = 1, \quad (1.32)$$

la cual produce

$$U_{E.T.}^{SE} = \lim_{t \rightarrow 0} U(t) = \frac{3 \text{ Do A y } \rho}{2 \pi r^5}. \quad (1.33)$$

Considerando $\tau \rightarrow \infty$, en forma similar obtenemos:

$$U_{L.T.}^{SE} = \lim_{\tau \rightarrow \infty} U(t) = \frac{\text{Do A y}}{40 \pi \sqrt{\pi}} \frac{\mu_0^{5/2}}{\rho^{3/2} t^{5/2}}. \quad (1.34)$$

La ecuación en el tiempo temprano (1.33), sólo es válida para $\tau / r \leq 2$ y para la ecuación (1.34) en el tiempo tardío es $\tau / r = \gg 16$. Utilizando las fórmulas anteriores y las reglas 1 a 4 para deducir la resistividad aparente, podemos definir las resistividades aparentes para el tiempo temprano y el tiempo tardío como.

$$\frac{\rho_a}{\rho_1} = \frac{U(t)_m}{U(t)_{E.T.}^{SE}} \quad \text{o} \quad \rho_a^{E.T.} = \frac{2 \pi r^5}{3 \text{ Do A y}} U(t), \quad (1.35)$$

$$\frac{\rho_a^{L.T.}}{\rho_1} = \frac{U(t)_{L.T.}^{SE}}{U(t)_m} \quad \text{o} \quad \rho_a^{L.T.} = \left(\frac{\text{Do A y}}{40 \pi \sqrt{\pi} U(t)_m} \right)^{2/3} \left(\frac{\mu_0}{t} \right)^{5/3}. \quad (1.36)$$

Donde

$\rho_a^{E.T.}$ = Resistividad aparente en el tiempo temprano,

ρ_1 = Resistividad del semiespacio,

Resistividad ρ $\begin{cases} = \rho_1 \\ = \rho_n \end{cases}$

Para tiempos tempranos, la resistividad ρ se aproxima al valor de la capa superficial ρ_1 , y para tiempos tardíos la resistividad ρ se aproxima al valor de la última capa ρ_n .

$U(t)_m$ = voltaje medido,

$U(t)_{E.T.}^{SE}$ = voltaje en el semiespacio en tiempo temprano,

$U(t)_{L.T.}^{SE}$ = voltaje en el semiespacio en tiempo tardío.

Un ejemplo de una curva de resistividad aparente en tiempo temprano y en tiempo tardío en un sistema con separación entre transmisor y receptor de 10 km se muestra en la figura 1.3. En tiempos tempranos, la resistividad aparente del semiespacio es idéntica a la resistividad aparente del modelo. Desde la marca vertical en la curva "early time" cuando $\tau / r \leq 2$ en 0.6 s hasta aproximadamente 30 s la curva de resistividad aparente no tiene ningún efecto sobre la resistividad verdadera del modelo (tiempos intermedios). En la curva "late time" cuando $\tau / r = >>16$ en 30 s, la curva de resistividad aparente refleja de nuevo la resistividad verdadera del modelo.

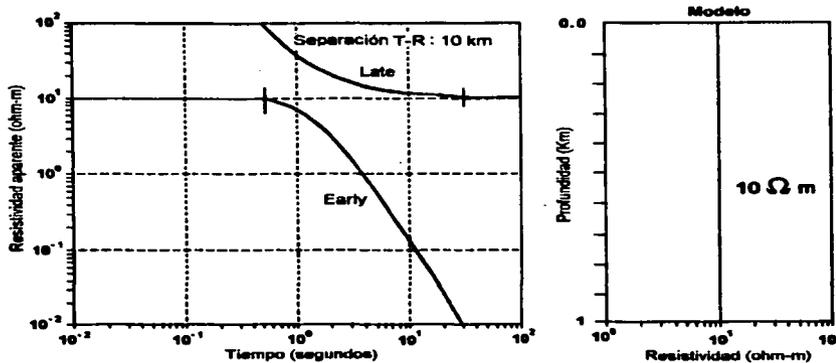


Fig. 1.3 - Ejemplo de una curva de resistividad aparente en tiempo temprano "early time" y tiempo tardío "late time" para un semiespacio con una resistividad de 10 ohm-m. (Struck, 1992).

La figura 1.4, muestra una curva de resistividad aparente para un modelo del subsuelo de 3 capas. Podemos observar un incremento en la resistividad aparente en la curva de tiempo temprano, causado por una segunda capa más resistiva. La curva en tiempo temprano en tiempos mayores, otra vez decrece y pierde su validez reflejando solamente el decaimiento del campo electromagnético.

Siguiendo con este formalismo se puede deducir la fórmula de resistividad aparente para los diferentes componentes del campo eléctrico y magnético que usualmente se miden en el campo (Petry, 1987).

Para la componente vertical del campo magnético:

$$\rho_{a,z}^{E.T.}(t) = \frac{2\pi r^5}{3A D_o y} U(t), \quad (1.37)$$

$$\rho_{a,z}^{L.T.}(t) = \left(\frac{A Do y}{40 \pi \sqrt{\pi} U_z(t)} \right)^{2/3} \left(\frac{\mu_o}{t} \right)^{5/3} \quad (1.38)$$

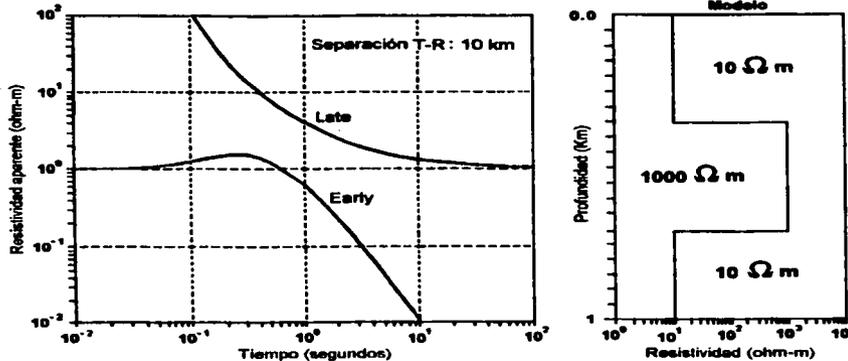


Fig. 1.4.- Ejemplo de una curva de resistividad aparente en tiempo temprano "early time" y tiempo tardío "late time" para un modelo del subsuelo de tres capas, con la segunda capa altamente resistiva. (Strack, 1992).

Para la componente del campo eléctrico E_x paralelo al cable aterrizado (fuente):

$$\rho_a^{E.T.}(t) = \frac{4 \pi r^3 E_x}{3 Do \sin^2 \phi} \quad (1.39)$$

$$\rho_a^{L.T.}(t) = \frac{-2 \pi r^3 E_x}{Do \left(1 - \frac{3}{2} \sin^2 \phi\right)} \quad (1.40)$$

Para la componente del campo eléctrico E_y perpendicular al cable aterrizado (fuente):

$$\rho_a^{E.T.}(t) = \frac{-4 \pi r^3 E_y}{3 Do \cos \phi \sin \phi} \quad (1.41)$$

$$\rho_a^{L.T.}(t) = \frac{-4 \pi r^3 E_y}{3 Do \cos \phi \sin \phi} \quad (1.42)$$

La utilización de las relaciones antes mencionadas se debe hacer con las consideraciones y cuidado suficiente, ya que el complicado comportamiento de los campos electromagnéticos y los errores o imperfecciones en la adquisición de datos (respuesta del sistema y ruido), hacen difícil obtener directamente de las curvas de resistividad aparente un modelo exacto del

subsuelo que se ajuste 100% a las condiciones ~~geológicas reales~~. En realidad, las resistividades tienen muy poca relación con los campos eléctricos ya que es difícil medirlos, por lo que siempre se utilizan para los cálculos los voltajes, las inversiones de datos también se hacen considerando voltajes. Actualmente hay algunos trabajos de investigación para deducir una fórmula de resistividad aparente que sea válida para tiempo continuo (Sheng, 1986; Spies y Eggers, 1986; Strack, 1992).

CAPITULO 2

ECUACIONES DE MAXWELL EN EL DOMINIO DEL TIEMPO Y EN EL DOMINIO DE LAS FRECUENCIAS

2.1 Ecuaciones de Maxwell en el dominio del tiempo

Los campos electromagnéticos obedecen a las ecuaciones de Maxwell, las cuales pueden ser representadas en el dominio del tiempo y en el dominio de las frecuencias. En el dominio del tiempo, estas ecuaciones se expresan en la forma convencional conocida (Nabighian, 1991).

$$\begin{aligned} \nabla \times \mathbf{E} &= -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}, & \text{(a)} & & \nabla \times \mathbf{H} &= \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}, & \text{(b)} \\ \nabla \cdot \mathbf{B} &= 0, & \text{(c)} & & \nabla \cdot \mathbf{D} &= \rho, & \text{(d)} \end{aligned} \quad (2.1)$$

donde ρ es la densidad de carga en culombios.

Para materiales de conductividad $\sigma = 10^{-4}$ mhos/m o mayores (resistividades de 100,000 ohm-m), la carga libre ρ_e se disipa (en prospección geofísica donde se utilizan frecuencias menores a 10^5 Hz. $\partial \rho_e / \partial t \approx 0$). Tomando la divergencia de la ecuación 2.1(b) obtenemos

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = 0, \quad (2.2)$$

Esta ecuación no se aplica en medios heterogéneos, pero se considera el fenómeno de acumulación de cargas superficiales entre dos medios diferentes como se describe a continuación.

Como se mencionó las ecuaciones 2.1a, 2.1b, 2.1c y 2.1d están relacionadas por medio de las ecuaciones constitutivas mencionadas anteriormente

$$\begin{aligned} \mathbf{D} &= \bar{\bar{\epsilon}}(\omega, \mathbf{E}, \mathbf{r}, t, T, P, \dots) \mathbf{E}, \\ \mathbf{B} &= \bar{\bar{\mu}}(\omega, \mathbf{H}, \mathbf{r}, t, T, P, \dots) \mathbf{H}, \\ \mathbf{J} &= \bar{\bar{\sigma}}(\omega, \mathbf{E}, \mathbf{r}, t, T, P, \dots) \mathbf{E}, \end{aligned} \quad (2.3)$$

en estas ecuaciones los tensores $\bar{\bar{\epsilon}}$, $\bar{\bar{\mu}}$, $\bar{\bar{\sigma}}$ describen la permitividad dieléctrica, permeabilidad magnética y la conductividad eléctrica como funciones de la frecuencia angular ω , magnitud del campo eléctrico \mathbf{E} o inducción magnética \mathbf{B} , posición \mathbf{r} , tiempo t , temperatura T , y presión P . Cada uno de estos tres tensores es complejo en el caso general, permitiendo que las fases de

los campos **D**, **E**, **H**, **B** y **J** ser diferentes. Para simplificar el análisis correspondiente se hacen las siguientes suposiciones:

- 1) Todos los medios son lineales, isotrópicos, homogéneos y poseen propiedades eléctricas independientes del tiempo, temperatura y presión.
- 2) La permeabilidad magnética μ se supone con el valor en el vacío $\mu = \mu_0$.

Ninguna de estas suposiciones puede hacerse al analizar los siguientes casos:

- 1) Tentativas para explotar las sutiles no linealidades en μ y σ se han hecho, pero hasta la fecha no hay resultados que puedan aplicarse a nuevos métodos.
- 2) Medios anisotrópicos se incluyen en algunos problemas simples de condiciones de frontera para facilitar la interpretación de los datos.
- 3) Medios inhomogéneos se consideran en algunos problemas de condiciones de frontera y son tratados como capas en planos 1D, en 2D como cilindros infinitos de sección transversal arbitraria, o en 3D. El último caso, el cual es el más general, recientemente se ha estudiado para obtener una solución válida.
- 4) En exploración geotérmica, se han hecho tentativas para determinar la temperatura de mediciones de conductividad eléctrica, pero estos esfuerzos no han sido muy exitosos debido a que la conductividad está mucho más afectada por otros factores como por ejemplo la salinidad del agua que por la temperatura.
- 5) En investigaciones muy profundas de la corteza terrestre, se deben considerar los efectos de la temperatura y de la presión.
- 6) La dependencia de la conductividad con respecto al tiempo debido a las diferentes mezclas de minerales que contienen los suelos superficiales, no puede ser ignorada en investigaciones geotécnicas superficiales.

2.2 Ecuaciones de Maxwell en el dominio de las frecuencias

Considerando las ecuaciones constitutivas (1.3), (1.8) y (1.17) escritas como:

$$\mathbf{D} = \left\{ \epsilon'(\omega) - i\epsilon''(\omega) \right\} \mathbf{E} = \epsilon \mathbf{E}, \quad (\text{a})$$

$$\mathbf{J} = \left\{ \sigma'(\omega) - i\sigma''(\omega) \right\} \mathbf{E} = \sigma \mathbf{E}, \quad (\text{b})$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H}, \quad (\text{c}) \quad (2.4)$$

en las cuales la permitividad dieléctrica ϵ y la conductividad eléctrica σ son funciones complejas de frecuencia angular ω , mientras que la permeabilidad magnética μ se supone independiente de la frecuencia y es real. Sólo para algunas aplicaciones como en el estudio del efecto superparamagnético la parte imaginaria de μ es importante.

Si efectuamos la transformada de Fourier en una dimensión de las ecuaciones 2.1a y 2.1b y utilizamos las relaciones constitutivas 2.4a, 2.4b y 2.4c, obtenemos las ecuaciones de Maxwell en el dominio de las frecuencias (Nabighian, 1991).

$$\begin{aligned} \nabla \times \mathbf{E} + i\mu\omega\mathbf{H} &= 0, & (a) \\ \nabla \times \mathbf{H} - (\sigma + i\epsilon\omega)\mathbf{E} &= 0. & (b) \end{aligned} \quad (2.5)$$

2.3 Ecuaciones de onda en el dominio del tiempo y en el dominio de la frecuencia, número de onda, longitud de onda y profundidad de penetración (skin depth)

Las ecuaciones constitutivas se han considerado separadamente, como si cada propiedad de las rocas afectará el campo electromagnético en forma independiente. En efecto, en muchas aplicaciones, las propiedades físicas definidas por la primera ecuación constitutiva se combinan para formar una característica del medio, el "número de onda", el cual determina el comportamiento del campo electromagnético (Nabighian, 1991).

La expresión para el número de onda puede ser desarrollada utilizando las tres ecuaciones constitutivas previas en las dos ecuaciones de Maxwell 2.1a y 2.1b.

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}, \quad \nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t},$$

con el fin de expresar estas ecuaciones sólo en términos de la magnitud del campo eléctrico y del campo magnético, es decir, sustituyendo las relaciones constitutivas correspondientes previamente mencionadas tenemos:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial t} (\mu \mathbf{H}), \quad (a)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} = \sigma \mathbf{E} + \frac{\partial}{\partial t} (\epsilon \mathbf{E}), \quad (b) \quad (2.6)$$

aplicando el rotacional a estas ecuaciones y haciendo uso del vector identidad

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{A}) = \nabla(\nabla \cdot \mathbf{A}) - \nabla \cdot \nabla \mathbf{A} = \nabla(\nabla \cdot \mathbf{A}) - \nabla^2 \mathbf{A}, \quad (2.7)$$

donde $\nabla^2 \mathbf{A}$ se interpreta como el operador Laplaciano que actúa sobre las componentes rectangulares de \mathbf{A} , obtenemos

$$\nabla^2 \mathbf{E} - \sigma \mu \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} - \epsilon \mu \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} = 0, \quad (a)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} - \sigma \mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} - \epsilon \mu \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} = 0. \quad (b) \quad (2.8)$$

Estas ecuaciones se denominan **ecuaciones de onda para los campos eléctricos y magnéticos en el dominio del tiempo**. Si analizamos estas ecuaciones, podemos observar que los campos **E** y **H** deben de propagarse en forma de un movimiento ondulatorio que se disipa con el tiempo.

Puesto que tratamos con campos alternos, también debemos suponer para **H** y **E** una dependencia con el tiempo de la forma

$$\mathbf{H}(\mathbf{r}, t) = \text{Re } \mathbf{H}(\mathbf{r}, t) e^{i\omega t},$$

donde ω es la frecuencia angular del campo. Una onda electromagnética de esta frecuencia ω en el espacio libre tiene una longitud $\lambda = 2\pi c/\omega$, donde c es la velocidad de la luz.

Si escogemos variaciones en el tiempo las cuales son de forma sinusoidal, en las anteriores ecuaciones (2.6) las derivadas con respecto al tiempo pueden ser reemplazadas por la notación operacional

$$\begin{aligned} \mathbf{E}(t) &= \mathbf{E}_0 e^{i\omega t}, & \mathbf{H}(t) &= \mathbf{H}_0 e^{i\omega t}, \\ \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} &= i\omega \mathbf{E}, & \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} &= i\omega \mathbf{H}, \\ \text{donde } \omega &= 2\pi f \end{aligned} \tag{2.9}$$

obteniendo

$$\begin{aligned} \nabla^2 \mathbf{E} &= i\sigma\mu\omega \mathbf{E} - \epsilon\mu\omega^2 \mathbf{E}, & \text{(a)} \\ \nabla^2 \mathbf{H} &= i\sigma\mu\omega \mathbf{H} - \epsilon\mu\omega^2 \mathbf{H}. & \text{(b)} \end{aligned} \tag{2.10}$$

Estas ecuaciones son las denominadas **ecuaciones de onda de los campos eléctricos y magnéticos en el dominio de la frecuencia**.

El primero y segundo términos de las ecuaciones (2.10a) y (2.10b), están relacionadas con la conducción y el desplazamiento de las corrientes respectivamente. Estas son las ecuaciones que representan la propagación de los campos eléctricos y electromagnéticos en medios isotrópicos y homogéneos que tienen una conductividad σ , una permeabilidad μ , y una permitividad dieléctrica ϵ .

Este procedimiento solamente es aceptable si la permitividad dieléctrica y la permeabilidad magnética se consideran independientes del tiempo. Esto excluye por supuesto el comportamiento electromagnético de los materiales o rocas ferromagnéticos.

De las ecuaciones (2.10) si separamos los campos **E** y **H** por medio de simples operaciones algebraicas obtenemos

$$\begin{aligned} [\nabla^2 - i\mu\omega(\sigma - i\epsilon\omega)] \mathbf{E} &= 0, & \text{(a)} \\ [\nabla^2 - i\mu\omega(\sigma - i\epsilon\omega)] \mathbf{H} &= 0. & \text{(b)} \end{aligned} \tag{2.11}$$

El resultado de este procedimiento es que todas las propiedades de las rocas y el grupo de frecuencias pueden ser tratados con un solo parámetro k que caracteriza la interacción del campo electromagnético con el medio, este parámetro se conoce como número de onda.

$$k^2 = -i\omega\mu(\sigma + i\omega\epsilon) = \epsilon\mu\omega^2 - i\mu\sigma\omega. \quad (2.12)$$

Considerando un medio uniforme con propiedades μ , ϵ , σ que llena un espacio completamente y asumimos que un campo electromagnético planar está presente en este medio, en el cual el campo eléctrico solo tiene la componente x , el campo magnético solo tiene la componente y , y las amplitudes de los dos campos solo varían en la dirección z . Para este caso, las ecuaciones de campo tienen una solución simple:

$$E_x = E_0 e^{-ikz} = E_0 e^{(G_R + iG_I)z}, \quad (a)$$

$$H_y = H_0 e^{-ikz} = H_0 e^{(G_R + iG_I)z}. \quad (b) \quad (2.13)$$

Donde G_R y G_I son las partes real e imaginaria de los campos eléctrico y magnético.

La parte real G_R y la parte imaginaria G_I afectan el campo de diferente manera. La parte real G_R causa el decrecimiento o atenuación de la magnitud del campo en forma exponencial, en la dirección z . Es razonable esperar que ésta sea la dirección en la cual la energía del campo electromagnético fluye, y que la causa de la reducción de su magnitud es debida a la conversión de energía del campo electromagnético en calor, de similar forma cuando las corrientes eléctricas fluyen en el medio. En la práctica, se especifican las características de atenuación del medio en términos de la distancia δ sobre la cual la magnitud del campo se reduce por el factor $1/e$, o 37% de su valor en la superficie, mientras que la fase se gira un radian. Esta cantidad, se conoce como "skin depth" que puede considerarse como una similitud de la "profundidad de penetración" y está definida por la relación

$$\delta = \frac{1}{G_R} = \left(\frac{2}{\omega\mu\sigma} \right)^{1/2} = 503 \sqrt{\rho/f}. \quad (2.14)$$

Donde ρ es la resistividad y f es la frecuencia.

La parte imaginaria de G , causa que la amplitud del campo varíe con la distancia z en forma sinusoidal, sin decrecer su magnitud promedio. Cada vez que el argumento de las funciones trigonométricas en la ecuación (1.42) se incrementan por un factor de 2π , todo el término asume el mismo valor. Esta distancia es conocida como longitud de onda del campo.

$$\lambda = \frac{2\pi}{G_I} = \frac{1}{k} = \frac{2\pi c}{\omega}. \quad (2.15)$$

Donde $c = (\epsilon_0\mu_0)^{-1/2} = 2.9979 \times 10^8$ m/seg que es la velocidad de la luz en el vacío.

El número de onda k , es función de tres o más propiedades físicas de las rocas y de la frecuencia. El comportamiento del número de onda con el cambio de la frecuencia es importante para entender la utilidad de algunos métodos electromagnéticos. En frecuencias muy bajas para las cuales el comportamiento del campo electromagnético es de difusión, el número de onda es aproximadamente

$$k \approx (-i\sigma\mu\omega)^{1/2} \tag{2.16}$$

en esta última ecuación la dependencia de la permitividad eléctrica desaparece (podemos despreciar el desplazamiento de las corrientes), y el número de onda tiene parte real e imaginaria iguales que se expresan como

$$k = \left(\frac{\omega\mu\sigma}{2}\right)^{1/2} - i\left(\frac{\omega\mu\sigma}{2}\right)^{1/2} \tag{2.17}$$

En una longitud de onda, la atenuación del campo es 2π . La magnitud del campo es bastante grande como para medirlo solo a distancias comparables a unos pocos "skin depths" a causa de esto en el rango de bajas frecuencias este parámetro "skin depth" es conocido como una "unidad eléctrica de distancia". A frecuencias muy bajas en las que el segundo término del número de onda puede ser despreciado la atenuación es tan rápida que los campos no pueden ser detectados. Este régimen es conocido como "régimen inductivo" en la aplicación de los métodos electromagnéticos.

En altas frecuencias, el número de onda es:

$$k^2 \approx \omega^2\mu\epsilon \tag{2.18}$$

En este régimen, la propagación del campo electromagnético sigue su camino sin atenuación significativa. La longitud de onda depende solo de la constante dieléctrica

$$\lambda = \frac{2\pi}{\omega(\mu\epsilon)^{1/2}} \tag{2.19}$$

La propagación de los campos electromagnéticos, puede ser utilizada para medir la distancia a la que las masas de roca reflejan los campos electromagnéticos en términos del tiempo requerido para viajar a través del subsuelo para ser reflejados hasta el detector, principio similar al del radar.

En el rango intermedio, donde los desplazamientos de corriente y las corrientes inducidas no pueden ser despreciadas, el comportamiento de los campos es más complicado. El punto medio de este rango de transición está especificado por la condición

$$\frac{\sigma}{\omega\epsilon} = 1 \tag{2.20}$$

Esta condición especifica que la conducción y las corrientes de desplazamiento son de igual importancia en el número de onda. Esta relación es conocida como **factor de pérdida**, y considera la disminución de la magnitud del campo electromagnético y su conversión a calor al dispersarse en un medio que no sea el espacio vacío. Este factor de pérdida, a menudo es expresado en términos de **perdida tangencial**, definida como:

$$\tan \delta = \frac{\sigma}{\omega \epsilon} \quad (2.21)$$

2.4 Atenuación de los campos electromagnéticos

Las ondas electromagnéticas se atenúan al viajar a través de algún medio, excepto en el espacio libre. Esto se puede demostrar si consideramos las magnitudes relativas de los parámetros ϵ , μ y σ . El valor normal máximo de ϵ , ocurre en el agua cuando la relación $\epsilon/\epsilon_0 = 80$; para rocas, esta relación es generalmente menor de 10. En forma similar $\mu/\mu_0 \leq 3$, aún en minerales ferromagnéticos, normalmente este valor es la unidad (Nabighian, 1991). Por tanto tenemos:

$$\epsilon \approx 10\epsilon_0 \approx 9 \times 10^{-11} \text{ f/m}, \quad \mu \approx \mu_0 \approx 1.3 \times 10^{-6} \text{ h/m}.$$

Las frecuencias periódicas empleadas en MT y en los métodos EM en general son menores de 3000 Hz, y $\omega \leq 2 \times 10^4$. Las longitudes de onda correspondientes están dadas por

$$\lambda = \frac{2\pi c}{\omega} = 2\pi \times 3 \times 10^8 / \omega \quad \text{metros,}$$

que es un valor mayor a 90 km. Puesto que las distancias entre transmisores y receptores utilizadas en los sistemas TM y EM son menores a 1 milla y solo en los casos TDEM son del orden de 1 a 10 km, en estos casos la variación de la fase que resulta de la propagación de las ondas electromagnéticas es despreciable.

En el aire $\sigma = 0$, $\epsilon = \epsilon_0$, $\mu = \mu_0$, por lo que el factor $\omega^2 \epsilon \mu$ en las ecuaciones (2.10a y 2.10b) es del orden de 5×10^{-9} , y Por tanto, no hay atenuación de la onda en el aire. Como sabemos la conductividad de las rocas y minerales, varía enormemente, en rocas de baja conductividad podemos tener $\epsilon = 10\epsilon_0$, $\mu = \mu_0$ y $\sigma \approx 10^{-3}$ mhos/m, y para $\omega = 2 \times 10^4$, sustituyendo estos valores en (2.10a y 2.10b) tenemos

$$\nabla^2 \mathbf{E} \approx (-4 \times 10^{-8} + 2.5 \times 10^{-5} i) \mathbf{E} \approx 0,$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} \approx (-4 \times 10^{-8} + 2.5 \times 10^{-5} i) \mathbf{H} \approx 0.$$

En regiones de alta conductividad, como por ejemplo en sulfuros masivos y en grafito donde $\sigma = 10^3$ mhos/m tenemos:

$$\nabla^2 \mathbf{E} \approx (-4 \times 10^{-8} + 25i) \mathbf{E} \approx 25i \mathbf{E},$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} \approx (-4 \times 10^{-8} + 25i) \mathbf{H} \approx 25i \mathbf{H}.$$

En todos los casos la parte real del lado derecho de las ecuaciones (2.10a y 2.10b), que corresponden al desplazamiento de la corriente es despreciable. Como resultado de estas condiciones, en el aire y en conductores pobres, tenemos

$$\nabla^2 \mathbf{E} \approx 0, \quad (\text{a})$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} \approx 0. \quad (\text{b}) \quad (2.22)$$

mientras que en presencia de buenos conductores la parte imaginaria de las ecuaciones (2.10a y 2.10b) puede ser significativa, y las ecuaciones (2.8a y 2.8b) pueden escribirse como:

$$\nabla^2 \mathbf{E} \approx \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \approx i \omega \mu \sigma \mathbf{E}, \quad (\text{a})$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} \approx \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \approx i \omega \mu \sigma \mathbf{H}. \quad (\text{b}) \quad (2.23)$$

Esta es la ecuación de difusión, la cual se reduce a la ecuación de Laplace (2.22a y 2.22b) en el aire y en rocas de baja conductividad. Las ecuaciones (2.23a y 2.23b) son generalmente difíciles de resolver, sin embargo, existe un caso importante en el que una solución se obtiene fácilmente en la cual la onda es plana y polarizada. Supongamos que la onda se propaga a lo largo del eje z y que el plano x - y es el plano de polarización. Podemos resolver las ecuaciones (2.23a y 2.23b) suponiendo la forma

$$\mathbf{H} = H_y(z, t) = H_0 e^{i\omega t + mz},$$

donde H es la magnitud del campo magnético \mathbf{H} , entonces,

$$\nabla^2 H = \left(\frac{\partial^2 H_y}{\partial z^2} \right) = m^2 H \quad \text{y} \quad \left(\frac{\partial H_y}{\partial t} \right) = i\omega H,$$

sustituyendo en (2.23a y 2.23b) tenemos

$$m^2 = i\omega \mu \sigma, \quad \text{o} \quad m = \pm (1+i) \sqrt{(\omega \mu \sigma / 2)} = \pm (1+i) a,$$

donde $a = \sqrt{(\omega \mu \sigma / 2)}$. Puesto que H debe ser finito cuando $z = +\infty$, obtenemos la solución:

$$H_y = H_0 e^{i\omega t - (1+i)az} = H_0 e^{-az + i(\omega t - az)}, \quad (2.24)$$

tomando la parte real como la solución requerida, tenemos:

$$H_y = H_0 e^{-\alpha z} \cos(\omega t - \alpha z). \quad (2.25)$$

La segunda parte de esta expresión, representa un movimiento armónico simple con un desfaseamiento, mientras que la exponencial es la atenuación de la onda con la distancia cuando ésta se propaga en un medio. Este término de atenuación se puede escribir (tomando $\mu = \mu_0$):

$$\left| \frac{H_y}{H_0} \right| \approx e^{-2 \times 10^{-3} z \sqrt{f/\rho}}$$

Tabla 2.1.- Atenuación de las ondas electromagnéticas. (Telford et al., 1976).

f (Hz)	ρ (Ωm)	$\left \frac{H_y}{H_0} \right $ para $z = 100$ ft	z para $\left \frac{H_y}{H_0} \right = 0.1$ (ft)
1000	10^{-4}	0.0	0.0
1000	10^{-2}	0.0	0.0
1000	1	0.15	120
1000	10^2	0.83	1,200
1000	10^4	0.98	12,000
10	10	0.94	3,800
10^2	10	0.83	1,200
10^4	10	0.15	120
10^6	10	0.0	12

Tabla 2.2.- Variación de la profundidad de penetración (skin depth) con la frecuencia y resistividad. (Telford et al., 1976).

	$\rho = 10^{-4} \Omega m$	$\rho = 10^{-2} \Omega m$	$\rho = 10^0 \Omega m$	$\rho = 10^2 \Omega m$	$\rho = 10^4 \Omega m$
f (Hz)	δ (m)	δ (m)	δ (m)	δ (m)	δ (m)
10^{-3}	160	1600	1.6×10^4	1.6×10^5	1.6×10^6
10^{-2}	50	500	5000	5×10^4	5×10^5
10^{-1}	16	160	1600	1.6×10^4	1.6×10^5
1	5	50	500	5000	5×10^4
10	1.6	16	160	1600	1.6×10^4
10^2	0.5	5	50	500	5000
10^3	0.16	1.6	16	160	1600
10^4	0.05	0.5	5	50	500
10^6	0.005	0.05	0.5	5	50
10^8	-	0.005	0.05	0.5	5

De estas tablas es obvio que si la resistividad es baja, o la frecuencia alta, o ambos el campo magnético no penetra en el subsuelo. Por tanto podemos decir que si

$$z \sqrt{(f/p)} > 10^3,$$

la atenuación será muy grande y viceversa.

Para la misma onda plana polarizada de la ecuación (2.25), podemos calcular la corriente usando las ecuaciones

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H}, \quad \mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E}, \quad \mathbf{J} = \sigma \mathbf{E},$$

y

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} + \epsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t},$$

por tanto tenemos:

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} = \mathbf{J},$$

$$J_y = J_z = 0$$

y

$$\begin{aligned} J_x &= -\frac{\partial H_y}{\partial z} = -\frac{\partial}{\partial z} \{H_0 e^{-az} \cos(\omega t - az)\} \\ &= a H_0 e^{-az} \{ \cos(\omega t - az) - \text{sen}(\omega t - az) \} \\ &= \sqrt{2a} H_0 e^{-az} \cos(\omega t - az + \pi/4) \\ &= \sqrt{(\omega \mu \sigma)} H_0 e^{-z \sqrt{(\omega \mu \sigma / 2)}} \cos\{\omega t - z \sqrt{(\omega \mu \sigma / 2)} + \pi/4\}. \end{aligned} \quad (2.26)$$

Esta fórmula representa ondas altamente amortiguadas y dispersivas, donde la amplitud de la corriente es $\sqrt{(\omega \mu \sigma)}$ veces el campo magnético en todos los puntos. También, puesto que J_x es proporcional a H_y , el flujo de corriente presenta el mismo efecto pelicular que el campo magnético en un buen conductor y por consiguiente, se concentra cerca de la superficie.

El resultado físico es que cuando $\sqrt{(\omega \mu \sigma / 2)}$ es pequeño (el cual tiene dimensiones de longitud), el campo magnético se propagará a través del medio sin mucha atenuación y en el proceso no se inducirá un flujo de corriente suficiente para ser detectado. Consecuentemente, habrá un campo secundario muy pequeño. O de otra manera, cuando $\sqrt{(\omega \mu \sigma / 2)}$ es grande, la corriente superficial generada es grande y ésta a su vez genera un campo magnético secundario grande, fuera de fase con el campo magnético original, el cual parcial o completamente cancela el campo magnético primario.

Cuando el medio tiene una conductividad intermedia, siempre se desarrollará algún campo magnético secundario. Hasta aquí la densidad de corriente no es uniforme a través del volumen del conductor, pero se concentrará hacia el exterior, por esta condición que se presenta, generalmente, no es posible determinar la distribución de corriente aún para formas geométricas simples. En la figura 2.1, se muestra el comportamiento del campo magnético en función de diferentes valores del producto $\omega\mu\sigma$.

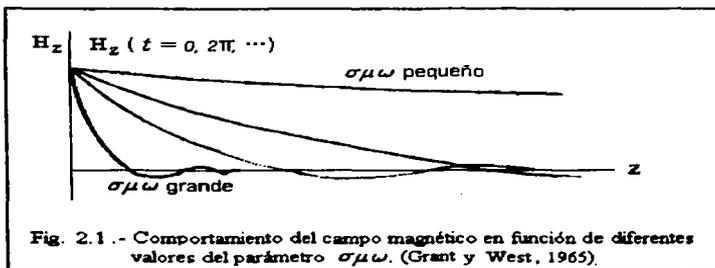


Fig. 2.1 - Comportamiento del campo magnético en función de diferentes valores del parámetro $\sigma\mu\omega$. (Grant y West, 1965).

El análisis de campos electromagnéticos tridimensionales por facilidad se hace en una dimensión. Sin embargo, las características principales del fenómeno deben ser similares en todas direcciones. Si l es una dimensión típica de la zona conductiva, tal que $\sigma\mu\omega l^2 \gg 1$, el campo magnético se desvanece en el interior del conductor. Un campo magnético secundario de magnitud suficiente se crea para cancelar el campo magnético primario interno. En sentido inverso, si $\sigma\mu\omega l^2 \ll 1$, el conductor tiene un efecto muy pequeño sobre el campo, y su presencia será prácticamente indetectable.

2.5 Condiciones de frontera

Existen algunas condiciones de frontera para los campos electromagnéticos que se deben considerar en las interfaces, cuando la conductividad σ (y posiblemente la permeabilidad magnética μ) cambian abruptamente. Estas condiciones se deducen de las ecuaciones de Maxwell y son las siguientes (Reitz y Milford, 1972):

$$\mathbf{n} \times (\mathbf{E}_1 - \mathbf{E}_2) = 0. \quad (2.27)$$

La componente tangencial del campo eléctrico en la interfase es continua.

$$\mathbf{n} \times (\mathbf{H}_1 - \mathbf{H}_2) = 0. \quad (2.28)$$

La componente tangencial del campo magnético en la interfase es continua.

$$\mathbf{n} \cdot (\sigma_1 \mathbf{E}_1 - \sigma_2 \mathbf{E}_2) = 0. \quad (2.29)$$

La componente normal de la densidad de corriente en la interfase es continua.

$$\mathbf{n} \cdot (\mu_1 \mathbf{H}_1 - \mu_2 \mathbf{H}_2) = 0.$$

La componente normal del flujo magnético en la interfase es continua.

En la figura 2.2 se muestran las condiciones de frontera entre dos medios.

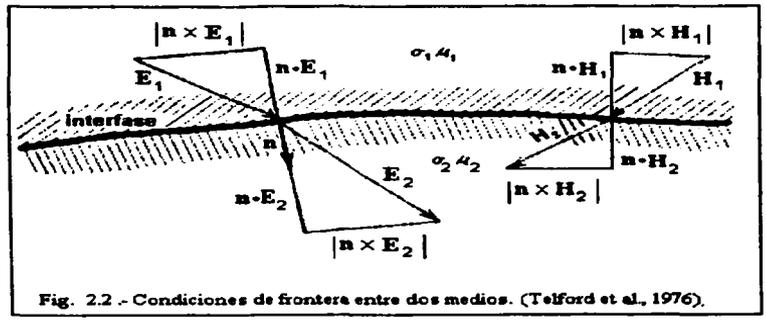


Fig. 2.2 - Condiciones de frontera entre dos medios. (Telford et al., 1976).

CAPITULO 3

EL CAMPO ELECTROMAGNÉTICO EN EL DOMINIO DEL TIEMPO SOBRE LA SUPERFICIE DE UN MEDIO CONDUCTOR

3.1 El comportamiento en el dominio de las frecuencias del campo electromagnético generado por un dipolo eléctrico en un medio conductor uniforme

El comportamiento del campo electromagnético en un medio conductor está determinado por las ecuaciones de Maxwell que relacionan los campos vectoriales \mathbf{H} , \mathbf{E} , y \mathbf{B} (Kaufman y Keller, 1983):

$$\begin{aligned} \text{rot } \mathbf{H} &= \sigma \mathbf{E}, \\ \text{rot } \mathbf{E} &= -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}, \\ \text{div } \mathbf{H} &= 0, \\ \text{div } \mathbf{E} &= 0. \end{aligned} \tag{3.1}$$

Donde \mathbf{H} y \mathbf{E} , son el campo magnético y el campo eléctrico respectivamente, y $\mathbf{B} = \mu \mathbf{H}$ donde, μ es la permeabilidad magnética. En este análisis se supone que las corrientes de desplazamiento son despreciables.

Supongamos un dipolo eléctrico con un momento:

$$\mathbf{p} = p_0 e^{-i\omega t} \mathbf{z}, \tag{3.2}$$

está situado en un medio uniforme (figura 3.1) donde:

$$p_0 = \frac{\rho I_0}{4\pi} dl, \tag{3.3}$$

está definido como el momento de la fuente, ρ es la resistividad verdadera del medio, I_0 es la amplitud de la corriente $I = I_0 e^{-i\omega t}$, dl es la longitud del dipolo y ω es la frecuencia en radianes por segundo, \mathbf{z} es un vector unitario que indica la dirección del dipolo.

Algunos parámetros que más adelante se van a utilizar en el proceso de análisis de los campos electromagnéticos generado por un dipolo eléctrico son los siguientes:

- Número de onda k es una función de tres o más propiedades físicas de las rocas y de la frecuencia. La frecuencia puede ser considerada como un parámetro de diseño, en la que la frecuencia de operación está a discreción del explorador. El comportamiento del número de onda con respecto a la frecuencia es muy importante para entender la

utilización de los métodos electromagnéticos. A frecuencias muy bajas, para las cuales el comportamiento del campo electromagnético se conoce como de difusión, el número de onda es aproximadamente:

$$k^2 \approx -i\sigma\mu\omega.$$

En este rango de frecuencias, la dependencia de la permitividad dieléctrica desaparece (despreciando las corrientes de desplazamiento) y el número de onda tiene parte real e imaginaria expresada como:

$$k = \left(\frac{\omega\mu\sigma}{2}\right)^{1/2} - i\left(\frac{\omega\mu\sigma}{2}\right)^{1/2}.$$

A frecuencias mucho muy bajas en las que el segundo término del número de onda puede ser ignorado, la atenuación es tan rápida que los campos no pueden ser detectados. Este régimen es conocido como régimen inductivo, en la aplicación de los métodos electromagnéticos.

En altas frecuencias el número de onda es aproximadamente:

$$k^2 \approx \omega^2 \mu \epsilon,$$

en este régimen el campo electromagnético se propaga sin significante atenuación.

- El número de inducción p , que está dado por $p = \left(\frac{\sigma\mu\omega}{2}\right)^{1/2} R = R/\delta$, donde R es la distancia en el sistema de coordenadas esféricas (R, θ, ϕ) . En un sistema de coordenadas cilíndricas, (r, ϕ, z) la distancia es r . El parámetro σ es la conductividad del medio, μ es la permeabilidad magnética, ω es la frecuencia en radianes por segundo y δ es el parámetro definido como "skin depth".

Hay que hacer notar que en la practica, un dipolo eléctrico está formado por un cable de longitud finita aterrizado en ambos extremos y que la longitud del cable debe ser relativamente pequeña en comparación con la distancia a la que se encuentra el punto de observación.

Primeramente, se debe conocer el comportamiento del campo electromagnético a una frecuencia cero. Debido a la geometría del problema es más adecuado utilizar coordenadas esféricas. (R, θ, ϕ) o coordenadas cilíndricas (r, ϕ, z) ambas con el mismo origen. El dipolo está colocado en el origen con su momento en dirección al eje z ($\text{sen}\theta = 0$). Como la corriente fluye desde el cable hacia el medio circundante, aparecen cargas eléctricas en las superficies de los electrodos de contacto. De la teoría de campos estacionarios, sabemos que estas cargas son iguales y opuestas en signo (figura 3.1) con una magnitud de:

$$e = \frac{\rho l}{4\pi}. \tag{3.4}$$

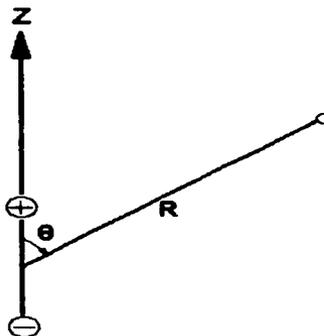


Fig. 3.1.- Dipolo eléctrico en un espacio uniforme.
(Kaufman y Keller, 1983).

En un espacio conductor, estas cargas producen un campo eléctrico, equivalente al que produce un dipolo eléctrico con un momento p_0 . Considerando coordenadas esféricas, el campo eléctrico producido por las cargas tiene dos componentes E_R y E_θ :

$$E_R = \frac{2 p_0 \cos \theta}{R^3}, \quad E_\theta = \frac{p_0 \operatorname{sen} \theta}{R^3}, \quad E_\phi = 0. \quad (3.5)$$

La ley de Ohm establece que este campo genera una corriente. Considerando la ecuación (3.5), el flujo de las líneas de corriente está situado solo en los planos meridionales, puesto que la componente j_θ es cero. A su vez, la corriente eléctrica es la fuente de un campo magnético en el que cada elemento del flujo de corriente $j \, dl$ genera un campo magnético elemental descrito por la ley de Biot-Savart

$$d\mathbf{H}(p) = \frac{1}{4\pi} \frac{[\mathbf{j}(q) \times \mathbf{L}_{qp}]}{L_{qp}^3} \, dl. \quad (3.6)$$

Haciendo uso del principio de superposición, el campo magnético total está dado por:

$$\mathbf{H}(p) = \frac{1}{4\pi} \int_V \frac{[\mathbf{j}(q) \times \mathbf{L}_{qp}]}{L_{qp}^3} \, dV, \quad (3.7)$$

donde $\mathbf{j}(q)$ es la densidad de corriente.

De las ecuaciones (3.6) y (3.7), el campo magnético generado por un dipolo en un espacio conductor tiene una sola componente, H_ϕ la cual es perpendicular a la dirección del flujo de corriente. Debido a que la densidad de corriente es conocida en cada punto en el medio:

$$J_R = \frac{I dl}{4\pi R^3} \cos\theta,$$

$$J_\theta = \frac{I dl}{4\pi R^3} \sin\theta. \quad (3.8)$$

La ecuación (3.7) permite determinar el campo magnético. Sin embargo, tomando en cuenta la simetría cilíndrica de los componentes de los campos eléctrico y magnético, se tiene:

$$\frac{\partial E}{\partial \phi} = \frac{\partial H}{\partial \phi} = 0,$$

el procedimiento para determinar el campo magnético se puede simplificar haciendo uso de la ecuación (3.1) en su forma integral:

$$\int_L \mathbf{H} \cdot d\mathbf{l} = \int_S \mathbf{j} \cdot d\mathbf{s} = I^S, \quad (3.9)$$

donde L es una trayectoria de integración arbitraria, $d\mathbf{s}$ es un elemento de área. I^S es el flujo de corriente que penetra al área como se muestra en la figura 3.2.

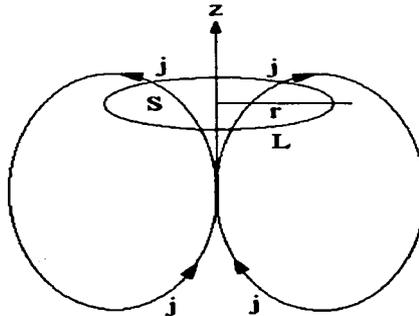


Fig. 3.2.- Definición de las cantidades de la ecuación (3.13).
(Kaufman y Keller, 1983).

Considerando la trayectoria de integración situada en un plano horizontal con centro en el eje z , se puede escribir la ecuación (3.9) como:

$$2\pi r H_\phi = \int_S j_z ds = 2\pi \int_0^r j_z r dr,$$

$$H_\phi(r, z) = \frac{1}{r} \int_0^r j_z r dr. \quad (3.10)$$

Hasta aquí, se ha considerado el hecho de que el campo magnético y la densidad de corriente no dependen de la coordenada ϕ y de que el elemento de área puede ser escrito como $ds = 2\pi r dr$.

Es claro que la corriente I , que pasa a través del dipolo, regresa a través del medio conductor, y por tanto, hay flujos positivos y negativos de densidad de corriente a través de cualquier trayectoria de integración como se observa en la figura 3.2.

De acuerdo a la ecuación (3.8) la componente vertical de la densidad de corriente es:

$$j_z = j_R \cos\theta - j_0 \sin\theta = \frac{I dl}{4\pi R^3} (2\cos^2\theta - \sin^2\theta)$$

$$= \frac{I dl}{4\pi R^3} (3\cos^2\theta - 1) = \frac{I dl}{4\pi} \left(\frac{3z^2}{R^5} - \frac{1}{R^3} \right)$$

$$= \frac{I dl}{4\pi} \left[\frac{3z^2}{(r^2 + z^2)^{5/2}} - \frac{1}{(r^2 + z^2)^{3/2}} \right], \quad (3.11)$$

sustituyendo la ecuación (3.11) en la ecuación (3.10):

$$H_\phi = \frac{I dl}{4\pi r} \left[3z^2 \int_0^r \frac{r dr}{(r^2 + z^2)^{5/2}} - \int_0^r \frac{r dr}{(r^2 + z^2)^{3/2}} \right].$$

Por tanto:

$$H_\phi = \frac{I dl}{4\pi r} \left[\left(\frac{1}{z} - \frac{z^2}{(r^2 + z^2)^{3/2}} \right) - \left(\frac{1}{z} - \frac{1}{(r^2 + z^2)^{1/2}} \right) \right] = \frac{I dl \cdot r}{4\pi r (r^2 + z^2)^{3/2}}.$$

El campo magnético generado por todas las corrientes es:

$$H_{\phi} = \frac{I dl}{4\pi r} \frac{1}{R^2} \sin\theta. \quad (3.12)$$

este campo magnético está ausente a lo largo del eje del dipolo y tiene su valor máximo en el plano ecuatorial. De esta manera los componentes de la frecuencia cero, se pueden escribir como:

$$\begin{aligned}
 E_R &= \frac{2P_0}{R^3} \cos\theta, \\
 E_{\theta} &= \frac{P_0}{R^3} \sin\theta, \\
 H_{\phi} &= \frac{I dl}{4\pi r} \frac{1}{R^2} \sin\theta = \frac{\sigma P_0}{R^3} \sin\theta.
 \end{aligned} \quad (3.13)$$

En contraste con el comportamiento del campo electromagnético generado por un dipolo magnético, el campo electromagnético generado por un dipolo eléctrico no desaparece cuando la frecuencia tiende a cero, pero se aproxima a los valores descritos por la ecuación (3.13).

Consideremos ahora el caso general de un campo cuasi-estacionario, utilizando la ecuación (3.13). Para simplificar la solución, introduciremos un vector potencial, basado en el hecho que la $\text{div} \mathbf{H} = 0$:

$$\mathbf{H} = \text{rot} \mathbf{A}. \quad (3.14)$$

Sustituyendo esta expresión en la segunda ecuación de Maxwell:

$$\text{rot} \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t},$$

$$\text{rot} \mathbf{E} = -\mu \text{rot} \frac{\partial \mathbf{A}}{\partial t}$$

o

$$\text{rot} \left(\mathbf{E} + \mu \frac{\partial \mathbf{A}}{\partial t} \right) = 0,$$

$$\mathbf{E} = -\mu \frac{\partial \mathbf{A}}{\partial t} - \text{grad} U, \quad (3.15)$$

donde U es el potencial escalar.

Reemplazando \mathbf{E} y \mathbf{H} en la ecuación: $\text{rot} \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E}$ por las funciones de potencial \mathbf{A} y U , tenemos:

$$\text{rot rot } \mathbf{A} = -\mu \sigma \frac{\partial \mathbf{A}}{\partial t} - \sigma \text{grad } U. \quad (3.16)$$

Suponiendo que el campo electromagnético es sinusoidal tenemos:

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_0 e^{-i\omega t}, \quad \mathbf{H} = \mathbf{H}_0 e^{-i\omega t}, \quad \mathbf{A} = \mathbf{A}_0 e^{-i\omega t}, \quad U = U_0 e^{-i\omega t},$$

haciendo uso de la identidad vectorial:

$$\text{rot rot } \mathbf{A} = \text{grad div } \mathbf{A} - \nabla^2 \mathbf{A},$$

obtenemos la siguiente ecuación (donde el índice 0 se omitió por conveniencia):

$$\text{grad div } \mathbf{A} - \nabla^2 \mathbf{A} = i \sigma \mu \omega \mathbf{A} - \sigma \text{grad } U. \quad (3.17)$$

Como en el caso del vector y el potencial escalar de carácter magnético, \mathbf{A}^* y U^* , las funciones \mathbf{A} y U no están definidas sólo por las ecuaciones (3.14) y (3.15), por tanto, se pueden escoger libremente un par de funciones de tal manera que simplifique la ecuación (3.17) y se pueda eliminar más allá de cualquier consideración el potencial escalar U . Si escogemos un par de funciones U y \mathbf{A} que satisfagan esta condición:

$$\text{div } \mathbf{A} = -\sigma U, \quad (3.18)$$

podemos obtener la ecuación de onda para el vector potencial \mathbf{A} .

$$\nabla^2 \mathbf{A} + k^2 \mathbf{A} = 0, \quad (3.19)$$

donde $k^2 = i \sigma \mu \omega$ es el cuadrado del número de onda.

En la ecuación (3.18), el campo electromagnético ha sido expresado sólo en términos del vector potencial \mathbf{A} .

$$\begin{aligned} \mathbf{H} &= \text{rot } \mathbf{A}, \\ \mathbf{E} &= i \omega \mu \mathbf{A} + \frac{1}{\sigma} \text{grad div } \mathbf{A}. \end{aligned} \quad (3.20)$$

Considerando que el campo estacionario tiene una sola componente H_ϕ , y que en general $\mathbf{H} = \text{rot } \mathbf{A}$, es razonable encontrar una expresión para el campo usando sólo una componente del vector potencial A_z , la cual es función de la coordenada R . Por tanto, la ecuación (3.19) toma la forma:

$$\frac{1}{R^2} \frac{d}{dR} R^2 \frac{dA_z}{dR} + k^2 A_z = 0. \quad (3.21)$$

Como es bien conocido, la solución de esta ecuación, la cual decrece como una función de R, es :

$$A_z = C \frac{e^{ikR}}{R}, \quad (3.22)$$

de la ecuación (3.22) tenemos:

$$\text{div } \mathbf{A} = \frac{\partial A_z}{\partial z} = C \frac{e^{ikR}}{R^2} (ikR - 1) \cos \theta. \quad (3.23)$$

En un sistema de coordenadas esféricas, el vector potencial está caracterizado por dos componentes, A_R y A_θ :

$$A_R = A_z \cos \theta, \quad A_\theta = -A_z \sin \theta,$$

de acuerdo con la ecuación (1e.14), el campo magnético puede escribirse como:

$$\mathbf{H} = \frac{1}{R^2 \sin \theta} \begin{vmatrix} \hat{e}_R & R \hat{e}_\theta & R \sin \theta \hat{e}_\phi \\ \frac{\partial}{\partial R} & \frac{\partial}{\partial \theta} & \frac{\partial}{\partial \phi} \\ A_z & -A_z \sin \theta & 0 \end{vmatrix},$$

de donde:

$$H_R = H_\theta = 0$$

y

$$H_\phi = \frac{C}{R^2} (1 - ikR) e^{ikR} \sin \theta. \quad (3.24)$$

Como la frecuencia tiende a cero, la ecuación (3.24), se hace equivalente a la ecuación (3.12), por lo que es posible determinar el valor de la constante C.

$$C = \frac{I dl}{4\pi} = p_0 \sigma. \quad (3.25)$$

Por tanto, obtenemos la siguiente expresión para el campo magnético:

$$H_\phi = \frac{I dl}{4\pi R^2} (1 - ikR) e^{ikR} \sin \theta. \quad (3.26)$$

De acuerdo a la ecuación (3.26), el campo magnético se puede determinar de una forma notablemente simple. Utilizando la ecuación (3.20), obtenemos las siguientes expresiones para el campo eléctrico:

$$E_R = \frac{2p_0}{R^3} e^{ikR} (1 - ikR) \cos \theta,$$

$$E_\theta = \frac{p_0}{R^3} e^{ikR} (1 - ikR - k^2 R^2) \sin \theta. \quad (3.27)$$

Considerando que el campo electromagnético descrito por las ecuaciones (3.26) y (3.27), satisface las ecuaciones de Maxwell (3.1) en la cercanía del dipolo, así como a grandes distancias, puede considerarse que se obtuvo una solución única.

Las líneas del campo magnético forman círculos localizados en planos horizontales y cuyo centro se ubica en el eje z. Como en el caso de corrientes generadas por un campo estacionario, las cuales son las fuentes del campo magnético y se encuentran en planos meridionales, de acuerdo a la ecuación (3.27), tenemos:

$$j_R = \frac{I dl}{4\pi R^3} e^{ikR} (1 - ikR) \cos \theta,$$

$$j_\theta = \frac{I dl}{4\pi R^3} e^{ikR} (1 - ikR - k^2 R^2) \sin \theta. \quad (3.28)$$

En contraste al caso del dipolo magnético, hay dos fuentes para el campo eléctrico generado por el dipolo eléctrico, las cargas eléctricas en la superficie de los electrodos del dipolo y las variaciones con respecto al tiempo del campo magnético H_0 .

En el caso del dipolo magnético, el campo se normaliza respecto al campo primario generado por la corriente en un circuito (loop), también se considera la relación entre el campo total y el campo estacionario; es decir, las ecuaciones (3.26) y (3.27) se pueden representar como:

$$H_\phi = \frac{I dl}{4\pi R^2} \sin \theta h_\phi,$$

$$E_R = \frac{2p_0}{R^3} \cos \theta e_R,$$

$$E_\theta = \frac{2p_0}{R^3} \sin \theta e_\theta. \quad (3.29)$$

donde

$$h_{\phi} = e_R = e^{ikR} (1 - ikR),$$

$$e_0 = e^{ikR} (1 - ikR - k^2 R^2). \quad (3.30)$$

donde $k = (1+i)/\delta$, siendo δ el denominado "skin depth". En la práctica se especifica la característica de atenuación del medio en términos de una distancia δ , en la cual la potencia del campo se reduce por un factor de $1/e$, y

$$kR = \frac{R}{\delta} (1+i) = R(1+i) \left[\frac{10^3}{2\pi} \sqrt{\frac{10\rho}{f}} \right]^{-1},$$

donde p está definida como R/δ .

Considerando pequeños valores para el número de inducción p . Representando e^{ikR} como una serie y sustituyámosla en la ecuación (3.27) se obtiene:

$$e_R = h_{\phi} = 1 + \sum_{n=2}^{\infty} \frac{1-n}{n!} (ikR)^n = 1 + \sum_{n=2}^{\infty} \frac{1-n}{n!} p^n e^{i3\pi n/4} 2^{n/2}. \quad (3.31)$$

De esta manera, para cuadratura y las componentes en fase de E_R para pequeños valores del número de inducción tenemos:

$$Qe_R \approx p^2 - \frac{2}{3}p^3, \quad I_n e_R \approx 1 - \frac{2}{3}p^3 \quad (3.32)$$

y correspondientemente:

$$QE_R \approx \frac{2p_0}{R^3} \cos\theta \left(p^2 - \frac{2}{3}p^3 \right)$$

o

$$QE_R \approx \frac{I dl}{2\pi} \cos\theta \left(\frac{\mu\omega}{2R} - \frac{1}{3\sqrt{2}} (\mu\omega)^{3/2} \sqrt{\sigma} \right) \quad (3.33)$$

y

$$I_n E_R \approx \frac{2p_0}{R^3} \cos\theta \left(1 - \frac{2}{3}p^3 \right)$$

$$\ln E_R \approx \frac{1 \, dl}{2\pi} \cos\theta \left(\frac{\rho}{R^3} - \frac{1}{3\sqrt{2}} (\mu\omega)^{3/2} \sqrt{\sigma} \right). \quad (3.34)$$

Aplicando la misma aproximación a la expresión para la componente E_θ , se tiene:

$$e_\theta = 1 + \sum_{n=2}^{\infty} \frac{(n-1)^2}{n!} (ikR)^n = 1 + \sum_{n=2}^{\infty} \frac{(n-1)^2}{n!} p^n e^{i3/4\pi n}, \quad (3.35)$$

de las ecuaciones:

$$Qe_\theta \approx p^2 - \frac{4}{3} p^3,$$

$$\ln e_\theta \approx 1 - \frac{4}{3} p^3 \quad \text{si } p < 1 \quad (3.36)$$

y por tanto:

$$QE_\theta \approx \frac{1 \, dl}{4\pi} \operatorname{sen}\theta \left(-\frac{\mu\omega}{2R} + \frac{\sqrt{2}}{3} (\mu\omega)^{3/2} \sqrt{\sigma} \right),$$

$$\ln E_\theta \approx \frac{1 \, dl}{4\pi} \operatorname{sen}\theta \left(\frac{\rho}{R^3} + \frac{\sqrt{2}}{3} (\mu\omega)^{3/2} \sqrt{\sigma} \right). \quad (3.37)$$

por analogía:

$$QH_\phi \approx \frac{1 \, dl}{4\pi} \operatorname{sen}\theta \left(\frac{\sigma\mu\omega}{2} - \frac{1}{3\sqrt{2}} (\sigma\mu\omega)^{3/2} R \right),$$

$$\ln H_\phi \approx \frac{1 \, dl}{4\pi} \operatorname{sen}\theta \left(\frac{1}{R^2} - \frac{1}{3\sqrt{2}} (\sigma\mu\omega)^{3/2} R \right). \quad (3.38)$$

Las ecuaciones (3.33) a (3.38) sugieren algunos comentarios, considerando la porción del espectro en bajas frecuencias.

- La componente en fase, \ln , del campo eléctrico puede considerarse como la suma de dos términos, cada uno independiente del otro, un término galvánico y otro término como vórtice. El término galvánico es directamente proporcional a la resistividad del medio y coincide con el campo estacionario cuando la frecuencia es cero. El segundo término es puramente inductivo, no depende de la separación r , y es proporcional a $\omega^{3/2}$ y $\sigma^{1/2}$.

- La componente denominada cuadratura (Q) del campo eléctrico, tiene un carácter puramente inductivo. El primer término en su representación, es directamente proporcional a la frecuencia, pero es independiente de la conductividad. Se genera como consecuencia del cambio con el tiempo del término principal de la expresión, por la componente en fase del campo magnético (ver ecuación 3.38), la cual coincide con el campo magnético estacionario.
- El segundo término en la expresión para la componente denominada cuadratura de E_0 , es la misma que para la componente en fase la cual es proporcional a $\sigma^{1/2}$. Así, incluso el segundo término en la serie para el campo eléctrico y para valores pequeños del parámetro separación, es menos sensible a los cambios de la conductividad en el medio, que los términos correspondientes en la serie para el campo magnético cuando la fuente es un dipolo magnético.

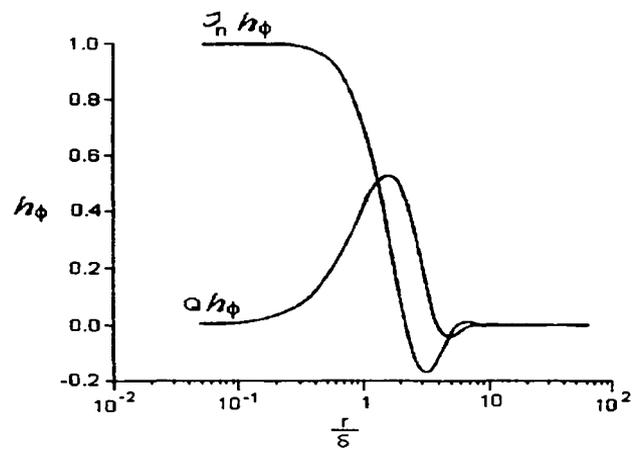


Fig. 3.3.- Comportamiento de la componente h_ϕ del campo magnético (normalizado) generado por un dipolo eléctrico en un espacio uniforme. (Kaufman y Keller, 1983).

- Considerando la ecuación (3.38), el primer término para la componente en fase de H_ϕ representa el campo magnético estacionario, el cual, es independiente de la conductividad del medio. Como consecuencia de la variación en el tiempo de este campo, un vórtice de campo eléctrico es generado (el primer término de la componente denominada cuadratura de la expresión para el campo eléctrico). De acuerdo a la ley de Ohm, este campo eléctrico genera una corriente que es directamente proporcional a la frecuencia como a la conductividad. Estas corrientes, son la fuente del campo magnético por el término principal en la expresión de la componente denominada

cuadratura (ecuación 3.38) y como es de esperarse, es directamente proporcional a la frecuencia y a la conductividad. Los segundos términos en estas series, resultan de la interacción entre las corrientes que también poseen la misma relativa alta sensibilidad a los cambios de la conductividad, como los segundos términos de las series para los campos eléctrico y magnético generados por una fuente dipolar. Los comportamientos para las funciones h_ϕ y e_θ (componentes H_ϕ y E_θ del campo magnético y eléctrico normalizadas) se muestran en las figuras 3.3 y 3.4 respectivamente.

- El comportamiento de los campos eléctrico y magnético para números de inducción grandes no tienen características interesantes, por otra parte, oscilan y decaen rápidamente.

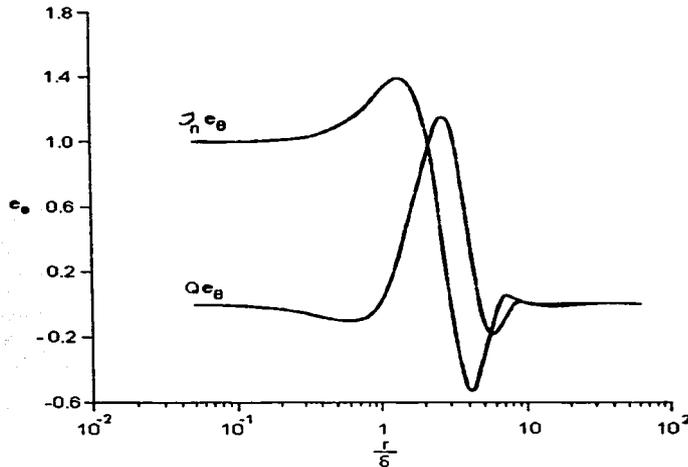


Fig 3.4.- Comportamiento de la componente e_θ del campo eléctrico (normalizado) generado por un dipolo eléctrico en un espacio uniforme. (Kaufman y Keller, 1983).

3.2 El campo armónico de un dipolo eléctrico horizontal de un dipolo en la superficie de un semiespacio uniforme

Supongamos que un dipolo eléctrico horizontal está localizado en la parte superior como se muestra en la figura 3.5. Sistemas de coordenadas cartesianas y cilíndricas se eligen con origen común en el dipolo. El momento dipolar está en dirección al eje x . Puesto que la corriente en el dipolo es sinusoidal, se tiene (Kaufman y Keller, 1983):

$$\mathbf{E} = E_0 e^{-i\omega t}, \quad \mathbf{H} = H_0 e^{-i\omega t}. \quad (3.39)$$

Considerando un campo cuasi-estacionario las ecuaciones de Maxwell se escriben como:

$$\begin{aligned} \text{rot } \mathbf{E} &= i\omega\mu \mathbf{H}, & \text{div } \mathbf{E} &= 0, \\ \text{rot } \mathbf{H} &= \sigma \mathbf{E}, & \text{div } \mathbf{H} &= 0. \end{aligned}$$

Donde \mathbf{E} y \mathbf{H} son funciones de amplitud compleja que describen el campo. Puesto que el campo electromagnético tiene un relativo carácter complicado, la introducción de un vector potencial de carácter eléctrico definido como:

$$\mathbf{H} = \text{rot } \mathbf{A}, \tag{3.40}$$

simplifica sustancialmente la solución.

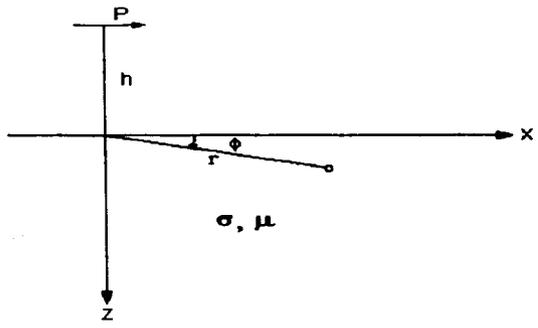


Fig. 3.5.- Sistema de coordenadas en un semiespacio.
(Kaufman y Keller, 1983).

Sustituyendo la ecuación (3.40) en la primera ecuación de Maxwell, se tiene:

$$\begin{aligned} \text{rot } \mathbf{E} &= i\omega\mu \text{rot } \mathbf{A} \\ \text{o} \\ \text{grad } \mathbf{E} &= i\omega\mu \mathbf{A} - \text{grad } U. \end{aligned} \tag{3.41}$$

Considerando la expresión $\text{rot } \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E}$, se obtiene:

$$\text{rot rot } \mathbf{A} = \text{grad div } \mathbf{A} - \nabla^2 \mathbf{A} = k^2 \mathbf{A} - \sigma \text{grad } U,$$

donde $k^2 = i\sigma\mu\omega$ es el cuadrado del número de onda. Haciendo:

$$\operatorname{div} \mathbf{A} = -\sigma U.$$

De esta forma, se ha simplificado sustancialmente la ecuación para la función \mathbf{A} y se pueden expresar todos los componentes del campo electromagnético sólo en términos del vector potencial \mathbf{A} . De las ecuaciones (3.40) y (3.41) tenemos:

$$\mathbf{H} = \operatorname{rot} \mathbf{A},$$

$$\mathbf{E} = i\omega\mu \mathbf{A} + \frac{1}{\sigma} \operatorname{grad} \operatorname{div} \mathbf{A}, \quad (3.42)$$

$$\nabla^2 \mathbf{A} + k^2 \mathbf{A} = 0. \quad (3.43)$$

Las soluciones de estas ecuaciones para los campos eléctrico y magnético, en un sistema de coordenadas cilíndricas son:

$$E_r = \frac{2 p_0 \cos \phi}{r^3} \left[1 + e^{ikr} (1 - ikr) \right], \quad (3.44)$$

$$E_\phi = \frac{2 p_0 \operatorname{sen} \phi}{r^3} \left[2 - e^{ikr} (1 - ikr) \right], \quad (3.45)$$

$$E_z = 2 p_0 \cos \phi \int_0^\infty m^2 J_1(mr) dm = -2 p_0 \frac{\partial}{\partial x} \int_0^\infty m J_0(mr) dm = 0. \quad (3.46)$$

Donde $J_0(mr)$, $J_1(mr)$ son funciones Bessel de argumento (mr) de orden cero y orden uno respectivamente. El parámetro m es la constante de separación, hay que hacer notar que esta constante se introduce como el cuadrado de la misma con el fin de mantener las unidades: esto es la dimensión para la variable de separación m es la inversa de la distancia. El parámetro r es el radio vector en coordenadas cilíndricas, distancia entre el receptor y el transmisor. Los parámetros p_0 y m_1 están definidos por:

$$p_0 = \frac{\rho I}{4\pi} dx, \quad m_1 = \sqrt{m^2 - k^2} = \sqrt{m^2 - i\sigma\mu\omega}.$$

La ecuación (3.44) muestra que la componente vertical del campo eléctrico en un medio conductor tiende a cero, cuando el punto de observación se aproxima a la superficie de la tierra. Esta es una conclusión obvia, ya que las corrientes no pueden viajar desde el semiespacio conductor hacia el semiespacio superior no conductor o aislante. Sin embargo, la componente E_z no se disipa cuando el punto de observación se aproxima a la superficie de la tierra desde la parte superior.

Las expresiones para el campo magnético en estas condiciones son:

$$H_r = -\frac{I dx}{2\pi r} \operatorname{sen} \phi \left[\int_0^{\infty} \frac{m}{m+m_1} J_1(mr) dm + r \int_0^{\infty} \frac{m m_1}{m+m_1} J_0(mr) dm \right].$$

$$H_\phi = -\frac{I dx}{2\pi r} \cos \phi \int_0^{\infty} \frac{2m}{m+m_1} J_1(mr) dm.$$

$$H_z = -\frac{I dx}{2\pi k^2} \operatorname{sen} \phi \frac{\partial}{\partial r} \left\{ \int_0^{\infty} m^2 J_0(mr) dm - \int_0^{\infty} m m_1 J_0(mr) dm \right\}.$$

Las integrales en esta expresión pueden sustituirse utilizando las identidades correspondientes para las funciones Bessel (Kaufman y Keller, 1983). De esta manera la expresión para las diferentes componentes del campo magnético son:

$$H_r = -\frac{I dx}{2\pi r} \left[6 I_1 \left(\frac{ikr}{2} \right) K_1 \left(\frac{ikr}{2} \right) + ikr \left\{ I_1 \left(\frac{ikr}{2} \right) K_0 \left(\frac{ikr}{2} \right) - I_0 \left(\frac{ikr}{2} \right) K_1 \left(\frac{ikr}{2} \right) \right\} \right] \operatorname{sen} \phi, \quad (3.47)$$

$$H_\phi = -\frac{I dx}{2\pi r^2} I_1 \left(\frac{ikr}{2} \right) K_1 \left(\frac{ikr}{2} \right) \cos \phi, \quad (3.48)$$

$$H_z = -\frac{3I dx}{2\pi k^2 r^4} \operatorname{sen} \phi \left[1 - e^{ikr} \left(1 - ikr - \frac{1}{3} k^2 r^2 \right) \right]. \quad (3.49)$$

Estas ecuaciones están expresadas en términos $I_0 \left(\frac{ikr}{2} \right)$, $I_1 \left(\frac{ikr}{2} \right)$, $K_0 \left(\frac{ikr}{2} \right)$, $K_1 \left(\frac{ikr}{2} \right)$ los cuales son funciones Bessel modificadas de orden cero, de primera y segunda clase respectivamente. Estas ecuaciones (3.44, 3.45, 3.46, 3.47, 3.48 y 3.49), describen completamente el comportamiento del campo electromagnético generado por un dipolo eléctrico horizontal situado en la superficie de un medio uniforme. Cuando la frecuencia es cero, el comportamiento de los campos eléctrico y magnético en estas condiciones son:

$$e^x \approx 1 + x + \frac{x^2}{2}, \quad I_0(x) \rightarrow 1, \quad I_1(x) \rightarrow \frac{x}{2},$$

$$K_0(x) \approx -\ln x, \quad K_1(x) \approx \frac{1}{x},$$

se tiene

$$E_r = \frac{4 p_0}{r^3} \cos \phi = \frac{2 p_0}{r^3} \cos \phi.$$

$$E_\phi = \frac{2 p_0}{r^3} \sin \phi = \frac{p_0}{r^3} \sin \phi \quad \text{donde} \quad 2 p_0 = \frac{\rho I}{2\pi} \quad (3.50)$$

y

$$H_r = -\frac{I dx}{4\pi r^2} \sin \phi, \quad H_\phi = \frac{I dx}{4\pi r^2} \cos \phi, \quad H_z = \frac{I dx}{4\pi r^2} \sin \phi. \quad (3.51)$$

En contraste, con el comportamiento del campo generado por un dipolo magnético, que tiende a cero cuando la frecuencia también tiende a cero, el campo electromagnético generado por un dipolo eléctrico no se disipa, pero se hace estacionario como se observa en las ecuaciones (3.50 y 3.51). En el caso de un espacio uniforme, el campo eléctrico corresponde al de un dipolo eléctrico con dos veces el momento p . El origen del campo eléctrico estacionario, representa la acumulación de cargas que aparecen en la superficie de los electrodos y en la superficie de la tierra (medio) cuando el dipolo está situado debajo de la superficie. Las cargas positivas y negativas que aparecen sobre el medio, son iguales a las cargas positivas y negativas en la superficie de los electrodos. Cuando una fuente dipolar se acerca a los límites de la superficie, las cargas acumuladas en los extremos del dipolo, y en el límite, éstas migran a la superficie de los electrodos. Esta es la razón por la que el momento de un dipolo localizado en la superficie de la tierra es el doble que el dipolo enterrado en el medio. Por tanto, el campo eléctrico en la superficie de la tierra cuando la frecuencia es cero, tiene la misma estructura que el campo en el plano ecuatorial de un dipolo eléctrico situado en un espacio uniforme, pero es dos veces mayor.

Para entender el comportamiento de un campo magnético estacionario, podemos utilizar el principio de superposición para representarlo como la suma de tres campos:

- 1) El campo en un medio conductor cuando sólo se tiene un electrodo A.
- 2) El campo en un medio conductor cuando sólo se tiene un electrodo B.
- 3) Una corriente que fluye desde el electrodo A hacia el B a través de un cable dx que conecta a ambos electrodos.

Es obvio que las corrientes que fluyen en un semi-espacio desde sólo un electrodo A, debe estar caracterizado por una simetría axial. Por esta razón con un sistema de coordenadas cilíndricas que tenga su origen en el punto A, y con el eje z dirigido hacia abajo, el campo magnético puede tener sólo una componente azimutal, H_ϕ , el cual es independiente del ángulo ϕ .

Cuando el elemento de corriente $I dx$ y el punto de observación está situado sobre la superficie de la tierra, tenemos:

$$H_z = \frac{I dx}{4\pi r^2} \sin \phi.$$

Esto quiere decir, que la componente vertical del campo magnético generada por un dipolo eléctrico es causada por la circulación de la corriente que circula en el cable que conecta los dos electrodos. De esta ecuación se puede deducir que el campo magnético estacionario generado por un dipolo eléctrico (cuando la frecuencia es cero) en la superficie de un semiespacio, como el de un dipolo eléctrico aterrizado en la superficie de la tierra, no depende de la resistividad del medio. Esta conclusión es válida también, para un medio horizontalmente estratificado.

3.3 Campo electromagnético de un dipolo eléctrico sobre la superficie de un medio estratificado

Se encuentran los medios anisotrópicos en cualquier sitio donde se apliquen sondeos eléctricos o electromagnéticos y pueden caracterizarse por medio de dos parámetros. Éstos son la resistividad que se tiene para el flujo de corriente paralelo a las interfases entre las capas, ρ_1 , y la resistividad, que se encuentra al fluir la corriente en forma perpendicular a los planos de estratificación, ρ_n . El coeficiente de anisotropía para una capa dada, está definida como $\Lambda = (\rho_n / \rho_1)^{1/2}$. Esta cantidad es siempre mayor que la unidad (Kaufman y Keller, 1983). En la tabla 3.1 se muestran valores de algunos tipos de roca.

Tabla 3.1 .- Coeficientes de anisotropía de algunas rocas. (Kaufman y Keller, 1983).

Tipo de roca	Λ	ρ_n / ρ_1
Arcillas pobremente estratificadas	1.02-1.05	1.04-1.10
Lutita y arenisca intercalada	1.05-1.15	1.10-1.32
Areniscas estratificadas	1.10-1.59	1.20-1.65
Arcilla estratificada	1.10-1.59	1.20-2.50
Horizontes carbonosos	1.73-2.55	3.00-6.5
Antracita	2.00-2.35	4.00-6.50
Rocas de carbonatos	2.00-2.75	4.00-7.50

Cuando el medio es anisotrópico, la ley de Ohm se describe como un tensor en la forma:

$$\begin{pmatrix} j_1 \\ j_2 \\ j_3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \rho_{11} & \rho_{12} & \rho_{13} \\ \rho_{21} & \rho_{22} & \rho_{23} \\ \rho_{31} & \rho_{32} & \rho_{33} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E_1 \\ E_2 \\ E_3 \end{pmatrix} \quad (3.52)$$

ó

$$j = \langle \sigma \rangle E, \quad (3.53)$$

donde σ es el tensor conductividad.

El campo electromagnético en estado cuasi-estacionario generado por un dipolo eléctrico en un medio uniforme y anisotrópico, con el momento en una dirección a lo largo del eje x, está descrito por las siguientes ecuaciones de Maxwell:

$$\begin{aligned} \operatorname{rot} \mathbf{E} &= i\omega\mu \mathbf{H}, \\ \operatorname{rot}_x \mathbf{H} &= \sigma_1 E_x, & \operatorname{div} \mathbf{E} &= \delta, \\ \operatorname{rot}_y \mathbf{H} &= \sigma_1 E_y, & \operatorname{div} \mathbf{H} &= 0, \\ \operatorname{rot}_z \mathbf{H} &= \sigma_n E_z. \end{aligned} \tag{3.54}$$

Suponiendo que la corriente en el dipolo tiene la forma $I = I_0 e^{-i\omega t}$. La solución de estas ecuaciones para los campos magnético y eléctrico son las siguientes:

$$\begin{aligned} H_r &= -\frac{I dx}{2\pi r} \operatorname{sen} \phi \left[\int_0^\infty \frac{m}{m+n_1/R^*} J_1(mr) dm + r \int_0^\infty \frac{n_1}{R^*} \frac{m}{m+n_1/R^*} J_0(mr) dm \right], \\ H_\phi &= -\frac{I dx}{2\pi r} \cos \phi \int_0^\infty \frac{m}{m+n_1/R^*} J_1(mr) dm, \\ H_z &= -\frac{I dx}{2\pi} \operatorname{sen} \phi \int_0^\infty \frac{m^2}{m+n_1/R^*} J_1(mr) dm \end{aligned} \tag{3.55}$$

y

$$\begin{aligned} E_r &= -\frac{I dx}{2\pi r} \cos \phi \left[\frac{i\omega\mu}{r} \int_0^\infty \frac{J_1(mr)}{m+n_1/R^*} dm - \rho_1 \int_0^\infty \frac{n_1 m}{R} J_0(mr) dm + \frac{\rho_1}{r} \int_0^\infty \frac{n_1}{R} J_1(mr) dm \right], \\ E_\phi &= -\frac{I dx}{2\pi r} \operatorname{sen} \phi \left[\frac{\rho_1}{r} \int_0^\infty \frac{n_1}{R} J_1(mr) dm - i\omega\mu \int_0^\infty \frac{m J_0(mr)}{m+n_1/R^*} dm + \frac{i\omega\mu}{r} \int_0^\infty \frac{m J_1(mr)}{m+n_1/R^*} dm \right], \end{aligned}$$

donde

$$R^* = \coth \left[n_1 H_1 + \coth^{-1} \frac{n_1}{n_2} \coth \left(n_2 H_2 + \dots + \coth^{-1} \frac{n_{N-1}}{n_N} \right) \right] \tag{3.56}$$

y

$$R = \coth \left[n_1 H_1 + \coth^{-1} \frac{n_1}{n_2} \bullet \frac{\rho_1}{\rho_2} \coth \left(n_2 H_2 + \dots + \coth^{-1} \frac{n_{N-1}}{n_N} \bullet \frac{\rho_{N-1}}{\rho_N} \right) \right]. \quad (3.57)$$

Utilizando las relaciones y transformaciones apropiadas entre las coordenadas cilindricas y las coordenadas cartesianas, tenemos:

$$\begin{aligned} E_x &= E_r \cos \phi - E_\phi \sin \phi, & H_x &= H_r \cos \phi - H_\phi \sin \phi \\ E_y &= E_r \sin \phi + E_\phi \cos \phi, & H_y &= H_r \sin \phi + H_\phi \cos \phi. \end{aligned}$$

Las funciones R^* y R difieren una de otra de dos importantes maneras. R^* se obtiene al describir las componentes del campo electromagnético de un dipolo vertical colocado sobre un medio estratificado y que depende del espesor de las capas normalizado por las apropiadas "skin depths". como por ejemplo, para un semi-espacio uniforme:

$$R_1^* = 1$$

para una secuencia de dos capas:

$$R_2^* = \coth \left[n_1 H_1 + \coth^{-1} \left(\frac{n_1}{n_2} \right) \right]$$

para una secuencia de tres capas:

$$R_3^* = \coth \left[n_1 H_1 + \coth^{-1} \left(\frac{n_1}{n_2} \right) \coth \left\{ n_2 H_2 + \coth^{-1} \left(\frac{n_2}{n_3} \right) \right\} \right]. \quad (3.58)$$

En contraste, la función, R se debe utilizar para describir las componentes del campo electromagnético producidas por una fuente dipolar. Esta función R , depende de la relación H_i / δ_i y de las relaciones de resistividades entre las capas. Esta es la principal diferencia entre las dos funciones. Por ejemplo, para un semi-espacio uniforme:

$$R_1 = 1$$

para una secuencia de dos capas:

$$R_2 = \coth \left[n_1 H_1 + \coth^{-1} \left(\frac{\rho_1}{\rho_2} \bullet \frac{n_1}{n_2} \right) \right]$$

para una secuencia de tres capas:

$$R_3 = \coth \left[n_1 H_1 + \coth^{-1} \frac{\rho_1}{\rho_2} \bullet \frac{n_1}{n_2} \coth \left\{ n_2 H_2 + \coth^{-1} \left(\frac{\rho_1}{\rho_2} \bullet \frac{n_2}{n_3} \right) \right\} \right]. \quad (3.59)$$

Considerando el conjunto de ecuaciones (3.55) en las expresiones para las componentes del campo magnético en la superficie de la tierra, es claro que no contienen la función R . Esto implica, que una capa resistiva delgada dentro del medio tiene una mínima respuesta en la

componente vertical u horizontal de los componentes del campo magnético. En contraste, los componentes del campo eléctrico contienen términos con las dos funciones R^* y R . Esto quiere decir que las componentes del campo eléctrico son más sensibles a la presencia de una capa resistiva dentro de la secuencia de estratificación.

Las expresiones para el campo eléctrico generado por un dipolo magnético vertical, E_ϕ , y la expresión para la componente vertical del campo magnético generado por un dipolo eléctrico horizontal, son las mismas excepto por una constante multiplicativa. Por tanto, el comportamiento del vórtice del campo eléctrico, E_ϕ , generado por un dipolo magnético vertical, proporciona información del comportamiento de la componente vertical del campo magnético para el caso en que la fuente es un dipolo aterrizado. La dependencia de las componentes del campo electromagnético sobre la superficie de la tierra respecto al ángulo azimutal ϕ es la misma que para el campo estacionario generado por corriente directa.

Para el caso del campo estacionario cuando la frecuencia es cero. En este caso, la función R^* , sin tomar en cuenta el número de capas tiene el valor $R^* = 1$. En efecto, el último término del lado derecho de la expresión para R^* en la ecuación (3.56) es:

$$\coth^{-1}\left(\frac{n_{N-1}}{n_N}\right)$$

y en el límite cuando la frecuencia tiende a cero, tenemos:

$$\coth^{-1} \rightarrow \infty$$

$$R_2^* = \coth \left[n_1 H_1 + \coth^{-1} \left(\frac{n_1}{n_2} \right) \right] = \coth (m H_1 + \coth^{-1}) = 1 \quad \text{si } \omega \rightarrow 0$$

para una secuencia de tres capas:

$$\begin{aligned}
 R_3^* &= \coth \left[n_1 H_1 + \coth^{-1} \left(\frac{n_1}{n_2} \right) \coth \left\{ n_2 H_2 + \coth^{-1} \left(\frac{n_2}{n_3} \right) \right\} \right] \rightarrow \\
 &\rightarrow \coth \left[n_1 H_1 + \coth^{-1} \left(\frac{n_1}{n_2} \right) + \coth^{-1} (n_2 H_2 + \coth^{-1} 1) \right] \rightarrow \\
 &\rightarrow \coth (n_1 H_1 + \coth^{-1} 1) = 1
 \end{aligned}$$

y así subsecuentemente. Por tanto del conjunto de ecuaciones (3.55) las expresiones para los componentes del campo electromagnético son:

$$H_r = -\frac{I dx}{2\pi r} \operatorname{sen} \phi \left[\frac{1}{2} \int_0^{\infty} J_1(mr) dm + \frac{r}{2} \int_0^{\infty} J_0(mr) dm \right] = -\frac{I dx}{2\pi r} \operatorname{sen} \phi,$$

$$H_\phi = -\frac{I dx}{2\pi r} \cos \phi \frac{1}{2} \int_0^{\infty} J_1(mr) dm = \frac{I dx}{2\pi r} \cos \phi,$$

$$H_z = -\frac{I dx}{4\pi} \operatorname{sen} \phi \int_0^{\infty} J_1(mr) dm = \frac{I dx}{4\pi r^2} \operatorname{sen} \phi. \quad (3.60)$$

Estas expresiones, son precisamente las mismas para un campo estacionario en la superficie de un semiespacio uniforme. Como previamente vimos, el campo magnético sobre la superficie terrestre no refleja los cambios de conductividad en un medio horizontal estratificado cuando la frecuencia es cero. De acuerdo al sistema de ecuaciones (3.55) las expresiones para el campo eléctrico son:

$$E_r = \frac{\rho_1 I dx}{2\pi} \cos \phi \left[-\int_0^{\infty} \frac{m^2}{R_0} J_0(mr) dm + \frac{1}{r} \int_0^{\infty} \frac{m}{R_0} J_1(mr) dm \right], \quad (3.61)$$

donde

$$R_0 = \coth \left\{ m H_1 + \coth^{-1}(\rho_1/\rho_2) \coth \left\{ m H_2 + \dots + \coth^{-1}(\rho_{N-1}/\rho_N) \right\} \right\} \quad (3.62)$$

En el caso de un semiespacio uniforme

$$R_0 = 1$$

para una secuencia de dos capas:

$$R_0 = \coth \left[m H_1 + \coth^{-1}(\rho_1/\rho_2) \right]$$

y para una secuencia de tres capas:

$$R_0 = \coth \left[m H_1 + \coth^{-1}(\rho_1/\rho_2) \coth \left\{ m H_2 + \dots + \coth^{-1}(\rho_2/\rho_3) \right\} \right]. \quad (3.63)$$

Las ecuaciones (3.61) y (3.62), son básicas para el concepto de la geometría en los sondeos en un medio estratificado cuando la fuente es un dipolo eléctrico. En este caso, la profundidad de investigación está determinada solamente por la distancia entre la fuente dipolar y el punto de observación.

Para mostrar el efecto de separación, r , consideremos una secuencia de dos capas con un basamento conductor ($\rho_2 \neq \infty$). Haciendo la transformación a una nueva variable $x = mr$, tenemos la siguiente expresión para la componente radial E_r :

$$E_r = \frac{\rho_1 I dx}{2\pi r^3} \cos\phi \left[- \int_0^{\infty} \frac{x^2}{R_0} J_0(x) dx + \int_0^{\infty} \frac{x}{R_0} J_1(x) dx \right], \quad (3.64)$$

donde

$$R_0 = \coth \left[x (H/r) + \coth^{-1}(\rho_1/\rho_2) \right] \quad (3.65)$$

Como la separación r decrece. La función R_0 tiende a la unidad y obtenemos:

$$E_r = \frac{\rho_1 I dx}{2\pi r^3} \cos\phi \left[- \int_0^{\infty} x^2 J_0(x) dx + \int_0^{\infty} x J_1(x) dx \right] = \frac{\rho_1 I dx}{2\pi r^3} \cos\phi,$$

análogamente:

$$E_\phi = \frac{\rho_1 I dx}{2\pi r^3} \text{sen } \phi.$$

Dado que la separación r , es significativamente menor que el espesor de la capa, los componentes del campo electromagnético están definidos por las cargas en las superficies de los electrodos y no dependen de la resistividad de la segunda capa.

De la ecuación (3.65), como la separación se incrementa, el limite para la función R_0 es:

$$R_0 = (\rho_1/\rho_2) \quad (3.66)$$

y por tanto:

$$E_\phi = \frac{\rho_2 I dx}{2\pi r^3} \cos\phi,$$

$$E_r = \frac{\rho_2 I dx}{2\pi r^3} \text{sen } \phi.$$

El campo está definido por la resistividad de sólo la segunda capa. Esta característica es básica para la geometría en los sondeos que normalmente se hacen utilizando campos estacionarios.

Supongamos ahora que $\rho_2 \rightarrow \infty$, esto es, el basamento es aislante. Escribiendo R_0 en la forma:

$$R_0 = \frac{1 + (\rho_1/\rho_2) \coth m H_1}{(\rho_1/\rho_2) + \coth m H_1},$$

vemos que:

$$R_0 = \tan m H_1 \quad \text{o} \quad R_0 = \tan x H_1 / r, \quad (3.67)$$

sustituyendo este último resultado en la ecuación (3.64) y haciendo la sustitución xH_1/r en lugar de $\tan(xH_1/r)$ y como r tiende al infinito tenemos.

$$E_r = \frac{\rho_1 I dx}{2\pi r^2 H_1} \cos\phi \left[- \int_0^\infty x J_0(x) dx + \int_0^\infty J_1(x) dx \right] = \frac{I dx}{2\pi r^3 S_1} \cos\phi \quad (3.68)$$

y

$$E_\phi = \frac{\rho_2 I dx}{2\pi r^2 S_1} \text{sen } \phi.$$

Por tanto, en la zona lejana, el campo eléctrico es inversamente proporcional a la conductancia longitudinal S_1 . Este comportamiento del campo eléctrico para una secuencia de dos capas se puede generalizar para el caso de N capas.

Las expresiones para las componentes del campo electromagnético cuando el parámetro separación, r , es significativamente más grande que el "skin depth" y cuando los números de inducción toman valores grandes son las siguientes:

$$\begin{aligned} H_r &= - \frac{I dx}{i k_1 \pi} \frac{R^*}{r^3} \text{sen } \phi, \\ H_\phi &= - \frac{I dx R^*}{2\pi i k_1 r^3} \cos\phi, \\ H_z &= - \frac{3I dx}{2\pi i k_1^4} R^* \cos\phi, \end{aligned} \quad (3.69)$$

$$\begin{aligned} E_r &= - \frac{\rho_1 I R^{*2}}{2\pi r^3} \cos\phi, \\ E_\phi &= - \frac{\rho_1 I R^{*2}}{2\pi r^3} \text{sen } \phi, \end{aligned} \quad (3.70)$$

donde $R^* = \lim R^*$ si $m \rightarrow 0$

Del análisis de estas ecuaciones se puede concluir:

Que la componente horizontal del campo magnético es dominante sobre la componente vertical del campo magnético, mientras la componente vertical es más sensible a los cambios en las propiedades eléctricas del medio.

3.4 Transitorio generado por un dipolo eléctrico aterrizado en la superficie de un medio conductor

En el análisis del campo electromagnético generado por un dipolo eléctrico aterrizado, se utilizaron los resultados del análisis en el dominio de las frecuencias que se obtuvieron previamente. Para el caso de un semiespacio anisotrópico uniforme, se tienen las siguientes expresiones para el campo transitorio cuando el flujo de corriente en la fuente se corta (Kaufman y Keller, 1983):

$$E_x^- = -\frac{p}{r^3} e_x, \quad E_y^- = \frac{p \operatorname{sen} \phi}{2r^3} e_y,$$

donde p es el momento dipolar definido como $p = \rho_l \int dx / 2\pi$.

$$e_x = \phi_1(u_t) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} u_t e^{-u_t^2} + \left[(1-3 \cos^2 \phi) \phi_1(u_t) + \frac{2}{\sqrt{\pi}} u_t e^{-u_t^2} \cos^2 \phi \right],$$

$$-\Lambda \left[(1-3 \cos^2 \phi) \phi_1(u_n) + \frac{2}{\sqrt{\pi}} u_n e^{-u_n^2} \cos^2 \phi \right], \quad (3.71)$$

$$e_y = \frac{2}{\sqrt{\pi}} u_t e^{-u_t^2} - 3 \phi_1(u_t) - \Lambda \left[\frac{2}{\sqrt{\pi}} u_n e^{-u_n^2} - 3 \phi_1(u_n) \right], \quad (3.72)$$

donde

$\phi(u) = \sqrt{\frac{2}{\pi}} \int_0^u e^{-(t^2/2)} dt$ es la función de probabilidad integral de operando (u)

r y ϕ son el radio y el azimut en el punto de observación

Λ es el coeficiente de anisotropía, $\Lambda = (\rho_n / \rho_l)^{1/2}$, ρ_n y ρ_l son las resistividades transversal y longitudinal del medio respectivamente. Cuando el medio es isotrópico ($\Lambda = 1$) se tiene un caso especial:

$$e_x = \phi(u) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} e^{-u^2}, \quad e_y \equiv 0, \quad (3.73)$$

donde

$$u = \frac{\pi\sqrt{2}}{\tau} r, \quad \tau = 2\pi\sqrt{\frac{2t}{\sigma\mu_0}}, \quad (3.74)$$

en el caso más general,

$$u_t = \frac{\pi\sqrt{2}}{\tau_t} r, \quad \tau_t = 2\pi\sqrt{\frac{2t\rho_t}{\mu_0}},$$

$$u_n = \frac{\pi\sqrt{2}}{\tau_n} r, \quad \tau_n = 2\pi\sqrt{\frac{2t\rho_n}{\mu_0}}. \quad (3.75)$$

Las expresiones de las componentes del campo magnético para estas mismas condiciones son:

$$H_x^- = + \frac{I dx}{4\pi r^2} h_x \operatorname{sen} 2\phi,$$

$$H_y^- = - \frac{I dx}{4\pi r^2} h_y,$$

$$H_z^- = + \frac{I dx}{4\pi r^2} h_z \operatorname{sen} \phi, \quad (3.76)$$

donde

$$h_x = e^{(u_t^2/2)} \left[I_0\left(\frac{u_t^2}{2}\right) + 2I_1\left(\frac{u_t^2}{2}\right) \right] - 1, \quad (3.77)$$

$$h_y = \left\{ \left[I_0\left(\frac{u_t^2}{2}\right) + 2I_1\left(\frac{u_t^2}{2}\right) \right] \cos 2\phi - I_1\left(\frac{u_t^2}{2}\right) \right\} e^{-(u_t^2/2)} - \cos 2\phi, \quad (3.78)$$

$$h_z = \frac{3}{\sqrt{\pi}} \frac{e^{-(u_t^2/2)}}{u_t} + \left(1 - \frac{3}{2u_t^2} \right) \phi_1(u_t), \quad (3.79)$$

donde $\phi_1(u_t)$ es la función de error.

Las funciones $I_0(x)$ y $I_1(x)$ son funciones de Bessel modificadas de orden 0 y orden 1. Las magnitudes de las componentes del campo electromagnético están dadas como funciones del parámetro τ_t/r en tablas del texto (Kaufman y Keller, 1983).

El comportamiento del campo electromagnético generado por un dipolo eléctrico en un semiespacio conductor isotrópico y anisotrópico, se muestra en las figuras 3.6, 3.7, 3.8 y 3.9. Como se puede observar en estas curvas, la respuesta del transitorio e_x cuando $\phi = \pi/2$ tiene un valor máximo.

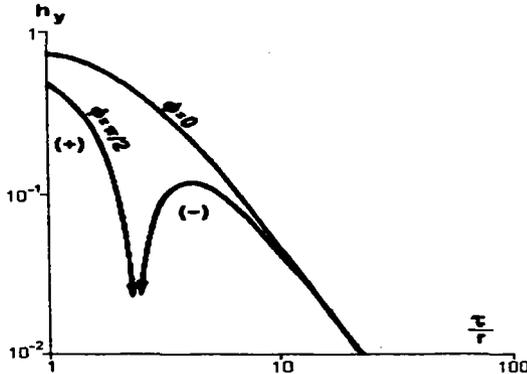


Fig. 3.6.- Comportamiento en el dominio del tiempo de la componente del campo magnético h_y en un semiespacio conductor. (Kaufman y Keller, 1983).

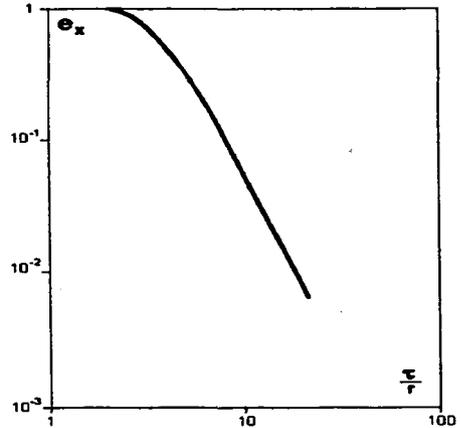


Fig. 3.7.- Comportamiento en el dominio del tiempo de la componente e_x del campo eléctrico en un medio isotrópico. (Kaufman y Keller, 1983).

Sustituyendo la ecuación (3.79) en la componente, H_z , correspondiente del sistema de ecuaciones (3.76) finalmente tenemos (Keller, et al., 1984):

$$H_z = \frac{I dx}{4\pi r^2} \operatorname{sen} \phi \left[\frac{3}{\sqrt{\pi}} \frac{e^{-(u_t^2/2)}}{u_t} + \left(1 - \frac{3}{2u_t^2}\right) \phi_1(u_t) \right]. \quad (3.80)$$

donde

$$u_t = \frac{r}{2} \sqrt{\frac{\mu_0}{2tp}}$$

dx es la longitud del dipolo aterrizado (fuente)

$I dx$ es el momento de la fuente aterrizada

I = Corriente que circula en el dipolo

r = separación entre fuente y detector

μ_0 es la permeabilidad magnética

ϕ es el ángulo de desalineación del radio vector entre la fuente y el receptor y el eje ecuatorial de la fuente

$\phi_1(u_1)$ es la función de error

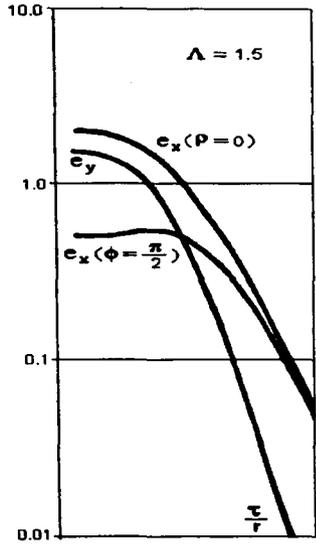


Fig. 3.8.- Comportamiento en el dominio del tiempo de las componentes e_x y e_y del campo eléctrico generadas por un dipolo eléctrico en un semiespacio anisotrópico con $\Lambda = 1.5$.
(Kaufman y Keller, 1983).

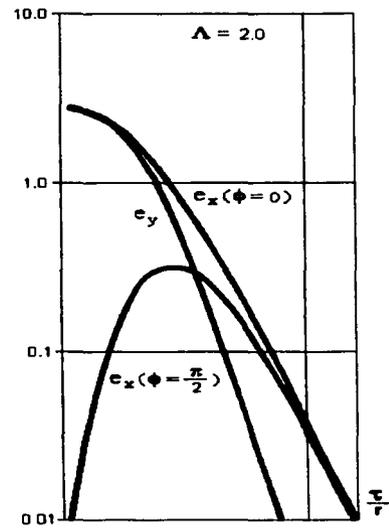


Fig. 3.9.- Comportamiento en el dominio del tiempo de las componentes e_x y e_y del campo eléctrico producidas por un dipolo eléctrico en un medio anisotrópico con $\Lambda = 2.0$.
(Kaufman y Keller, 1983).

La componente vertical del campo magnético H_z , es la componente más importante en los sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo, porque esta componente es más sensible a los cambios de resistividad de las rocas en el subsuelo. La componente horizontal H_x , también puede ser utilizada para determinar las resistividades del subsuelo, pero la existencia de campos electromagnéticos de origen natural y cultural, que presentan mayor amplitud en el plano horizontal, hacen más difícil su registro con la misma precisión que la componente vertical. También, las componentes del campo eléctrico contienen información de las resistividades del subsuelo, pero su registro también es difícil por las altas contribuciones de los ruidos ambientales y culturales, aunado a estos problemas, el acoplamiento del transitorio entre dos cables aterrizados es a menudo complicado por la existencia del fenómeno de polarización inducida.

Debe hacerse notar que en el sistema TDEM, la señal que se registra es el transitorio generado por el decaimiento del campo magnético secundario inducido $\partial B_z / \partial t$, es decir, la derivada de la ecuación (3.80). Esta ecuación no puede invertirse para generar una solución funcional de resistividad, ya que no hay una analogía directa del concepto de resistividad aparente como en los sondeos con métodos eléctricos y magnetotélúricos. La aproximación al concepto de resistividad aparente, ha sido definido con dos expresiones basados en el comportamiento asintótico de la ecuación (3.80) para tiempos tempranos y tiempos tardíos (Keller, 1969, Kaufman y Keller, 1983 y Spies, 1986) que utilizando voltajes dedujo el comportamiento asintótico de estas curvas. La expresión asintótica para t pequeños que quedan dentro del rango de tiempos tempranos pequeños es:

$$\frac{\partial B_z}{\partial t} = \frac{3\rho I dx \cos\phi}{2\pi r^4} \quad (3.81)$$

La expresión (3.81) puede ser fácilmente manejada para generar una expresión simple de resistividad aparente en el límite de tiempos tempranos.

$$\rho_{a, \text{early}} = \frac{2\pi r^4}{3\rho I dx \cos\phi} \frac{\partial B_z}{\partial t} \quad (3.82)$$

El cálculo de este valor para la resistividad aparente, consiste de la multiplicación del voltaje medido en la bobina receptora por un simple factor geométrico que se determina por la construcción de la bobina. Para un medio uniforme de resistividad 10 ohm-m, la curva del transitorio en tiempo temprano, asumirá la forma de la curva en la parte inferior de la figura 3.10. El valor inicial de esta curva es razonablemente cercano a valor real de 10 ohm-m en un semiespacio uniforme para un tiempo menor a 0.8 segundos, como se esperaría en un umbral de tiempo temprano. Para tiempos mayores a 12 segundos, el valor calculado de resistividad aparente empieza a decrecer del valor apropiado de 10 ohm-m y en tiempos mayores este valor ya no tiene significado.

La expresión asintótica para la inducción magnética en tiempos tardíos es:

$$\frac{\partial B_z}{\partial t} = \frac{I dx \mu_0^{5/2} r \text{sen}\phi}{40\pi^{3/2} t^{5/2} \rho^{3/2}} \quad (3.83)$$

Nuevamente despejando la resistividad se obtiene una solución única de la resistividad en un semiespacio uniforme.

$$\rho_{a, \text{late}} = \left[\frac{I dx \mu_0^{5/2} r \text{sen}\phi}{40\pi^{3/2} t^{5/2} \partial B_z / \partial t} \right]^{2/3} \quad (3.84)$$

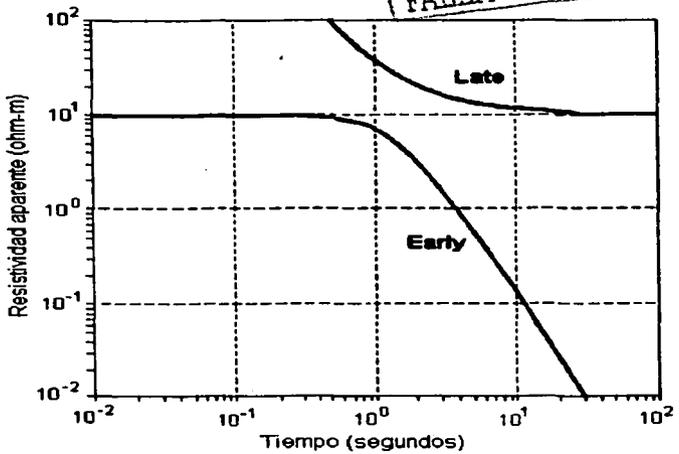


Fig. 3.10.- Conversión del transitorio (voltajes - tiempo) para un semiespacio uniforme a curvas de resistividad con respecto al tiempo en tiempos tempranos "early times" y tiempos tardíos "late times" utilizando las fórmulas asintóticas (3.82) y (3.83). (Strack 1992).

Esta expresión es dependiente de todos los parámetros de la expresión (3.82), pero adicionalmente, también depende del tiempo el transitorio convertido a la resistividad "late time" con la expresión (3.84), cuya curva se observa en la parte superior de la figura 3.10. Las dos expresiones (3.82 y 3.84), dan una idea del comportamiento de cómo la potencia de la señal varía con la distancia entre la fuente y el receptor. Para señales que caen dentro del rango de tiempos tardíos, la señal se incrementa por un factor de r , mientras que para un tiempo dado dentro del rango de tiempo temprano, la señal decae en un factor r . Para un tiempo dado dentro de un transitorio que corresponda a una profundidad de investigación cercana a la denominada profundidad de difusión:

$$D = \left(\frac{t \rho}{\mu_0} \right)^{1/2}, \tag{3.85}$$

siempre habrá alguna separación intermedia en la cual la señal más potente podrá ser registrada.

Como corolario, para un umbral de sensibilidad en la cual una señal TDEM puede ser reconocida, la mayor profundidad de investigación se obtiene con la separación mayor entre fuente y receptor, aún cuando la separación no interviene en la expresión de profundidad de difusión.

En el sistema TDEM-MINDECO utilizado en este trabajo de investigación los transitorios medidos (voltaje vs tiempo), fueron convertidos a $\partial B_z / \partial t$ por medio de la siguiente ecuación (Japan National Oil Corporation Technology Research Center, 1999):

$$\frac{\partial B_z}{\partial t} = \frac{V_0}{A 2^n} \quad (3.86)$$

Donde A es el área efectiva de la bobina receptora en m² y 2ⁿ es la ganancia del amplificador utilizado. Posteriormente, estos valores fueron convertidos a resistividad aparente con la expresión (3.82).

CAPITULO 4

DISTORSIONES DE LAS SEÑALES TDEM Y CORRECCIONES

4.1 Ruido geomagnético

Los campos geomagnéticos se clasifican como señales en algunos métodos electromagnéticos como en el método magnetotelúrico (MT). En otros métodos EM representan una de las mayores fuentes de ruido (TEM, TDEM). La figura 4.1 muestra el espectro típico de las variaciones geomagnéticas promediadas en un periodo de tiempo largo. A frecuencias menores a 1 Hz, las señales se producen principalmente de dentro y fuera de la ionosfera, como resultado de la compleja interacción entre el plasma emitido por campo magnético permanente del sol y de la tierra. En frecuencias menores a 0.1 Hz, la amplitud de estas señales conocidas como micropulsaciones, son casi inversamente proporcionales a la frecuencia. Estas señales son más fuertes durante las mañanas y en las regiones ecuatoriales. Las micropulsaciones son la principal contribución en la frecuencias que se utilizan en el método magnetotelúrico MT, pero tienen poca o relativa importancia en sondeos electromagnéticos con otros métodos en el dominio del tiempo y en el dominio de la frecuencia (excepto a muy bajas frecuencias). En el rango de 0.1 a 1.0 Hz, la caída en el espectro de amplitud es causada por la atenuación de los campos EM cuando cruzan la ionosfera, la cual es conductiva en un amplio rango de frecuencias.

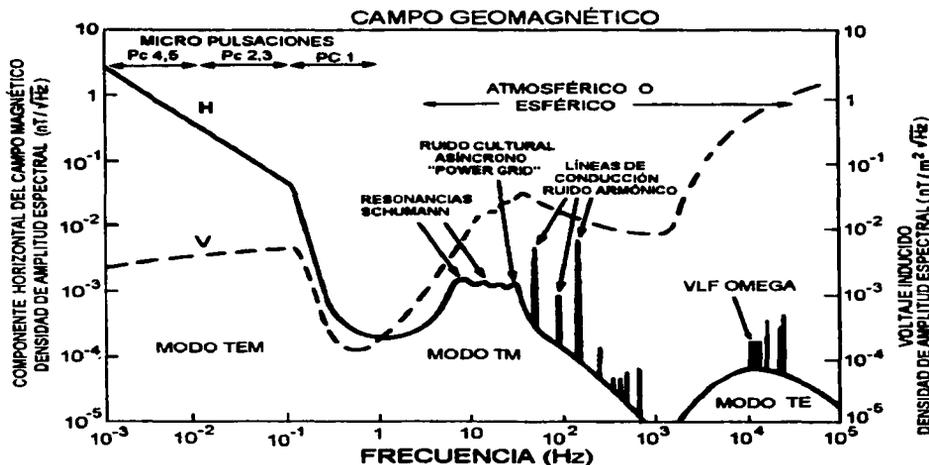


Fig. 4.1 - Espectro generalizado del campo geomagnético y mediciones de la componente horizontal del campo magnético H y el campo inducido V . (Macnae y Lamontagne, 1984).

La fuente principal de ruido geomagnético en frecuencias mayores a 1 Hz, son las descargas eléctricas producidas por rayos en toda la superficie de la tierra durante las tormentas eléctricas, referidos en la figura 4.1 como "esféricos". En la parte baja de este rango de frecuencias, el modo dominante de la propagación de los campos EM en la cavidad de la ionosfera terrestre es el campo magnético transversal (TM). La cavidad de la ionosfera terrestre actúa como una guía esférica de ondas EM, las cuales adquieren resonancia en un cierto número de frecuencias, denominados "resonancias Schumann" (Macnae et al., 1984), estas frecuencias son 8, 14, 20, 26 y 32 Hz. La guía esférica de ondas tiene un alto grado de absorción, entre 500 Hz y 2.5 kHz, de lo cual resulta una densidad espectral baja del campo geomagnético en esta región. En altas frecuencias las ondas EM se propagan principalmente por medio de campos eléctricos tangenciales (modo TE) en la ionosfera terrestre.

4.2 Ruido electromagnético natural

El ruido geomagnético que se genera dentro y fuera de la ionosfera y que se ubica en las frecuencias cercanas a 1Hz, es una de las fuentes de ruido electromagnético natural aleatorio que afectan las mediciones en los métodos TEM y TDEM. Los disturbios, como los rayos producidos por tormentas eléctricas es otra fuente natural de ruido aleatorio (Macnae, et al., 1984).

4.3 Ruido cultural

El ruido cultural es el que se produce en forma artificial; como el generado por las líneas de conducción y distribución de energía eléctrica con frecuencias entre 50-60 Hz. Las estaciones transmisoras VLF generan ruido de muy alta frecuencia (10-25 kHz) que frecuentemente afectan estas mediciones. Otra fuente de ruidos son las líneas telefónicas, líneas de telégrafos, radio comunicación, tuberías ubicadas sobre y bajo la superficie del terreno, cercas de acero, vías de ferrocarril, etc. Estas últimas generan campos magnéticos secundarios por efecto de inducción de corrientes debido a su alta conducción de corriente eléctrica.

4.4 Ruido geológico

Una limitación fundamental para llevar a cabo un estudio EM a una profundidad de investigación programada utilizando determinado método EM en cualquier ambiente, está supeditada al nivel de ruido geológico relativo a la señal de interés. La señal de interés, es aquella porción de la respuesta medida en el receptor, la cual es producida por el objetivo. El ruido geológico es la porción de la señal producida por los componentes alrededor del objetivo. En un levantamiento EM estos componentes pueden ser una roca encajonante o un horizonte superficial (capa de intemperismo) muy conductores, zonas fracturadas o algunas inhomogeneidades que no están consideradas como objetivo del estudio. En principio se supone que estos componentes deben ser menos conductores que el objetivo, pero debido a su tamaño y proximidad al sistema de medición, sus respuestas pueden ser más grandes que la respuesta asociada al objetivo. Esto debido a que la respuesta de estos ruidos aparece de la misma manera que aparece la respuesta del objetivo, vía inducción o interacción galvánica, en estas condiciones no hay forma de mejorar la relación señal/ruido por medio de filtrado, apilamiento (en el dominio del tiempo) o incrementando el momento eléctrico del transmisor.

La manera de mejorar la relación señal/ruido es rediseñar el levantamiento y modificar el procedimiento de interpretación, considerando en primera instancia el ruido geológico del área de estudio (Kaufman y Keller, 1983).

Un ejemplo de rediseño de un levantamiento EM, se puede mostrar en el caso de que una vía de ferrocarril o una línea de transmisión de energía eléctrica que cruce el área de estudio. La forma de mejorar la relación señal/ ruido, es colocando el transmisor primero en un lado cualquiera de la vía y hacer las mediciones en el área de estudio hasta donde sea posible en puntos cercanos a la vía, posteriormente cambiar la posición del transmisor en el otro lado de la vía hasta cubrir el área. La misma situación de cambio se puede considerar en caso de tener ruidos geológicos que no permitan obtener una buena calidad en las mediciones.

En ausencia de cualquier ruido no existiría razón para escoger determinada configuración o tipo de respuesta según el sistema EM, excepto por conveniencia, porque todos los métodos EM podrían ser equivalentes para medir con precisión ilimitada en cualquier rango de tiempos o frecuencias. Sin embargo, la relación entre ruido geológico y señal depende del tipo de fuente, localización del receptor, la cantidad (impulso, cuadratura y fase), componente medida en el receptor y el tiempo y frecuencia de la medición. Algunos sistemas y configuraciones son menos sensibles al ruido geológico que otros y por tanto, los menos permiten lograr una profundidad de investigación mayor.

En palabras de Kaufman (1983), "... el análisis de ruido geológico es muy importante porque permite determinar la efectividad máxima de cada método de prospección, y establece el método de exploración óptimo para condiciones geoelectricas específicas" . Relaciones señal/ruido diferentes están relacionadas con diferentes capacidades de resolución de los sistemas EM y profundidades de investigación.

El ruido electromagnético generalmente reduce la profundidad de investigación de las mediciones TEM y TDEM, por lo que es necesario aplicar un proceso de apilamiento y de filtrado a estas señales con el fin de eliminar lo más posible estos ruidos que están integrados a las mediciones TEM y TDEM registradas en campo. En la figura 4.2 se presenta la combinación de fuentes de ruido que acompañan a la señal verdadera para obtener la señal que se mide en campo.

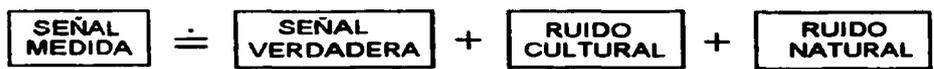


Fig. 4.2 .- Combinación de fuentes de ruido con la señal verdadera. (Strack, 1992).

Además de los ruidos mencionados que están integrados a la señal medida, también se debe considerar la respuesta del mismo sistema utilizado para generar el campo magnético primario que utilizamos como fuente, la cual debemos eliminar para obtener la señal verdadera. Esta respuesta del sistema se obtiene haciendo mediciones con los receptores en distancias muy cercanas a la fuente y se separa del transitorio medido por medio de un proceso de deconvolución, que permite al final de este proceso, obtener sólo la señal que proviene del subsuelo para su posterior proceso de inversión y modelado.

En general, el ruido se puede clasificar como ruido periódico (ruido cultural) y ruido esporádico (natural, no periódico). El ruido periódico puede ser eliminado de las señales medidas utilizando filtros recursivos y los ruidos esporádicos utilizando técnicas de apilamiento selectivo.

4.5 Efecto topográfico

Todas las mediciones de campos eléctricos son afectadas por el efecto topográfico y el método TDEM no es la excepción. Para visualizar lo que sucede cuando existen rasgos topográficos abruptos como se muestra en la figura 4.3, podemos hacer un análisis cualitativo de la manera más sencilla cuando el flujo es de corriente directa (CD) y posteriormente trasladamos a las corrientes transitorias generadas en el método TDEM.

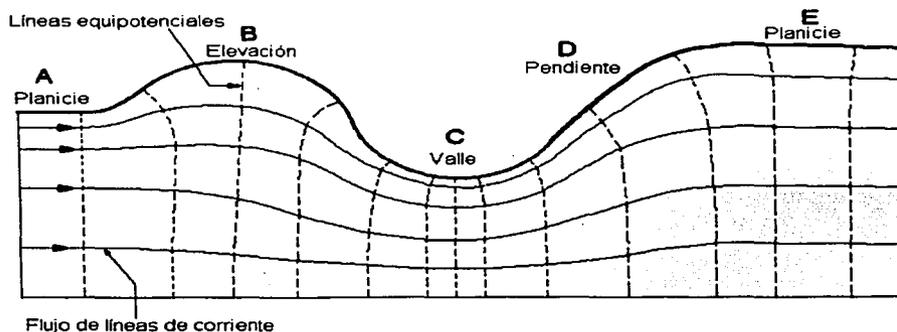


Fig. 4.3.- Efectos topográficos en mediciones del campo eléctrico.

En las condiciones del terreno que se presentan en la figura 4.3 en la porción A, el flujo de corriente es uniforme y el campo eléctrico tiene la misma dirección y sentido que la densidad de corriente cuya relación describe la ecuación $\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$, donde \mathbf{J} es la densidad de corriente, σ es la conductividad y \mathbf{E} es el campo eléctrico. El campo \mathbf{E} en estas condiciones es perpendicular a la superficie del terreno y es continuo en la interfase. Como consecuencia, también aparecen en la superficie del medio cargas eléctricas, que indican que como la atmósfera no es conductora, solo existen componentes tangenciales de la corriente y las equipotenciales llegarán perpendiculares al suelo dado que el campo eléctrico es el gradiente de potencial, como se observa en la ecuación (4.1).

$$\mathbf{E} = -\nabla U = -\text{grad} U \quad (4.1)$$

Las líneas de corriente como las equipotenciales sufren refracción o deformaciones al pasar de un medio a otro, esta misma situación se presenta en la porción B de la figura 4.3 ya que estas corrientes y líneas de potencial se deforman por la presencia de el alto topográfico. En la parte superior la densidad de líneas de corriente se reduce, por lo que la relación $\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$ presenta valores menores de conductividad y del campo eléctrico. La situación que se presenta en la

porción C es contraria ya que las líneas de corriente y de potencial se juntan, de tal forma que la densidad de corriente se incrementa, por tanto, el resultado es un incremento del valor de conductividad y del campo E. En la porción D las líneas de corriente tienen una separación intermedia presentando valores de conductividad menores a los reales. En la porción E a distancias suficientemente alejadas, las líneas de corriente y potencial vuelven a ser uniformes y con las características de la porción A. Este tipo de rasgos topográficos genera anomalías ficticias en las mediciones por lo que se debe considerar este efecto al hacer las mediciones de los campos eléctrico y magnético.

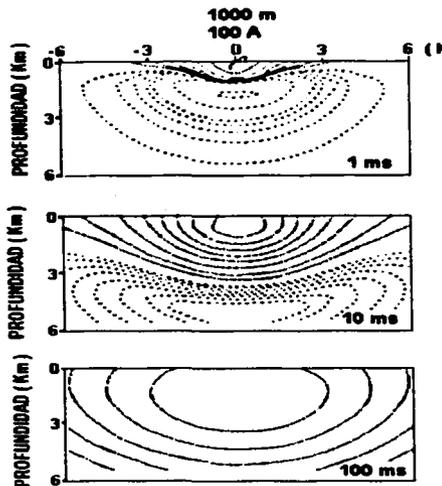


Fig. 4.4.- Propagación de corrientes transitorias en un medio homogéneo. Las líneas discontinuas representan flujos de corrientes negativas. (Strack, 1992).

La propagación de corrientes transitorias generadas en el método TDEM se muestra en la figura 4.4. Las líneas continuas representan corrientes o líneas equipotenciales del campo eléctrico, las líneas discontinuas representan flujos de corriente negativa. Las corrientes transitorias fluyen perpendiculares a la página, y por tanto, se puede imaginar el flujo de corriente extendiéndose fuera de la página hasta la parte superior y retornando a la parte inferior del marco. Las diferentes figuras representan la propagación de estas corrientes a diferentes tiempos, después que la corriente en el dipolo se corta abruptamente. A tiempos tempranos las corrientes se localizan predominantemente cerca del dipolo transmisor. Al incrementarse el tiempo las corrientes inducidas se propagan en dirección preferentemente vertical hacia el subsuelo. Este fenómeno se presenta en condiciones óptimas cuando las superficies son planas y el medio es homogéneo. Este tipo de propagación se denomina anillos de humo "smoke rings".

En una topografía abrupta similar a la figura 4.3 las corrientes inducidas sufrirán desviaciones similares a las que se presentan con corrientes directas. La diferencia es que las corrientes transitorias inducidas sufrirán un retraso en su propagación en la porción B del alto topográfico, y un adelanto o incremento de velocidad de propagación en la parte C del valle, donde la densidad de corriente se incrementa, generando anomalías ficticias en la interpretación de datos TDEM. Las distorsiones que se generan en los transitorios por los efectos topográficos se denominan inversiones.

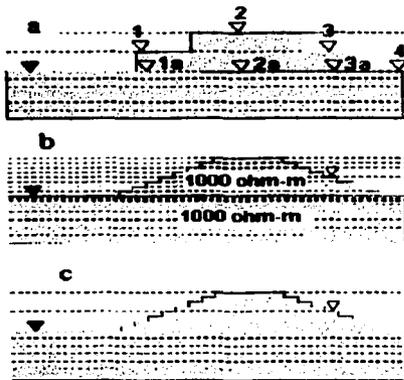


Fig. 4.5 - Diferentes discretizaciones de la montaña indicada en la figura: el modelo (a) es un modelo simple generado con una malla de nodos muy separados, el modelo (b) es modelo generado con una malla y nodos más cercanos, el modelo (c) es un modelo combinado de los modelos (a) y (b). Los triángulos negros indican la localización del dipolo transmisor, el cual es perpendicular a la sección. Los triángulos blancos indican la posición del receptor utilizado para la Figura 4.6. (Hordt y Muller, 2000).

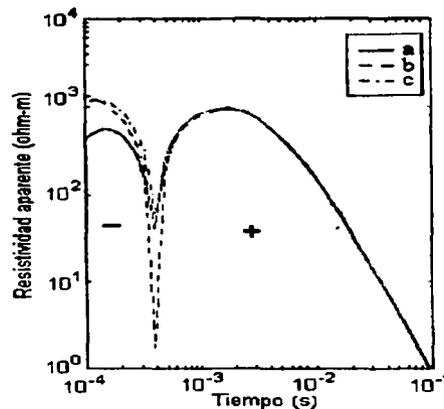


Fig. 4.6 - Resistividades aparentes en tiempo temprano "early time" calculadas de la respuesta dBz/dt para los diferentes modelos de la Figura 4.5. (Hordt y Muller, 2000).

Algunos autores han modelado efectos topográficos muy grandes, tales como volcanes o montañas para determinar las distorsiones y correcciones a los datos (Hordt A. et al., 2000). Utilizaron el método LOTEM "Long offset transient electromagnetic" que es muy similar al método TDEM, con la única variante que el receptor en el método LOTEM es una bobina de 40m x 40m en forma de cuadro que mide el transitorio dB/dz y las componentes del campo eléctrico E_x y E_y . En el método TDEM, el receptor es una bobina de ferrita en forma de cilindro de 1.5 m de longitud y diámetro de 12 cm que mide el transitorio dB/dz . El modelado de estas distorsiones se hizo en 1D con el método de diferencias finitas basado en el método de descomposición espectral de Lanczos (SLDM). Los modelos propuestos se

muestran en la figura 4.5 donde se utilizan diferentes discretizaciones de una montaña entre el transmisor y el receptor. El proceso posterior de las señales es su discretización y conversión a resistividades aparentes cuya gráfica se muestra en la figura 4.6. Este cálculo sólo se hizo para tiempos tempranos debido a que para tiempos tardíos, las soluciones no convergen para el modelo propuesto.

Las figuras 4.7 y 4.8 muestran que la montaña causa un incremento en la curva de tiempos tempranos en las estaciones que se ubican frente a la cima, un efecto pequeño para los receptores cuando se ubican en la cima y un decremento en la curva para las estaciones detrás de la cima. El decrecimiento puede ser tan grande que la amplitud genera un cambio de signo, como se puede observar en la figura 4.8. Cualitativamente, el efecto de la montaña es similar al efecto de canalización de la corriente generada por el transmisor a través de un cuerpo conductor cerca de la superficie. El efecto de remolino (smoke rings) de la concentración de las corrientes y la respuesta del campo magnético vertical es antisimétrica en ambos lados de la montaña (Hordt y Muller, 2000).

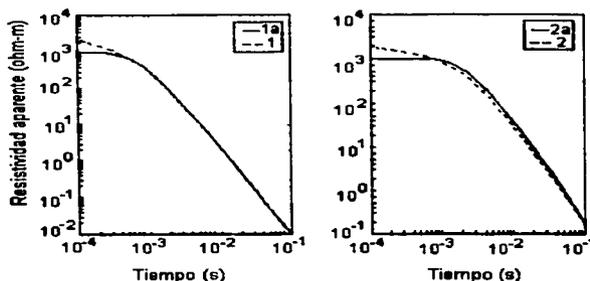


Fig. 4.7.- Resistividades aparentes en early time calculadas de las respuestas dE_z/dt para las posiciones del receptor 1, 1a, 2 y 2a que se muestran en la figura 4.5. Las curvas discontinuas son con topografía y las curvas continuas son sin topografía. (Hordt y Muller, 2000).

El efecto total de la montaña puede entenderse como la combinación de dos efectos. El primero es un incremento de amplitud en la curva de tiempos tempranos, causada por un conductor lejos de la superficie y el segundo es un efecto espacialmente antisimétrico en la curva de tiempos tempranos, similar al causado por un conductor cerca de la superficie. En ambos casos está restringido a los tiempos tempranos.

La inversión 1D es un algoritmo comúnmente utilizado en la interpretación de datos LOTDEM. Por tanto, es importante determinar si la respuesta en el campo magnético con topografía abrupta puede ser ignorada o se debe incorporar al modelado. Para tal efecto se propuso un modelo de una capa horizontal de 500 m de espesor con resistividad de 50 ohm-m a 3 km de profundidad inmersa en un medio de 1000 ohm-m. Esta capa puede ser considerada como un sistema hidrotermal típico. La figura 4.9 muestra las respuestas en las estaciones 1 y 3, comparadas con la respuesta 1D en la superficie. Las curvas para el receptor horizontal e

inclinado son diferentes de la respuesta 1D en el rango total de tiempo. En la curva 1D (línea continua), el conductor a 3000 m de profundidad causa una deflexión en 0.01s. La presencia de la montaña realza la deflexión en la curva de resistividad aparente en la estación 1 (gráfica a) y en la estación 3, la reduce (gráfica b).

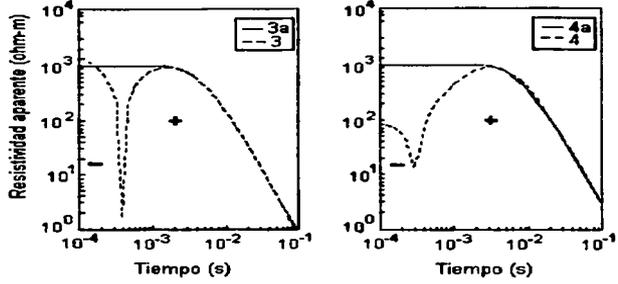


Fig. 4.8.- Resistividades aparentes en early time calculadas de las respuestas dBz/dt para las posiciones del receptor 3, 3a, 4 y 4a que se muestran en la figura 4.5. Las curvas discontinuas son con topografía y las curvas continuas son sin topografía. (Hordt y Muller, 2000).

El comportamiento antisimétrico es resultado de la canalización de corrientes en la montaña, la cual actúa como un distribuidor de fuentes secundarias. Para las estaciones entre el transmisor y la montaña, las respuestas de la fuente original y secundaria se suman (incremento de la deflexión de la curva). Para estaciones detrás del transmisor, las respuestas primaria y secundaria se cancelan una con la otra (reducción de la deflexión de la curva). Claramente, el efecto de la topografía en las respuestas LOTDEM no puede ser ignorado o fácilmente corregido y se restringe a los tiempos tempranos de la componente vertical dBz/dt . El efecto depende de la conductividad de la estructura y los resultados para un semiespacio homogéneo no pueden ser transferidos a un semiespacio de capas horizontales o a estructuras más complicadas.

Para investigar la influencia de las distorsiones en las inversiones 1D, se utilizó el algoritmo (Jupp y Vozoff, 1975) con el modelo descrito previamente de una capa horizontal de 500 m de espesor, con resistividad de 50 ohm-m a 3 km de profundidad en un medio de 1000 ohm-m. La figura 4.10, muestra los modelos obtenidos de la inversión 1D de las respuestas normales a la superficie de la montaña (H_z+H_y) de la figura 4.9 utilizando solamente la componente vertical del modelo. En la estación 1 el conductor interpretado es más superficial y la conductancia (espesor dividido por la resistividad = 19 Siemens) es mayor que el verdadero conductor (10 S). En la estación 3 el conductor interpretado es más profundo y tiene una conductancia menor (5 S) que la del verdadero conductor. Estos resultados muestran que la presencia de la montaña realza la respuesta de la capa en la estación 1 y la reduce en la estación 3.

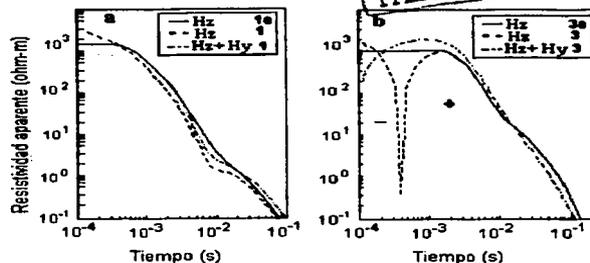


Fig. 4.9.- Resistividades aparentes calculadas de las derivadas con respecto al tiempo del campo magnético vertical (con y sin topografía) y campo magnético total (con topografía) para las posiciones 1 y 3. El modelo incluye una capa conductiva a 300 m bajo el nivel del mar. (Hordt y Muller, 2000).

En resumen las distorsiones generadas por la topografía comprenden cuatro efectos:

- a) La elevación del receptor sobre la horizontal donde se coloca el transmisor.
- b) El efecto de la montaña considerada como un cuerpo conductor dentro de una capa de aire muy resistiva.
- c) El efecto que se genera como resultado del acoplamiento entre la estructura en el subsuelo y la montaña.
- d) El efecto que se genera cuando la bobina receptora no está en posición horizontal (cuando se hacen mediciones en una pendiente pronunciada) y por tanto, se están haciendo mediciones de dos componentes del campo magnético (horizontales y verticales). Este último efecto no se considera en las mediciones de la componente vertical del campo magnético.

Como se observa, el efecto topográfico en las respuestas TDEM no puede ser ignorado o fácilmente corregido. Cuantitativamente este efecto es el mismo cuando hay canalización de las corrientes inducidas provocadas por un cuerpo conductor superficial, en este caso el campo magnético genera vórtices donde se concentran las corrientes y la respuesta es antisimétrica en ambos lados del cuerpo conductor.

En datos de campo reales obtenidos en estaciones cercanas con el método LOTEM en elevaciones abruptas, el efecto topográfico distorsiona las señales en un bajo porcentaje y las correcciones que se deben hacer dependen de la estructura a profundidad que se quiera resolver. Esto se explica porque la propagación de las corrientes inducidas es principalmente vertical. En topografía no muy abrupta las distorsiones causadas por el efecto topográfico en el método TDEM no contaminan completamente la señal, reduciéndose estas distorsiones con distancias entre transmisor y receptor grandes que sean mucho mayores que las elevaciones del terreno donde se hagan las mediciones. Como consecuencia, cuando la profundidad de

investigación es grande comparada con las elevaciones del terreno las distorsiones en las señales pueden ser despreciables.

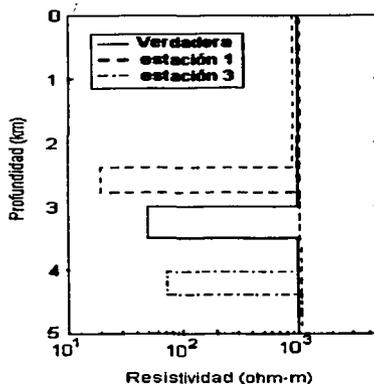


Fig. 4.10 .- Resultados de la inversión 1D para el campo total ($H_z + H_y$) en las estaciones 1 y 3 (línea discontinua de la figura 4.9). (Hordt y Muller, 2000).

En estas condiciones las inversiones en 1D aparentemente dan los resultados correctos en la interpretación de la estructura. Como primer paso en la interpretación de datos TDEM, es factible ignorar el efecto topográfico en las inversiones 1D, en la misma forma que se ignoran estructuras en tres dimensiones que pueden afectar las mediciones TDEM. En cuanto a interpretaciones cuantitativas muy detalladas que incluyen modelado en tres dimensiones (3D) los efectos topográficos tienen una gran importancia y deben ser incluidos en el modelado.

4.6 Factor de calibración

Cuando se utilizan fuentes electromagnéticas controladas existen dos problemas principales que distorsionan la señal del transitorio:

- Canalización de corriente debido a inhomogeneidades laterales.
- Mediciones incorrectas de amplitud de las señales, debido a desalineación entre el transmisor y el receptor. Debido a la mejora de los instrumentos de medición y procedimientos de campo, los problemas adicionales de variaciones en la corriente del transmisor, área de recepción de las bobinas receptoras, definición impropia de la ganancia, etc. se ha reducido enormemente y actualmente es casi despreciable la distorsión de la señal medida por estos efectos.

Estos avances en el desarrollo de la electrónica sólo nos deja con el efecto de desplazamientos "pseudo estáticos", debido al flujo no homogéneo de corriente alrededor de discontinuidades laterales en el subsuelo. Esto es debido principalmente al fuerte acoplamiento que existe en los métodos de fuentes controladas y la resistividad del subsuelo. En otras palabras, un cambio en la depositación horizontal de las capas en el subsuelo no sólo desplaza las curvas a lo largo de las ordenadas, también distorsiona la frecuencia o escala de tiempo, como comúnmente se observa en los sondeos eléctricos verticales (SEVs) o sondeos magnetotélúricos. Este factor de calibración también es conocido como factor de corrección MMR (resistividad magnetométrica) o factor de escala el cual es utilizado como parámetro adicional en el proceso de inversión (Gómez Treviño y Edwards, 1979).

El factor de calibración se puede explicar de la manera más sencilla utilizando el efecto de la simetría durante el flujo de la corriente a través del subsuelo (Edwards et al, 1978). Este concepto se ilustra utilizando un arreglo con un sólo electrodo de corriente directa. La figura 4.11(a) muestra una sección vertical de este arreglo. La corriente fluye en un semiespacio conductor a través del electrodo. El flujo de corriente es simétrico y rotacional. El receptor está localizado en el punto de observación P. La figura 4.11(b) muestra una vista en planta de la sección (a). En el punto P está colocada una bobina para medir el cambio de la componente vertical del campo magnético. Cada vector de densidad de corriente puede ser representado en sus componentes horizontal y vertical. Sólo la componente horizontal de este vector genera una contribución en la componente vertical del campo magnético medida en la bobina receptora. Debido a que el campo magnético en un monopolo es cero ($\text{rot } \mathbf{E} = 0$), en el receptor sólo permanece el campo magnético generado por un cable conectado a dos electrodos. Este efecto puede ser calculado utilizando la ley de Biot Savart. El valor resultante debe ser igual a la integral:

$$H_z^{\text{static}} = \frac{D_0}{4\pi r^2} \sin \phi = \int_0^{\infty} H_z(t) dt \quad (4.2)$$

Puesto que H_z es proporcional a $\rho_a^{\text{E.T.}}$, podemos integrar la curva de resistividad aparente en el tiempo temprano (early time) obteniendo

$$\int_0^{\infty} \rho_a^{\text{E.T.}} dt = \frac{\mu_0 r^2}{6} \quad (4.3)$$

debido a la simetría la misma deducción es cierta para el modelo de capas horizontales.

Esta integral nos permite definir un "factor de corrección" o factor de calibración

$$C.F. = \frac{\mu_0 r^2}{6 \int_0^{\infty} \rho_a^{\text{E.T.}}(t) dt} \quad (4.4)$$

Quando este factor se aplica corregirá los datos para que el límite estático sea el verdadero. Debemos observar que para componentes verticales del campo magnético, las cantidades anteriores sólo dependerán de la distancia entre el transmisor y el receptor. Por tanto, la distribución de resistividades en el subsuelo no tienen efecto en el "factor de calibración".

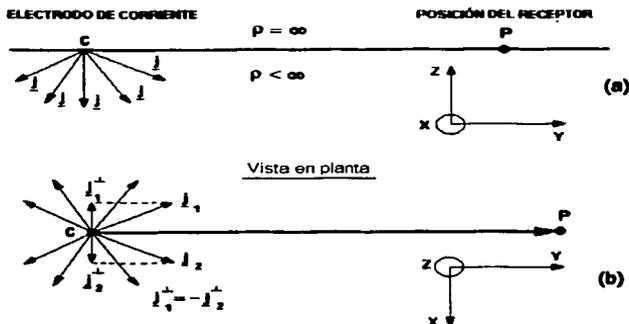


Fig. 4.11 - Grafica para visualizar la simetría y el efecto del factor de calibración (MMR) en un monoeléctrodo de DC. (Strack,1992).

Para corregir datos reales el factor de calibración se aplica de la siguiente manera:

1. Se calcula la integral con respecto al tiempo de la curva de resistividad aparente en tiempo temprano $\rho_a^{E.T.}$.
2. Se calcula el valor teórico de esta integral para una posición desplazada.
3. Se comparan los dos valores y se multiplica la curva de $\rho_a^{E.T.}$ por la relación de estos dos valores en el caso que éstos no coincidan. Si esto sucede se considera como si fuera un desplazamiento vertical de la curva en coordenadas log-log.

Después de aplicar la corrección mencionada pueden todavía quedar distorsiones en el transitorio por la canalización de la corrientes debido a inhomogeneidades laterales en el subsuelo. Estas distorsiones a menudo aparecen como pequeños desplazamientos o cambios en la curva similares a las que se presentan cuando el factor de calibración no ha sido aplicado apropiadamente. Estos desplazamientos son denominados "desplazamientos estáticos" como en sísmica. Normalmente "desplazamiento estático" como es utilizado en la teoría electromagnética, se refiere a desplazamientos verticales paralelos en el transitorio que pueden ser interpretados como equivalentes al modelo del subsuelo utilizado para interpretar y modelar los datos TEM o TDEM. Sin embargo, en muchos casos los desplazamientos "pseudostáticos", son desplazamientos o cambios que no pueden ser interpretados con un modelo equivalente o son cambios no paralelos verticales en el rango total de tiempo del

transitorio, estos desplazamientos también son denominados "desplazamientos o cambio estáticos".

Como este efecto no se conoce antes de iniciar la interpretación de la curva de un sondeo (transitorio), los desplazamientos "pseudoestáticos" están referidos como "desplazamientos estáticos". Estos aparecen en muchos casos en las curvas de resistividad en el tiempo temprano como cambios altos o más bajos de resistividades que dan la impresión que los voltajes no se midieron correctamente. Con el fin de manejar estos cambios se proporciona un factor de escalamiento adicional en el proceso de inversión. Normalmente se permite a este factor flotar para compensar los efectos menores generados por el proceso de edición y ruido en los datos.

Sin embargo, si este factor es grande se debe tratar de forma sumamente cuidadosa. El siguiente procedimiento sirve como un indicador para definir si el problema está presente en el conjunto de los datos o no. Al mismo tiempo, puede ser utilizado para hacer una primera corrección a los datos.

- 1) Aplicar el factor de la calibración al conjunto de datos. Así, estaremos seguros que cualquier desplazamiento o cambio restante no es debido a la calibración impropia de la amplitud.
- 2) El factor de escalamiento en la inversión se debe utilizar como un "parámetro libre". La necesidad de un cambio durante el proceso de la inversión, quiere decir que la curva debe ser desplazada hacia arriba o hacia abajo con el fin de obtener un ajuste satisfactorio.
- 3) Si el "factor de calibración" cambia durante el proceso de inversión, entonces estos datos deberán tratarse con mucho cuidado, porque pudiera estar presente algún efecto de canalización de corrientes o efectos tridimensionales. Para este conjunto de datos no es suficiente confiar en la validez de la primera corrección ya que ésta se hizo desplazando y ajustando la curva.

Para las dos componentes horizontales del campo magnético pueden deducirse correcciones similares. Sin embargo, su valor en la interpretación de datos reales todavía no está completamente entendida. Para la componente del campo eléctrico el campo estático depende de la resistividad del subsuelo, por tanto, un factor de corrección para limpiar los datos no puede aplicarse. Las mediciones del campo eléctrico se desplazan y ajustan en el mismo sentido que los datos de MT. Cuando se aplican factores de escalamiento en el proceso de inversión de campos eléctricos se debe tener cuidado extremo.

4.7 Métodos de apilamiento selectivo para eliminar ruidos aleatorios en las señales TDEM

El ruido esporádico tal como picos dentro de la señal que es causado por fuentes culturales como cercas eléctricas, líneas de alta tensión, fábricas, motores de vehículos que pasen cerca del receptor, pueden distorsionar severamente la señal TDEM registrada, esto debido a que la amplitud de estas señales generalmente está sobre o bajo el promedio del nivel de la señal que

nos interesa (picos de alta o baja energía). Para eliminar estos ruidos aleatorios se utilizan técnicas de apilado de señales (Strack 1992).

La forma segura de eliminar estos ruidos es considerando la estadística de todas las señales y analizar sus correspondientes distribuciones de amplitud, además de aplicar un proceso de apilado que consiste en hacer las sumas de los transitorios en las mismas ventanas de tiempo cuantas veces sea necesario. En el proyecto de investigación llevado a cabo en el área de estudio, se hicieron 264 lecturas del transitorio en cada estación, estos transitorios se sumaron la misma cantidad de veces después de hacer un cálculo preliminar de amplitudes promedio y desviación estándar de todos los datos de campo, los datos que quedan dentro de dos desviaciones estándar del promedio, se conservan y se apilan produciendo unas señales prácticamente sin ruido.

En la figura 4.12 se muestran los resultados de un apilamiento directo promediado que no cancela el ruido de alta y baja energía debido a que el promedio está contaminado por las amplitudes del ruido esporádico, las cuales se integran a los resultados finales en el transitorio (a). En el transitorio (b) la apilación se hace después de hacer un cálculo preliminar de amplitudes promedio y desviación estándar de los datos de campo, los datos de campo que quedan dentro de dos desviaciones estándar del promedio se conservan y se apilan, el resultado de este procedimiento reduce considerablemente el ruido de alta y baja energía y la relación señal/ruido mejora sustancialmente porque en esta técnica de apilado selectivo, las amplitudes del ruido aleatorio se eliminan antes de hacer el promedio.

El proceso de apilamiento selectivo más utilizado es el de eliminación por área definida. El primer paso para aplicar este método de apilamiento es clasificar las amplitudes de los datos en orden ascendente para todos los transitorios en cada muestra de tiempo. Para la eliminación simétrica, un porcentaje determinado del número total de transitorios es eliminado simétricamente de ambos extremos de las amplitudes clasificadas. Del porcentaje de datos remanente un promedio de amplitudes preliminar y desviación estándar se calcula. Con el promedio de amplitudes preliminar y su desviación estándar el conjunto de amplitudes clasificadas es reclasificada, y sólo son conservados los datos que se encuentran dentro de una fracción determinada de la desviación estándar.

Este procedimiento es muy enérgico respecto a los cambios en el porcentaje eliminado simétricamente, el cual puede variar dentro de un rango muy amplio (entre un 10 y 40%) donde el ruido de alta o baja amplitud es eliminado. La figura 4.13 muestra el resultado de este proceso con un corte del 20% en los extremos de las amplitudes clasificadas.

4.8 Filtros digitales recursivos

Las señales TDEM como se mencionó, se registran con ruidos periódicos y distorsiones debidas a influencias externas que algunas veces no es posible eliminar con los filtros tradicionales que eliminan ruidos en ciertas bandas de frecuencias. Sin embargo, estos ruidos se pueden reducir en forma significativa utilizando filtros digitales recursivos (Strack, 1992).

En general podemos dividir los filtros digitales lineales en dos categorías: Filtros no recursivos y filtros recursivos. Los filtros no recursivos solamente utilizan los datos de entrada para

generar una salida, mientras que un filtro recursivo adicionalmente utiliza datos de salida previos para evaluar la última salida de datos.

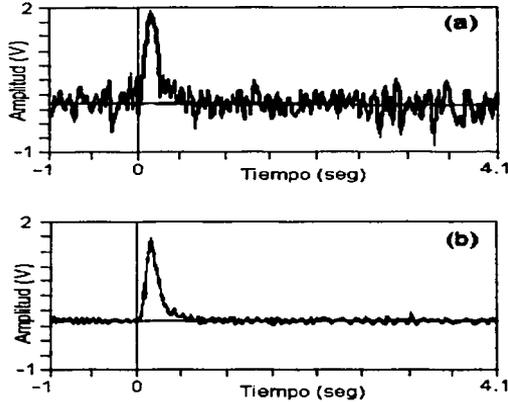


Fig. 4.12.- Transitorio (a) apilado directo promediado con muy pobre relación señal/ruido. Transitorio (b) apilado utilizando la técnica de apilado selectivo. (Strack, 1992).

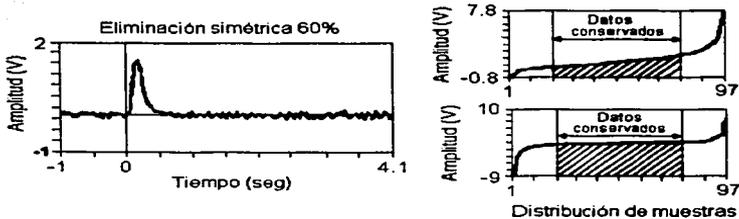


Fig. 4.13.- Datos apilados utilizando la técnica de apilamiento selectivo con un corte del 20% en ambos extremos de las amplitudes clasificadas. Las áreas achuradas representan las amplitudes que se conservan y las que quedan fuera de estas áreas se eliminan. (Strack, 1992).

Esto se puede observar fácilmente en la siguiente ecuación:

$$y(n) = \sum_{k=1}^m a_k y(n-k) + \sum_{k=0}^m b_k x(n-k). \quad (4.5)$$

Si todas las $a_k \equiv 0$, tendríamos un filtro no recursivo, mientras que si $a_k \neq 0$ el filtro es un filtro recursivo. Los valores de m y n denotan el orden del filtro.

El objetivo de construir un filtro recursivo es eliminar el ruido periódico, si consideramos por ejemplo la construcción de un filtro notch de segundo orden que mantenga la amplitud y fase verdadera de la señal y que tenga un ancho de banda pequeño, es necesario hacer uso de la transformada Z . La transformada Z puede ser considerada como una generalización de la transformada de Fourier para series de tiempo discretas $x(n)$ que es la representación discreta de la función $x(t)$. La transformada Z de $x(n)$ está dada por

$$\begin{aligned}
 x(z) &= \sum_{n=-\infty}^{\infty} x(n) z^{-n} \quad ; \quad z \in \mathbb{C}; \quad z = re^{i\omega} \\
 x(re^{i\omega}) &= \sum_{n=-\infty}^{\infty} x(n) e^{i\omega n} r^{-n}, \quad (4.6)
 \end{aligned}$$

donde r es el radio vector en el plano Z .

La transformada Z puede ser interpretada como la transformada de Fourier de $x(n)$ multiplicada por una secuencia exponencial para $r=1$, (p.e. $|z|=1$) la transformada Z de $x(n)$ es igual a la transformada de Fourier de $x(n)$.

Aplicando la transformada Z en la ecuación (4.5) y haciendo uso del teorema de convolución para la construcción del filtro tenemos

$$y(z) = \sum_{k=1}^m a_k z^{-k} y(z) + \sum_{k=0}^m b_k z^{-k} x(z), \quad (4.7)$$

de esta manera obtenemos una ecuación que relaciona los coeficientes del filtro y la función de la respuesta del filtro

$$H(z) = \frac{y(z)}{x(z)} = \frac{\sum_{k=0}^n b_k z^{-k}}{\sum_{k=1}^m a_k z^{-k}}, \quad (4.8)$$

la respuesta en frecuencia del filtro $H(z)$ puede ser evaluada en el círculo unitario con $|z|=1$. Seleccionando la coordenada $(0,1)$ como la frecuencia 0 y $(0,-1)$ como la frecuencia de Nyquist, f_N .

Puesto que $H(z)$ es una función racional debemos considerar polos y ceros de $H(z)$ que son los valores donde $H(z)$ es infinito y cero, respectivamente. Con el filtro notch en mente deseamos que la respuesta en frecuencia de $H(z)$ sea cero en la frecuencia del filtro notch f_0 . Esto quiere decir que un cero de $H(z)$ está localizado en $Z_n = (\cos \phi, \sin \phi)$. Este resultado se obtiene escogiendo la a_k y b_k , tal que $H(z_n) = 0$. Un filtro con un ancho de banda pequeño se obtiene colocando un polo a la derecha junto al cero z_n , lo cual nos asegura que $H(z)$ sólo es

cero para un rango pequeño alrededor de la frecuencia notch f_0 . Los polos z_p y cero z_n más pequeños y cercanos son el ancho de banda del filtro. En la figura 4.14 se muestra la técnica de polos y ceros en el plano complejo para la construcción de filtros digitales recursivos.

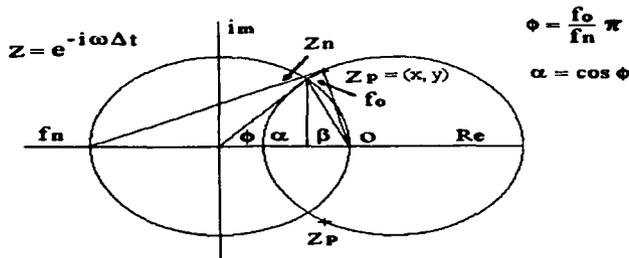


Fig. 4.14.- Esquema de la técnica polo-cero en el plano complejo para la construcción de un filtro recursivo digital. (Strack, 1992).

Sin embargo, puesto que la amplitud y forma del transitorio contiene la información de la resistividad, es esencial que el filtro digital no sólo elimine el ruido sino que mantenga la amplitud. Esto nos da una condición adicional para la colocación de los polos y ceros, puesto que esto sólo puede ser llevado a cabo cuando el polo está localizado en el círculo Apoloniano, esto quiere decir que:

$$\frac{|z_n - 1|^2}{|z_n + 1|^2} = \frac{|z_p - 1|^2}{|z_p + 1|^2} \quad (4.9)$$

Esto significa que la relación entre el vector, los polos y ceros es la misma y por tanto generan una fórmula de recursión en el plano z .

$$F(z) = \frac{Y(z)}{X(z)} = h \frac{(z - z_n)(z - z_n^*)}{(z - z_p)(z - z_p^*)} = h \frac{z^2 - 2az + 1}{z^2 - 2a\eta z + 2\eta - 1} \quad (4.10)$$

$$\frac{z_p - 1}{z_n - 1} = \eta \quad (4.11)$$

$$x = \eta\alpha \quad (4.12)$$

$$y^2 = \frac{2x}{\alpha}(1 - x^2). \quad (4.13)$$

$F(z)$ es la función filtro dada por la relación de la función de salida $Y(z)$, y $X(z)$ la función de entrada. z_n y z_p son las posiciones del cero y polos respectivamente; η es el factor de

proporcionalidad que combina la parte real del polo x , con la parte real del cero α ; y es la parte imaginaria del polo. Para evitar cambios en la fase de los datos, el filtro recursivo se aplica dos veces a los datos: primero hacia adelante y luego hacia atrás.

Si recordamos que la multiplicación con Z significa el movimiento de un intervalo en el dominio del tiempo, por simple reformulación de las ecuaciones anteriores tenemos

$$Y_n = \frac{1}{2n-1} [nX_n - 2\alpha \eta X_{n-1} + nX_{n-2} + 2\alpha \eta Y_{n-1} - Y_{n-2}], \quad (4.14)$$

donde

$$Y_{n-1} = Y_{n-2} = X_0 \quad \text{se pueden escoger como valores de inicio.}$$

En la figura 4.15 se muestran tres grupos de señales sintéticas (a), (b), (c) donde un filtro notch de amplitud verdadera ha sido aplicado. En todas las curvas la señal sobrepuesta es el ruido también sintético en la señal de entrada. Las primeras curvas (1) en las figuras (a), (b), (c) muestran la señal sintética más un ruido periódico con frecuencia $16 \frac{2}{3}$ Hz. Las curvas b y c han sido filtradas con un filtro de ancho de banda $\eta = 1.02$, mientras que las curvas (2) y (3) de cada figura han sido filtradas con un filtro de ancho de banda de $\eta = 1.08$.

La señal sintética (1) en la figura 4.15 (a) es una senoide que inicia abruptamente y termina en un escalón. Las curvas filtradas muestran que debido a la reducida pendiente al inicio de la senoide aparecen efectos de rizados mínimos. Los efectos de rizados ocurren en la discontinuidad de escalón debido al fenómeno de Gibbs. El efecto de rizados al inicio en las series de tiempo es menor cuando se incrementa el ancho de banda y en el escalón este efecto es mayor cuando se incrementa el ancho de banda del filtro. En este ejemplo, casi no hay distorsión en la amplitud.

La señal sintética de entrada (1) en la figura 4.15 (b), representa un transitorio ideal donde la señal alcanza instantáneamente su máximo. Como en la discontinuidad en el escalón de la figura (a), el fenómeno de Gibbs produce rizados al inicio del transitorio. La senoide filtrada, también muestra la misma correlación del ancho de banda con respecto a la aparición de rizados como en la figura (a) y de nuevo hay muy poca distorsión en la amplitud.

La figura 4.15 (c) muestra un transitorio real (3), resultado de la convolución de los datos sintéticos de entrada (1) de la figura (b) con la respuesta impulso del receptor y transmisor del sistema. Los rizados debidos al filtrado en el inicio del transitorio son mucho menores que los de la figura (b) debido a que la discontinuidad de escalón no es abrupta. Para estos datos casi no hay diferencia visible entre la señal filtrada (3) y los datos de entrada sintéticos (1) sin ruido. Puesto que para $\eta = 1.08$, el filtro introduce rizados en discontinuidades abruptas (fenómeno de Gibbs), usualmente se trata de utilizar η tan pequeño como sea posible, al mismo tiempo esto permite utilizar un filtro con ancho de banda angosto.

En la figura 4.16 (a) se muestra un transitorio típico obtenido de una prueba en el Oeste de Alemania (Strack, 1992), contaminado por un ruido periódico de $16 \frac{2}{3}$ Hz producido por unas vías de tren. La figura 4.16 (b) muestra el mismo transitorio después de aplicar el filtro digital notch antes de apilar la señal. La señal deseada puede verse claramente después de este proceso.

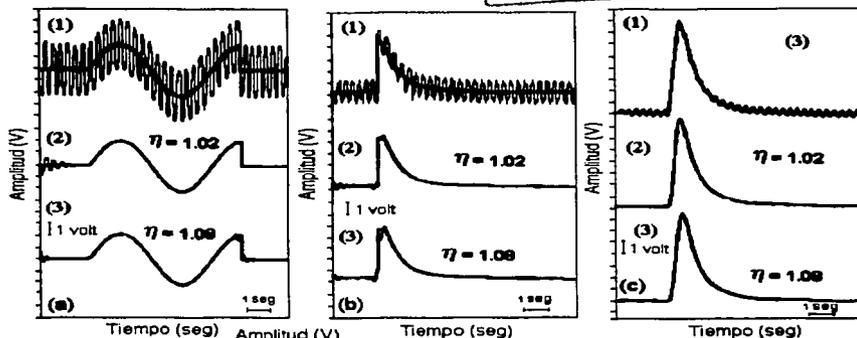


Fig. 4.15 - Ejemplo de un filtro digital recursivo notch aplicado a datos sintéticos. Para todas las figuras el ruido también es sintético y esta sobrepuesto a las señales, las curvas segunda y tercera de cada figura son los resultados de la aplicación del filtro mencionado a la primera curva. En la figura (a) se adicionó un ruido periódico de frecuencia $1.6 \frac{2}{3}$ Hz a la señal sinusoidal que inicia abruptamente y termina con una discontinuidad de tipo escalón. La curva sintética (b) representa un transitorio teórico ideal. La figura (c) es el transitorio teórico de la curva (b) convolucionada con la respuesta impulso del sistema (transmisor y registro), por lo que representa un transitorio ideal. (Strack, 1992)

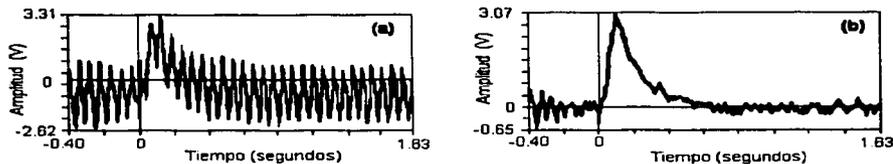


Fig. 4.16 - Filtro digital recursivo notch de amplitud verdadera aplicado a un transitorio real. La curva de la izquierda muestra los datos originales de campo y la curva de la derecha los mismos datos después del filtrado (Strack, 1992)

Quando este filtro es aplicado antes de apilar la señal casi no hay distorsión en la amplitud y el ruido periódico es fácilmente eliminado. Como el ruido de $16 \frac{2}{3}$ Hz, el de 50 Hz y el ruido armónico no están correlacionados en fase con los datos de campo, el apilado afecta a la frecuencia de los datos cuando existen líneas de alta tensión y el filtro digital notch aplicado después de apilar no puede eliminar todo el ruido. Por tanto, el filtro tiene que ser aplicado antes de apilar cuando el ruido cultural es de muy alto nivel. Cuando el ruido es aleatorio de bajo nivel y no armónico es conveniente aplicar el filtrado a estos datos después de apilar.

4.9 Deconvolución de la respuesta del sistema

Durante la adquisición de datos la señal de salida consiste de la señal de entrada, combinada de algún modo con los efectos de la respuesta total del sistema. Esto puede ser visto con el

concepto de caja negra, donde la señal verdadera que proviene del subsuelo, entra a una caja negra, donde es distorsionada y la salida es la señal medida. La caja negra en el campo es la combinación de las incorrecciones en la adquisición de datos y el sistema transmisor. El sistema transmisor introduce distorsiones debidas a las imperfecciones en la forma de onda del transmisor. El sistema de adquisición de datos introduce las distorsiones provenientes del receptor (respuesta en la amplitud, derivas por temperatura, receptor desorientado, etc.). El concepto de caja negra se representa en la figura 4.17.

Matemáticamente el concepto de caja negra puede ser descrito como la convolución de:

$$\text{Entrada } (t) * \text{Caja negra } (t) = \text{salida } (t) \tag{4.15}$$

o

$$\text{salida } (t) = \int_{-\infty}^{\infty} \text{entrada } (t - \tau) \text{ caja negra } (\tau) d\tau . \tag{4.16}$$

El proceso de convolución puede ser entendido tomando las funciones de entrada y caja negra como series de tiempo, invirtiendo en el tiempo la caja negra y haciendo una serie de multiplicaciones de la entrada con la caja negra invertida. El efecto de la distorsión sistemática de la señal puede ser eliminado de la respuesta medida del subsuelo utilizando la **convolución inversa denominada deconvolución**.



Fig. 4.17 .- Trayectoria de la señal dentro del concepto de caja negra. (Strack, 1992).

La respuesta ideal teórica en el receptor de un transmisor con polaridad inversa está influida por los siguientes efectos:

- Variaciones de la forma de onda de la corriente (función escalón, rampa u onda cuadrada).
- Corte de la corriente en los interruptores del cambio de polaridad.
- Inhomogeneidades laterales de resistividad.
- Desalineación del receptor respecto al transmisor.
- Frecuencia de respuesta del receptor.
- Analogía electrónica entre el amplificador y preamplificador (filtros notch).
- Deriva por temperatura del convertidor analógico/digital.
- Inductancia del cable transmisor.
- Movimientos en la bobina receptora.
- Efectos de polarización cerca de los electrodos y sensores.

Todos estos efectos están integrados en la respuesta del sistema y deben ser eliminados de la señal medida con el fin de obtener la señal verdadera. Utilizando los principios del proceso digital de señales podemos medir la respuesta del sistema con suficiente aproximación cuando

se utiliza como entrada una función delta (pico) y se mide la señal de salida. Puesto que en la realidad es muy difícil lograr una función delta como entrada, se puede utilizar una onda cuadrada y calcular la derivada de la señal de salida. La respuesta del sistema en forma práctica se determina haciendo lecturas en puntos muy cercanos a la fuente, en el sistema TDEM utilizado en el presente trabajo se hicieron lecturas en varios puntos que se ubicaron en distancias de 250 a 300 m de la línea fuente, siendo las señales que se midieron a 300 m las más adecuadas de la respuesta del sistema que posteriormente se utilizaron para hacer la deconvolución con los transitorios medidos y obtener de esta manera la señal verdadera que será utilizada en el proceso de inversión para obtener las resistividades del subsuelo.

En la práctica tres de las componentes listadas no pueden ser incluidas en las mediciones de la respuesta del sistema, estas son las variaciones laterales de resistividad, los errores producidos por la desalineación del receptor y la deriva producida por la temperatura en el convertidor analógico-digital. Actualmente, se asume que la deriva en el convertidor es pequeña y se reduce, midiendo la respuesta del sistema varias veces y tomando como resultado el promedio de estas lecturas.

La desalineación del receptor y las inhomogeneidades laterales de resistividad pueden producir un "desplazamiento estático" en la señal, que puede ser eliminado utilizando el factor de corrección MMR (resistividad magnetométrica) (Edwards, 1978; Gómez Treviño y Edwards, 1983) o factor de escala el cual es utilizado como parámetro extra en el proceso de inversión. Stoyer aplicó este factor a transitorios y posteriormente fue denominado **factor de calibración** (Stoyer, 1981), en aquel tiempo era un gran problema por la compensación en el área de recepción que se hacía al receptor, y fue muy utilizado por la Cía. Group Seven Inc. Esta parte, será analizada en detalle en la etapa del proceso de inversión de datos TDEM.

Si rescribimos las ecuaciones de entrada/salida (4.15 y 4.16) haciendo $x(t)$ la señal de entrada, $y(t)$ la salida y $s(t)$ la caja negra obtenemos:

$$y(t) = s(t) * x(t). \quad (4.17)$$

El proceso de deconvolución del transitorio medido con la respuesta del sistema puede ser hecho de tres diferentes maneras.

- 1) Utilizando el teorema de convolución, la ecuación (4.17) puede ser transformada al dominio de la frecuencia o al dominio de la transformada Z, generando una simple multiplicación:

$$y(z) = s(z) x(z), \quad (4.18)$$

si dividimos $y(z)$ por $s(z)$ obtenemos $x(z)$. Este es un procedimiento utilizado muy a menudo. Sin embargo, para transitorios este procedimiento llega a ser muy complicado, porque la frecuencia de la respuesta del sistema es similar a la frecuencia del transitorio medido. También el espectro de frecuencia de la señal y la respuesta del sistema, contienen agujeros debido a los filtros analógicos notch. El cálculo de inverso de $s(z)$, puede generar inestabilidades debido a valores cercanos a cero. Hasta la fecha, nadie ha manejado este método para procesar transitorios EM. El principal problema se puede entender utilizando la equivalencia tiempo-frecuencia. La respuesta del sistema

está diseñada para ser lo más angosta (corta) posible en el dominio del tiempo con el fin de tener la mínima influencia sobre la señal. Sin embargo, angosta en tiempo quiere decir ancha en frecuencia, lo cual explica porque la deconvolución en frecuencia siempre incrementa el ruido sobre la señal.

- 2) Se puede utilizar la deconvolución en tiempo, en forma similar a la que se aplica en el dominio de la frecuencia, pero usando procedimientos numéricos estables. Este esquema de convolución, fue desarrollado por Stoyer (1981) y Strack (1984), específicamente para transitorios EM, este procedimiento es similar al desarrollado por LaCoste (1982) y por Loup y Loup (1983). El algoritmo está basado en la iteración de van Cittert:

Una discusión a detalle de la deconvolución iterativa se encuentra en Loup y Loup (1983), sólo haremos referencia a la parte de la deducción que es necesaria para mostrar el método.

En el campo, la señal $y(t)$ (transitorio) y la función del transmisor $s(t)$ (respuesta del sistema) son medidas. El transitorio verdadero es $x(t)$, donde $y(t)$ es una convolución de $x(t)$ con la función del transmisor $s(t)$.

$$y(t) = s(t) * x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} s(u) \cdot x(t-u) du, \quad (4.19)$$

utilizando el teorema de deconvolución (Bracewell, 1965) por ejemplo en la transformada S tenemos:

$$Y(s) = S(s) \bullet X(s). \quad (4.20)$$

Para la deconvolución iterativa se puede definir una iteración van Cittert.

$$a_0 = y(f) \quad (4.21)$$

$$\begin{aligned} a_1 &= a_0 + [y(f) - a_0] \\ &= y(f) + [y(f) - y(f) * s(f)] \end{aligned} \quad (4.22)$$

$$a_2 = a_1 + [y(f) - a_1 * s(f)]$$

•
•
•

$$a_m = a_{m-1} + [y(f) - a_{m-1} * s(f)]. \quad (4.23)$$

Si sustituimos la ecuación (4.20) en las ecuaciones (4.21, 4.22 y 4.23) entramos en el dominio de la transformada:

$$A_0(s) = Y(s) \tag{4.24}$$

$$\begin{aligned} A_1(s) &= Y(s) + [Y(s) - Y(s) S(s)] \\ &= Y(s) [1 + (1 - S(s))] \end{aligned} \tag{4.25}$$

$$\begin{aligned} A_2(s) &= A_1(s) + [Y(s) - A_1(s) S(s)] \\ &= Y(s) [1 + 1 - S(s) + 1 - S(s) - S(s) + S(s)^2] \\ &= Y(s) [1 + (1 - S(s)) + (1 - S(s))^2] \end{aligned}$$

•
•
•

$$\begin{aligned} A_m(s) &= A_{m-1}(s) + [Y(s) - A_{m-1}(s) S(s)] \\ &= Y(s) [1 + (1 - S(s)) + (1 - S(s))^2 + \dots + (1 - S(s))^m] \\ &= Y(s) \sum_{i=0}^m (1 - S(s))^i \end{aligned} \tag{4.26}$$

La serie (4.26) converge para $(1-S(s)) < 1$. Este es siempre el caso para los transitorios ya que siempre tienen valores menores de 1.0 en su amplitud y la función del transmisor se normaliza a un valor de 1.0. El límite de la ecuación (4.26) es:

$$\begin{aligned} \lim_{m \rightarrow \infty} A_m &= \frac{1}{S(s)} \cdot Y(s) = \\ &= \lim_{m \rightarrow \infty} Y(s) \sum_{i=0}^m (1 - S(s))^i \\ &= \frac{Y(s)}{1 - (1 - S(s))} = \frac{Y(s)}{S(s)} = X(s). \end{aligned} \tag{4.27}$$

De esta manera utilizando el método de iteración de van Cittert en el dominio de la transformada permite obtener la cantidad deseada $X(s)$. Esto quiere decir que podemos obtener $X(t)$ en el dominio del tiempo y llevar a cabo el proceso de deconvolución.

- 3) Se puede sustituir el proceso de deconvolución en la secuencia del proceso de datos, por una convolución de los datos sintéticos del modelo teórico, con la respuesta del sistema en la fase de inversión y modelado. Esto se sugiere hacer, cuando la longitud de la respuesta del sistema, es más de un tercio de la longitud del transitorio. Este último proceso es poco utilizado en el proceso de datos TDEM, generalmente, es utilizado el segundo método. En la figura 4.18 se presentan dos procesos, (a) con el proceso de deconvolución después de apilar y (b) sin el proceso de deconvolución

donde claramente se puede observar el error que acarrea no considerar el proceso de deconvolución para eliminar la respuesta del sistema.

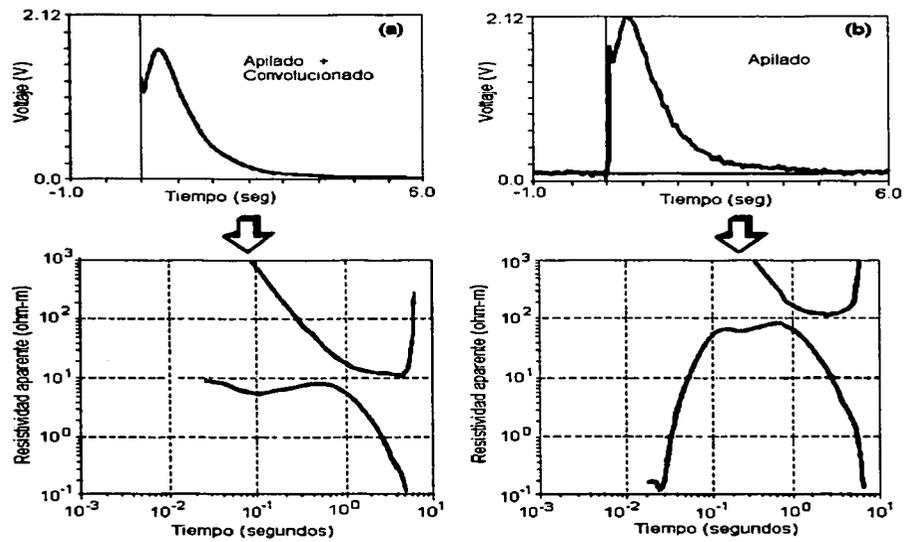


Fig 4.18.- Ejemplo de transitorios apilados y filtrados: Transitorio (a), con proceso de deconvolución del sistema. Transitorio (b), sin el proceso de deconvolución con la respuesta del sistema. (Strack, 1992)

CAPITULO 5

MÉTODOS DE INVERSIÓN DE LAS SEÑALES TDEM PARA EL CÁLCULO DE RESISTIVIDADES

5.1 Inversión 1D

La finalidad del proceso de inversión es encontrar un modelo óptimo del subsuelo denominado modelo geoelectrico (resistividades y espesores), que se ajuste a los datos de campo utilizando un tiempo mínimo de computadora. Al mismo tiempo, es muy importante obtener un modelo y resultados que se ajusten a la realidad geológica del área de estudio (Strack, 1992). La figura 5.1, muestra la relación entre modelo de resistividad y el proceso de inversión para datos TDEM.



Fig. 5.1 -- Diagrama del proceso de modelado. (Strack, 1992).

En el proceso de modelado vamos de los parámetros del modelo geoelectrico propuesto o conocido a los datos sintéticos, utilizando una función del modelo previamente definida. Para asegurar que el modelo predefinido se ajuste a la realidad geológica del área de estudio, es necesario integrar la información geológica disponible (registros geofísicos de pozos cercanos, sísmica, etc., cuanto más información se tenga, el resultado del proceso de inversión será más confiable. Cuando se dispone de esta información geofísica y geológica se integra en el modelo inicial y durante el proceso de iteración la información desconocida se va ajustando para encontrar la solución óptima. Este proceso de inversión se muestra en la figura 5.2.

Si deseamos calcular la respuesta de un modelo del subsuelo, primero debemos tener todos los parámetros del modelo disponibles. Para métodos electromagnéticos, son las resistividades ρ_j ($j = 1, \dots, M$) y los espesores h_j de las capas ($j = 1, \dots, M$). Estos parámetros se describen en el diagrama de la figura 5.3. También debemos tener una función del subsuelo que nos muestre cómo calcular datos sintéticos con los parámetros del modelo. Sea esta función del modelo f o f_i , si se evalúa para el i -ésimo dato sintético en los puntos ($i = 1, \dots, n$):

- p_j son m parámetros, $\rho_1, \dots, \rho_m, h_1, \dots, h_{M-1}, m = 2M - 1$
- $f_i = f_i(p)$ son n funciones del modelo
- y_i son los puntos de medición en el campo, o
- $y_i = f_i(p)$ son los datos sintéticos del caso que se está modelando, y
- σ_i son las desviaciones estándar de los datos de campo

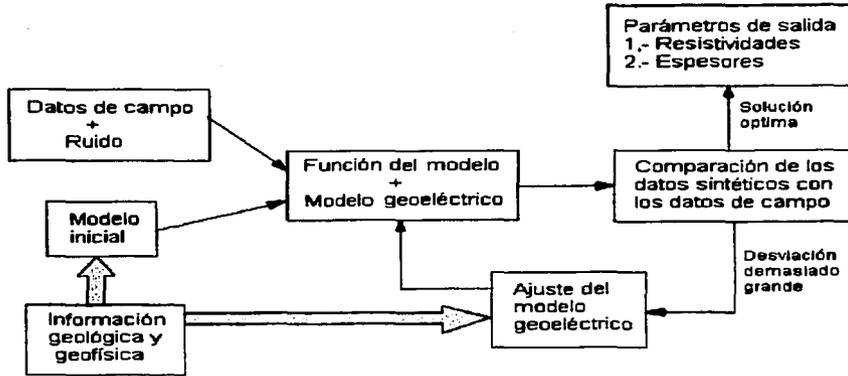


Fig. 5.2.- Diagrama del proceso de inversión. (Strack, 1992).

Todos son componentes de los respectivos vectores \mathbf{p} , \mathbf{f} , \mathbf{y} , y σ . La curva sintética del modelo a calcular es un conjunto de todos los valores f_i . En el proceso de modelado e inversión, y_i se convierte en los datos observados y f_i en los datos modelados. Esto nos conduce hacia a dos principales objetivos de la inversión de datos TDEM:

- Minimizar la diferencia entre los datos observados y los datos modelados,

$$|\mathbf{q}| = |\mathbf{y} - \mathbf{f}|^2.$$

- La estimación de la fiabilidad del modelo por medio del cálculo dentro de límites confiables.

Puesto que todos los parámetros son parámetros físicos no pueden ser negativos, la inversión se hace con datos y parámetros logarítmicos. Desde el punto de vista físico, esto muy razonable debido a que las ondas electromagnéticas se atenúan exponencialmente al propagarse en el subsuelo (efecto skin).

La medida del error entre datos reales y datos modelados (Jackson, 1972) está definida por:

$$\chi^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(f_i - y_i)^2}{\sigma_i^2}. \quad (5.1)$$

Esta relación es el promedio de la desviación cuadrática entre los datos medidos y los calculados ponderando cada uno de los puntos de medición con su desviación estándar.

Cuando la desviación obtenida ($f_i - y_i$) es igual a la desviación esperada σ_i , el valor de χ^2 debe ser igual a 1, que debe ser el valor ideal del error calculado.

Las desviaciones con valor mayor de 1 pueden ser por dos causas:

- El modelo del subsuelo propuesto no describe la realidad geológica. Esto significa, que el modelo del subsuelo no es adecuado y deben utilizarse modelos multidimensionales.
- El calculo de σ_i no está considerando todas las fuentes posibles de errores o la propagación del errores incorrecta.

Esto último sucede frecuentemente en áreas sedimentarias puesto que la desviación estándar se deduce del apilamiento y procesado de los datos o algunos errores del sistema que están presentes antes de apilar los datos.

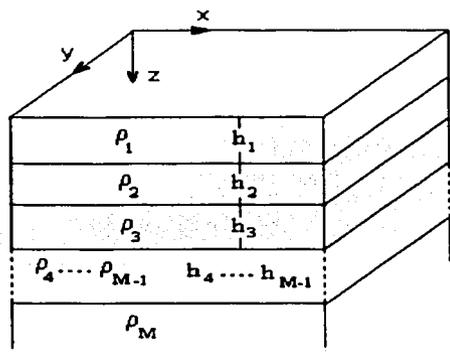


Fig. 5.3.- Modelo de capas horizontales con sus respectivas resistividades y espesores para M capas. (Strack, 1992).

Cuando χ^2 tiene un valor menor de 1 se debe principalmente a que el problema es indeterminado, como por ejemplo cuando se utilizan más parámetros del modelo de los necesarios.

La manera más común de minimizar la sumatoria de mínimos cuadrados es el método Gauss-Newton. Este método funciona cuando el problema es lineal. Para problemas no lineales se debe linealizar el problema expandiéndolo en una serie de Taylor:

$$f_i = f(\mathbf{p}) \approx f_i(\mathbf{p}_0) + \sum_{j=1}^m \frac{\delta f_i(\mathbf{p})}{\delta p_j} \bigg|_{\mathbf{p} = \mathbf{p}_0} \quad (5.2)$$

$$f(\mathbf{p}) \approx f(\mathbf{p}_0) + \mathbf{J} \Delta \mathbf{p} = f(\mathbf{p}_0) + \begin{pmatrix} \frac{\delta f_1}{\delta p_1} & \dots & \frac{\delta f_m}{\delta p_m} \\ \vdots & & \vdots \\ \frac{\delta f_n}{\delta p_1} & \dots & \frac{\delta f_n}{\delta p_m} \end{pmatrix} \Delta \mathbf{p}$$

o

$$J_{ij} = \left. \frac{\delta f_i}{\delta p_j} \right|_{\mathbf{p}=\mathbf{p}_0} \quad i = 1, \dots, n; j = 1, \dots, m$$

$$f(\mathbf{p}) \approx f(\mathbf{p}_0) + \mathbf{J} \Delta \mathbf{p} . \tag{5.3}$$

J es la matriz Jacobiana que contiene para cada dato la derivada de las funciones del modelo con respecto a los parámetros. El vector $\Delta \mathbf{p}$, es la diferencia de los parámetros, algunas veces denominado $\Delta \mathbf{p}$ y \mathbf{p}_0 , los cuales contienen los parámetros iniciales del modelo. El Jacobiano, muestra como reacciona la función del modelo, a pequeños cambios en los parámetros del modelo y por tanto, puede ser utilizado para análisis de sensibilidad. La finalidad de este proceso es determinar el vector de los parámetros \mathbf{p} tal que

$$q = | \mathbf{y} - \mathbf{f} |^2 = \mathbf{e}^T \mathbf{e} = \text{mínimo} , \tag{5.4}$$

donde

$$\mathbf{e} = \mathbf{y} - \mathbf{f}(\mathbf{p}_0) - \mathbf{J} \Delta ,$$

es la diferencia o error vectorial.

Este error vectorial puede relacionarse a las desviaciones estándar de los datos y a la medición del error χ^2 . El inverso de las desviaciones estándar, se ubican en la diagonal principal de la matriz de peso **W**.

$$W_{ij} = \delta_{ij} \frac{1}{\sigma_i} ,$$

donde δ_{ij} es el simbolo de Kronecker. Por tanto, χ^2 puede escribirse como

$$\chi^2 = \frac{1}{n} \mathbf{e}^T \mathbf{W}^2 \mathbf{e} , \tag{5.5}$$

si definimos un vector discrepancia como

$$\mathbf{g} = \mathbf{y} - \mathbf{f}(\mathbf{p}_0) \quad \text{entonces} \quad \mathbf{e} = \mathbf{g} - \mathbf{J}\Delta \quad \mathbf{y} \quad (5.6)$$

$$\chi^2 = \frac{1}{n} (\mathbf{g} - \mathbf{J}\Delta \mathbf{p})^T \mathbf{W}^2 (\mathbf{g} - \mathbf{J}\Delta), \quad (5.7)$$

en estas condiciones debemos encontrar el mínimo de χ^2 que significa que

$$\frac{\delta \chi^2}{\delta p_j} = 0 \quad \text{para} \quad j = 1, \dots, m. \quad (5.8)$$

Haciendo el proceso anterior se genera el sistema lineal (Lines y Treitel, 1984):

$$\mathbf{J}^T \mathbf{W}^2 \mathbf{J} \Delta \mathbf{p} = \mathbf{J}^T \mathbf{W}^2 \mathbf{g}, \quad (5.9)$$

con la solución

$$\Delta \mathbf{p} = (\mathbf{J}^T \mathbf{W}^2 \mathbf{J})^{-1} \mathbf{J}^T \mathbf{W}^2 \mathbf{g}. \quad (5.10)$$

Si la función $\mathbf{f}(\mathbf{p})$ del modelo es lineal la ecuación (5.3) produce una igualdad exacta. El vector de parámetros requerido se puede obtener de $\mathbf{p}_1 = \mathbf{p}_0 + \Delta \mathbf{p}$, que es la solución en el caso lineal. χ^2 presenta un mínimo en \mathbf{p}_1 . Sólo para casos lineales, una iteración producirá el resultado deseado. Para casos no lineales el nuevo vector de parámetros, \mathbf{p}_1 , se sustituye en la ecuación anterior en lugar de \mathbf{p}_0 repitiendo el procedimiento hasta lograr la convergencia.

La figura 5.4 ilustra la situación descrita. La línea discontinua representa el error debido a la linealización del parámetro $\mathbf{p}_n^{\text{est}}$. En la siguiente iteración se moverá a la posición \mathbf{p}_{n+1} , aquí el error se calcula donde se hace un procedimiento similar hasta que el mínimo global se alcanza.

Al realizar este proceso aparecen tres nuevas preguntas:

- ¿Cómo estamos seguros de siempre alcanzar el mejor mínimo (que en muchos casos es el mínimo global pero algunas veces es un mínimo local)?
- ¿Cómo podemos reducir el número de iteraciones y por tanto, el tiempo de cómputo y gasto?
- ¿Cómo podemos estabilizar el procedimiento anterior, y que además funcione aún con datos pobres de campo?

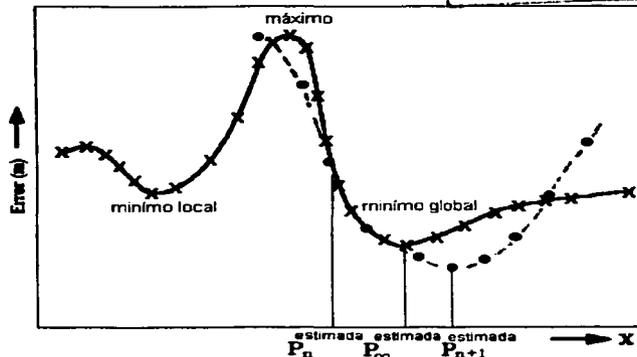


Fig. 5.4. - Traza del error por el punto máximo en función de los parámetros estimados del modelo. (Strack, 1992).

La respuesta a la primera pregunta es simple, no se hace. Existen dos maneras de hacer la inversión de datos. La forma más correcta es la matemática que genera el mejor modelo y la otra que es la físicamente más razonable. Puesto que estamos tratando con datos que contienen información geológica y ruido superficial, debemos distinguir entre la solución matemática y la físicamente más razonable. Este proceso se hace utilizando métodos estadísticos que nos permiten conocer los límites del error en nuestros datos y pueden ser utilizados para correlacionar los datos de estaciones adyacentes. En otras palabras, si consideramos dos estaciones receptoras cercanas separadas 500 m con cierto grado de ruido en las señales, una de estas estaciones genera un conductor a 2 km de profundidad, mientras que la otra genera un conductor a 4 km de profundidad. La interpretación se hace de dos formas. La primera, matemáticamente la cual produce un modelo matemáticamente correcto, pero que no es consistente para las dos estaciones. La curva del ajuste de error en ambas casos está debajo del 1%. La otra solución posible es un conductor a 3 km de profundidad para ambas estaciones, pero el error se encuentra en un rango del 10%. La geología, sin embargo, nos dice que tenemos una cuenca sedimentaria y las capas son casi horizontales. Con este conocimiento previo, el geofísico podría probablemente justificar el uso de los resultados con el ajuste más pobre. Afortunadamente, siempre tenemos más de dos estaciones, y la ambigüedad generalmente se reduce o elimina.

La segunda pregunta se puede contestar, utilizando una gran variedad de métodos matemáticos, como el método Marquardt -Levenberg con el valor de descomposición singular, que utilizan la mayoría de los programas de inversión. Esto nos lleva directamente a la respuesta de la tercera pregunta sobre la estabilidad de la inversión. En esta técnica se introduce un factor de amortiguamiento para incrementar la estabilidad de la inversión.

Cuando la matriz $J^T J$ se hace singular ($\det J^T J = 0$) no existe solución. Si $J^T J$ es casi singular ($\det J^T J \ll 1$) obtenemos oscilaciones (variaciones de los parámetros). Estas oscilaciones se pueden reducir cuando se introduce el factor de amortiguamiento, K tal que

$$\Delta \mathbf{p} (\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \mathbf{K}^2 \mathbf{I}) = \mathbf{J}^T \mathbf{g} \quad (5.11)$$

El factor de amortiguamiento, puede optimizarse para lograr una convergencia mucho más rápida en el algoritmo, pero se debe tener cuidado extremo cuando se trabaja con datos electromagnéticos.

Una mejor manera de obtener una inversión estable es el uso adicional de la descomposición del valor singular (SVD) o descomposición espectral. El Jacobiano es sustituido por el producto de dos matrices ortogonales, \mathbf{V} \mathbf{U} , y una matriz diagonal, \mathbf{S} que contiene las raíces de los "eigenvalores" de \mathbf{J} , \mathbf{S} .

Sea

$$\mathbf{J} = \mathbf{U} \mathbf{S} \mathbf{V}^T \quad (5.12)$$

Esto produce

$$\Delta \mathbf{p} = (\mathbf{J}^T \mathbf{J})^{-1} \mathbf{J}^T \mathbf{g} = (\mathbf{V} \mathbf{S} \mathbf{U}^T \mathbf{U} \mathbf{S} \mathbf{V}^T)^{-1} \mathbf{V} \mathbf{S} \mathbf{U}^T \mathbf{g} = \mathbf{V} \mathbf{S} \mathbf{U}^T \mathbf{g}, \quad (5.13)$$

donde

$$\mathbf{U}^T \mathbf{U} = \mathbf{V}^T \mathbf{V} = \mathbf{I}_n \quad (5.14)$$

En este paso podemos introducir el factor de estabilización \mathbf{K} :

$$\Delta \mathbf{p} = (\mathbf{V} \mathbf{S}^2 \mathbf{V}^T + \mathbf{K}^2 \mathbf{I}_n)^{-1} \mathbf{V} \mathbf{S} \mathbf{U}^T \mathbf{g} \quad (5.15)$$

o

$$\Delta \mathbf{p} = \mathbf{V} (\mathbf{S}^2 \mathbf{V}^T + \mathbf{K}^2 \mathbf{I}_n)^{-1} \mathbf{V}^T \mathbf{V} \mathbf{S} \mathbf{U}^T \mathbf{g} \quad (5.16)$$

o de otra manera

$$\Delta \mathbf{p} = \mathbf{V} \text{diag} \left(\frac{\mathbf{S}}{\mathbf{S}_{ij}^2 + \mathbf{K}} \right) \mathbf{U}^T \mathbf{g} = \mathbf{V} \mathbf{T} \mathbf{S}^* \mathbf{U}^T \mathbf{g}, \quad (5.17)$$

donde \mathbf{S}^* y \mathbf{T} están definidos como

$$\mathbf{S}_{ij}^* = \begin{cases} \frac{1}{\mathbf{S}_{ij}} & \text{para } \mathbf{S}_{ij} > 0 \\ 0 & \text{cualquier otro valor} \end{cases} \quad (5.18)$$

$$\mathbf{T}_{ij} = \frac{\mathbf{S}_{ij}^2}{\mathbf{S}_{ij}^2 + \mathbf{K}^2} \quad (5.19)$$

Otra ventaja de este método es que la inversión estadística viene como un subproducto del (SVD).

En conclusión, para eliminar ambigüedades en los resultados de la inversión, es necesario integrar la mayor cantidad de información geológica y geofísica con el fin de obtener resultados que se ajusten a la realidad, la información más importante que se debe integrar son; los registros geofísicos de pozos, en segundo lugar la geología del subsuelo y la sísmica junto con información geofísica proveniente de otros métodos como gravimetría y magnetometría.

5.2 Inversión en perfiles

Cuando se interpretan una serie de sondeos individuales a lo largo de un perfil, el intérprete compara los resultados individuales con los resultados de los sondeos adyacentes. En un ambiente sedimentario, se hace la interpretación en función de capas horizontales tratando de localizar las diferencias entre sondeos adyacentes. Si no existe una diferencia notable, se continúa hacia el siguiente sondeo, pero si esta variación es significativa, puede existir un problema con los datos o con la geología (ruido, estructuras 3D, fallas, etc). La interpretación de este tipo de anomalías o cambios en las inversiones, requiere de más tiempo, ya que se debe analizar con extremo cuidado el resultado de esta inversión, debido a que puede resultar una anomalía real debida a un cambio en la estructura investigada. Para llevar a cabo este proceso en forma automática, se necesita de una técnica para hacer la interacción de las inversiones individuales 1D a lo largo de perfiles. Esta técnica, se denomina **inversión de perfiles**. Para lograr estos resultados se deben alcanzar primeramente dos objetivos:

- Se debe encontrar un modelo fiable del perfil.
- Los resultados de una estación deben ser trasladados a la siguiente estación.

La deducción de un modelo fiable para una estación puede llevarse a cabo de diferentes maneras. La mejor forma es la utilización de un pozo que cubra la profundidad investigada, para hacer una calibración que nos permita trasladar el modelo a los sondeos adyacentes, si no existe este tipo de información, se tiene que utilizar el método de ensayo y error y queda a juicio del intérprete la aplicación del modelo del subsuelo. Una vez que el modelo se ha seleccionado el método de inversión de perfiles puede ser aplicado.

La transferencia de información de una estación a otra en el proceso de inversión se puede hacer de diferentes maneras. La más simple, es la utilización del resultado de la última inversión como entrada para la siguiente estación. La verificación y análisis se puede hacer por simple comparación, este procedimiento, sin embargo, sólo resulta exitoso en áreas con geología simple y no se ahorra gran cosa en el tiempo de interpretación. Se deben considerar dos cosas para integrar completamente los resultados de una estación a la siguiente. La primera, es denominada inversión con **límites flexibles**, la segunda, inversión con **límites fijos**. La segunda generalmente se considera sólo en teoría, debido a que no existe mucha experiencia en la aplicación a datos de campo.

La deducción de este procedimiento se debe a Petry (1987) con una descripción matemática dada por Lawson y Hanson (1974).

En la deducción se inicia con la simplificación de la ecuación (5.9)

$$\mathbf{W} \mathbf{J} \Delta \mathbf{p} = \mathbf{W} \mathbf{g}, \quad (5.20)$$

si se define un Jacobiano pesado tal que $\mathbf{W} \mathbf{J} := \mathbf{J}_w$ obtenemos

$$\mathbf{J}_w \Delta \mathbf{p} = \mathbf{W} \mathbf{g}, \quad (5.21)$$

donde \mathbf{J}_w es una matriz $n \times m$, y Δ , el vector de la diferencia de parámetros que contiene m valores para los parámetros. Si añadimos al Jacobiano, una matriz diagonal \mathbf{D} ($n \times n$), que contiene los pesos sobre la principal diagonal normalizada por m/n . El vector discrepancia, un vector nulo, $\mathbf{0}$, se adiciona a la longitud n . La ecuación (5.21) se convierte entonces

$$\begin{pmatrix} \mathbf{J}_w \\ \mathbf{D} \end{pmatrix} \Delta \mathbf{p} = \begin{pmatrix} \mathbf{W} \mathbf{g} \\ \mathbf{0} \end{pmatrix}, \quad (5.22)$$

donde

$$\mathbf{D} = \text{diag} \left(\frac{m}{n} u_i \right) \quad i = 1, \dots, m \quad (5.23)$$

contiene los pesos no negativos del i -ésimo parámetro u_i . La condición de frontera, significa que el parámetro cambia poco entre estaciones y está descrito como:

$$\mathbf{D} \Delta \mathbf{p} = \mathbf{0}. \quad (5.24)$$

Esto es exactamente lo que se requiere; parámetros con pesos grandes se cambian poco, y parámetros con pesos pequeños, pueden ser mayormente modificados durante la inversión.

Para límites fijos, se deberían restringir explícitamente los parámetros dentro de un rango dado. Este rango, puede ser deducido de registros de pozos o de otra información. Para el parámetro inicial \mathbf{P}_0 , un límite superior y otro inferior está definido como límite superior: $\mathbf{P}_0 + \mathbf{P}^u$, y como límite inferior: $\mathbf{P}_0 + \mathbf{P}^L$.

El i -ésimo componente del vector de parámetros \mathbf{P} es calculado en la k -ésima iteración por

$$P_{k,i} = P_{0,i} + \frac{P_i^u - P_i^L}{2} \frac{P_i^u + P_i^L}{\pi} \arctan(a X_{k-1,i}), \quad (5.25)$$

donde X_k es la suma de las variaciones de los parámetros no amortiguados durante las k iteraciones. El nuevo Jacobiano consiste entonces de:

$$\frac{\delta f_j(\mathbf{P})}{\delta X_j} = \frac{P_i^u + P_i^L}{\pi} \frac{a}{1 + a^2 X^2} \frac{\delta f_j(\mathbf{P})}{\delta p_i} \quad (5.26)$$

El factor, a , dirige la convergencia. Un factor grande, causa un movimiento rápido desde el valor inicial, y un factor pequeño, causa una convergencia lenta cuando el resultado está cercano a la solución final.

El primer caso histórico para una inversión de datos de una cuenca sedimentaria en Europa se muestra a continuación (Strack, 1992). Esta cuenca se conoce que tiene las capas sedimentarias casi horizontales. La figura 5.5 muestra tres diferentes resultados de inversión para la misma línea. Los datos de campo tienen una calidad promedio y son representativos del área de estudio. En la sección (a) de esta figura se utilizó el mismo modelo para la inversión de todos los sondeos. Este modelo fue:

$\rho_1 = 20 \Omega m$	$h_1 = 800 m$
$\rho_2 = 10 \Omega m$	$h_2 = 1100 m$
$\rho_3 = 500 \Omega m$	$h_3 = 400 m$
$\rho_4 = 30 \Omega m$	

Notablemente, la estructura es errática cuando se utiliza el área sombreada para rastrear la capa, el resultado de la estación 3 es diferente a lo esperado por los conocimientos previos de los registros de pozos. La sección (b), muestra los resultados de la inversión utilizando los resultados de la estación previa como modelo inicial para la estación siguiente. La estructura es un poco más suave pero los valores de la estación 3 todavía son diferentes a lo esperado. En la sección (c) se muestran los resultados después de eliminar los datos de la estación 3, la estructura es significativamente más suave. La eliminación de esta estación se encuentra justificada por el alto nivel de ruido que tienen los datos.

La figura 5.6 muestra los resultados utilizando límites flexibles y límites fijos. Los límites flexibles se aplicaron utilizando los siguientes valores para los parámetros de las capas:

$\rho_1 : 1.0$	$h_1 : 1.0$
$\rho_2 : 1.0$	$h_2 : 0.5$
$\rho_3 : 0.05$	$h_3 : 0.1$
$\rho_4 : 0.1$	

Esta resistividades y espesores se escogieron debido a que el campo magnético medido no resuelve la capa resistiva. El peso para el espesor de la segunda capa se determinó después de ver las inversiones previas donde los resultados se presentan fuertemente influidos hacia el conductor. El espesor de la segunda capa es conocido por los registros de pozos. El modelo resultante es muy uniforme. La sección (b) muestra los resultados después de aplicar el algoritmo de límites fijos, para la aplicación de este algoritmo se utilizaron las siguientes tolerancias para los parámetros del modelo:

$$\Delta \rho_1 : \pm 50 \%$$

$$\Delta h_1 : \pm 25 \%$$

$$\Delta \rho_2 : \pm 25 \%$$

$$\Delta h_2 : \pm 50 \%$$

$$\Delta \rho_3 : \pm 60 \%$$

$$\Delta h_3 : \pm 90 \%$$

$$\Delta \rho_4 : \pm 90 \%$$

El resultado es muy uniforme sin embargo, se presenta una pendiente hacia la estación 6 que podría ser sistemática. Éstos se determinaron del conocimiento de los resultados de la figura 5.5 y de las resistividades verdaderas de la capa superficial medidas en un pozo. Para ambos casos, la estructura es muy uniforme, y representa bastante bien la distribución verdadera de las resistividades.

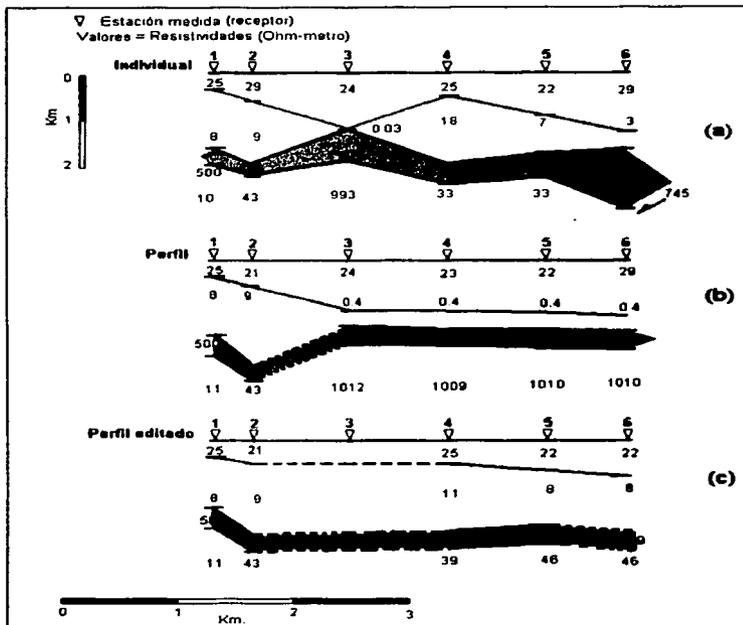


Fig. 5.5.- Resultados de inversión sobre una misma línea. La sección (a) muestra los resultados de las inversiones individuales utilizando el mismo modelo de inicio para todos los datos. La sección (b) muestra los resultados cuando se hace la inversión utilizando como inicio los resultados de la estación anterior. La sección (c) muestra los resultados del proceso similar a la sección (b), después de eliminar la estación 3. (Strack, 1992).

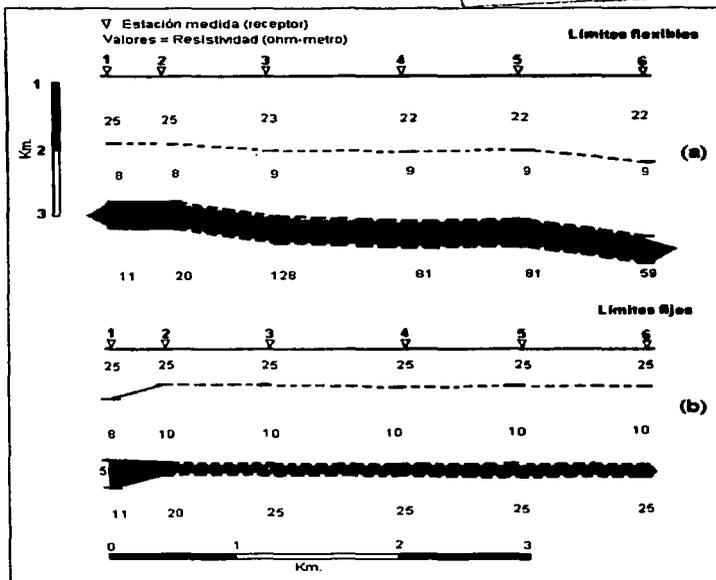


Fig. 5.6.- Resultados de la inversión en perfiles de los mismos datos de la figura 5.5 utilizando límites flexibles (a) y límites fijos (b). (Strack, 1992).

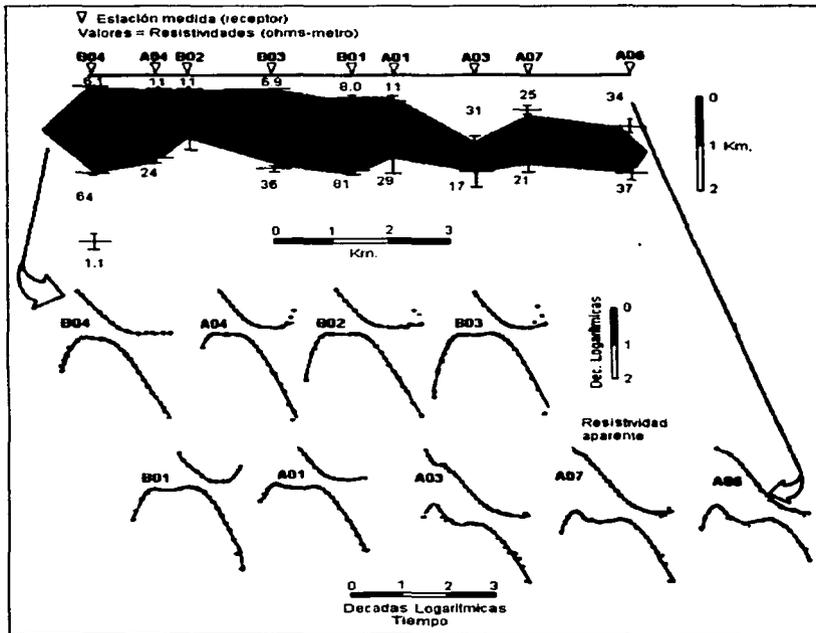
Las secciones que se obtuvieron utilizando los algoritmos de límites flexibles y fijos fueron calculadas automáticamente sin la intervención del interprete. Son más reales comparadas con los resultados de la figura 5.5. Sin embargo, el ajuste de los datos en ambas secciones es peor que el ajuste en las secciones de la figura 5.5, por lo que se debe tener extremo cuidado cuando se aplique este procedimiento.

El siguiente caso histórico es del Noroeste de Alemania (Strack, 1992). Los datos se interpretaron utilizando el mismo procedimiento descrito anteriormente. La figura 5.7, muestra la sección de resistividad interpretada utilizando el método de inversión unidimensional sin considerar las estaciones adyacentes. Para todas las estaciones se utilizó el siguiente modelo inicial:

$$\begin{aligned} \rho_1 &= 13 \Omega \text{m} & h_1 &= 300 \text{m} \\ \rho_2 &= 5 \Omega \text{m} & h_2 &= 1000 \text{m} \\ \rho_3 &= 15 \Omega \text{m} \end{aligned}$$

Este modelo se determinó de los registros geofísicos de un pozo con profundidad de 5 km de un proceso de modelado para obtener un mínimo de capas que se puedan solucionar. Las seis

estaciones a la izquierda de la sección, proporcionan resultados consistentes y razonables, mientras que la resistividad en la sección, sube y baja en el lado derecho de la sección (inconsistencia en el modelo). En la parte inferior de la sección se muestran los datos de campo con cruces, las líneas sólidas representan las curvas sintéticas del modelo del subsuelo correspondiente. Las tres estaciones en el lado derecho del perfil, están influidos por la distorsión en los datos de campo, las cuales pueden verse en la curvatura superior de los tiempos tempranos de las estaciones A03, A07 y A06. Probablemente, esta distorsión es causada por un efecto tridimensional. Los datos, sin embargo se ajustan bien a un modelo unidimensional.



La figura 5.8 muestra los resultados de una inversión de perfiles 1D simple, utilizando el resultado de la inversión de la estación previa como modelo inicial de la siguiente estación. La estructura de la sección de resistividad, llega a ser más o menos uniforme incluyendo la parte derecha del perfil. Los datos en la parte inferior de la figura muestran un ajuste ligeramente

malo en tiempos tardíos. Las barras de error para el espesor de las capas, son esencialmente las mismas, excepto para la estación A03.

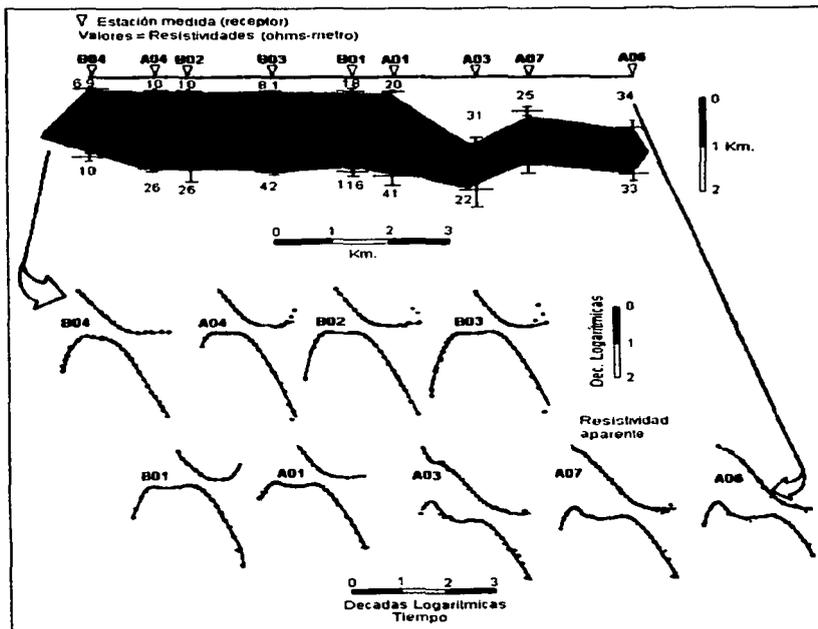


Fig. 5.8. - Sección de resistividad interpretada utilizando inversión de perfiles sin usar los parámetros de límites. En la parte inferior se muestran los datos (cruces) y las curvas sintéticas del modelo del subsuelo. (Strack, 1992).

La figura 5.9 muestra la sección de resistividad aplicando pesos a los parámetros. Puesto que la resistividad de la segunda capa es bien conocida, ésta tiene los mayores pesos. Los pesos de los parámetros del modelo son los siguientes.

$$\begin{array}{ll} \rho_1 : 0.5 & h_1 : 0.5 \\ \rho_2 : 2.0 & h_2 : 1.0 \\ \rho_3 : 0.5 & \end{array}$$

El modelo inicial fue consistente con las mediciones del pozo. El resultado es más uniforme que el resultado en la figura 5.7. Sin embargo, el ajuste de datos no es muy bueno. En muchos casos, la inversión se detiene después de alcanzar el máximo número de iteraciones y no

cuando se alcanza la convergencia. Esto también está expresado en las barras de error más grandes, y el ajuste es aún peor para todas las curvas.

En general, la inversión de perfiles cuando se utilizan pesos, se ajusta mejor a la geología que las inversiones individuales. Sin embargo, no podemos despreciar que este ajuste está de algún modo forzado, y se debe tener cuidado extremo en su aplicación. En particular, un análisis detallado de la estadística de la inversión y del ruido es esencial. También se debe tener extremo cuidado, cuando existen efectos tridimensionales de geología.

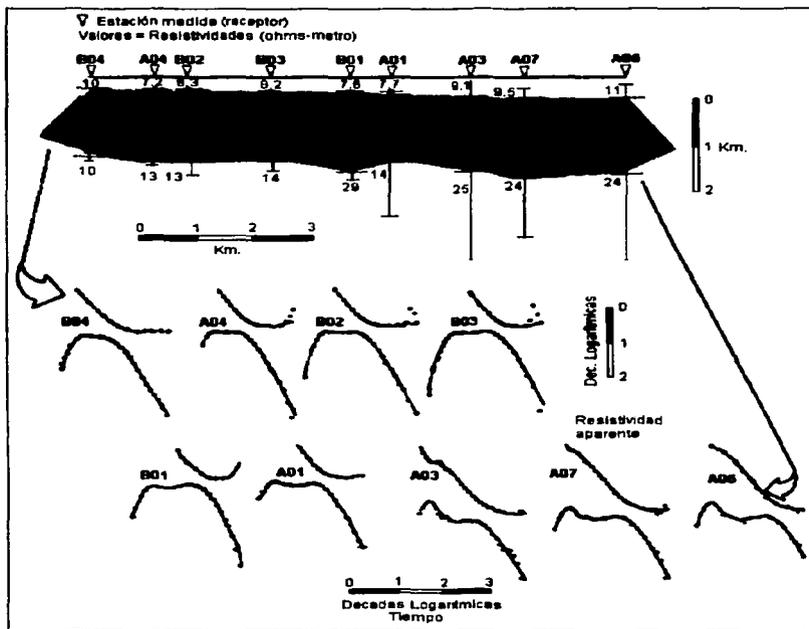


Fig 5.9.- Sección de resistividad interpretada utilizando inversión de perfiles con parámetros de límites. en la parte inferior de la sección se muestran las curvas sintéticas del modelo y los datos (cruces). (Strack, 1992).

5.3 Método de inversión de Occam

En los procesos de inversión 1D e inversión de perfiles hemos visto que se tiene el riesgo de forzar demasiado los resultados para que se ajusten al modelo. Cuando se hace la inversión de datos electromagnéticos, estamos suponiendo que un número específico de capas se debe ajustar a los datos. Sin embargo, la geología consiste (si son capas) de múltiples capas cuyas

resistividades varían entre cada capa y en general existen discontinuidades a escala de centímetros, pero cuando estas capas se integran en rangos de decímetros, en secuencias sedimentarias, se presentan como si fueran continuas. Esta suposición, no es válida cuando existe un contraste muy grande entre capas, como por ejemplo entre sedimentos y basamento o capas de sal. Para un modelo de resistividad uniforme, se puede utilizar el concepto de inversión con el método de Occam (reportado primeramente por Constable y Parker, 1987).

El método de inversión se basa en la suposición que la resistividad y la estructura a profundidad deberá ser tan uniforme como sea posible. Esto simplemente significa que debemos intentar hacer el ajuste de los datos a un modelo uniforme. En general cuando se hace la inversión de datos electromagnéticos, estamos hablando de un proceso de mínimos cuadrados bajo condiciones de frontera.

Para la inversión con el método de Occam se requiere uniformidad en la variación de la resistividad y la función de profundidad en términos de rugosidad. La rugosidad es la integral de la primera o segunda derivada con respecto a la profundidad al cuadrado (Constable y Parker, 1987).

$$R_1 = \int \left(\frac{dm}{dz} \right)^2 dz$$

$$R_2 = \int \left(\frac{d^2m}{dz^2} \right)^2 dz, \quad (5.27)$$

donde R_1 y R_2 son la respectiva rugosidad de primer o segundo orden; $m(z)$ es la resistividad contra la profundidad. La estrategia es encontrar la solución donde la rugosidad sea tan pequeña como sea posible durante la inversión.

Aunque la ecuación (5.27) exige una función con variación uniforme como el modelo, un algoritmo para computadora es más fácil de programar basado en un conjunto de capas con espesor constante para llevar a cabo los cálculos en forma más eficiente. Si se utiliza la notación

$$m(z) = m_i, \quad z_{i-1} < z \leq z_i, \quad i = 1, 2, \dots, N$$

donde $z_0 = 0$ y en la práctica N cae dentro del rango de 20 a 100. Por la inevitable pérdida de resolución con la profundidad, es razonable suponer que z_{i-1}/z_i tenga un valor constante menor que la unidad. Un semiespacio uniforme concluye el sistema. Hasta este momento podemos considerar que m_i es una resistividad o una conductividad. Una rugosidad equivalente en representación discreta, está basado en diferencias, más que en operadores diferenciales. Por tanto

$$R_1 = \sum_{i=2}^N (m_i - m_{i-1})^2$$

y

$$R_2 = \sum_{i=2}^{N-1} (m_{i+1} - 2m_i + m_{i-1})^2. \quad (5.28)$$

Supongamos que tenemos M datos, d_1, d_2, \dots, d_m . Estos valores pueden ser resistividades aparentes y fases de varias frecuencias, o resistividades aparentes con diferentes espaciamentos de electrodos o cualquier combinación de estos datos para hacer una inversión de diferentes datos. Para esto debemos suponer que un error estimado σ_j está asociado con cada dato. El modelado de estos datos, permite hacer la predicción de los valores de estas mediciones de nuestro modelo discreto vía las funcionales $F_j[m]$. Debemos evaluar la bondad del ajuste de las predicciones del modelo a los valores reales con el criterio habitual de mínimos cuadrados pesados

$$\chi^2 = \sum_{j=1}^M (d_j - F_j[m])^2 / \sigma_j^2, \quad (5.29)$$

donde σ_j es la incertidumbre en el j -ésimo dato (suponiendo independencia estadística en el error).

Con estas consideraciones podemos establecer el problema matemático a resolver: Para unos datos dados d_j y las incertidumbres asociadas, debemos encontrar el modelo m_j que haga R_1 o R_2 tan pequeño como sea posible, mientras χ^2 alcanza un valor aceptable. Este es un problema de optimización no lineal (en contraste al suavizamiento por splines, el cual es lineal). Debido a la no linealidad, no se puede garantizar que cualquier m_i logre que χ^2 sea bastante pequeño, y es virtualmente cierto que en cada caso práctico sea imposible lograr un ajuste perfecto ($\chi^2 = 0$). Sin embargo, suponemos que las aproximaciones en una dimensión, de arreglos TDEM a gran escala son bastante buenos, y los ajustes a las inversiones de este tipo de datos se encuentran en un rango razonable. El problema de encontrar el mínimo valor de χ^2 asociado con un perfil arbitrario 1-D, MT, TEM etc., ha sido completamente resuelto por (Parker, 1980; Parker y Whaler, 1981; Parker, 1984) por lo que generalmente se inicia calculando el límite menor de los valores considerados.

Esté método ha sido muy utilizado para inversiones de datos electromagnéticos TEM, LOTEM y TDEM con bastante éxito. Se han publicado algunos resultados históricos. A continuación presentamos dos casos; el primer caso histórico es en el oeste de Europa de una área cubierta por basalto (Strack, 1992), debido a esta cubierta se conoce muy poco de la geología del subsuelo, excepto que existen bajo la cubierta sedimentos. Sin información de pozos la interpretación de estos datos es muy difícil, ya que por lo menos es necesario tener una idea de la cantidad de capas que existen para la interpretación de estos datos. La figura 5.10 muestra una comparación de inversión con el método de Occam con un modelo de tres o

cuatro capas. La inversión de datos con el método de Occam muestra una curva suave con una capa conductora. El centro del horizonte conductor con el modelo de Occam es varios cientos de metros más profundo que el centro de las capas obtenidas con el modelo de tres y cuatro capas del modelo estratificado. Esto indica, que la suposición de capas horizontales en el modelo de Marquard es insuficiente o hay problemas sistemáticos en los datos. Otra posibilidad, podría ser que el cambio de la capa superior (basalto) respecto a los estratos inferiores (interpretados como sedimentos) es abrupto. De esta figura, no se puede hacer ningún juicio acerca de cuál modelo es correcto.

Puesto que el modelo de Occam es único, este ejemplo ilustra cómo la inversión de Occam puede utilizarse para hacer la correlación de los modelos de estratos horizontales y selecciona resultado más probable. En este caso, no se debe confiar en cualquier modelo de estratos horizontales sin la confirmación geológica adicional.

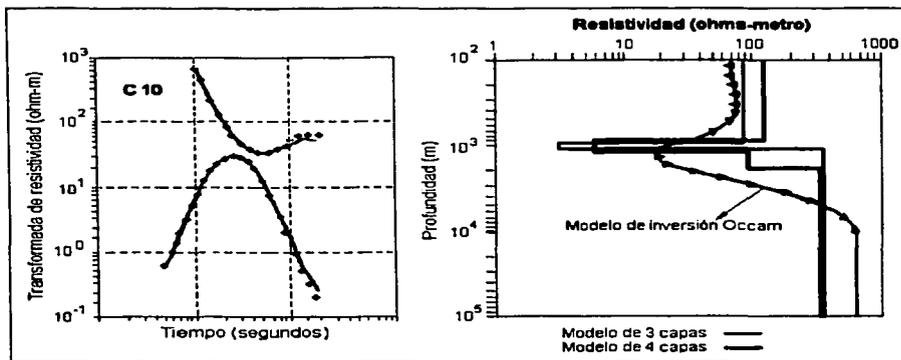


Fig. 5.10. - Comparación de inversión con el método Occam y el método de inversión por capas. La figura de la izquierda muestra los datos de campo y a la derecha las curvas teóricas resultados de la inversión. (Strack, 1992)

La figura 5.11 muestra un ejemplo adicional de una inversión con el método de Occam de datos del noroeste de Alemania ((Strack, 1992). Debido a los resultados de inversión de un modelo del subsuelo uniforme queda abierta la pregunta, ¿dónde fijar el valor de la capa en el gráfico?. Si ahora graficamos el modelo de Occam, como un modelo multicapas, que también es la manera en que se calcula en el programa de inversión, vemos que este resultado se ajusta muy bien a la interpretación con horizontes estratificados horizontalmente. Por tanto, para este tipo de datos, la interpretación por medio de capas horizontales es suficiente, mientras que para el ejemplo anterior ambas inversiones debieron verificar la existencia del conductor. Estos ejemplos, muestran la utilidad del método de inversión de Occam, ya que puede utilizarse para una mejor interpretación a lo largo de perfiles, con resultados mucho mejores que los obtenidos con inversión 1D y modelos estratificados simples.

En la figura 5.12 se muestra un diagrama simplificado del proceso de inversión con el método de Occam. El listado del programa en lenguaje Fortran 77 de este método se encuentra en la página web [ftp://ozzy.ucsd.edu/pub/steve/Occam/MT1D/mt1D.f](http://ozzy.ucsd.edu/pub/steve/Occam/MT1D/mt1D.f).

El método de Occam se encuentra descrito a detalle en (Constable y Parker, 1987).

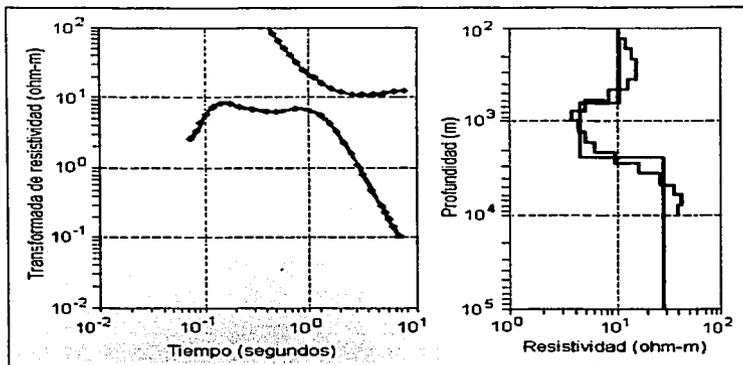


Fig. 5.11 -- Ejemplo de una inversión con el método de Occam comparado con el resultado de la inversión utilizando el método de capas horizontales. (Strack, 1992).

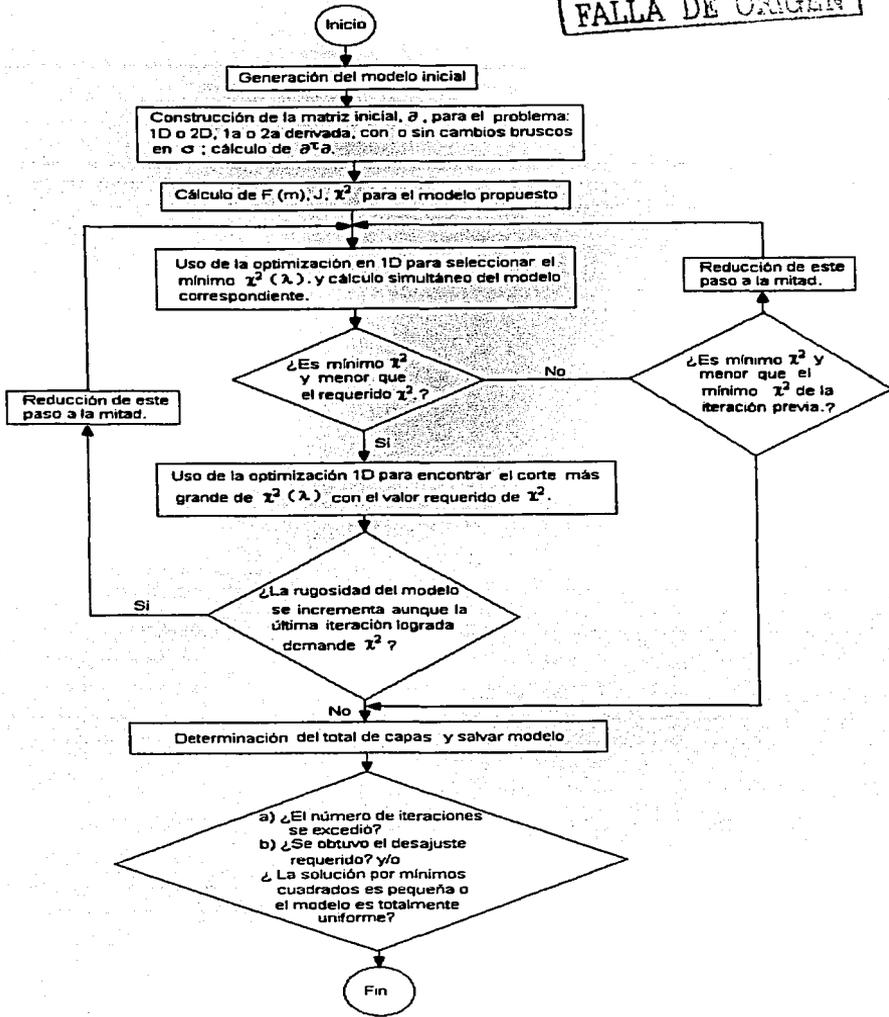


Fig. 5.12 .- Diagrama de flujo simplificado del algoritmo de inversión de Occam (Constable y Parker, 1987).

CAPITULO 6

TESIS CON
FALLA DE CALZEN

DISEÑO DEL SISTEMA TDEM

Uno de los primeros pasos después de recopilar la información geológica y geofísica necesaria para el levantamiento de datos TDEM, es el diseño del arreglo geométrico que se va utilizar. Puesto que la profundidad de investigación en sondeos electromagnéticos depende de la distancia entre transmisor-receptor, potencia de la fuente, resistencia promedio del terreno y del tiempo de registro del transitorio, es necesario determinar con precisión cada uno de estos parámetros considerando la profundidad máxima a investigar. Aunado a estos parámetros, también es necesario determinar las características del cable, tipo de generador y en general de los materiales necesarios para el buen desarrollo del proyecto. Cabe mencionar, que en terrenos muy conductores, se han podido detectar señales TDEM hasta 15 km de distancia entre fuente y detector. En terrenos muy resistivos la distancia a la que se pueden detectar estas señales se incrementa notablemente a más del doble, por lo que es muy importante definir previamente con cierta precisión la resistividad promedio del terreno donde se va a hacer el estudio, esta resistividad se obtiene con bastante precisión de los registros de pozos que se ubiquen en el área o en pozos cercanos.

6.1 Potencia de la fuente

La potencia de la fuente que se requiere para alcanzar un determinado rango específico de profundidad de investigación, se obtiene con la siguiente fórmula (Kaufman y Keller, 1987) :

$$M = \frac{2\pi R^4 V_m}{3A\rho_a} \quad (6.1)$$

Donde M es el momento de la fuente, producto de la longitud de la fuente por la intensidad de corriente que se va a hacer circular por la misma ($M = I ds$).

R : Separación transmisor-receptor.

A : Área de recepción de la bobina receptora.

V_m : Es el voltaje mínimo para que pueda ser medido con precisión.

ρ_a : Resistividad aparente promedio del terreno a investigar.

El momento de la fuente se puede aumentar ya sea incrementando la longitud de la línea fuente o incrementando la cantidad de corriente. El incremento de la longitud de la fuente, por tanto, reduce la cantidad de corriente, a menos que se utilice un cable más grueso y pesado al mismo tiempo. Al incrementar la cantidad de corriente aplicando un voltaje mayor al cable de la línea fuente, también se requiere el uso de un generador cada vez mayor, por lo que se debe considerar cada uno de estos elementos en forma integrada para el diseño del sistema TDEM.

La interrelación entre la potencia requerida, corriente y longitud de línea fuente se presenta en el conjunto de curvas de la figura 6.1. En esta gráfica, se supone un voltaje de operación de la fuente de 500V y la resistencia de la línea fuente aterrizada de 0.5 ohm/km. Cada curva corresponde a un determinado calibre de cable y resistencia por km del mismo. Para una

longitud de línea fuente entre 1 a 2 km, la resistencia total de la línea fuente aterrizada está dominada por la resistencia del suelo, y el momento se puede incrementar alargando la línea fuente.

En una longitud mayor de 1 ó 2 km la resistencia de la línea fuente está dominada por la resistencia del cable. Dentro de este rango, el alargamiento de la línea fuente reducirá proporcionalmente la corriente y el momento no cambiara sustancialmente. Por tanto, el régimen de operación se determina considerando la zona de inflexión de las curvas marcada con línea punteada.

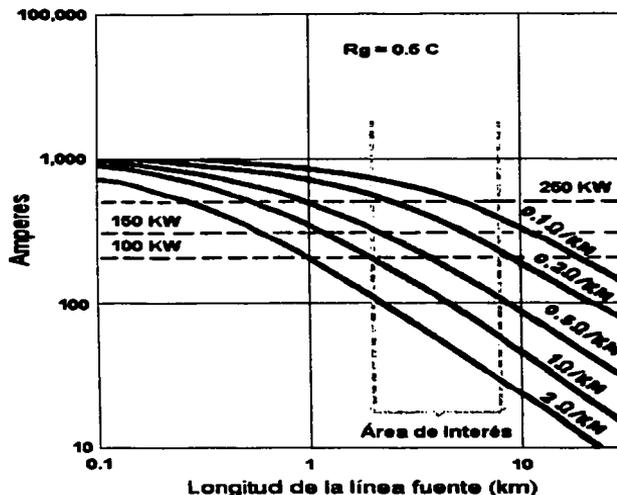


Fig. 6.1.- Corriente en una fuente aterrizada como una función de la longitud de la línea fuente para varios tipos de cable. R_g es la resistencia del cable aterrizado. Para este conjunto de curvas esta resistencia es de 0.5 ohm-m y el voltaje de 500 V. (Kaufman y Keller, 1983)

La línea fuente utilizada en este proyecto, fue un cable Condumex calibre 2AWG (1cm diámetro) termaflex a 105° C con capacidad de un máximo 200A a 600V de 0.523 ohms/km de resistencia y de 3 km de longitud, aterrizado en sus extremos por medio de 8 placas de acero galvanizado que se colocaron a 2 m de profundidad. Como se puede observar en la figura 6.1, estas características del cable caen dentro del rango establecido para la curva de 0.5 ohm/km.

6.2 Separación entre fuente y receptor

Otro aspecto del diseño del arreglo TDEM, es la distancia de separación entre transmisor-receptor y el cubrimiento de la componente vertical del campo electromagnético generado por la línea fuente (fuente dipolar eléctrica aterrizada). Para visualizar como se afecta la componente vertical del campo electromagnético, y como se determina el cubrimiento de la fuente dipolar aterrizada, utilizaremos la fórmula (3.80) de un dipolo aterrizado en medios conductores uniformes desarrollada por Kauffman y Keller (Kaufman y Keller, 1983).

$$Hz = \frac{I dl}{4\pi R^2} \text{Sen } \phi \left[\frac{3}{\sqrt{\pi}} \frac{e^{-u^2}}{u} + \left(1 - \frac{3}{2u^2}\right) \phi(u) \right].$$

Donde $u = \frac{R}{2} \frac{\sqrt{\mu_0}}{2t\rho}$ y $\phi(u) = \frac{2}{\pi} \int_0^u e^{-t^2} dt$,

- $I dl$: es el momento de la fuente en Amperes m.
- R : distancia entre transmisor -- receptor.
- ϕ : es el ángulo entre el radio vector trazado del centro de la línea fuente a un punto de medición cualquiera (posición del receptor) a una distancia R .
- t : tiempo desde que inicia el transitorio.
- ρ : Resistividad del medio (se obtiene de los datos de registros de pozos).
- μ_0 : Permeabilidad magnética.
- $\phi(u)$: Función de error

Como previamente se mencionó en el capítulo 3 párrafo 3.4, esta ecuación no tiene una analogía directa con respecto al concepto de resistividad aparente, por lo que se utiliza la aproximación a este concepto de resistividad aparente con dos ecuaciones (3.82) y (3.84) ya descritas (Keller, 1969).

$$\rho_{a,early} = \frac{2\pi R^4}{3I dl \cos \phi} \frac{\partial B_z}{\partial t}$$

$$\rho_{a.late} = \left[\frac{I dl \mu_0^{5/2} R \text{sen } \phi}{40\pi^{3/2} t^{5/2} \frac{\partial B_z}{\partial t}} \right]^{2/3}$$

Las dos expresiones anteriores para resistividad aparente nos dan una visión de la forma en que la potencia de la señal varía con la distancia entre la fuente y el receptor. Para señales que caen dentro del rango de tiempo tardío, la potencia de la señal se incrementa en función de la distancia "R", mientras que en el rango de tiempo temprano, la señal decae en proporción a "R⁴". Este análisis, nos lleva a determinar que en la práctica siempre habrá una separación

intermedia, en la cual se obtiene la señal en su máxima potencia y ésta a su vez depende del momento de la fuente, de la resistividad del medio y de la profundidad de investigación. De hecho, la mayor profundidad de investigación se obtiene con mayor separación entre transmisor y receptor.

En las figuras 6.2 y 6.3, se muestran un conjunto de curvas en el dominio del tiempo, para mostrar cómo afecta la resistividad de un medio uniforme (subsuelo) al campo electromagnético generado por una fuente dipolar aterrizada. El espaciamiento entre la fuente y detector es de 7.5 km en cada caso, pero la resistividad del medio tiene valores asignados entre 0.5 y 50 ohm-m para generar el conjunto de curvas. Estos cálculos muestran algunas de las características más importantes del comportamiento de las curvas en los sondeos TDEM.

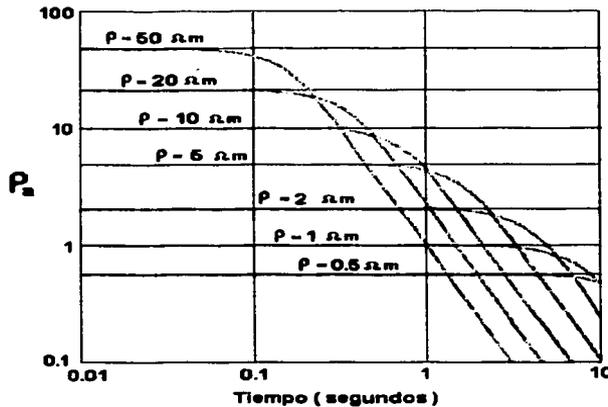


Fig. 6.2. - Curvas de acoplamiento TDEM para un medio uniforme cuando la fuente y el receptor están separadas por una distancia de 7.5 km. Cada curva representa una resistividad específica del medio en el rango de 2 a 10 km. (Kauffman y Keller, 1983)

En la figura 6.2 claramente se observa que cuando el medio se hace más conductivo, el transitorio del campo electromagnético es menor en amplitud y persiste por un mayor periodo de tiempo. Con una resistividad del medio de 50 ohm-m, el transitorio del campo electromagnético a una distancia de 7.5 km empieza a decaer rápidamente después de solamente 200 ms, pero con una resistividad del medio de 0.5 ohm-m, el transitorio persiste por 10 s antes de empezar a decaer rápidamente.

La duración del transitorio también depende de la separación entre fuente y receptor. En la figura 6.3, se muestra un conjunto de curvas que se calcularon para un medio uniforme con una resistividad de 3 ohm-m, pero con una separación entre fuente y receptor dentro de un rango de 2 a 10 km, como se puede observar claramente, a una separación de 2 km, el

transitorio empieza a decaer después de sólo 100 ms, pero a una distancia de 10 km, el transitorio persiste por más de 10 s.

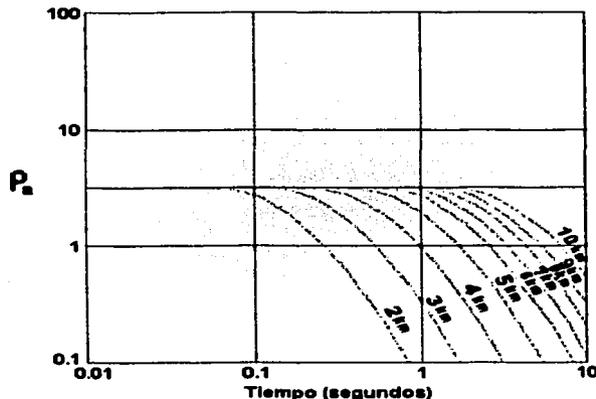


Fig. 6.3 - Curvas de acoplamiento TDEM para un medio uniforme con una resistividad de 3 ohm-m. Cada curva representa una separación específica en el rango de 2 a 10 km. (Kaufman y Keller, 1983).

6.3 Cubrimiento del arreglo TDEM

El cubrimiento de un arreglo TDEM con una línea fuente de longitud L , una intensidad de corriente I y una separación entre transmisor y receptor R se determina con la ecuación (3.80). La posición y longitud de las líneas de medición, se determinaron considerando una separación entre fuente y transmisor de $R=6$ km, una longitud de línea fuente de $L=3$ km y una intensidad de corriente de $I=100A$. Estos parámetros, se definieron en función de la profundidad a investigar de aproximadamente 3 km y la resistividad del medio obtenida con los registros de pozos más cercanos al área de estudio.

Utilizando estos parámetros y la ecuación (3.80), se generó la gráfica de la figura 6.4, donde se muestra el cubrimiento del arreglo TDEM utilizado y las líneas de medición programadas en este proyecto, que en total son 40 km lineales. Estos 40 km lineales, están distribuidos en una línea principal de 10 km de longitud que se colocó sobre una línea sísmica, previamente levantada por Petróleos Mexicanos denominada "F" y de 10 líneas paralelas de 3 km de longitud cada una. Sobre la línea principal F se establecieron 201 estaciones a 50 m de separación y sobre las estaciones de la A a la K se establecieron 31 estaciones a cada 100 m. La línea fuente tiene una longitud de 3 km.

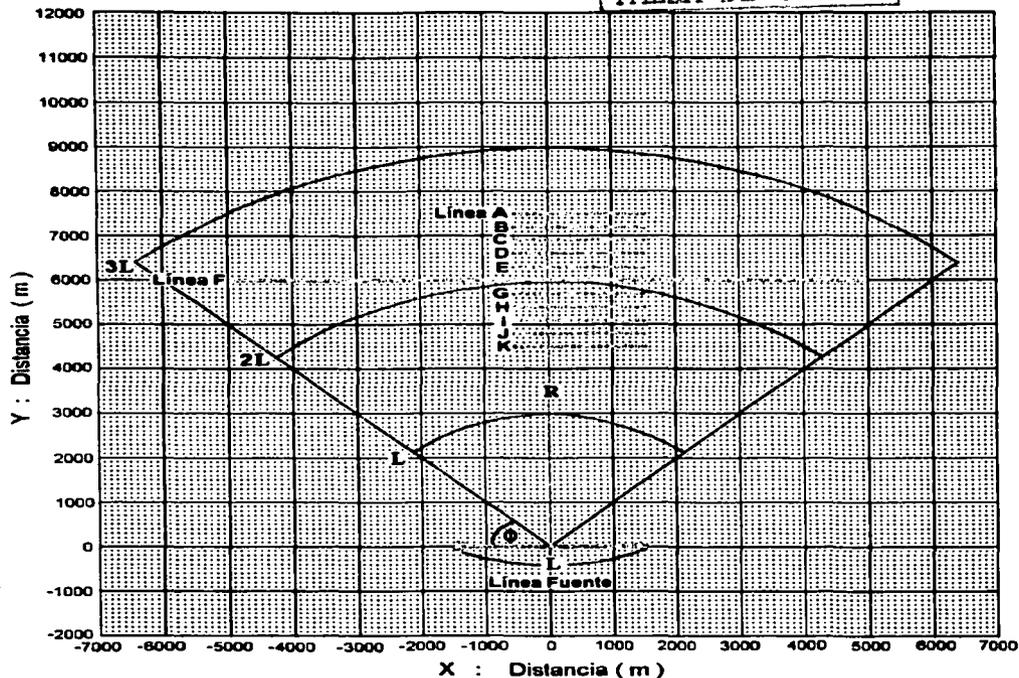


Fig. 6.4.- Cubrimiento del arreglo TDEM utilizado en el área de estudio.

6.4 Transmisor y forma de onda a utilizar

Una parte muy importante del sistema transmisor es la parte electromecánica que comprende la generación de la señal con sus respectivos cambios de polaridad, el cambio de polaridad es esencial para evitar el efecto causado por la polarización de los electrodos del dipolo. Existen varios tipos de señales que se utilizan en los sondeos electromagnéticos de investigación profunda, tales como la forma de onda bipolar continua y la forma de onda bipolar que se muestran la figura 6.5.

La forma de onda bipolar continua que se muestra en la figura 6.5ª, se utiliza cuando la distancia entre transmisor y receptor se encuentra entre 5 a 7 km y las profundidades de investigación son muy grandes (mayores a 5 km).

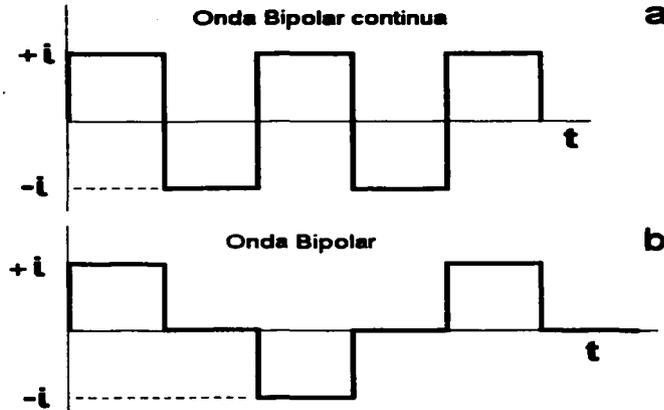


Fig. 6.5 .- Formas de onda utilizadas en los sondeos electromagnéticos TDEM. (Strack, 1992).

Cuando se requiere mayor resolución a profundidades menores a 5 km la forma de onda bipolar es más apropiada (figura 6.5b). El registro de la señal que proviene del subsuelo se hace durante el periodo de tiempo en el que se corta la corriente en el transmisor.

En el diseño del transmisor debe estar incluido un sistema de seguridad que apague el equipo cuando la corriente de salida decae a un 10% de su nivel máximo o cuando es necesario apagarlo por cualquier emergencia que se llegara a presentar. El sistema de enfriamiento también debe ser considerado como muy importante ya que los voltajes y corrientes que se manejan son muy grandes y por tanto, el enfriamiento del equipo debe ser muy eficiente. En la figura 6.6 se muestra el diagrama del sistema electromecánico de un transmisor TDEM típico.

6.5 Sistema TDEM-MINDECO

En esta unidad describiremos el sistema TDEM utilizado en el proyecto Pánuco, Ver., que se utilizó con la finalidad de probar esta metodología en la exploración de hidrocarburos y un resumen de los principios previamente explicados en los que este método se basa.

En la figura 6.7, se muestra el diagrama del sistema TDEM-MINDECO construido por la Cía. Mitsui Mineral Development Engineering Co. LTD. (MINDECO) y del arreglo geométrico que se utilizó en este estudio. En este sistema, una corriente eléctrica continua, con cambios de polaridad y forma de onda cuadrada, cuyas amplitudes pueden variar de 100 a 300 amperes durante un tiempo de 10 a 20 segundos, se hace circular a través de un cable aterrizado con una longitud que puede variar de 1 a 5 km, con el fin de generar un campo magnético primario

el cual al cortarse abruptamente cuando se suprime la circulación de corriente, se inducen corrientes secundarias en el subsuelo denominadas corrientes de Eddie. Estas corrientes secundarias, inicialmente se concentran cerca de la superficie y crean un campo magnético secundario, el cual al principio es idéntico en forma y magnitud al campo magnético primario. Las corrientes y campo magnético secundarios, decaen con el tiempo, debido a pérdidas óhmicas en el subsuelo, dando como resultado, una difusión a profundidad de estas corrientes. Debido a que las corrientes en el subsuelo se dispersan y decaen, la potencia y forma del campo magnético secundario cambia.

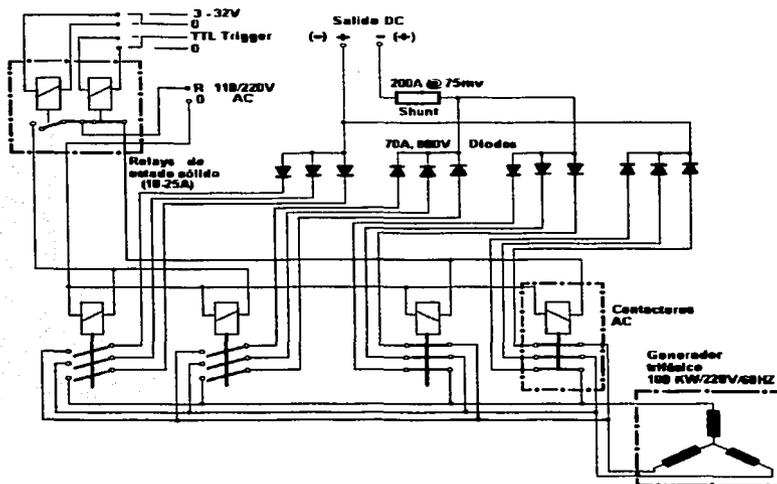
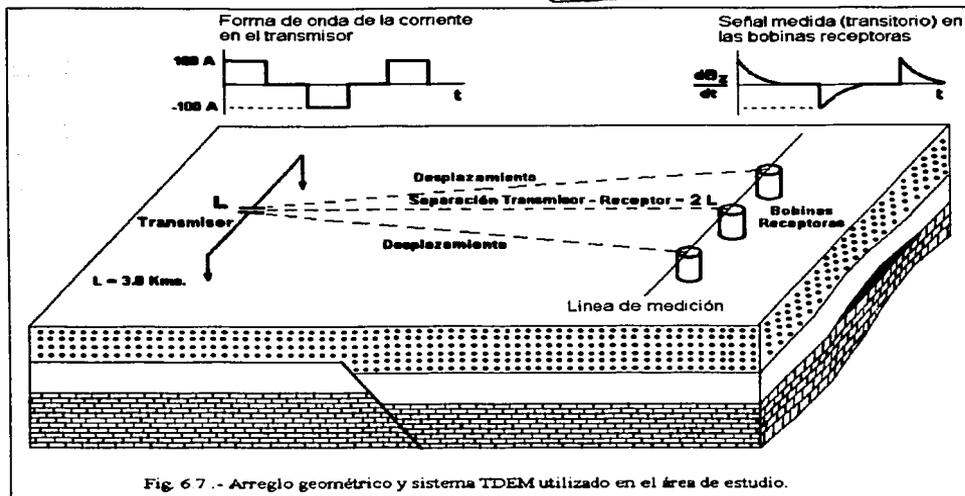


Fig. 6.6.- Diagrama de la caja de switches del sistema transmisor TDEM. (Strack, 1992).

Estas corrientes inducidas, migran desde el transmisor hacia el subsuelo, y cuando se utiliza una fuente con una forma circular o cuadrada, el patrón de estas corrientes, se asemeja a círculos de humo que crecen conforme se alejan de la fuente. La velocidad de propagación de estas corrientes a través del subsuelo, es proporcional, a la resistividad de las rocas. Las corrientes de Eddie se mueven muy rápidamente a través de las rocas resistivas, y muy lentamente a través de rocas conductivas. Esta característica, se utiliza para determinar la resistividad en función del tiempo. Posteriormente se hace el proceso de inversión de estos datos, con algoritmos matemáticos de inversión tales como 1D y Occam ya mencionados para obtener la resistividad en función de la profundidad debajo del punto de medición. En la figura 6.8 se muestra como se dispersan las corrientes de Eddie en el subsuelo.



El decaimiento del campo magnético secundario dB_z/dt es medido en la superficie por medio de bobinas especialmente construidas para tal efecto o por medio de magnetómetros. Las señales que se registran en las bobinas receptoras se denominan transitorios debido a que después de cortar abruptamente la corriente en el transmisor al inicio del registro de la señal, se presentan valores de voltaje relativamente altos que decaen con el tiempo. La distancia a la que se colocan las bobinas receptoras puede ser de 3 a 15 km dependiendo de la profundidad de investigación que se pretenda lograr, la cual también está en función de la potencia, longitud de la línea fuente y resistividad promedio de las estructuras a investigar.

6.6 Sistema transmisor TDEM-MINDECO

Este sistema consiste de un generador de 100 KW / 220 V / 60HZ trifásico móvil independiente, el cual genera la corriente necesaria para alimentar la caja del transmisor, la cual a su vez, genera la señal cuadrada que se hace circular por el cable aterrizado, este transmisor puede tener una salida de un máximo de 150A a 600V. El corte abrupto de la señal cuadrada que se genera en la caja transmisora y el cambio de polaridad de la corriente, se sincroniza por medio de un reloj de cristal de cuarzo de alta estabilidad.

La amplitud de la onda cuadrada utilizada como ya previamente se mencionó, fue de 98-104A y el periodo de 40 s con cambios de polaridad de positivo a negativo. Entre cada cambio de polaridad no se envía corriente en un tiempo de 10 s, durante este intervalo se hace la lectura del decaimiento del campo magnético secundario generado. En la figura 6.9 se muestra un

diagrama del sistema transmisor TDEM-MINDECO. En la figura 6.10 se muestra el reloj sincronizador y el rectificador TDEM-MINDECO utilizada en el desarrollo de este proyecto.

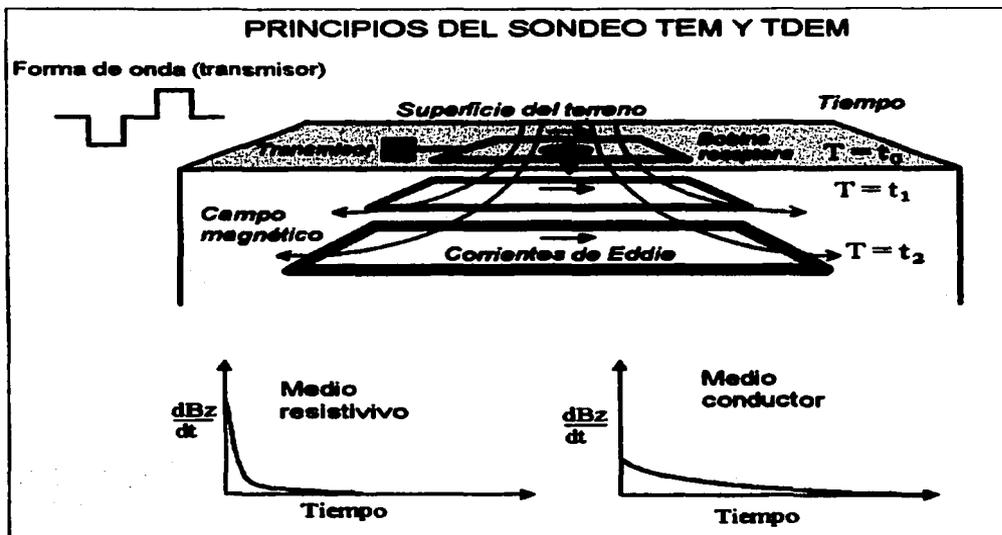


Fig. 6.8.- Propagación de las corrientes de Eddie en el subsuelo.

Debido a que es fácil conseguir en cualquier parte del mundo el generador trifásico de 100KW/400-600V/60Hz, desde el punto de vista práctico es más fácil rentarlo en un lugar cercano al área de estudio, esto debido a su peso y volumen, ya que generalmente este tipo de generadores son muy grandes como se observa en la figura 6.11.

6.7 Sistema receptor TDEM-MINDECO

El sistema receptor TDEM-MINDECO consiste de 4 bobinas de inducción para registrar el transitorio generado por el decaimiento de la componente vertical del campo magnético $\frac{dBz}{dt}$ (componente del campo magnético generado por la circulación de las corrientes de Eddie y las pérdidas ohmmicas en el subsuelo). Estas bobinas están construidas de ferrita, tienen un área de recepción efectiva de 9000 m², un diámetro de 10 cm y una longitud de 1.2 m.

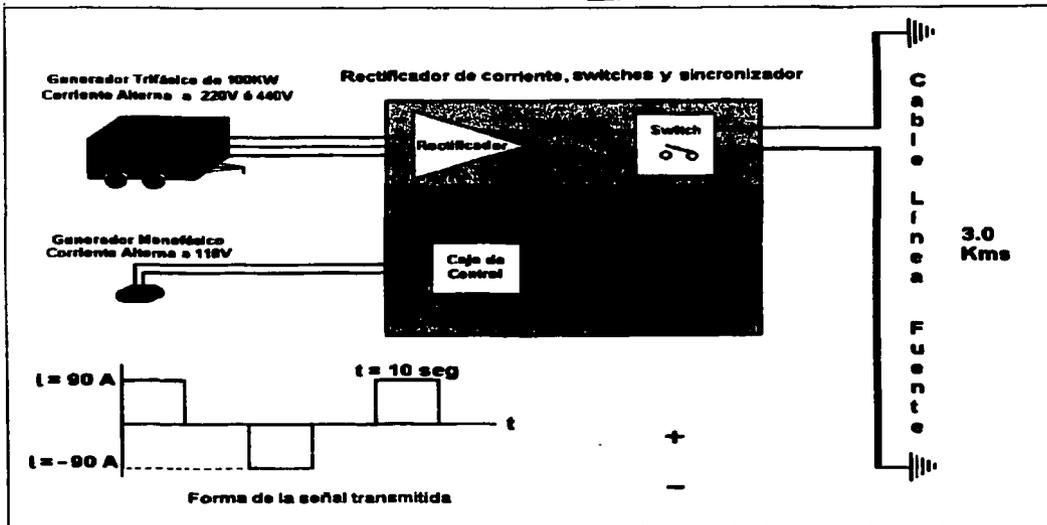


Fig. 6.9 .- Sistema transmisor TDEM-MINDECO.

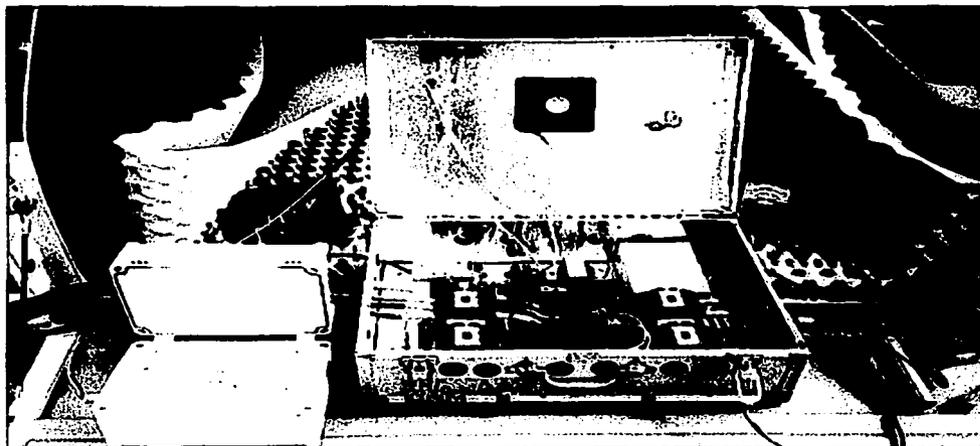


Fig. 6.10 .- Rectificador y reloj sincronizador TDEM-MINDECO.



Fig. 6.11 - Generador trifásico de 100KW/400-600V/60Hz.

Tres de estas bobinas, se utilizan simultáneamente en un equipo receptor de tres canales que se encuentran conectados a un preamplificador para incrementar la amplitud de las señales registradas, ya que la amplitud de las señales registradas en las bobinas receptoras es muy pequeña, aunque significativamente mayor al ruido ambiental presente, es decir, aproximadamente de 10^{-3} a 10^{-2} nanoteslas. A su vez, estos preamplificadores, están conectados a una caja de interconexión para canalizar las señales a un amplificador principal integrado a un reloj (para la sincronización entre receptor-transmisor). Esta caja de interconexión está conectada a un sistema de filtros para reducir los ruidos ambientales y culturales presentes en las señales. En la figura 6.12 se muestra un diagrama del sistema receptor TDEM-MINDECO.

Este sistema de filtros consiste de dos pasos; primero pasa a través de filtros pasa bajas que pueden eliminar frecuencias de 50/100/500 Hz, y después pasan por filtros notch de tres pasos, dos pasos para frecuencias medias de 60Hz, y un paso para frecuencias de 180Hz. Como previamente se mencionó, en la práctica se hace un número determinado de lecturas sucesivas en cada estación, para posteriormente hacer un proceso de apilamiento de señales que sirve para mejorar la relación señal / ruido. En el área de estudio se hizo un promedio de 128-256 lecturas en cada estación.

Las señales amplificadas y filtradas son convertidas de analógicas a digitales por un convertidor A/D de 16 bits. En este estudio la frecuencia y puntos de muestreo fue de 1000 Hz y 10,000 muestras respectivamente, la longitud de registro fue de 10 s. El paso final, es la grabación de estas señales o transitorios individuales y apilados en disco duro en una computadora personal "Gateway 2000" a 233 Mhz con 4.0 Gigabytes de memoria en el disco duro. El convertidor analógico-digital se muestra en la figura 6.13.

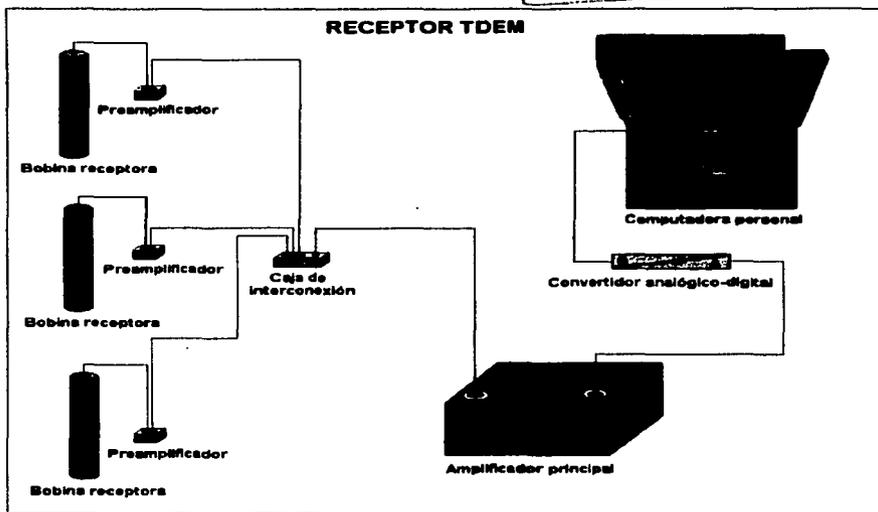


Fig. 6.12 .- Sistema de adquisición de datos TDEM-MINDECO.



Fig. 6.13 .- Convertidor analógico digital de 16 bits.

CAPITULO 7

ESTUDIO ELECTROMAGNÉTICO CON EL MÉTODO TDEM EN UN CAMPO PETROLERO

7.1 Localización del área de estudio

El área de estudio se encuentra en la porción noroeste de la cuenca Tampico – Misantla, localizada en la planicie costera del Golfo de México, a 13 km al oeste de la ciudad de Pánuco, Veracruz, entre los poblados El Chaquesí, Los Miradores, La Cruz Negra, Vuelta de la Ceiba y Los Huastecos en el estado de Veracruz. Geográficamente, queda comprendida entre los paralelos $21^{\circ} 57' 30''$ y $22^{\circ} 02' 30''$ de Latitud Norte y los meridianos $98^{\circ} 13' 30''$ y $98^{\circ} 10' 30''$ de Longitud Oeste. Petróleos Mexicanos denomina a esta región Área Tempoal y su localización se muestra en la figura 7.1.



Fig. 7.1. - Localización del área de estudio. (PEMEX e IMP, 1997).

La región ha sido ampliamente explorada por su potencial de aceite y gas, esta cuenca es segunda en importancia en México por su producción y reservas de aceite y gas. El área Tempoal está rodeada por el conjunto de campos petroleros Ebano-Pánuco, como se muestra en la figura 7.2. La cuenca Tampico-Misantla está localizada principalmente en la parte norte del estado de Veracruz, extendiéndose hacia el extremo sur del estado de Tamaulipas y las porciones mas orientales de San Luis Potosí, Hidalgo y norte de Puebla, como se puede observar en la figura 7.1.

Esta cuenca tiene la forma de un arco semielíptico, abierto hacia el Golfo de México y está delimitada, al norte por el arco de Tamaulipas y el homoclinal regional de San José de las Rusias, al oeste por la Sierra Madre Oriental y al sur por el bloque tectónico de Tezuiltan. El carácter de cuenca de esta región, obedece al hundimiento del área ocupada por el archipiélago Tamaulipas, provocado en gran parte por los esfuerzos que plegaron y fallaron la Sierra Madre Oriental a principios del Terciario. Es la segunda en importancia en México por sus reservas y producción ya que tiene 97 años produciendo gas y aceite. La producción acumulada a la fecha es de, 5119 millones de barriles de crudo y $187 \times 10^9 \text{ m}^3$ de gas. En esta cuenca se conservan aproximadamente el 30% de las reservas nacionales.

El campo petrolero más cercano es el campo Franco Española, que se ubica al noroeste del área Tempoal, aproximadamente a 8 km en línea recta. Una indicación de la existencia de hidrocarburos en el área de estudio, es un pozo antiguo perforado y taponado en la década de los 1930s, que tiene manifestaciones de aceite y gas en la superficie y cuya posición se muestra en las figuras 7.3, 7.4 y 7.5.

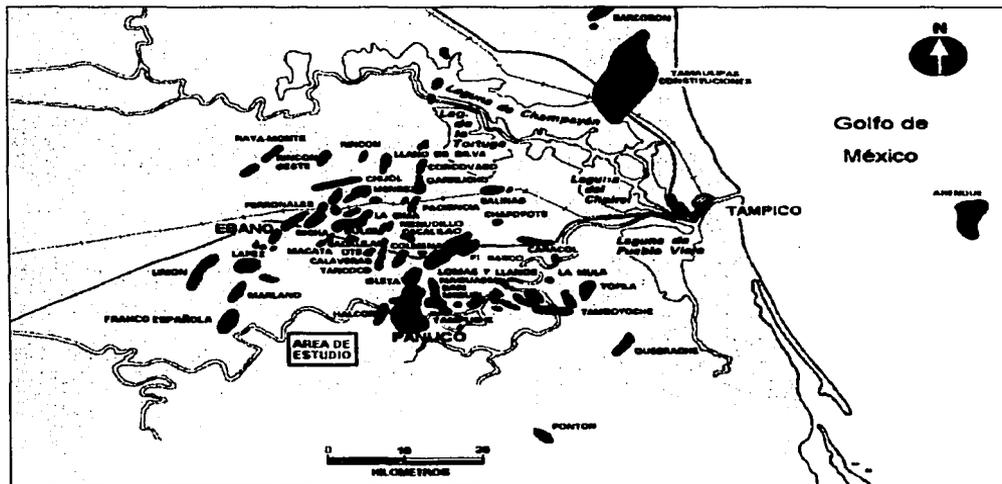


Fig. 7.2.- Conjunto de campos petroleros Ebano - Pánuco. (Schlumberger, 1984).

La localización del campo petrolero Franco Española, las secciones sísmicas y los pozos petroleros cercanos al área de estudio se muestran en el plano geológico regional de la figura 7.3. El centro del área de estudio se colocó en el cruce de las líneas sísmicas L-1010 y L-1011. Con base en la gráfica de la figura 6.4 del capítulo 6, y tomando como centro del área de estudio el cruce de las líneas sísmicas L-1010 y L-1011, se determinó la posición y longitud de las líneas de medición TDEM.

El área que se cubrió fue de aproximadamente 10 km² con 11 líneas paralelas desde la línea A hasta la línea K; 10 de estas líneas tienen una longitud de 3 km separadas 300 m y una línea principal (F) en el centro, de 10 km de longitud, trazada sobre la línea sísmica L-1010 de Petróleos Mexicanos que sirvió como base. La línea fuente de 3 km de longitud se colocó paralelamente a 6 km al sur de esta línea sísmica. En el plano topográfico de la figura 7.4, se muestra la posición programada de las líneas de medición y de la línea fuente.

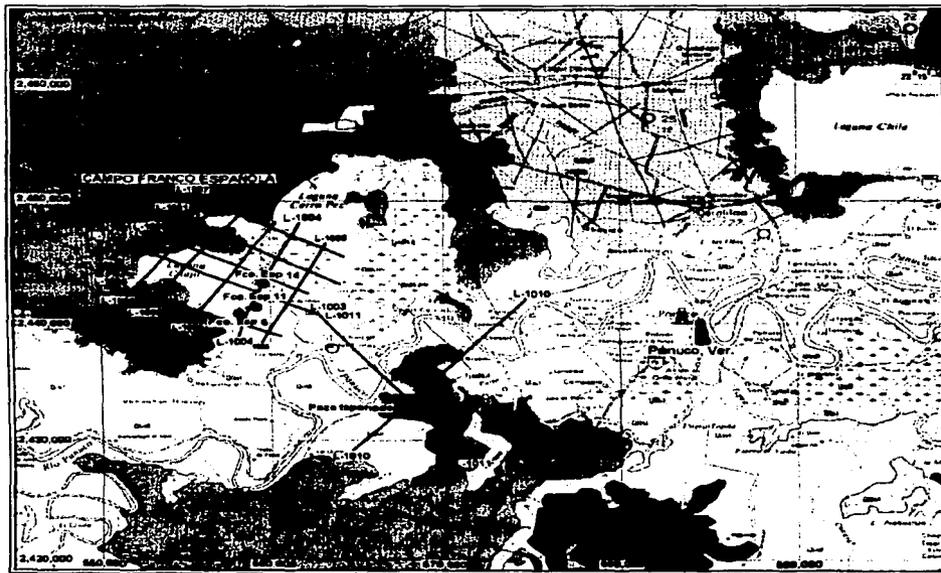


Fig. 7.3 - Localización de secciones sísmicas del campo Franco Español y del área de estudio. (INEGI plano geológico Esc: 1:250,000).

Sobre la línea principal F (L-1010), las estaciones tienen una separación de 50 m, y en las otras 10 líneas paralelas, la separación es de 100 m. El total de estaciones programadas con el sistema TDEM, fue de 524 estaciones. Las mediciones con el método TEM, se hicieron con separación de 25 m, en una longitud de 3 km, en la parte central de la línea (F) con un total de 123 estaciones. La posición final de las líneas y estaciones se muestra en el croquis de la figura 7.5. La desviación en la porción NE de la línea F, se debió a que el propietario del rancho en este sitio no dio el permiso correspondiente para hacer las mediciones, de tal suerte que se tuvo que hacer una pequeña desviación para cubrir esta parte. Las pequeñas

desviaciones sobre las líneas C a la H, se debieron a inundaciones de agua en estos sitios que hicieron necesario cambiar la posición originalmente programada.

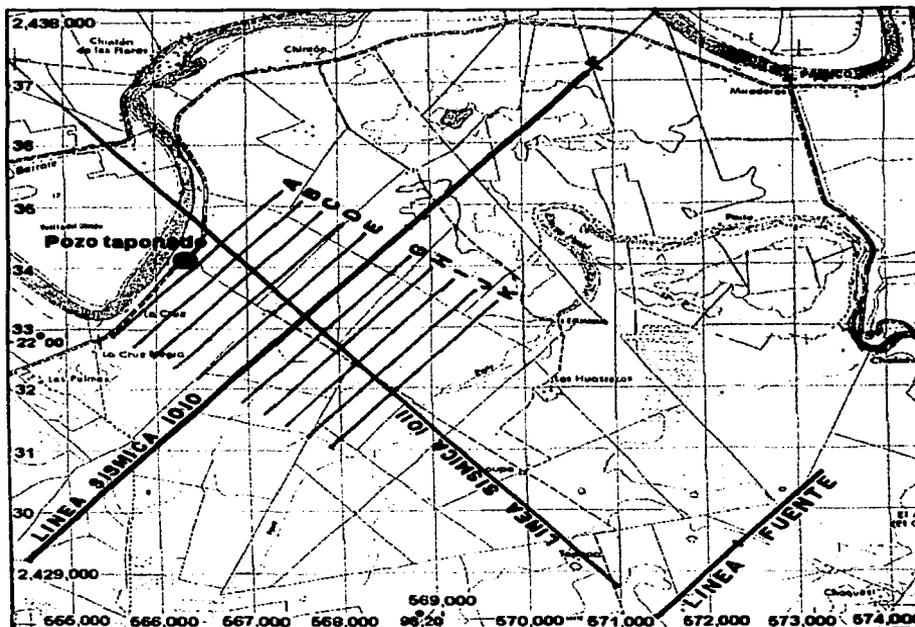


Fig. 7.4 - Líneas programadas para el estudio electromagnético TDEM.
(INEGI Plano topográfico Esc: 1: 250,000).

Actualmente se tienen equipos satelitales como el GPS (Global Position System) que nos permiten determinar con precisión de centímetros las coordenadas (X, Y, Z) de cualquier punto sobre la tierra, este equipo, se utilizó para localizar el punto de cruce de las dos líneas sísmicas de Petróleos Mexicanos denominadas L-1010 y L1011, donde se decidió estuviera el centro del área de estudio. El otro punto que se localizó con el GPS, fue el centro de la línea fuente. A partir de estos puntos, se hizo el trazo de las 11 líneas de medición programadas y de la línea fuente, con el equipo topográfico denominado estación total. Simultáneamente, se determinaron las coordenadas (X, Y, Z) de cada estación de medición y de los electrodos en los extremos de la línea fuente.

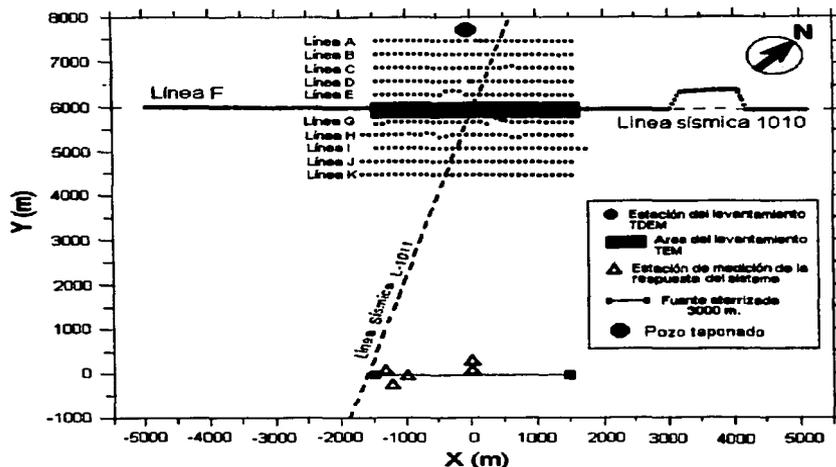


Fig. 7.5.- Localización final de líneas y puntos de medición de datos TDEM.

7.2 Marco geológico regional

El Basamento de esta región es de naturaleza granítica y granodiorítica, aunque también se localizan rocas metamórficas Gnéisicas (Huiznopala), también conocidas en el área como Complejo Metamórfico. Las rocas cristalinas tienen una edad desde Paleozoico al Jurásico Inferior, y las Metamórficas son del Precámbrico.

Cubriendo a las rocas del Basamento se tienen capas rojas continentales de edad Triásico y Jurásico Inferior, constituidas por conglomerados, areniscas y lutitas de la formación Huizachal.

La primera megasecuencia estratigráfica, está compuesta por la formación Huizachal, y por areniscas gris oscuro con lutitas oscuras y horizontes carbonosos, con abundantes restos de plantas depositadas sobre un ambiente Fluvio-Marino llamada formación Huayacocotla, posteriormente se depositan sobre éstas, la formación Rosario, de condiciones sedimentarias similares, pero corresponden a una edad Liásico Superior (Aaleniano).

El Jurásico Medio está constituido por las capas rojas de la formación Cahuasas, formada por conglomerados, areniscas, gravas, limolitas y lutitas de color café rojizo, depositadas sobre un ambiente netamente continental.

La segunda megasecuencia estratigráfica la constituyen las formaciones Tepexic, Zuloaga, San Andrés, Santiago, Tamán y Pimienta. Las primeras, son areniscas packstones y grainstones de oolitas y peletoides de tipo costero de bordes de plataforma carbonatadas y las segundas, son calizas arcillosas tipo mudstones con microfósiles típicos de batimetría batial como los tintinidos y los radiolarios. Estas rocas, tienen una edad Jurásico Superior del piso Calloviano-Tithoniano.

La tercera megasecuencia estratigráfica lo representa el sistema Cretácico, el cual, está constituido por dos periodos principales, el Cretácico Inferior y el Superior, el primero, estaría constituido por la formación Tamaulipas Inferior, caracterizado por packstones de peletoides en la base, y mudstones y wackestones de microfósiles en la parte media y alta, destacándose la presencia de horizontes de bentonitas verdes en la base. En esta formación, es común la presencia de cretas asociadas a fenómenos diagenéticos de dolomitización. Estas rocas, son depósitos típicos de una plataforma externa, y tienen una edad de Berriasiano-Valangianiano e incluso Aptiano Inferior. El horizonte Otates de edad Aptiano Superior, es de tipo arcilloso calcáreo con amonitas, y se caracteriza por su estratificación laminar y microlaminar.

El segundo periodo ó Cretácico Superior lo comprenden las formaciones Tamaulipas Superior, Agua Nueva, San Felipe y Méndez, constituidas, las dos primeras por mudstones y mudstones arcillosos con lutitas, nódulos y horizontes de pedernal gris y gris oscuro, con la presencia entre ellas de horizontes de fragmentos calcáreos retrabajados de la misma formación Agua Nueva que ha sido observada en afloramientos y en pozos. La San Felipe es otra serie importante, y se caracteriza por la presencia de calizas, calizas arcillosas, cretas que alternan con lutitas y horizontes de bentonitas que al igual que las formaciones Agua Nueva y Tamaulipas Superior, constituyen excelentes receptáculos fracturados de petróleo. El Cretácico, cierra su ciclo con el depósito de margas calizas arcillosas y lutitas calcáreas de color verde claro que caracteriza a la formación Méndez.

El Cenozoico en el área está representado por las formaciones Chicontepec y Velasco de edad Paleoceno-Eoceno Inferior, que se caracterizan por turbiditas depositadas en un sistema sedimentario Flysch en sus facies media y distal respectivamente. Estas formaciones afloran hacia el poniente del área en la región de Santa Inés, y en la región de Ebano-Cacalilao.

El Eoceno está representado por las Formaciones Tantoyuca, Alazán, Chapopote y Guayabal, siendo la primera de tipo conglomerático, y las siguientes formadas por areniscas y lutitas de ambientes transicionales con tendencia hacia batimetrías profundas.

El Oligoceno está constituido por las formaciones Palma Real, Mesón y Horcones, con areniscas y lutitas de ambientes someros y profundos, que están genéticamente asociadas (principalmente con la formación Palma Real) al desarrollo de un gran cañón submarino que erosionó a las rocas carbonatadas del Mesozoico en la región comprendida entre Naranjos y Ozuluama, Veracruz, en lo que también se conoce como "Cañón de Bejuco-La Laja", aunque en otros trabajos, está relacionado a partir del Eoceno. La columna geológica del oriente de México se muestra en la figura 7.6, donde se presentan las formaciones que existen en la cuenca Tampico-Misantla y su correlación con otras unidades estratigráficas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

LOCALIDAD				TAMAULIPAS		VERACRUZ	
				NORTE (CUEICA BUROOS)	SUR (CD. VICTORIA)	NORTE (TAMPICO-TUXPAN)	
ERA	PERIODO SYSTEMA	EPOCA (SERIE)	EDAD (PISO)	FORMACIÓN	FORMACIÓN	FORMACIÓN	
CENOZOICA	TERCIARIO	RECIENTE		ALUVIÓN Y CONTINENTAL INDIFERENCIADO	ALUVIÓN	ALUVIÓN	
		PLEIS TOCENO		CONGLOMERADO REYNOSA	SEDIMENTOS CONTINENTALES	SEDIMENTOS CONTINENTALES	
		MIOCENO	ASTIANO PLAIBLANCO		OAKVILLE		
			EUP SAHELIANO		CATAHOLA		TUXPAN
			MED WINDOBIANO				MESON
		INF BURDIGALIANO				PALMA REAL SUP ALIZAN	
		AQUITANIANO		CONGLOMERADO NORMA ANAHUAC		PALMA REAL INFERIOR	
		OLIGOCENO	SUP CHATTIANO		FRIO NO MARINO		HORCONES
			MED RUPELIANO		FRIO MARINO		TANTOYUCA CHAPOPOTE
			INF TONGRIANO		VICKSBURG		GUAYABAL
		EOCENO	SUP LUTECIANO		CARRIZO	VELASCO SUPERIOR	ARAGON
			MED YPRESIANO		WILCOX	VELASCO INFERIOR	CHILICHO
			INF MIDWAY		MIDWAY	VELASCO BASA	VELASCO BASA
			MAESTRICHIANO		MENDEZ	MENDEZ	MENDEZ
	CAMPANIANO			SAN FELIPE	SAN FELIPE	SAN FELIPE	
	SANTONIANO			AGUA NUEVA	AGUA NUEVA	AGUA NUEVA	
	PALEOCENO	SENO	CONACIANO	ALBIANO	AURORA (Mar abierto)	TAMAULIPAS SUPERIOR	TAMAULIPAS SUPERIOR TAMANA BAMA
			TURONIANO		LA PENA	OTATES	OTATES
			CENOMANIANO		TAMAULIPAS INFERIOR	TAMAULIPAS INFERIOR	TAMAULIPAS INFERIOR
			APTIANO		TARAISES	LA CASITA	PIMIENTA LA CASITA
			BARREMIANO		LA CASITA	OLVIDO	SAN ANDRES OLVIDO
			HAUTERVIANO		OLVIDO	SANTOAGO ZULGADA	TAMAN SAN ANDRES
			VALANGINIANO		OLVIDO	LA JOYA	SANTOAGO
			BERGSIANO		LIASICO	HUIZACHAL	HUIZACHAL
			TITONIANO				
			KIMMERIDGIANO				
			OXFORDIANO				
			CALLOVIANO				
BATHONIANO							
VALANGINIANO							
LIASICO							
PALEOZOICA	PERMIICO			GUACAMAYA			
				DEL MONTE			
				VICENTE GUERRERO			
				LA YERRA			
				CABALLEROS			
PROTEROZOICA	PRECAMBRIICO			ESQUISTOS GRANJENO		BASAMENTO	
				GNEISSES-GRANITOS			

Fig. 7.6.- Tabla de correlación estratigráfica del oriente de México. (Schlumberger, 1984).

a) Análisis estratigráfico y sedimentológico

Con base en trabajos previos, datos de pozos, observaciones de campo, laboratorio, registros geofísicos y líneas sísmicas se han establecido consideraciones estratigráfico-sedimentológicas, claves para establecer una interpretación de las rocas presentes en el área de estudio, las cuales se pueden agrupar para un análisis práctico en nueve secuencias estratigráficas con el siguiente orden cronológico:

Secuencia 1: Basamento, del cual se tiene información de algunos pozos que han perforado rocas de constitución ígnea y metamórfica, cuya distribución es posible establecer mediante de datos gravimétricos, magnéticos, sísmica y datos de pozos.

Secuencia 2: Depósitos pre-Jurásicos, son rellenos de cuencas tipo "half-graben", los cuales se reconocen por información sísmica y están representados por grandes espesores de una secuencia estratificada que rellena este tipo de cuencas, dichas secuencias no han sido perforadas en su totalidad. Cuando se ha llegado a perforar el Basamento ha sido sobre altos que no contienen estas secuencias.

Secuencia 3: "Capas Rojas", reportadas en algunos pozos como formación Huizachal que probablemente correspondan a la porción superior de la secuencia estratigráfica previa.

Secuencia 4: Depósitos con influencia marina correspondientes a la formación Huayacocotla.

Secuencia 5: Secuencias estratigráficas continentales y marinas que marcan el inicio de la transgresión afectada del Jurásico al Cretácico, y que corresponden a las formaciones Cahuassas y Tepexic.

Secuencia 6: Depósitos marinos depositados en ambientes sedimentarios anóxicos "profundos" y sedimentos depositados en ambientes óxicos "someros", correspondientes a las formaciones depositadas durante el Jurásico Tardío y que incluyen a las formaciones Santiago-Zuloaga, Tamán, San Andrés y Pimienta-La Casita.

Secuencia 7: Secuencia Carbonatada con influencia variable de arcilla y bentonita, la cuál comprende todas las secuencias carbonatadas del Cretácico, representadas por las formaciones Tamaulipas Inferior, Horizonte Otates, Tamaulipas Superior, Agua Nueva, San Felipe y Méndez.

Secuencia 8: Depósitos del Terciario predominantemente terrígenos de ambientes profundos.

Secuencia 9: Depósitos del Terciario-Cuaternario, cuyo origen se efectuó en ambientes someros. A continuación se describe detalladamente cada unidad:

Basamento

Secuencia 1: Basamento

De acuerdo con la recopilación de los datos de pozos y con base a las líneas sísmicas, es claro que las rocas que conforman el basamento económico del área están caracterizadas por una heterogeneidad litológica, predominando en la porción oriental del área de estudio rocas graníticas y granodioríticas, mientras que hacia la porción occidental predominan rocas metamórficas cuarzo-feldespáticas (Gneiss), metasedimentarias e ígneas metamórficas. Como previamente se mencionó las rocas cristalinas tienen una edad desde Paleozoico al Jurásico Inferior y las Metamórficas son del Precámbrico.

Hay que hacer notar que la importancia de las rocas del basamento radica en su distribución y configuración geométrica previa al depósito de la secuencia Mesozoica. Estas estructuras estuvieron caracterizadas por altos y bajos estructurales producto de una tectónica distensiva la cual originó fosas tipo "syn-rift", cuya geometría recuerda lo conocido en la literatura como cuencas "half-graben" y altos estructurales de dicho basamento. Estas estructuras rigieron los ambientes de depósitos de las secuencias estratigráficas del Mesozoico. La distribución actual del basamento de acuerdo a la interpretación de los datos aeromagnéticos en la cuenca Tampico-Misantla se muestra en la figura 7.7.

Triásico Jurásico Temprano

Secuencia 2: Depósitos Pre-Jurásicos.

Estas potentes secuencias de rocas sedimentarias de posible edad Triásico-Jurásico Temprano, se identifican a partir de algunas líneas sísmicas. Estos depósitos rellenaron los "medios graben" con espesores gruesos (hasta de 1500 m o más) hacia los pilares adelgazándose hacia el cratón principal.

Como no han sido perforados dichos sedimentos no se conoce con certeza su composición, pero es posible que contengan rocas generadoras de ambientes lagunares que tendrían materia orgánica continental de muchísima importancia para la generación de hidrocarburos. Estas cuencas sedimentarias debieron ser cerradas, con drenajes hacia el centro de las mismas formando incluso lagos (cuencas tipo "Sag") con velocidades de subsidencia y sedimentación muy altas.

Secuencia 3: "Capas Rojas"

Esta unidad se asocia a la formación Huizachal, pero debido a que son pocos los pozos que la han reportado como tal, más la falta de datos que la ubiquen en tiempo (se asocia al Triásico-Jurásico), únicamente se puede suponer de acuerdo al contenido litológico que la caracteriza de conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas que se trata de depósitos continentales, sin poder afirmar que condiciones de temperatura árida o húmeda regían en ese tiempo. De tratarse de "Capas Rojas" en el sentido en que se refiere la literatura sobre el

tema, estaríamos hablando de secuencias estratigráficas que acompañan a fenómenos de separación continental.

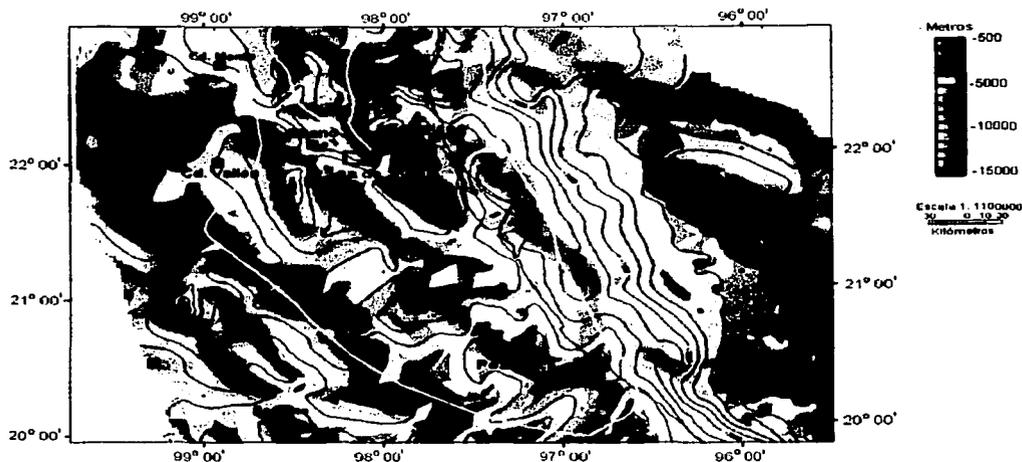


Fig. 7.7 .- Configuración del basamento magnético.

Secuencia 4: Formación Huayacocotla.- formación Rosario

De la misma forma que la unidad anterior, no existen datos suficientes de pozos para establecer su distribución geográfica en el área, pero es bien conocido, que tiene una importancia estratigráfica-sedimentológica regional que jugó un papel muy importante en el marco de la evolución geológica del área tanto estructuralmente (sobre todo en la conformación de la Sierra Madre Oriental) como posible roca generadora de hidrocarburos, dada su constitución de sedimentos terrígenos y marinos con abundante materia orgánica continental. Esta unidad ha sido bien datada en otras localidades con base a su contenido macrofaunístico como del Jurásico-Temprano. La formación Rosario es similar en composición a la formación Huayacocotla, la diferencia entre estas dos formaciones sólo es por Palinología.

Secuencia 5: Formaciones Cahuasas y Tepexic

A partir de esta secuencia se tienen datos en algunos pozos y afloramientos que dan una idea de la distribución de estas unidades en la región. La formación Cahuasas está constituida por depósitos continentales representados por conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas de color café rojizo y es claro que se les puede tomar como la base de una

secuencia estratigráfica-sedimentológica de tipo transgresivo, ya que después se inicia el depósito de sedimentos marinos.

Sobre la formación Cahuasca se tiene a la formación Tepexic, constituida por carbonatos oolíticos y terrígenos de ambientes marinos someros. En algunas partes ha sido datada como Calloviano basándose en su macrofauna.

Jurásico Tardío

Secuencia 6: Jurásico Superior (Js)

En el Calloviano-Oxfordiano tuvo lugar una gran trasgresión marina, la cual fue invadiendo gradualmente a la actual planicie costera, desarrollándose un sistema de archipiélagos en cuyas márgenes durante el Kimeridgiano, se depositaron rocas de alta energía (oolitas y calcarenitas). En este intervalo estratigráfico existe una clara distribución de ambientes, caracterizados por sedimentos marinos someros y profundos. Durante este mismo periodo tuvieron lugar las condiciones que generaron a las formaciones Santiago y Zuloaga. Para el Kimmeridgiano se tiene a las formaciones Tamán y San Andrés. En el Titoniano se tiene la formación Pimienta y La Casita.

La formación San Andrés está constituida por areniscas finas calcáreas, con algunas oolitas y laminaciones por compactación, anhidrita gris blanquecina, con algunas brechas de colapso (producto de disolución de las evaporitas), lo cual nos evidencia un ambiente lagunar o bien de planicie de supramarea, el espesor de esta formación es muy variable (5-190 m). La formación Pimienta en algunos pozos exploratorios está representada por una caliza gris oscuro con horizontes arcillosos, microlaminaciones y láminas de material carbonoso el espesor de esta formación se encuentra en un rango de 15-100 m.

Cretácico Temprano

Secuencia 7: Cretácico-Inferior

Formación Tamaulipas Inferior (Kti)

Al iniciarse el Cretácico continúa la transgresión marina, pero las aguas son más puras y el clima adecuado para el crecimiento de núcleos arrecifales sobre las márgenes de las plataformas; esto da lugar al desarrollo del Atolón de la Faja de Oro y a otro complejo arrecifal que bordea a la plataforma de Valles; en las porciones con aguas más profundas, se depositaron calizas con pedernal, correspondientes a la formación Tamaulipas Inferior. Desde el Hauteriviano y hasta el Santoniano se tienen rocas netamente carbonatadas como la formación Tamaulipas Inferior y calcáreas con contenido variable de arcillas como lo son el Horizonte Otates, en dichas unidades se enfoca el objetivo económico petrolero del "Play Kti". Estas unidades se han considerado de ambiente de cuenca estando constituidas por mudstones con fauna planctónica, ostracodos, radiolarios y foraminíferos bentónicos.

En general esta formación consiste de una caliza blanca, con pedernal gris claro a blanco, distribuido irregularmente ó en forma de nódulos, impregnada por aceite en la microporosidad de la roca y con líneas estilolíticas horizontales. Presenta horizontes de calcarenita con fragmentos de conchas, lo cual da también indicios de ambiente más somero. La porosidad primaria de esta formación es muy baja (del 1 a 2% en promedio). La característica de esta unidad observada en algunos pozos son las zonas impregnadas de aceite, que le dan una coloración café claro a café oscuro a la roca, dicha impregnación está localizada dentro de una microporosidad intercrystalina ó intergranular, es decir, entre cristales ó granos muy pequeños de carbonato de calcio (del tamaño de las arcillas). El espesor de esta formación en la región se encuentra en un rango de 290-375 m. El pozo Franco Española 11 llegó a penetrar 210 m en esta formación sin alcanzar la base.

Cretácico Medio

Formación Tamaulipas Superior (Kts)

Para el Cretácico Medio, los ambientes de depósito continuaron semejantes a los del Cretácico Temprano, observándose en el frente de los atolones el depósito de un mayor volumen de calizas clásticas de talud, que posiblemente fueron dolomitizadas y dieron origen a la formación Tamabra.

EL Horizonte Otates reportado en algunos pozos consiste de caliza de textura arenosa, con laminaciones y horizontes arcillosos y carbonosos, con azufre en zonas de debilidad laminares. Es fácilmente identificable este horizonte en los registros geofísicos, Rayos Gama, Potencial Natural y Resistividad. Como se puede observar en los registros del pozo Franco Española 11 de la figura 7.15 a una profundidad de 1083 m. El espesor de la formación Otates en este pozo es de 10 m, en algunos otros pozos este espesor se llega a reducir hasta 5 m, alcanzando su máximo en 10 m.

La formación Tamaulipas Superior se presenta en algunos pozos como una caliza pura de color gris a gris claro (como en el Franco Española 11) y en algunos otros pozos de color café por la impregnación de aceite en algunas partes. Cuando se presentan fracturas en esta formación siempre tienen una dirección preferentemente vertical. Estas fracturas varían en amplitud algunas pueden observarse a simple vista ó pueden ser muy finas casi imperceptibles a simple vista. La porosidad primaria en esta formación también es muy baja (1 a 2% en promedio). El espesor de esta formación se encuentra en un rango de 100-180 m, en este pozo tiene un espesor de 163 m.

Cretácico Tardío

Formación Agua Nueva (Kan)

Hacia el Cretácico Tardío hubo un cambio brusco en los ambientes de depósito, provocado por el incremento de material terrígeno, el cual dio origen a formaciones calcáreo-arcillosas como las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez.

La formación Agua Nueva en el pozo Franco Española 11 está constituida por caliza gris, con abundante pedernal negro, fracturas verticales muy finas, selladas con calcita y aceite, presenta estructuras de carga mediante laminación ondulada y laminaciones de material arcilloso negro que corresponde a residuos insolubles durante la presión-solución en zonas de estilolaminación. Se observan las manchas oscuras típicas de la Formación Agua Nueva presentes en superficie.

En algunos otros pozos se presenta como una caliza de color gris a café por impregnación de aceite y por secuencias de intercalaciones arcillosas y de láminas carbonosas. El contenido de arcilla hace a que la roca tienda a partirse en lascas paralelas a la estratificación. El espesor de esta formación varía de 50-150 m, en el pozo Franco Española 11 tiene un espesor de 140 m.

Formación San Felipe (Ksf)

Esta formación consiste de caliza gris oscuro a gris claro con tintes verdosos, lo que le da una apariencia bentonítica, con horizontes brechosos, fracturas muy finas, verticales y semi-verticales, el contenido de arcilla en esta formación también hace que tienda a partirse en lascas. En algunos pozos productores la caliza se presenta en colores café grisáceo a café claro por la impregnación de aceite, arcillosa y con láminas intercaladas de lutita gris verdosa.

El contacto entre las Formaciones Agua Nueva y San Felipe está reportado en el pozo Franco Española 11 a una profundidad de 780 m. El núcleo recuperado consiste de caliza con laminaciones y horizontes delgados arcillosos. Se presenta una fractura abierta (hasta 2cm de ancho en su parte más prominente) con dirección casi vertical, semi-cerrada por cristales de calcita. El espesor de esta formación varía de 90-250 m, en este pozo tiene un espesor de 230 m.

Formación Méndez (Km)

Las rocas de esta formación consisten de lutitas calcáreas margas y calizas arcillosas hacia su base. Esta formación es un excelente sello para los yacimientos existentes por el alto volumen de arcilla (70%) que estas rocas contienen. Corresponden en edad al cierre del Cretácico Tardío.

Paleoceno-Eoceno-Oligoceno

Secuencias 8 Y 9:

En el cierre del Cretácico, se inició la fase orogénica Laramídica que dio lugar al levantamiento de la Sierra Madre Oriental.

Al principiar los levantamientos de la Sierra Madre Oriental, la Cuenca Tampico-Misantla fue afectada en su margen occidental y suboccidental por una depresión de considerable magnitud, denominada antefosa de Chicontepec; en ella se depositó un gran volumen de sedimentos arcillo-arenosos de tipo turbidítico, correspondiente a las formaciones Chicontepec Inferior y Chicontepec Medio.

Simultáneamente, en la porción noroeste de la citada región, se desarrolló la subcuenca de Magiscatzin que fue rellena por sedimentos arcillo-arenosos de la formación Velasco. Durante el Eoceno Temprano se mantuvo una continuidad en las condiciones de depósito, representándose éstas por facies arenosas de tipo "Flish" (Chicontepec Superior) y una arcillosa (Velasco Superior). Al poniente del área ocupada por el Atolón de la Faja de Oro, se desarrolló el paleocanal de Chicontepec que fue relleno por sedimentos arcillo-arenosos de tipo turbidítico.

El Eoceno Tardío presenta dos facies, una arcillosa de aguas profundas que constituye a la formación Chapopote y otra arenosa conglomerática de origen deltaico, conocida como formación Tantoyuca.

Durante el Oligoceno y el Mioceno el área fue sometida a constantes transgresiones y regresiones, propiciando el depósito de sedimentos areno-arcillosos y en ocasiones, conglomeráticos como las formaciones Palma Real Inferior, Palma Real Superior y Tuxpan; al finalizar este sistema, se presentó una regresión que tiene como límite la actual línea de costa.

Otro rasgo distintivo del Terciario es el origen de plataformas sedimentarias, ya sean deltaicas o barras de barrera, originados por corrientes fluviales provenientes de las partes positivas situadas en el occidente. Es conveniente señalar otra característica, quizá también producto de los efectos laramídicos, que fue la creación de corrientes submarinas que originaron, por erosión subacuosa, cañones en los que se depositaron sedimentos turbidíticos transportados por las corrientes de densidad. La composición de estas formaciones se describe por paquetes a continuación:

- a) Formación Chicontepec-Velasco, corresponden a rocas turbidíticas depositadas sobre extensas planicies marinas batiales y abisales correspondiendo a la primera una típica secuencia flysch de areniscas y lutitas y a la segunda únicamente lutitas.
- b) Formaciones Guayabal, Aragón, Chapopote, Alazán y Tantoyuca, estas secuencias terrígenas corresponden a facies siliciclásticas relacionadas a un patrón regional de regresión, motivado por la presencia de una gradual emersión de algunas partes de esta región en la planicie costera.
- c) Formaciones Palma Real y Mesón, en estos gruesos paquetes sedimentarios de edad oligoceno se finca principalmente la génesis cronológica y sedimentología de las grandes discordancias submarinas existentes en el área como por ejemplo la formación Bejuco-La Laja.

- d) **Formación Mahuaves**, con esta denominación se cita al último depósito sedimentario de origen fluvial asociado al ancestro del actual río Pánuco en la cuál se observaron rocas conglomeráticas, areniscas poco consolidadas y lutitas con restos de huesos de grandes mamíferos.

Análisis del Magmatismo

La presencia de los principales emplazamientos de rocas magmáticas y sus correspondientes rocas extrusivas las tenemos registradas en diferentes niveles estratigráficos de la columna geológica pero es sin duda durante el Cenozoico cuando se originan las principales emanaciones magmáticas que fluyen a través de conductos heredados de las fallas pre-existentes jurásicas, dando como consecuencia la emanación de cuerpos de rocas ígneas intrusivas, intermedias y extrusivas.

Rocas ígneas intrusivas

Las rocas ígneas intrusivas ó plutónicas aunque no en forma común también se encuentran en diferentes localidades de la cuenca Tampico-Misantla. Dentro de la clasificación de rocas ígneas intrusivas también se incluyen a las hipabisales ó intermedias como "sills", diques y cuellos volcánicos.

En varios de los campos productores de aceite se ha observado a las calizas cretácicas y jurásicas productoras intrusionadas ó asociadas con cuerpos ígneos intrusivos ó con diques, que en los informes de los pozos perforados han sido descritos también como sills ó mantos, como el campo Furber en la región de Poza Rica-Coatzintla, Veracruz y el yacimiento Jabonera en el área de la laguna de Tamiahua.

En la región existen dos áreas con emanaciones magmáticas; una ubicada hacia el norte en la región de Aldama, Tamaulipas y Sierra de Tamaulipas y la otra ubicada al sur en la región de Tantima, Veracruz ó Sierra de Otontepec.

Los cuerpos intrusivos de la Sierra de Tamaulipas están constituidos principalmente por sienitas y nefelinas que están asociadas a movimientos tectónicos de fines del Cretácico y se presentan en forma de sills y lacolitos que no llegaron a la superficie y gracias a la erosión pueden ser observadas en la actualidad.

En el Arco de Tamaulipas los diques doleríticos cortan a las rocas intrusivas más viejas y éstas son más comunes en el flanco poniente plegando las partes donde afloran capas sedimentarias del Oligoceno.

A partir de la información de pozos que han cortado rocas ígneas se ha determinado que estas consisten de Diorita, sus componentes principales son feldespatos sódico-potásicos, hornblenda, verde a café, el principal feldespato es Andesina, bordeando sobre labradorita, la ortoclasa es escasa y con poco contenido de cuarzo, la piritita se origina como mineral

secundario rellenando pequeñas fracturas. Los minerales accesorios son apatita y esfena (titanita).

En esta cuenca existen algunos cuellos volcánicos como el cerro Ayahuil en la región de Ozuluama, Veracruz, el cerro de La Pez, el cerro Dicha, el cerro Auza y el cerro de Las Margaritas en el área de Ebano-Pánuco. Uno de los mejores ejemplos es el cerro del Bernal en el área de González, Tamaulipas. Algunos autores sugieren que el cerro del Bernal no es un cuello volcánico residual, sino una enorme inyección que empujó hacia arriba 700 m a través de una chimenea cilíndrica después de la formación de la lava.

En Ebano el cuello volcánico en el cerro de la Dicha, está ubicado en la cima de un anticlinal, pero su localidad está probablemente controlada por una falla transversal. El cuello volcánico Auza, La Pez y Las Margaritas están también alineados en una dirección NW 70° SE. En el cerro de La Pez se observa una roca pseudoconglomerática alterada debido a una zona metamorfozada de rocas de edad probable Paleoceno Inferior. En las inmediaciones de Ebano las rocas intrusivas no llegan a la superficie, lo que aflora son lutitas alteradas.

Rocas ígneas extrusivas

Asociadas genéticamente a las intrusiones, también se encuentran derrames de rocas ígneas de tipo básico como mesetas y cerros aislados. La extrusión de las rocas basálticas se originó a lo largo de grandes franjas fracturadas en diferentes direcciones.

Las lavas de la región de Aldama, Tams., son de tipo vesicular y muestran un predominio de cristales de olivino, feldespatos y augitas, todos estos basaltos son traquidoleritas, éstas son las rocas extrusivas provenientes de un magma tipo Atlántico, en lámina delgada se distinguen olivino, augita, feldespatos y magnetita. El arreglo textural es Holocristalino, la augita es titanífera en zonas y en parches y los feldespatos son de tipo labradorita, bytownita y sanidino.

Los derrames de basaltos están presentes en la sierra de Tamaulipas, en la región de Villa de Llera, Tams., en el área de Tamismolón, S.L.P. y en la sierra de Tantima en Naranjos, Ver.

b) Estructura

En forma generalizada se presentan tres modelos de deformación en la cuenca Tampico-Misantla:

1) El primero, de intensidad moderada, se observa en la porción norte de la cuenca, entre el río Pánuco y la Sierra de Tamaulipas; está constituido por anticlinales alargados, narices estructurales y sinclinales, asociados al buzamiento sur del arco de Tamaulipas.

En la región de Ebano-Pánuco, dichos plegamientos se hallan cortados por numerosas diaclasas y fallas normales de poco desplazamiento, paralelas o transversales a los ejes estructurales.

2) El segundo tipo de deformación se encuentra en la porción media oriental o zona estable de la cuenca y consiste en anticlinales suaves más o menos simétricos.

3) El tercer modelo es de intensidad fuerte, con plegamientos asimétricos, recostados y fallas inversas; se localiza en el frente de la Sierra Madre Oriental y afecta los sedimentos del Terciario Temprano y más antiguos que rellenan las subcuencas de Chicontepec y Magiscatzin.

c) Geología petrolera

Rocas almacenadoras

Las principales rocas receptoras en los yacimientos de la cuenca Tampico-Misantla son:

- a) Las areniscas, calcarenitas, calizas oolíticas y brechas biocalcáreas del Jurásico Tardío, que presentan porosidad primaria.
- b) Las calizas del Cretácico Temprano también con porosidad primaria y secundaria por fracturamiento.
- c) Las calizas fracturadas y las bioclásticas y arrecifales lixiviadas del Cretácico Medio, así como las calizas fracturadas del Cretácico Tardío.
- d) También se han registrado acumulaciones de aceite en las areniscas del Chicontepec y excepcionalmente en rocas ígneas o asociadas con las zonas de metamorfismo.

Rocas generadoras

Los estudios geoquímicos de los aceites recuperados, de las rocas aflorantes y del subsuelo en la región indican que los hidrocarburos tienen origen Jurásico Superior, en especial de sedimentos de la formación Tamán y en menor grado de la formación Pimienta.

Rocas sello

Funcionan como sello de los yacimientos de la cuenca Tampico-Misantla, las lutitas y calizas arcillosas de la formación Pimienta del Jurásico Tardío, las formaciones arcillosas Agua Nueva, San Felipe y las margas de la formación Méndez correspondientes al Cretácico Tardío y los sedimentos arcillosos del Terciario.

Trampas

Las acumulaciones de hidrocarburos en la cuenca están asociadas a los siguientes tipos de trampas:

- a) Paleorelieves cubiertos transgresivamente por sedimentos jurásicos. Como ejemplos se tienen los campos Tamaulipas-Constituciones y Arenque.
- b) Plegamientos de tipo anticlinal o nariz estructural, fuertemente fracturados y asociados con plegamientos mayores, tal es el caso de los campos del área Ebano-Pánuco.
- c) Trampas de tipo estratigráfico asociadas a las zonas pre-arrecifal y post-arrecifal así como pseudo anticlinales de la Faja de Oro.
- d) Trampas estratigráficas asociadas con superficies de erosión y con rellenos de paleocanales, por ejemplo el Paleocañon de Chicontepec y excepcionalmente cuerpos ígneos de forma tabular y horizontal.

d) Área Ebano-Pánuco

Geológicamente el área estudiada, como se mencionó, se ubica dentro de la cuenca Tampico-Misantla en las inmediaciones de los campos petroleros de Ebano-Pánuco. La producción de estos campos en general se encuentra en rocas de carbonatos naturalmente fracturadas constituidas por mudstones, mudstones arcillosos y calizas arcillosas que alternan con lutitas y horizontes de bentonitas que corresponden a las formaciones K Tamaulipas Superior, K Agua Nueva y K San Felipe, respectivamente.

El fracturamiento está relacionado con la reactivación de antiguas fallas tipo synrift, que generan pliegues en las formaciones de la parte superior de los bloques inclinados del basamento con su respectiva formación de fallas, inversión menor de algunas y fallamiento inverso sobre algunos bordes levantados como consecuencia del giro de los bloques del basamento, debido a la compactación de lutitas en el nivel más bajo del Jurásico. Este fracturamiento en el área de Ebano-Pánuco tiene una dirección prácticamente vertical como se puede apreciar en un tramo de la zona productora de hidrocarburos del registro FMI (Fullbore Micro-Imaging) tomado en el pozo Franco Española 11 que se muestra en la figura 7.8.

El FMI es un registro de imágenes eléctricas que utiliza un arreglo de electrodos para mediciones en dos dimensiones, colocados en un patín que se presiona contra la pared del pozo. Este registro es una extensión de la técnica dipmeter (registro para medir echados de las formaciones atravesadas por el pozo), pero con una mayor cantidad de electrodos (192), los cuales se encuentran muy cercanamente espaciados (5.08 mm y 7.62 mm) lateral y verticalmente, respectivamente; y de un tamaño muy pequeño (5.08 mm). Estos electrodos están rodeados por una franja aislante de 1.8 mm de espesor montados en un patín aislante,

al cuál se encuentra acoplado un alerón que contiene el mismo número de electrodos y en la misma disposición.

El registro FMI responde a cambios en la conductividad de la roca, tales como los causados por variaciones en la porosidad y contenido de arcilla. Pueden registrarse sobre un amplio rango de resistividades de formación, pero solamente en lodos conductivos. La herramienta FMI muestrea pequeños volúmenes finitos de roca y los datos adquiridos son, sin embargo, muy sensibles a la rugosidad de la pared del pozo, por pequeña que esta sea. Variaciones en la porosidad y mineralogía de las capas afectan las propiedades eléctricas de la roca y son captadas por los canales rápidos de la herramienta FMI. La imagen resultante contiene información sobre la textura, estratificación y tipo de roca, la cuál puede ser utilizada para análisis sedimentológicos, caracterización de facies, zonificación y delimitación del yacimiento. Los planos o superficies de estratificación pueden ser identificadas por su echado y azimut.

En la imagen de la figura 7.8, las zonas oscuras son zonas de muy alta conductividad que se interpretan como zonas arcillosas y las zonas claras son zonas baja conductividad que se interpretan como horizontes de calizas. Las fracturas se identifican claramente, son líneas onduladas casi verticales de color oscuro, debido a que estas se llenan de lodo de perforación se incrementa sustancialmente su conductividad. En general, los yacimientos de hidrocarburos en el área de estudio están alojados en los flancos de anticlinales, en altos de bloque fallados y en sinclinales. En todos los casos la dirección del fracturamiento es vertical.

Los hidrocarburos tienen origen Jurásico Superior, en especial de sedimentos de la formación Tamán y en menor grado de la formación Pimienta.

El basamento en esta región es de naturaleza granítica y granodiorítica de edad desde Paleozoico al Jurásico Inferior, aunque también se localizan rocas metamórficas del Precámbrico conocidas en la región como Complejo Metamórfico. En la figura 7.9 se presenta la columna geológica de la región Ebano-Pánuco.

En la figura 7.3 se muestra el plano geológico del área Ebano-Pánuco, donde se pueden observar las formaciones que cubren la región. Estas formaciones en superficie son principalmente la formación Velasco, constituida por lutitas calcáreas (zonas de color café) y depósitos aluviales del cuaternario (zonas de color amarillo) constituidos por arcillas, limos, arenas y gravas, además por depósitos arcillosos y arenosos de las lagunas marginales también del Cuaternario. En la parte norte del mapa hay afloramientos de la formación Méndez (zona de color verde claro).

El modelo de evolución geológica del área de estudio, la cual se ubica en las inmediaciones del conjunto de campos petroleros Ebano-Pánuco se muestra en la figura 7.10. Este modelo, concuerda perfectamente con las estructuras que se observan en las líneas sísmicas L-1003, L-1004, L1010 y L1011 que se presentaron en los trabajos de investigación previos y que sirvieron de base para este estudio con el método electromagnético TDEM.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

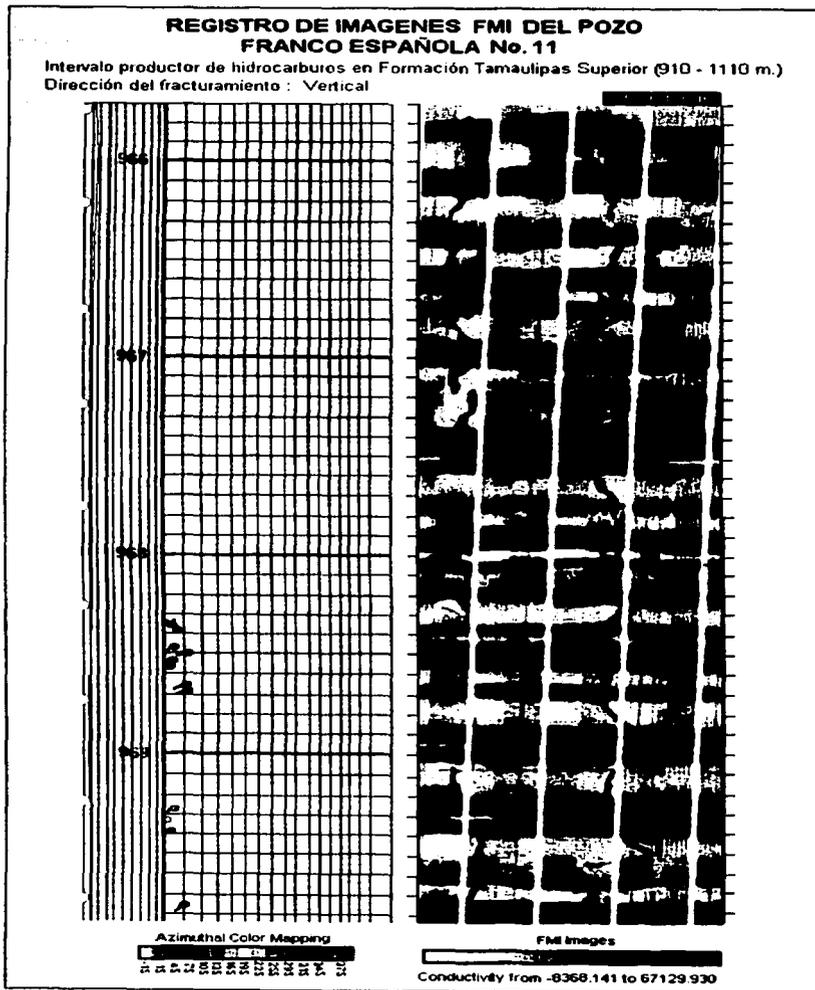


Fig. 7.8 - Registro de imagenes FMI (Fullbore-Micro-Imaging)
(PEMEX e IMP, 1997).

TESIS CON
FALLA DE CUBREN

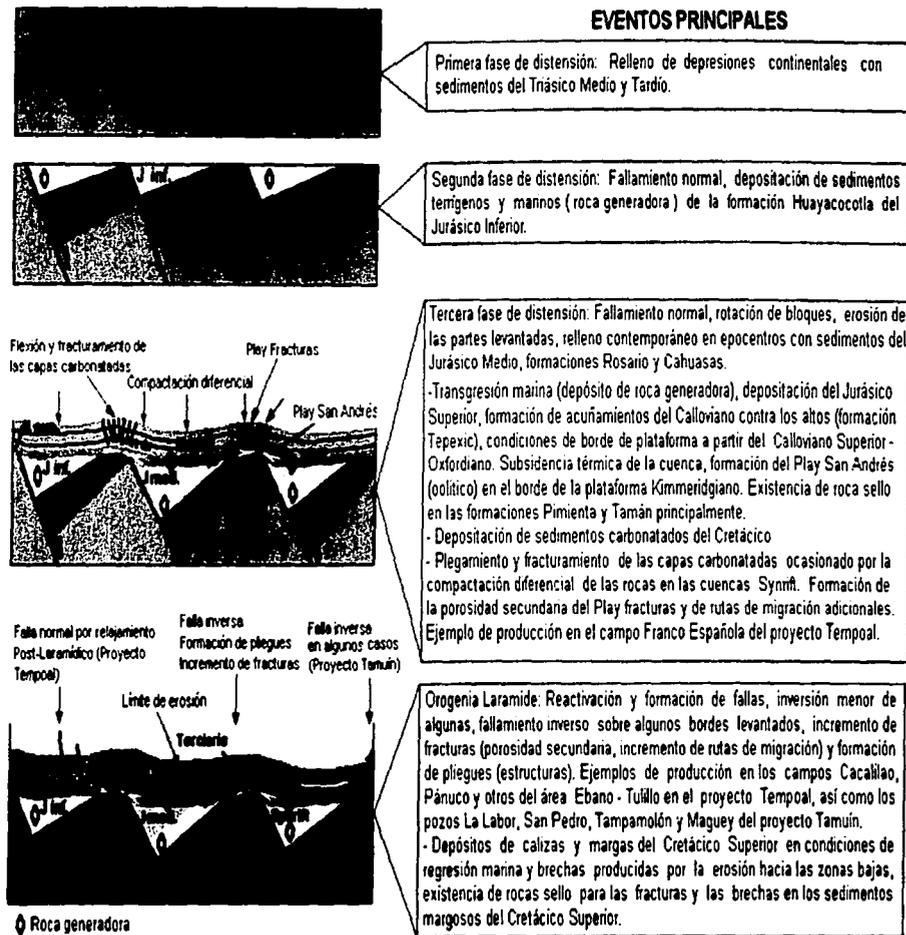
EBANO - PANUCO

columna estratigráfica del área

ERA	SISTEMA	SERIE	PISO	EBANO - PANUCO		
TERCIARIO	OLIGOCENO	CHATTIANO	MESON	400-550		
			PALMA REAL CHAPOPOTE VELASCO			
		DANIANO	MAESTROCIANO	MENDEZ (?)		140-430
		SANTONIANO	SAN FELPE	100-150		
		CORACIANO	AGUA MUDA			
		TURONIANO	AGUA MUDA	100-180		
		CENOMANIANO	TAMALPAS SUP.			
		ALBIANO	TAMALPAS SUP.	5-10		
		APTIANO	MTE. OTATES			
		BARREMIANO	TAMALPAS INF.	290-375		
		HAUTERIVIANO	TAMALPAS INF.			
		VALANGMIANO	TAMALPAS INF.	5-90		
		BERRIASIANO	TAMALPAS INF.			
		SUP.	SUP.	TITONIANO		PIMIENTA
KIMMERIDGIANO	CHIPOCO SAN ANDRES					
BASAMENTO						

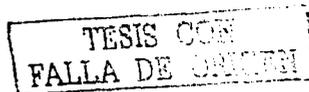
Fig. 7.9 .- Columna estratigráfica de Ebano-Pánuco.
(PEMEX e IMP, 1997).

MODELO DE EVOLUCIÓN GEOLÓGICA EN LA REGIÓN CENTRAL DE LA CUENCA TAMPICO-MISANTLA (EBANO-PANUCO, TAMUÍN)



TESIS CON
FALLA DE ORIENTE

Fig. 7.10. - Modelo de evolución geológica del área de estudio. (Pemex e IMP. 1997).



7.3 Información geofísica disponible

La información que PEMEX proporcionó para desarrollar el estudio fue la siguiente: las secciones sísmicas L-1003, L-1004, L-1010 y L-1011; los perfiles verticales de velocidad VSP (Vertical Seismic Profile) de los pozos Franco Española 11, Franco Española 5, Sinclair 357 e Higuéron 1; los registros geofísicos y cortes litológicos de los pozos Franco Española 11 y Franco Española 5; el registro de imágenes eléctricas FMI (Fullbore Micro-Imaging) del pozo Franco Española 11 (figura 7.8); el modelo geológico (figura 7.10) y la información de geología superficial y del subsuelo de la región; el plano de la cima del basamento obtenido con la interpretación de la gravimetría y magnetometría de la región; el listado de coordenadas de las estaciones y puntos de tiro de la sección sísmica L-1010.

La interpretación de las secciones L-1010 y L-1011 se hizo con la ayuda de las secciones L-1003 y L-10014 previamente interpretadas por el personal de exploración de PEMEX, correlacionando las trazas sísmicas con las cimas de las formaciones observadas en los pozos Franco Española 2, 5, 7, 11, 54 y Limón 133 perforados sobre estas líneas sísmicas. La profundidad de las cimas de cada una de las formaciones en las secciones sísmicas L-1010 y L-1011 se determinaron con la ley de velocidades que se obtuvieron de los perfiles VSP de los pozos mencionados. Desafortunadamente el pozo cerrado que se encuentra junto al área de estudio no tiene información de litología o registros de pozos debido a que este es un pozo muy antiguo que data de los años 30s y que fue cerrado por la compañía extranjera El Águila durante la expropiación petrolera. En las figuras 7.5 a 7.16 se muestran las secciones sísmicas y los registros de pozos mencionados.

7.4 Procedimientos de campo

El primer paso después de recopilar la información geológica y geofísica necesaria para el levantamiento de datos TDEM, es la localización del área de estudio en el campo. Para iniciar los trabajos de topografía, es necesario previamente obtener los permisos de los propietarios de los terrenos que se van a cruzar, ya que en un área como la de nuestro estudio, existen por lo general muchos ranchos o ejidos y no siempre se obtienen buenos resultados. También se debe prevenir el pago de daños que se podrían causar ya que en algunos casos son terrenos de cultivo. Cabe mencionar que en el área de estudio existen 23 ranchos y 7 ejidos, por lo que el tiempo que se debe programar para obtener estos permisos debe ser suficiente para cubrir las visitas a todos los propietarios y obtener los permisos correspondientes.

Actualmente se tienen equipos satelitales como el GPS (Global Position System) que nos permiten determinar con precisión de centímetros las coordenadas (X, Y, Z) de cualquier punto sobre la tierra, este equipo se utilizó para localizar el punto de cruce de las dos líneas sísmicas de Petróleos Mexicanos denominadas L-1010 y L-1011 donde se decidió estuviera el centro del área de estudio. El otro punto que se localizó con GPS fue el centro de la línea fuente. A partir de estos puntos se hizo el trazo con el equipo topográfico denominado estación total de las 11 líneas de medición programadas y de la línea fuente. Simultáneamente se determinaron las coordenadas (X, Y, Z) de cada estación de medición y de los electrodos en los extremos de la línea fuente.

SW

LÍNEA 1004

NE

DEL P.T. 2085.5 AL P.T. 2739.5

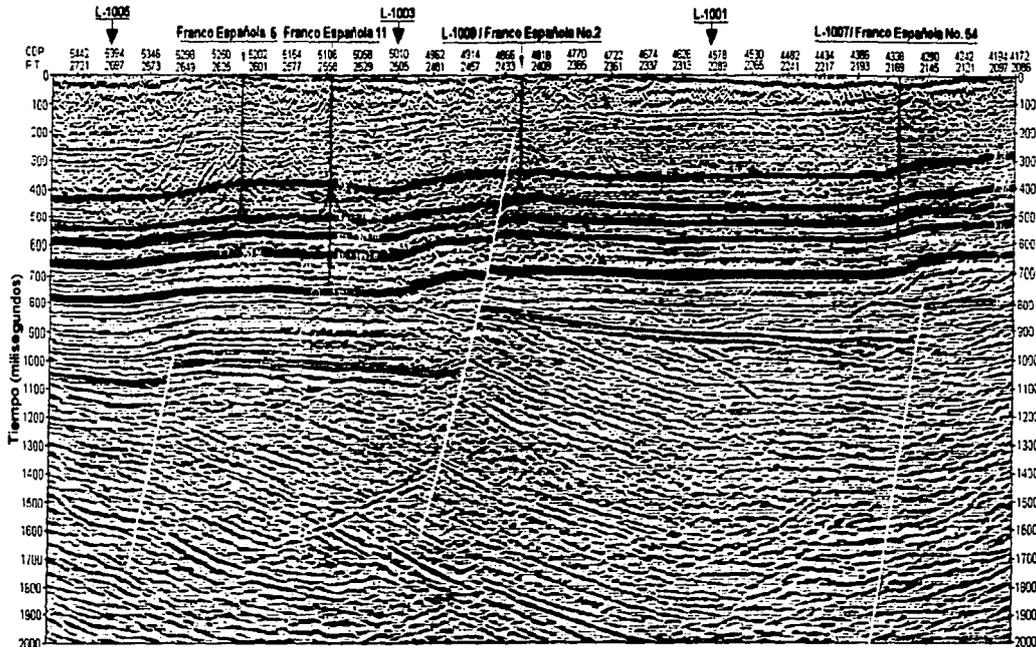


Fig. 7.11 .- Sección sísmica L-1004 interpretada.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

LÍNEA 1003

DEL P.T. 2088.5 AL P.T. 2064.5

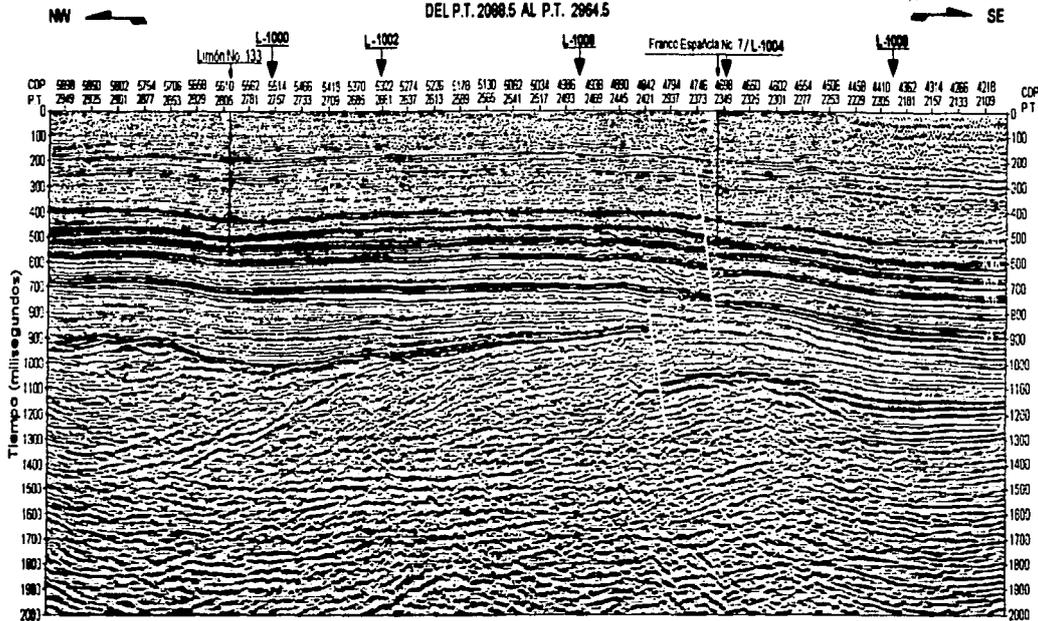


Fig. 7.12 - Sección sísmica L-1003 interpretada.

TESIS
FALLA DE ORIGEN

LÍNEA L1011

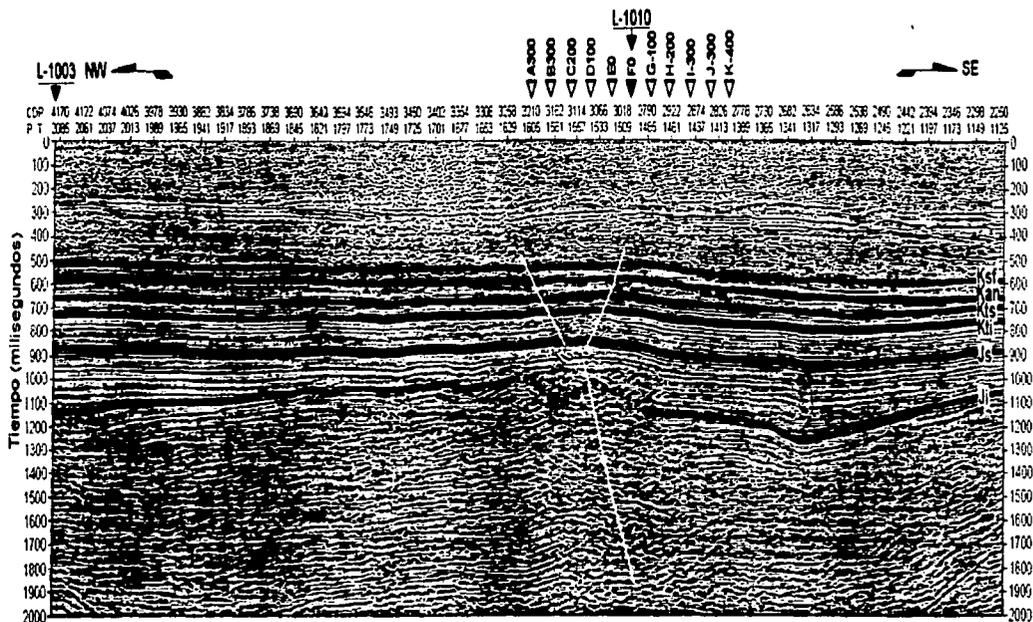


Fig. 7.13 - sección sísmica L-1011 interpretada. Las posiciones de las líneas de resistividad e intersecciones con otras líneas sísmicas se indican con triángulos en la parte superior.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

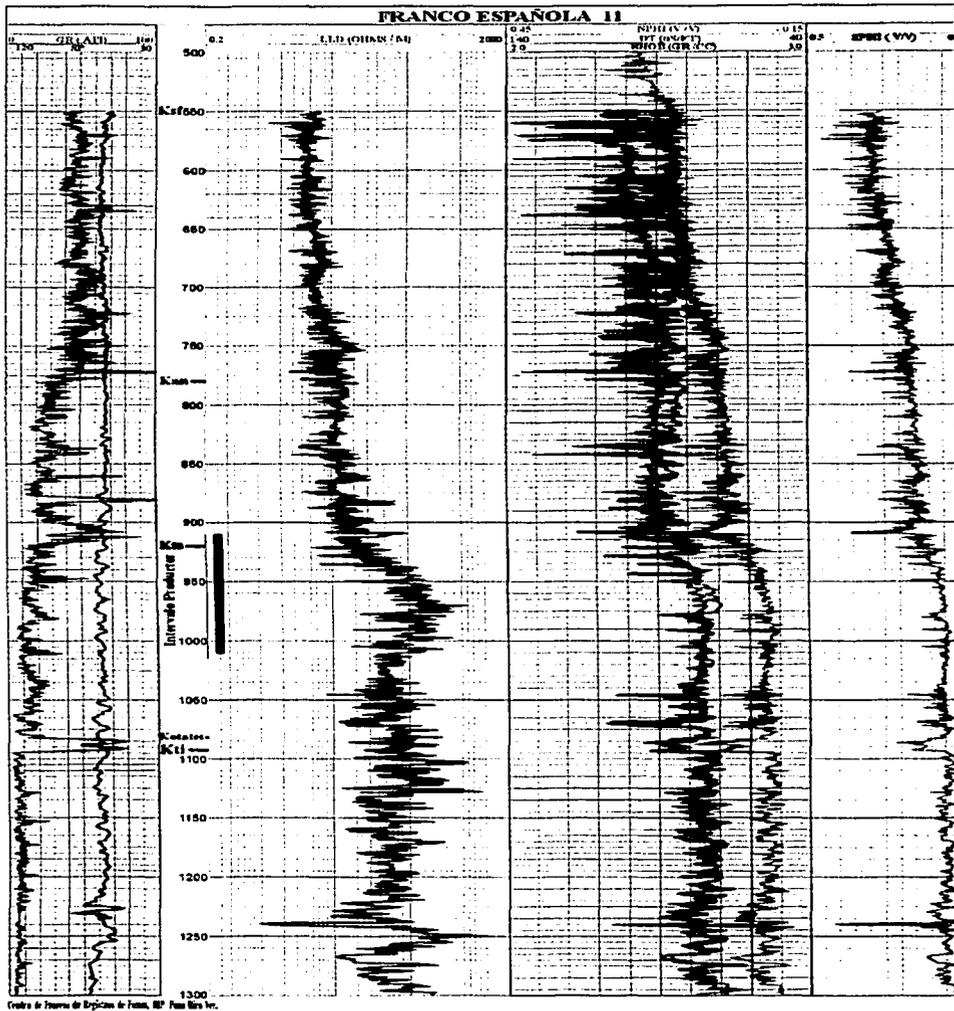
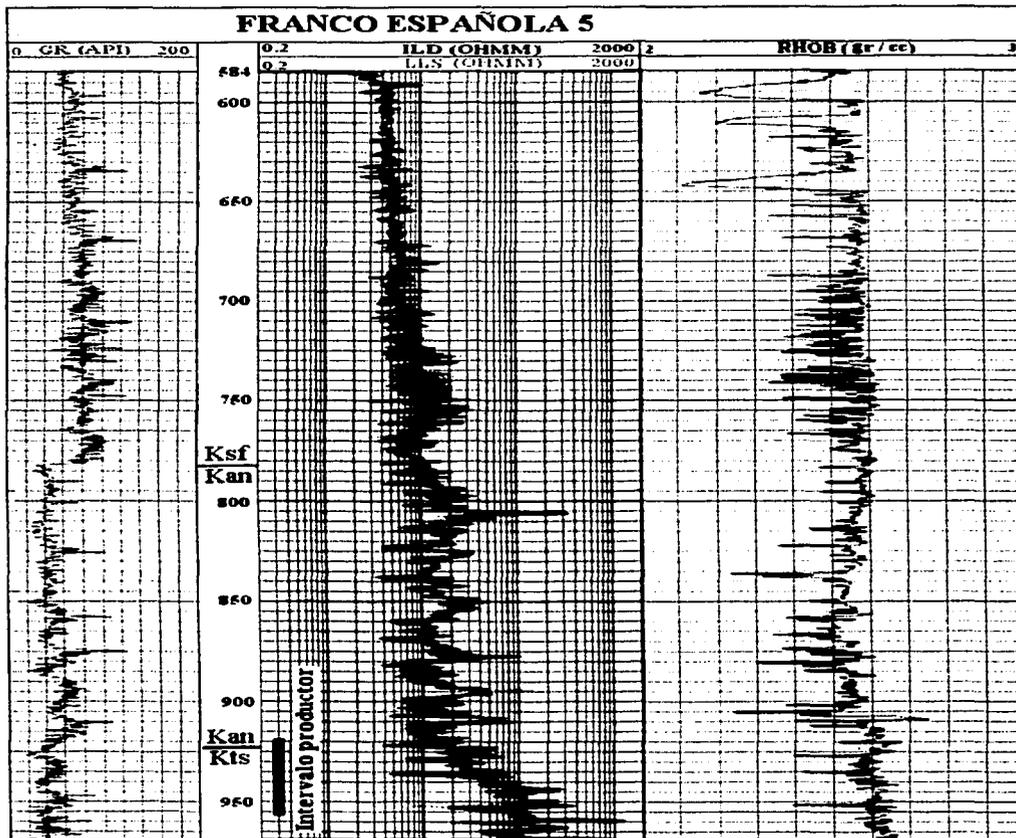


Fig. 7.15 .- Registros geofísicos del pozo Franco Española 11.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Centro de proceso de registros de pozos, IMP, Poza Rica, Ver.

Fig. 7.16 - Registros geofísicos del pozo Franco Española 5.

a) Colocación del cable transmisor (línea fuente)

El siguiente paso después de la localización y trazo de las líneas de medición y de la línea fuente es la colocación del cable en una longitud de 3 km, para este efecto, es necesario que la brecha que se haya abierto sea lo suficientemente ancha para que puedan transitar los

vehículos para transportar el cable que es bastante pesado. Cuando esto no se puede hacer por causas no predecibles, como cercas que no se permiten cortar o arroyos donde los vehículos no puedan cruzar, es necesario cargar los rollos de cable con suficiente personal para desenrollarlo, y a la vez ir colocando este en la trayectoria previamente trazada, como se muestra en la fotografía de la figura 7.17.

Debido a que la corriente que va a circular por el cable es muy grande, es necesario enterrar este en un canal previamente excavado que no sobrepase los 10 centímetros de profundidad, con el fin de evitar que el ganado muerda el cable y además evitar algún posible accidente. Se recomienda que se haga un recorrido continuo por la trayectoria del cable para verificar que este se encuentre en perfectas condiciones de funcionamiento.



Fig. 7.17 .- Colocación de la línea fuente (cable transmisor)

b) Colocación de los electrodos en los extremos de la línea fuente

La calidad de los datos TDEM se mejora al inyectar la mayor cantidad posible de corriente al subsuelo, esta condición se logra incrementando la conductividad en los puntos de contacto. Es decir, en los electrodos que se ubican en extremos de la línea fuente donde el cable se aterriza al terreno.

Un electrodo, consiste de varias placas individuales de acero enterradas aproximadamente a 2 m de profundidad, como se muestra en la figura 7.18. Las placas se colocan separadas a una distancia "a" entre 4 y 5 m, y si son grupos de placas se colocan a una separación "b" de entre 8 y 15 m, dependiendo de la conductividad del terreno, ya que si esta distancia es muy reducida, la densidad de corriente entre las placas es muy alta, debido a que las

corrientes de las placas adyacentes dificultan la dispersión de la corriente en el subsuelo. En rocas sedimentarias, la experiencia muestra que las placas deben estar separadas al menos 5 m. En terrenos muy conductores es suficiente con 3 o 4 placas, y en terrenos donde existen rocas de origen volcánico con una cubierta de sedimentos de pocos m se requieren separaciones de hasta 50 m.

En el diagrama de la figura 7.18, se muestra cómo se deben colocar las placas en los electrodos ubicados en los extremos del cable aterrizado. Por seguridad, el área donde se colocan los electrodos debe estar cercada y con vigilancia continua durante el tiempo de operación, ya que las corrientes que circulan alrededor de esta área son muy altas y pueden provocar accidentes muy serios si no se toman las debidas precauciones.

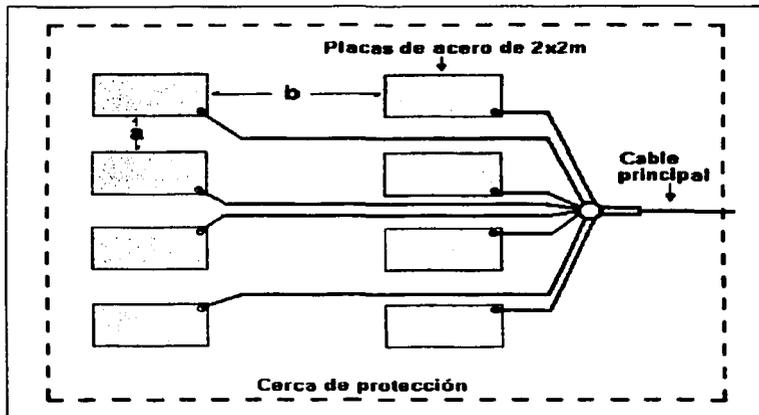


Fig. 7.18 .- Distribución de electrodos en los extremos del cable aterrizado (línea fuente).

Para la colocación individual de las placas se hacen zanjas, de preferencia con trascabos, de aproximadamente 2 m de profundidad y un poco más anchas que las placas, la conexión de estas placas al cable principal, se hace por medio de tornillos y cables de diámetro más reducido que el cable principal. Esta conexión debe prepararse con mucho cuidado, ya que después de que se colocaron las placas de acero y las zanjas son cubiertas no hay modo de acceder fácilmente para verificar cualquier falla que se presente.

Con el fin de incrementar la conductividad del suelo y el contacto de los electrodos con el mismo, durante la colocación de las placas se cubren de agua con sal y de ser posible cal, esta última ayuda a conservar la humedad principalmente en áreas donde el suelo es muy seco. También es posible usar bentonita, pero esta generalmente es más cara que la sal y la

cal. La figura 7.19, muestra la forma en que deben ser colocadas las placas en forma individual.

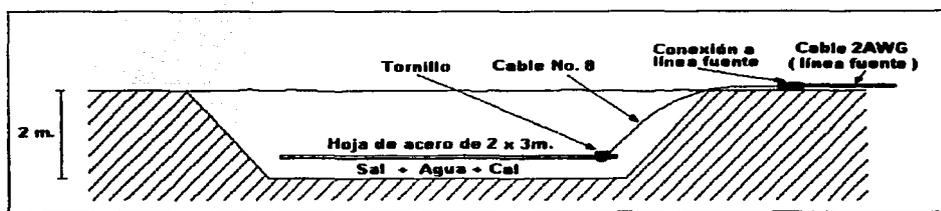


Fig. 7.19.- Colocación de electrodos del transmisor TDEM.

La excavación de las zanjas donde se colocan las placas de acero se deben hacer con la maquinaria adecuada ya que son muchas las zanjas y a mano se llevaría mucho tiempo. Esta operación se muestra en la fotografía de la figura 7.20. La preparación y conexión de las placas de acero al cable principal de la línea fuente se muestra en la figura 7.21.



Fig. 7.20.- Excavación de las zanjas para la colocación de electrodos en los extremos de la línea fuente.



Fig. 7.21 - Preparación y conexión de las placas de acero al cable principal de la línea fuente.

c) Prueba inicial del transmisor y determinación de la resistencia del circuito (cable-suelo) en el sitio donde se colocaron los electrodos

La experiencia ha demostrado, que es posible alcanzar muy altas corrientes con diferentes tipos de generadores, y que estas corrientes han sido tan altas, que cuando no se toman las debidas precauciones pueden dañar partes electrónicas del transmisor, por tanto, es recomendable hacer una medición de las corrientes que van a circular por el circuito de la línea fuente antes de conectar el transmisor al generador por primera vez.

Esta medición se hace conectando una batería de 12V a la línea fuente en lugar del transmisor y del generador. Posteriormente, se mide el voltaje y la corriente como se muestra en la figura 7.22, con el fin de determinar la resistencia total del cable y del terreno. Si por ejemplo, se miden 2 Amperes de corriente y un potencial de 11.8 Volts, la resistencia del cable aterrizado es de $11.8/2 = 5.9$ ohms. En forma similar se puede calcular la corriente en el transmisor en función del voltaje del generador a utilizar, que en promedio es de 600V, por tanto, la corriente en el transmisor es de aproximadamente 100A en las dos direcciones, ya que la dirección de la corriente cambia con el cambio de polaridad. Con esta prueba, se tiene la certeza de la cantidad de corriente que va a circular por el transmisor y además, se puede determinar la resistencia del cable aterrizado, para verificar que se encuentre dentro de la tolerancia que se muestra en la figura 6.1 del capítulo 6 para determinar la potencia de la fuente.

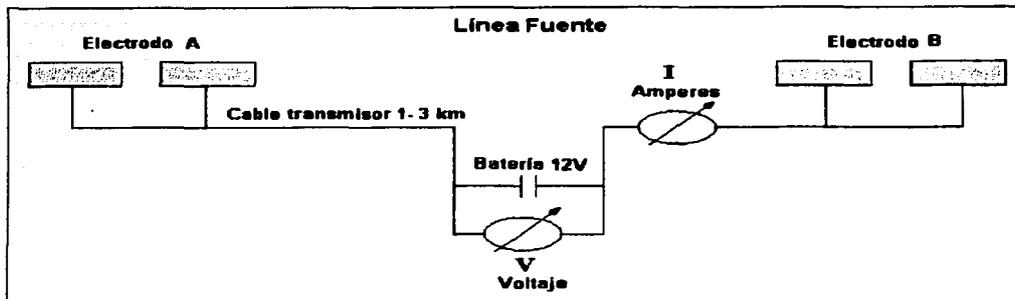


Fig. 7.22 .- Diagrama simplificado para la medición de la corriente que va a circular por el circuito de la línea fuente.

d) Sincronización entre transmisor - receptor

La sincronización entre el transmisor y el receptor es esencial en la etapa de adquisición de datos debido a las grandes distancias en las que se ubican el transmisor y el receptor que generalmente, es de algunos km, ya que se debe controlar con extrema exactitud el tiempo de transmisión de la señal y el instante en el que esta se interrumpe. Al mismo tiempo, se debe determinar el instante en el que se debe iniciar el registro del transitorio en el receptor y su duración, y así sucesivamente durante el tiempo requerido para registrar la cantidad de transitorios requeridos según el ruido ambiental existente en el área de estudio.

La sincronización se puede hacer utilizando relojes satelitales o relojes remotos que operan en forma independiente, y que se sincronizan diariamente al iniciar los trabajos de campo en forma rutinaria. Los relojes remotos tienen la ventaja de utilizar un tiempo de referencia absoluto, además de ser más prácticos y baratos. Los relojes utilizados en este proyecto son electrónicos de cristal de cuarzo con muy alta estabilidad y una resolución de una parte en 10^{-7} . Estos relojes se muestran en la figura 7.23 durante la diaria sincronización antes de iniciar la adquisición de datos.

Las características que debe reunir un reloj sincronizador son las siguientes:

- Bajo consumo de energía para poder operar en periodos mayores a 72 horas.
- Sistema de recarga que permita hacer recargas de 110V a 250V con switcheo automático.
- Indicador de bajos niveles de energía que indiquen al operador la necesidad de recargar la unidad.
- Contador variable y desplegado en pantalla del mismo para evitar posibles errores en el registro del tiempo.

- Dos diferentes frecuencias de salida (3k Hz y 300k Hz) para el ajuste grueso y fino de la deriva del cristal de cuarzo.
- Múltiples salidas para todos los tipos de transmisores y receptores.
- Sincronización e indicador de la deriva para su operación como reloj controlador y como esclavo.
- Sistema electrónico capaz de operar en temperaturas extremas.

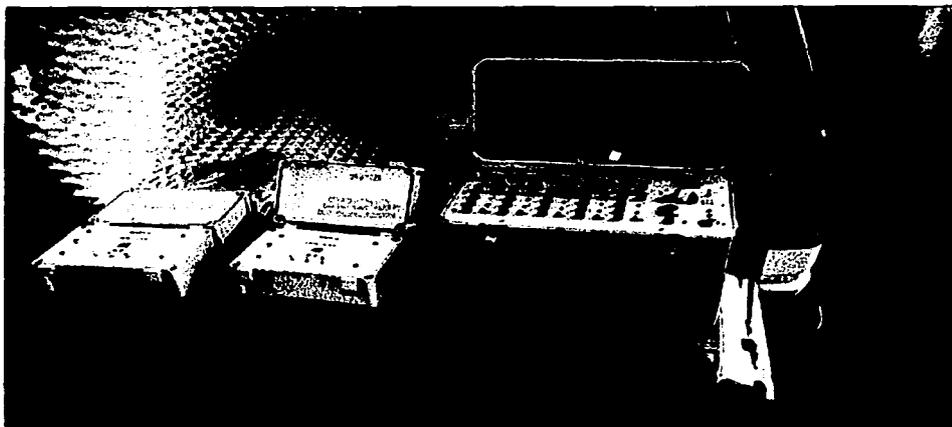


Fig 7.23.- Relojes para la sincronización entre transmisor y receptor.

En general la estandarización de un reloj sincronizador permite operar con cualquier tipo de transmisor y receptor lo cual redundo en su bajo costo y flexibilidad.

e) Medición de la respuesta del sistema

Una de las tareas importantes durante el levantamiento de datos TDEM, es la medición de la respuesta del sistema, ya que esta respuesta debe eliminarse de los transitorios que se registren en cada estación por medio de un proceso de deconvolución. Existen dos formas de hacer la medición de la respuesta del sistema, la primera es en laboratorio donde se pueden simular las condiciones de campo, con la suposición de que la respuesta del sistema no varia en cualquier condición de carga o momento. La otra forma, es medir directamente en el campo la respuesta del sistema, de cualquier manera es recomendable hacer estas mediciones de las dos formas para verificar la estabilidad del sistema. En la figura 7.24, se muestran las respuestas del sistema TDEM, medidas en el centro de la línea fuente a 100 m de separación, obtenidas con los dos diferentes receptores de 1 y tres canales, en la que se

puede observar exactamente la misma respuesta confirmando la estabilidad del sistema TDEM.

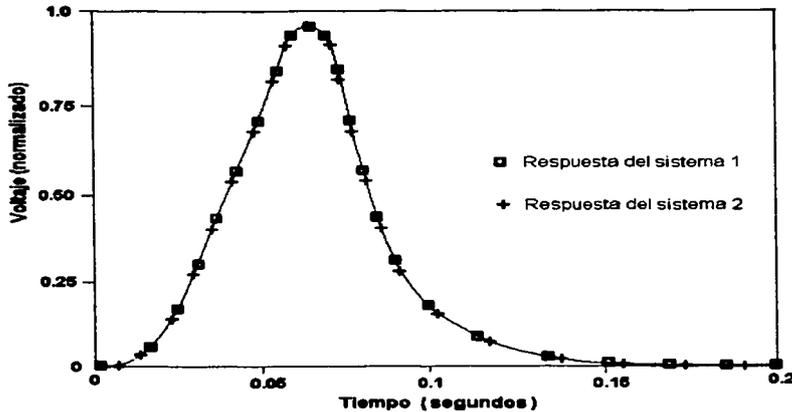


Fig. 7.24.- Medición de la respuesta del sistema con los dos receptores del sistema TDEM- MINDECO de 1 y 3 canales.

Al inicio del desarrollo de este proyecto, se hicieron mediciones de la respuesta del sistema en 5 estaciones cercanas a la línea fuente, como se muestra en el plano de localización de la figura 7.5, estas mediciones se hicieron a 0, 50, 100, 200, 300 m de separación en el extremo NW de la línea fuente y en el centro de la misma, a diferentes distancias y con diferentes combinaciones de filtros, con el fin de determinar la óptima respuesta del sistema. Las combinaciones de filtros que se utilizaron se muestran en la tabla 7.1, para el receptor de 1 canal, y para el receptor de 3 canales que se utilizaron en el levantamiento TDEM. La respuesta óptima se obtuvo en el centro de la línea fuente a 100 m de separación.

Tabla 7.1.- Combinaciones de filtros utilizados para la medición de la respuesta del sistema.

Sistema	Filtro notch Hz			Filtro pasabajasHz		Frecuencia de muestreo Hz
Receptor de 3 canales	60	60	60	100	100	1000
Receptor de 3 canales	60	60	180	100	500	1000
Receptor de 3 canales	60	60	180	500	500	1000
Receptor de 1 canal		60			500	1000

El ruido ambiental dentro del área de estudio es relativamente reducido, por lo que las mediciones de la respuesta del sistema en cada estación se hicieron sólo 128 veces de 250 que se tenían programadas. Como previamente se mencionó en el capítulo 4, esta serie de mediciones en la misma estación se hace con el fin de hacer un apilado de la señal, para eliminar el ruido ambiental aleatorio y posteriormente hacer un proceso de filtrado a la señal y finalmente, un suavizamiento para su posterior proceso de deconvolución.

f) Consideraciones generales

La exactitud de la posición de las estaciones de medición es muy importante, ya que la posición de cada estación esta intrínsecamente ligada al campo electromagnético registrado en cada punto, puesto que depende de la separación entre fuente – detector y del ángulo entre el radio vector trazado del centro de la línea fuente a un punto de medición cualquiera (posición del receptor). La corrección derivada del factor de calibración descrito previamente, puede ser afectada si la posición de la estación de medición esta desplazada de la posición calculada. Una precisión de ± 10 m es suficiente, cuando se miden campos eléctricos la precisión que se requiere es mayor. El trabajo topográfico contempló estas condiciones y la precisión de las coordenadas están en un rango de ± 0.2 m.

7.5 Adquisición y procesamiento de datos TDEM

Después de colocar el cable de la línea fuente y conectarlo al generador, rectificador y relojes sincronizadores, se hacen una serie de pruebas, con la finalidad de hacer mediciones del nivel de ruido y potencia de la señal en puntos cercanos y lejanos de la fuente, ya que uno de los problemas que se tienen que resolver en los levantamientos con métodos electromagnéticos, es el mejoramiento señal/ruido, con el objetivo principal de incrementar la profundidad de investigación y mejorar la calidad de los datos. Otro de los objetivos de estas mediciones previas al levantamiento TDEM, es determinar la longitud de registro apropiada para los transitorios en las condiciones del área de estudio. Posteriormente a estas mediciones, se mide la respuesta del sistema ya que esta señal es imprescindible para hacer la corrección a los datos.

En la estación K0 de la línea K más cercana a la línea fuente (figura 7.5), se hicieron una serie de pruebas y mediciones para determinar los parámetros mencionados. Durante las pruebas se observó que los voltajes del transitorio decaen a cero en 8 s después de cortar la corriente en la línea fuente, por tanto para el levantamiento TDEM se consideró suficiente una longitud de registro de 10 s del transitorio y un periodo de la señal en el transmisor de 40 s, con una forma de onda bipolar como la que se muestra en la parte inferior de la figura 6.5.



Fig 7.25 - Colocación de las bobinas receptoras

En las estaciones F0 y A0 de la línea A y F se hicieron las mediciones y pruebas correspondientes con la misma finalidad, además de determinar la cantidad de mediciones apropiadas para su apilamiento, ya que en las estaciones más lejanas hay que hacer más mediciones de los transitorios porque la señal es más débil y por tanto, para incrementar la relación señal/ruido, también es necesario incrementar el apilamiento de los transitorios. En las estaciones más lejanas el apilamiento fue de 160 a 256 veces, en las intermedias de 140 a 256 y en las más cercanas de 130 a 200 en función del nivel de ruido presente en la estación de medición.

En general el nivel de ruido es bajo en el área de estudio, aunque en algunas estaciones debido a la cercanía de construcciones y cercas eléctricas el nivel de ruido aumento, haciendo necesario incrementar el apilamiento o cambio de posición de la estación en cuestión. Con el fin de evitar ruido por vibraciones y viento, las bobinas receptoras se colocaron en un agujero hecho previamente en cada estación para hacer las mediciones correspondientes. Posteriormente, estos agujeros se cubrieron para evitar accidentes con el ganado. También se utilizó un receptor con una bobina independiente con las mismas características del receptor de tres canales mencionado, con lo que se hicieron en total cuatro lecturas simultáneamente. En la figura 7.25 se muestra la colocación de las bobinas para su operación en campo.

En la figura 7.26 se muestran en operación la caja de interconexión, el amplificador principal con el sistema de filtrado y la computadora personal donde se registran y se graban las señales TDEM. En la figura 7.27 se muestra la pantalla de la computadora personal, donde se observan los transitorios que se registran en el periodo de 10 s con el equipo de 3 canales. Como se previamente se mencionó, los transitorios cambian de polaridad en sincronía con el cambio de polaridad de la corriente que se hace circular por la línea fuente, un proceso posterior al registro de transitorios es cambiar su polaridad, de polaridad negativa como la que

se presenta en la figura 7.27, al sentido positivo para el apilamiento de todos los transitorios registrados en una sola polaridad.



Fig. 7.26 .- Caja de interconexión, amplificador principal y PC en operación.

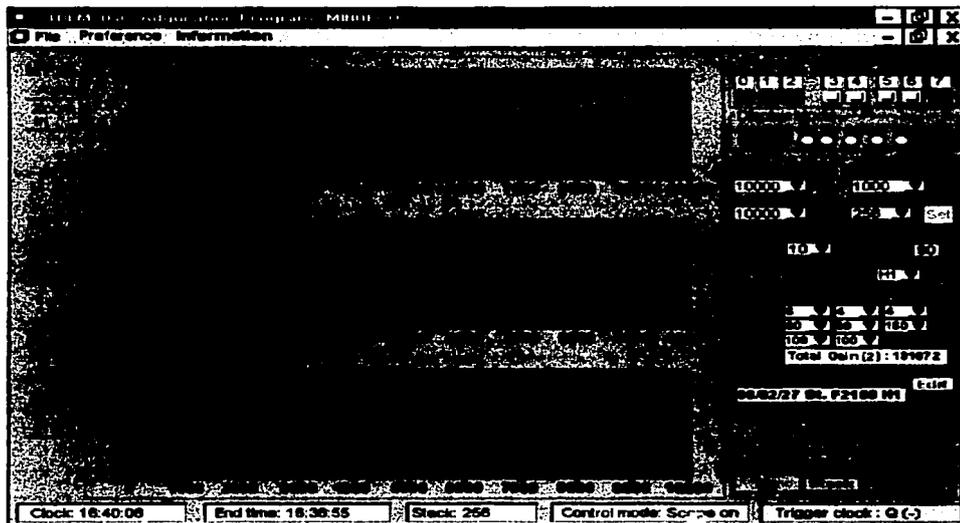


Fig. 7.27 .- Transitorios TDEM registrados con el sistema de tres canales.

Las etapas de adquisición y procesamiento de datos TDEM se muestran en la figura 7.28. Primero se hacen las mediciones del decaimiento de la componente vertical del campo magnético secundario con respecto al tiempo dB_z/dt durante un periodo de 10 s, después de cortar abruptamente el campo magnético primario generado durante 10 s por la fuente controlada. Como previamente se mencionó, este transitorio se mide en un promedio de 128-256 veces en cada estación dependiendo del ruido presente en la señal con un muestreo total de 10,000 puntos. El segundo paso consiste en hacer un proceso de edición para eliminar los transitorios que se encuentran contaminados por ruidos ambientales o culturales.

En el tercer paso se aplica el proceso de apilamiento selectivo, utilizando la desviación estándar de las señales registradas, con la finalidad de mejorar la calidad de las señales y eliminar las diversas tipos de ruidos aleatorios presentes.

En el cuarto paso se aplica a las señales un proceso de filtrado y suavizamiento con filtros digitales y filtros recursivos. El quinto paso consiste en eliminar el efecto de la respuesta del sistema que está integrado en las señales medidas por medio de un proceso de deconvolución, dejando para la etapa de remuestreo e inversión, la señal que sólo contiene la información proveniente del subsuelo.

Los voltajes medidos se convierten a derivadas con respecto al tiempo con la siguiente ecuación:

$$\frac{dB_z}{dt} = \frac{V_o}{A \cdot 2^n} \quad (7.1)$$

donde A es el área efectiva de la bobina receptora en m^2 , V_o es el voltaje medido en las bobinas receptoras, y 2^n es la ganancia real del amplificador utilizado. Las derivadas así obtenidas se transforman a resistividad aparente respecto al tiempo con la ecuación (Keller, 1969, Kauffman and Keller, 1983; Keller et al., 1984):

$$\rho_a^{early} = \frac{2\pi R^4}{3l dl \cos \varphi} \frac{dB_z}{dt} \quad (7.2)$$

donde $l dl$ es el momento del transmisor, I es la corriente en el transmisor y dl es la longitud del cable transmisor.

R : Separación entre la fuente (T) y el receptor (R)

φ : Angulo entre la línea T-R y la normal a la línea fuente.

Línea T-R: La línea entre el centro del transmisor y el receptor.

ρ_a^{early} : Resistividad aparente en el tiempo temprano.

Haciendo uso de coordenadas cartesianas y considerando el centro de la línea fuente como origen, como eje X la dirección de la línea fuente y el eje Y en dirección perpendicular al eje X, podemos expresar la resistividad aparente como:

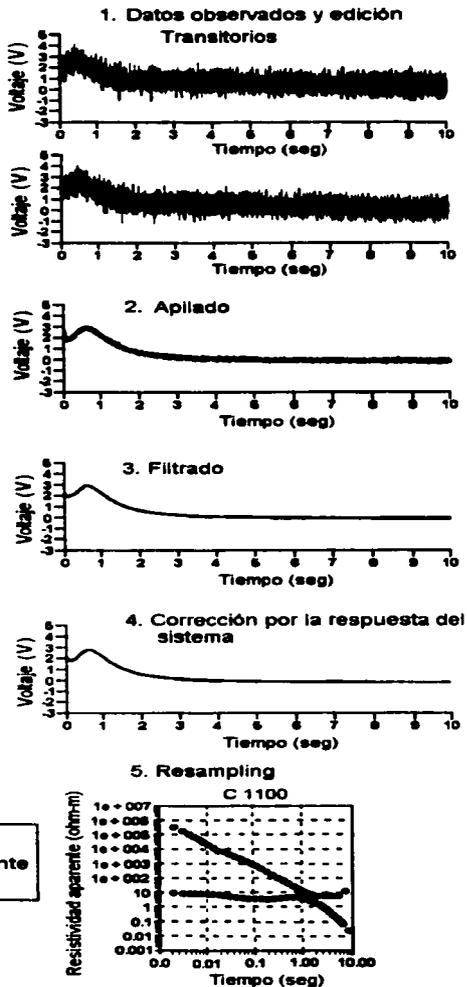
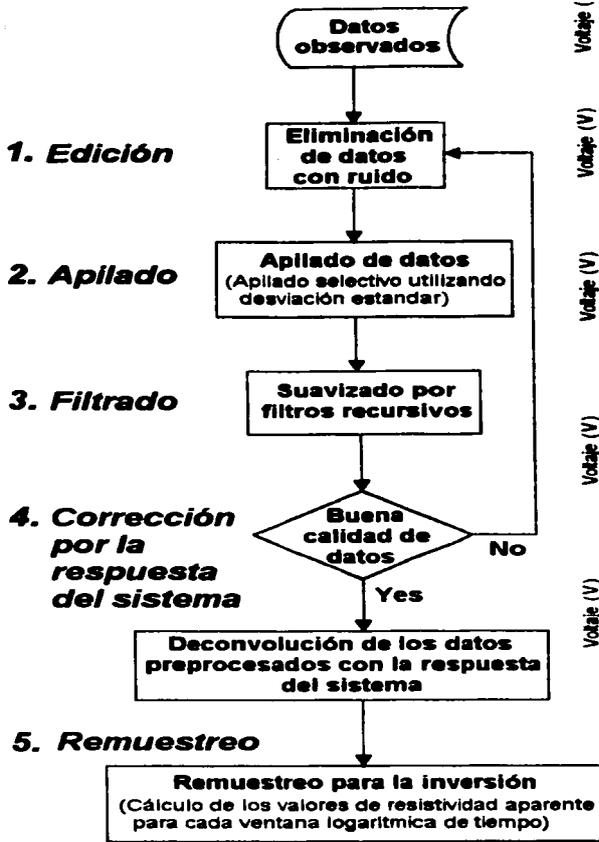


Fig. 7.28 .- Diagrama de flujo del procesamiento de datos TDEM.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

$$\rho_a^{early} = \frac{2\pi R^5}{3IdlY} \frac{dB_z}{dt}$$

(7.3)

donde Y es la coordenada Y de la estación receptora y $R = \sqrt{X^2 + Y^2}$.

Para obtener el detalle de las resistividades de 0 a 200 m de profundidad se hicieron mediciones con el método TEM en la parte central de la línea sísmica principal. Los principios de este método son similares al TDEM, sólo que con este método se utiliza un cable sin aterrizar en forma de cuadro (loop) que hace la función de línea fuente por el que se hace circular una corriente. Las mediciones se hacen con una bobina receptora colocada en la parte central del cuadro, la profundidad de investigación de este método es relativamente somera y está en función del tamaño del cuadro, de la intensidad de corriente utilizada, del tiempo de registro y de las condiciones geológicas del subsuelo.

El equipo TEM que se utilizó es un receptor digital GEONICS PROTEM y un transmisor EM37 fabricado por Geonics Ltd. El tamaño del cuadro fue de 100 m. x 100 m.

7.6 Inversión de datos TDEM Y TEM

Para la interpretación de datos TDEM y TEM se utilizaron cuatro técnicas: inversión 1D, inversión de Occam (Constable y Parker, 1987), análisis residual y análisis de conductancia cumulativa.

Para la inversión 1D de los datos TEM con el método de Occam se utilizó el programa TEMIX-XL, desarrollado por Interpex Co., con el que se pueden interpretar de 6 a 19 capas.

La inversión de los datos TDEM se realizó con el método de Occam. Como previamente se explico en el capítulo 5, este método también es una interpretación en 1D que se basa en la suposición que la resistividad y la estructura a profundidad deberá ser tan uniforme como sea posible, es decir, con cambios muy suaves en los valores de resistividad y espesores calculados por el programa. Esto simplemente significa que debemos intentar hacer el ajuste de los datos a un modelo uniforme. Esta técnica de inversión trabaja muy bien en ambientes sedimentarios donde los cambios en resistividades no son muy abruptos como en el área de estudio. Esta técnica también permite obtener la resistividad global de las estructuras sin proponer un modelo inicial.

El programa de inversión fue desarrollado por MINDECO y puede interpretar un máximo de 40 capas. Los espesores de las capas de los modelos iniciales se incrementan en forma logarítmica y son calculados y fijados automáticamente por el programa. Sólo los valores de resistividad de cada capa son estimados bajo la restricción de un cambio mínimo de resistividad de la capa adyacente. Los valores de resistividad iniciales son valores uniformes que también son calculados automáticamente por el programa. Los parámetros utilizados para la inversión de los datos TDEM son:

- | | | |
|----|----------------------------|----|
| a) | Número de iteraciones | 5 |
| b) | Número de capas del modelo | 40 |

- c) Resistividad inicial del modelo 1 ohm-m
 d) Profundidad total 2000 m

Las curvas de resistividad aparente en tiempo temprano fueron suficientes para cubrir la profundidad de investigación deseada de 2000 m ya que a mayor profundidad se encuentra el basamento y ya no existe interés petrolero. En la figura 7.29 se presentan algunos ejemplos de la inversión de datos TEM y TDEM.

Los datos de resistividad y espesores que se utilizaron para sustentar el modelo geoelectrico se obtuvieron de las secciones sísmicas L-1010 y L-1011 del área de estudio y de los registros geofísicos de los pozos Franco Española 11 y Franco Española 5 que se ubican aproximadamente a 8 km al NW en línea recta del área de estudio en el campo petrolero del mismo nombre.

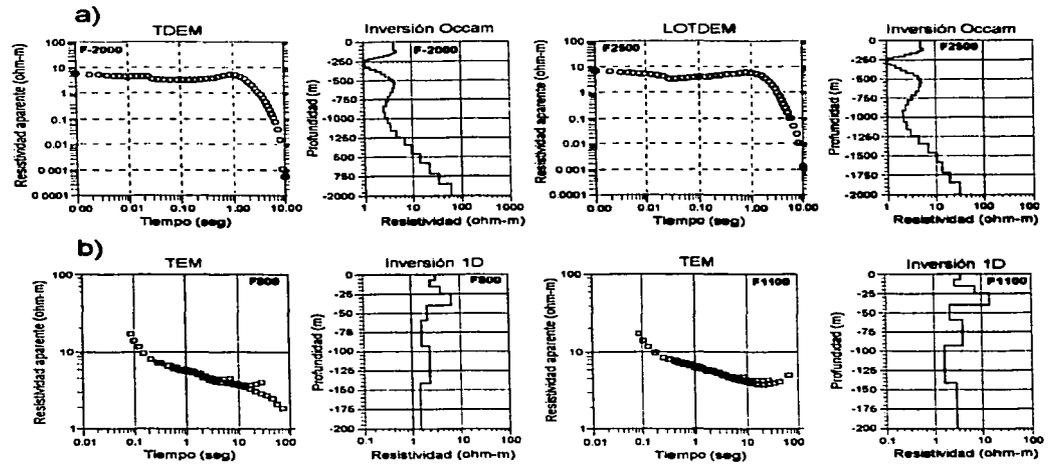


Fig. 7.29.- Curvas de resistividad aparente y secciones geoelectricas obtenidas por inversión de a) datos TDEM y b) datos TEM.

La figura 7.30 muestra la correlación entre las curvas de resistividad de los pozos y la inversión de los datos TEM y TDEM de tres estaciones (F-1000, F0 y F1000), en la parte central de la línea F, donde la litología no presenta cambios abruptos y según la sísmica la deposición de las capas permanece prácticamente horizontal. Las diferencias en profundidad que se observan en esta grafica, son debidas a que las cimas de las formaciones en el campo Franco Española están aproximadamente 250 m más arriba que en el área de estudio. En esta figura, se puede observar un incremento gradual de la resistividad con la profundidad en correlación con las curvas de resistividad de los pozos, en un rango de 1 a 100 ohm-metro, iniciando en la cima de la formación Km hasta la formación Kts.

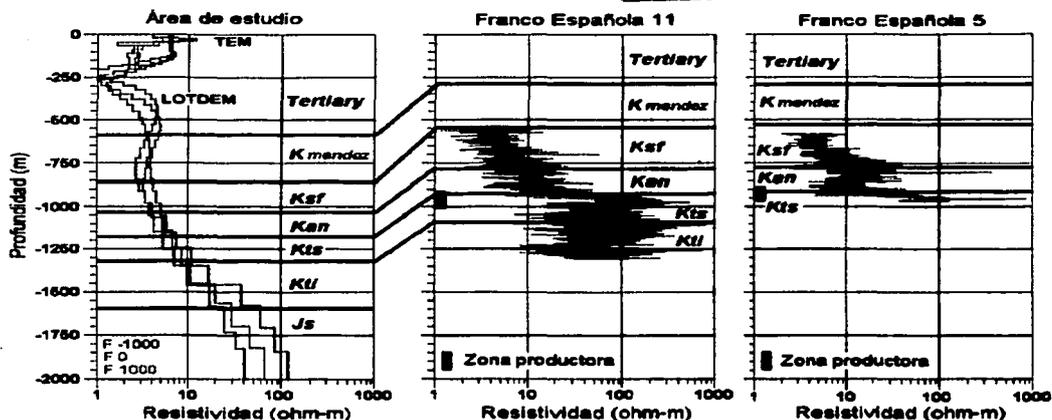


Fig. 7.30.- Correlación entre las curvas de resistividad de los pozos Franco Española 11 y 5 y la resistividad calculada de los datos TEM y TDEM en las estaciones F-1000, F0 y F1000.

Los resultados del levantamiento TEM integrados en la curva de resistividad TDEM muestran una capa superficial muy conductora con rangos de resistividades de 1 a 8 ohm-metro que corresponde a la secuencia de lutitas y areniscas del Terciario. Las curvas TEM y TDEM se traslapan en profundidades de 50 a 200 m, presentando un incremento y forma similar con la profundidad, pero con rangos de resistividad diferentes que son producidos por la diferente geometría de los métodos para hacer las mediciones.

Las bajas resistividades que se presentan en esta región son debidas principalmente a la invasión de agua salada, y al alto volumen de arcillas que contienen las rocas de las formaciones del Cretácico al Terciario.

En el análisis residual, los efectos de fondo, de la resistividad estructural promedio del área se substraen de los valores medidos. El fondo se obtuvo de las secciones de resistividad, en zonas donde los cambios de resistividad varían suavemente con la profundidad, en estas zonas las capas permanecen horizontales y no tienen estructuras geológicas que modifiquen la deposición original. Por tanto, los valores residuales son la diferencia de los datos medidos (O_i) y los transitorios teóricos calculados (C_i) del fondo de la estructura; es decir $(O_i - C_i) * 100 / O_i$, estos valores se expresan como porcentaje de la diferencia.

De los resultados de la inversión con el método de Occam, la conductancia cumulativa se obtiene con la siguiente ecuación:

$$\text{Conductancia cumulativa} = \sum_{i=1}^{n-1} \frac{T_i}{\rho_i} \quad (7.4)$$

donde n es el número de capas consideradas en la inversión de Occam, y T_i y ρ_i son los espesores y resistividades de la i -ésima capa, respectivamente.

Este análisis permite determinar las zonas anómalas a nivel regional donde la conductividad cumulativa se reduce o incrementa sustancialmente por cambios de facies estructurales o presencia de diferentes tipos de fluidos.

Los resultados de la inversión de los datos TDEM con el método Occam y sus correspondientes secciones de resistividad residual, obtenidas del análisis residual se presentan en las figuras 7.31 a 7.54; en las figuras 7.55 a 7.58 se presentan los mapas de resistividad a profundidades de 700, 900, 1000 y 1200 m que se generaron con los datos de todas las secciones de resistividad.

En las secciones de resistividad, resistividad residual y los mapas de resistividad se integro la interpretación de las líneas sísmicas L-1010 y L-1011. La sección de resistividad sobre la línea L-1011 se construyo con los datos de resistividad de la líneas A a la K mas cercanos a la sección sísmica L-1011. En las secciones de resistividad A a E se proyecto la posición del pozo taponado para observar su correlación con las anomalías de resistividad cercanas a esta posición. Las secciones de resistividad y secciones de resistividad residual de la G a la K no se interpretaron ya que no hay información geofísica suficiente.

7.7 Interpretación

La parte final de este estudio es la integración de la interpretación de las secciones sísmicas L1010 y L1011 a las secciones de resistividad, con la finalidad de posicionar las estructuras geológicas con sus correspondientes anomalías de resistividad. El cambio de tiempo a profundidad de cada uno de los horizontes en las secciones sísmicas, se hizo aplicando la ley de velocidades obtenida de los VSP del pozo Franco Española 11 y otros pozos cercanos al campo Franco Española. Los resultados obtenidos en todas las secciones de resistividad son excelentes y consistentes con la sísmica y las curvas de resistividad de los pozos Franco Española 11 y 5, como se puede observar en la figura 7.30. En la interpretación de las secciones sísmicas L-1003, L-1004, L-1010 y L-1011 (figuras 7.11 a 7.14), se pueden observar anticlinales fallados en los que se presenta fracturamiento inducido en la parte superior de la estructura por el levantamiento del basamento, que concuerda con el modelo geológico de la región (figura 7.10).

En la sección de resistividad principal F sobre la línea sísmica L-1010 que se muestra en la figura 7.31, se observa una capa superficial de resistividad moderada (1-5 ohm-m) con espesor aproximado de 580 m que corresponde a las formaciones de lutitas y areniscas del Terciario invadidas de agua salada. Debajo de esta formación, se observa una segunda capa con espesor de 300 a 400 m de resistividad moderada de (5 a 8 ohm-m) perteneciente a la formación Km que consiste principalmente de margas. En los extremos de la sección donde la estratificación de las formaciones Ksf, Kan, Kts y Kti es muy uniforme, los valores de resistividad, se incrementan gradualmente con la profundidad alcanzando mas de 30 ohm-m. Este incremento gradual es debido a la reducción del porcentaje de arcilla en los carbonatos con la profundidad.

En la parte central de la sección a nivel del Jurásico Superior, las ondulaciones que presenta esta formación, están ciertamente influidas por la alta resistividad de las rocas graníticas del basamento que presentan resistividades mayores a 80 ohm-m. Las secciones sísmicas, indican que las estructuras dominantes en el área se encuentran depositadas casi en forma horizontal, y por tanto, no presentan fracturamiento, esto sugiere que las variaciones en los valores de resistividad son probablemente debidos a cambios litológicos, no debidas a hidrocarburos.

En la porción NE del flanco de la estructura fallada, entre las estaciones F2650 a F3800, dentro de las formaciones Js, Kti, Kts, Kan y Ksf, se observa una serie de ondulaciones debidas a incrementos de resistividad que sugieren la presencia de hidrocarburos. Sobre esta misma estructura, entre las estaciones F2100 a F2500 a profundidades entre 400 a 800 m, se encuentra una anomalía de alta resistividad que se correlaciona con la dispersión de las ondas sísmicas, que son un indicativo típico de la presencia de gas en una estructura en forma de una chimenea, lo cual se confirma con la manifestación de gas en varios pozos de tiro cuando se hizo el levantamiento de esta línea sísmica. La posición de este pozo de tiro se ubica aproximadamente en la estación F2750. En el flanco SW de la estructura, entre las estaciones F1100 y F1500 dentro de las formaciones Js, Kti, Kts, Kan y Ksf, hay una amplia anomalía de baja resistividad en la estructura que sugiere invasión de fluidos, probablemente de agua salada, por lo que en esta parte de la estructura no es factible la acumulación de hidrocarburos.

La posición, forma, tamaño y profundidad de las anomalías descritas se ilustra mas claramente en la sección de resistividad residual de esta misma línea L-1010 que se muestra en la figura 7.32 que también tiene integrada la interpretación sísmica.

La sección de resistividad sobre la línea sísmica L1011 (figura 7.33), presenta características similares a las de la sección F. Una pequeña inclinación de las curvas de resistividad hacia el sureste, correlaciona con la inclinación de las formaciones en la sección sísmica L-1011. La parte interna del bloque fallado, entre las estaciones C200 y E0 de las líneas C y E muestra una anomalía de alta resistividad entre los 500 a 1000 m de profundidad, en las formaciones productoras Ksf y Kan, que sugiere la presencia de hidrocarburos dentro de una zona fracturada en esta posición. Esta anomalía continua hacia arriba, dentro de la formación Km, sugiriendo una probable chimenea saturada de gas. En la sección de resistividad residual (figura 7.34), sobre esta misma línea sísmica, la posición, forma, tamaño y profundidad de estas anomalías se observan con mas claridad.

Las secciones de resistividad A a K (figuras 7. 35 a 7.54), presentan características generales similares a las secciones descritas F y L1011. En las secciones A, B, C, D y E se observan ondulaciones producidas por incrementos de resistividad entre los 500 y 1200 m de profundidad, dentro de las formaciones productoras Ksf, Kan y Kts, sugiriendo la presencia de hidrocarburos y fracturas en esta zona que se encuentra ubicada en la parte interna de la estructura que se observa en la sección sísmica L-1011. Para ilustrar la posición de las anomalías de alta resistividad asociadas a la presencia de hidrocarburos en las secciones A, B, C, D y E respecto a la del pozo taponado con evidencia de hidrocarburos, se proyectó la posición de este pozo. Como se puede observar en las secciones de resistividad A y B más cercanas al pozo, las anomalías de alta resistividad casi fueron alcanzadas por este pozo que seguramente llegó a las formaciones productoras, esto es una evidencia que las anomalías de alta resistividad en las estructuras falladas y fracturadas, son producidas por la presencia de hidrocarburos.

En las secciones de resistividad F a K, el comportamiento de las curvas de resistividad es uniforme y congruente con la horizontalidad de las formaciones superiores que se observan en las secciones sísmicas. No hay grandes fluctuaciones en las curvas de resistividad, excepto en las formaciones Kti y Js, donde los valores de resistividad están influidas por la alta resistividad del basamento, como se puede observar en la mayoría de las secciones. La posición, forma, tamaño y profundidad de estas anomalías se observan con más claridad en las secciones correspondientes de resistividad residual.

Las características generales de todas las secciones, se observan claramente en los mapas de resistividad, que se generaron con la información de todas las secciones a profundidades de 700, 900, 1000 y 1200 m, con la finalidad de delimitar las anomalías de resistividad presentes en el área estudiada (figuras 7.55 a 7.58). En estos planos, donde se integro la interpretación de la sección sísmica L-1011 y la posición del pozo taponado, se puede apreciar que la posición de las anomalías de alta resistividad se encuentran localizadas entre las líneas A, B y C entre las estaciones 0 a 1400, en la parte alta de la estructura, exactamente en los flancos internos del sinclinal fallado, donde las acumulaciones de hidrocarburos son más factibles ya que son las zonas donde las rocas están fracturadas.

En estos mapas que se ubican desde la formación Km hasta el Kti, se puede observar que las anomalías de alta resistividad están interconectadas, y sus valores de resistividad se incrementan gradualmente con la profundidad, alcanzando sus máximos valores a la profundidad de 1200 m, donde prácticamente se integran las anomalías en una sola, definiendo una zona saturada de hidrocarburos que corre en dirección SW-NE.

Analizando la posición del pozo taponado en estos mapas, respecto a la anomalía de alta resistividad podemos llegar a la conclusión que esta anomalía de resistividad es producida por hidrocarburos. Este pozo considerado clave en la interpretación se muestra en la figura 7.59.

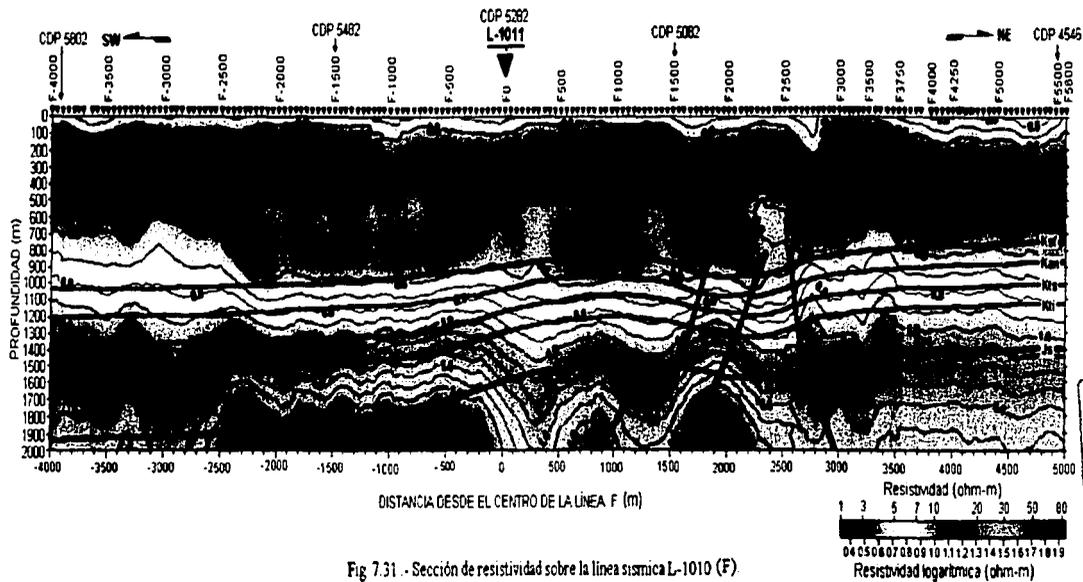


Fig 7.31 - Sección de resistividad sobre la línea sísmica L-1010 (F)

TESIS CON
FALTA DE PAGINAS

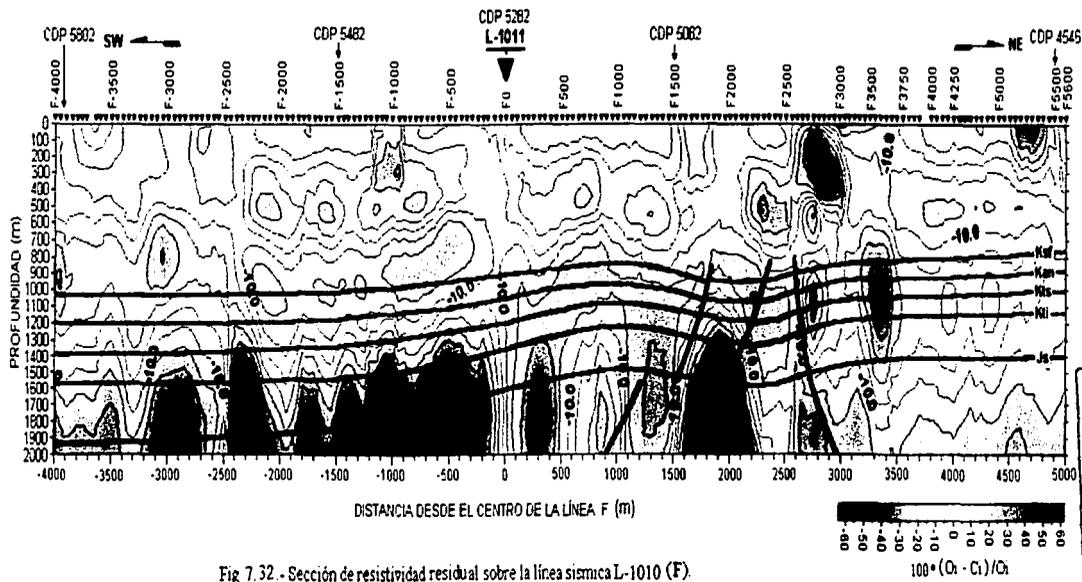


Fig 7.32 - Sección de resistividad residual sobre la línea sísmica L-1010 (F).

TESIS COM
 FALLA DE COQUEEN

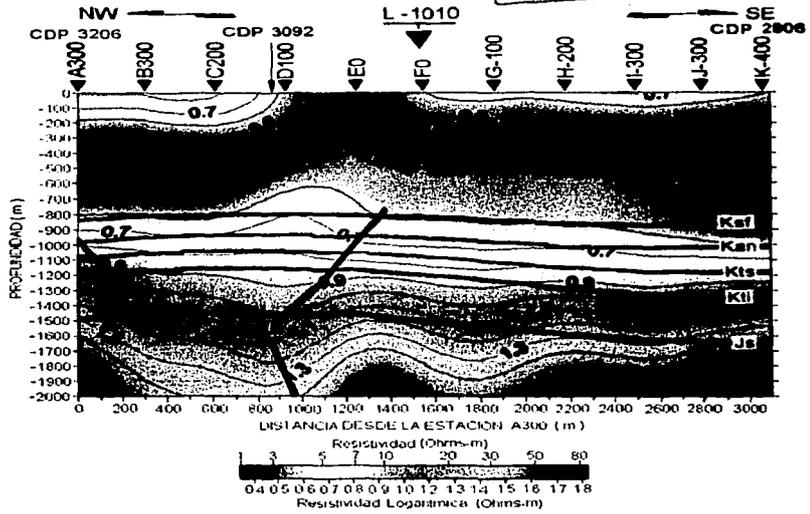


Fig. 7.33. - Sección de resistividad sobre la línea sísmica L-1011.

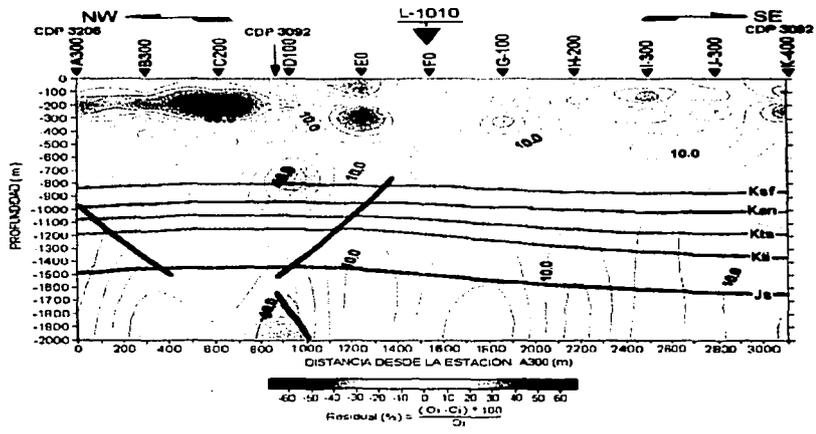


Fig. 7.34. - Sección de resistividad residual sobre la línea sísmica L-1011.

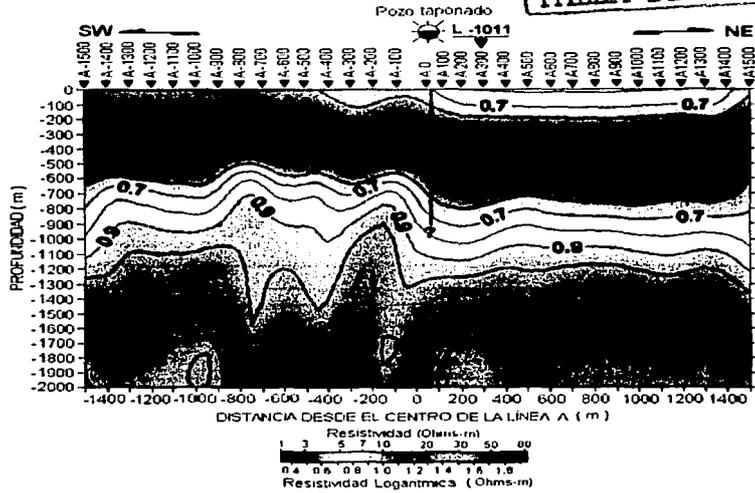


Fig. 7.35 .- Sección de resistividad sobre la línea A.

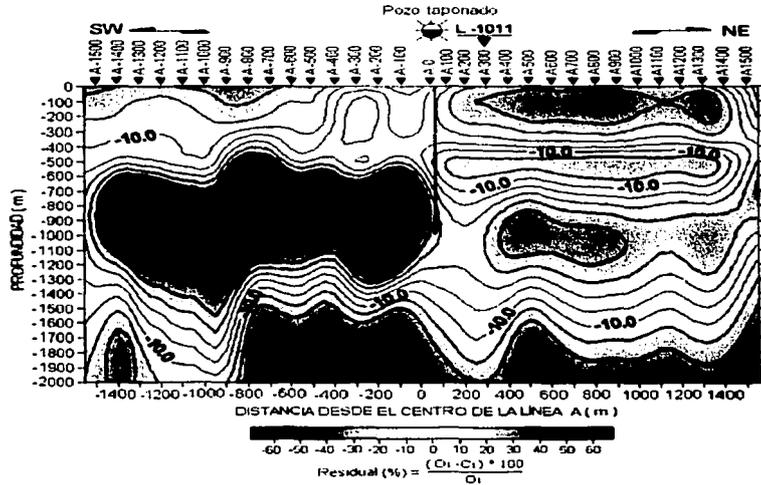


Fig. 7.36 .- sección de resistividad residual sobre la sección A.

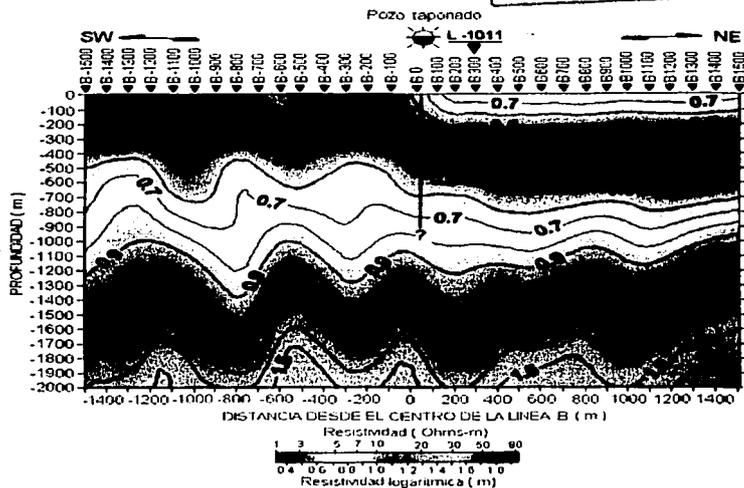


Fig. 7.37 .- Sección de resistividad sobre la línea B.

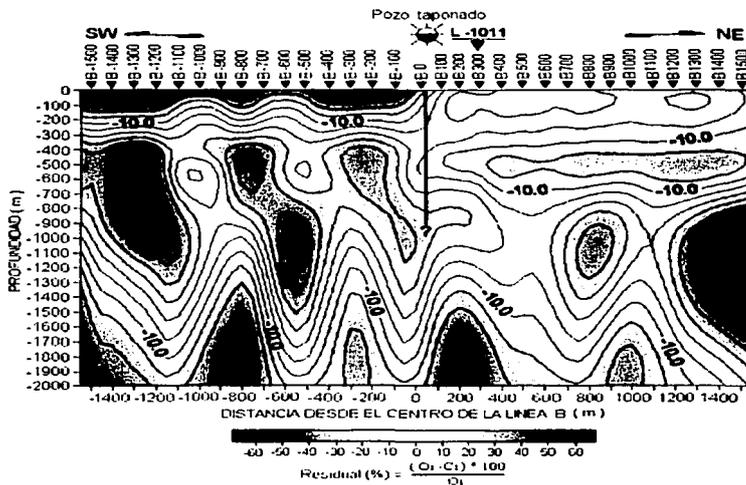


Fig. 7.38 .- Sección de resistividad residual sobre la línea B.

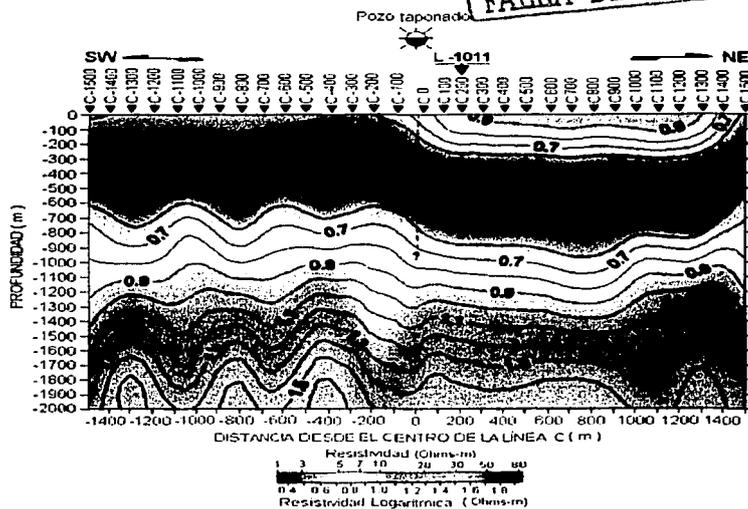


Fig. 7.39.- Sección de resistividad sobre la línea C.

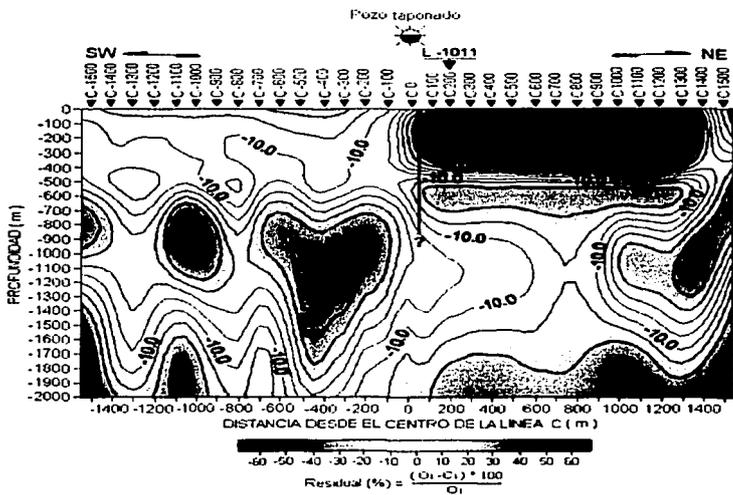


Fig. 7.40.- Sección de resistividad residual sobre la línea C.

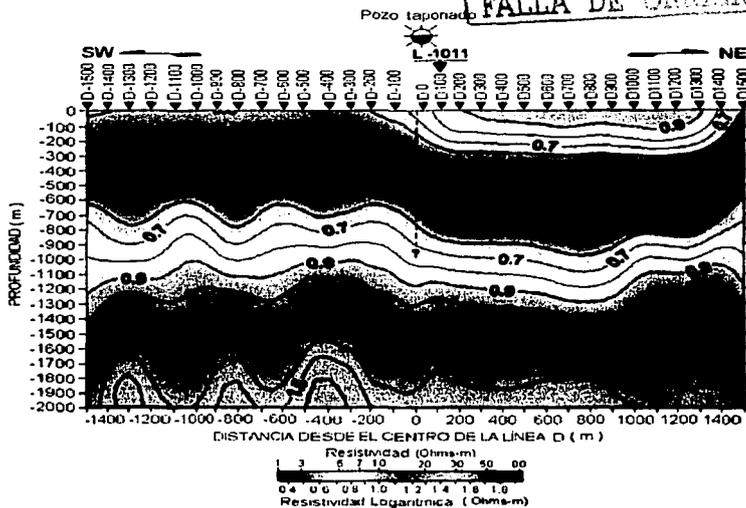


Fig. 7.41.- Sección de resistividad sobre la línea D.

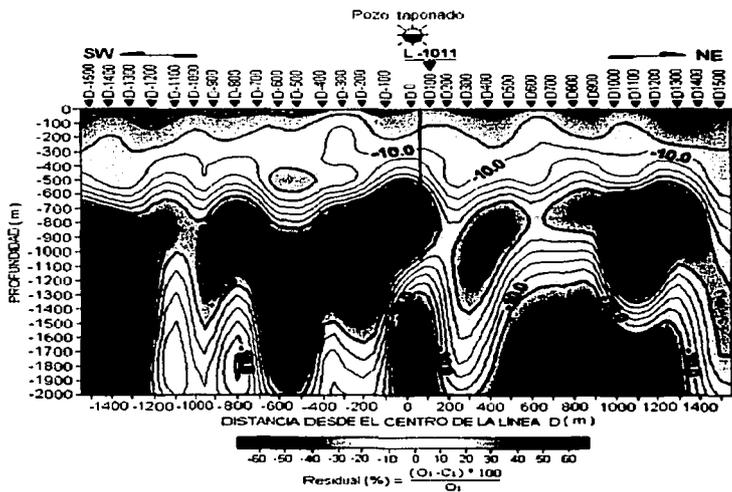


Fig. 7.42.- Sección de resistividad residual sobre la línea D.

**TESIS GRUPO
FALLA DE OMBEN**

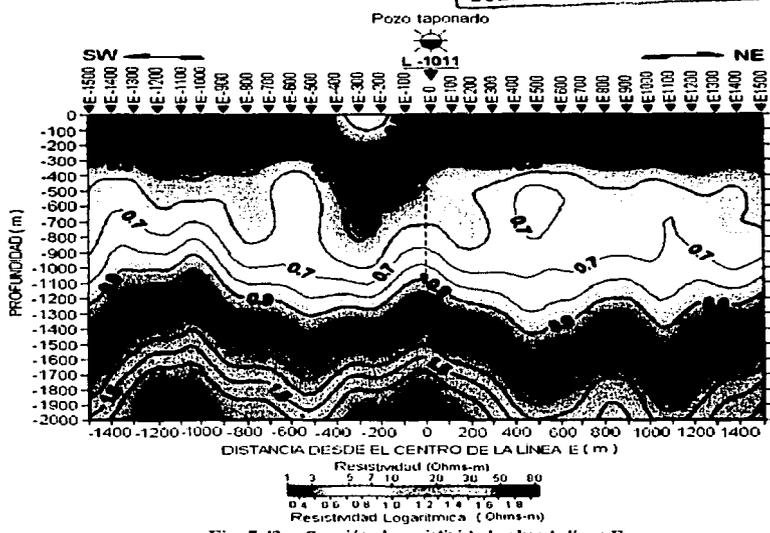


Fig. 7.43.- Sección de resistividad sobre la línea E.

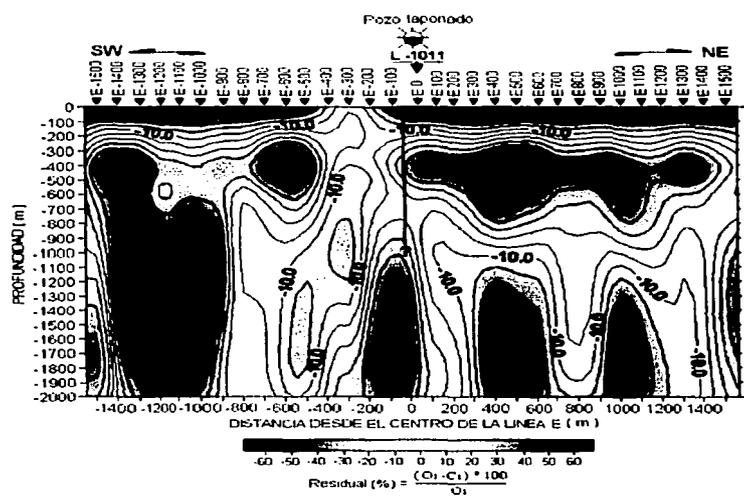


Fig. 7.44.- Sección de resistividad residual sobre la línea E.

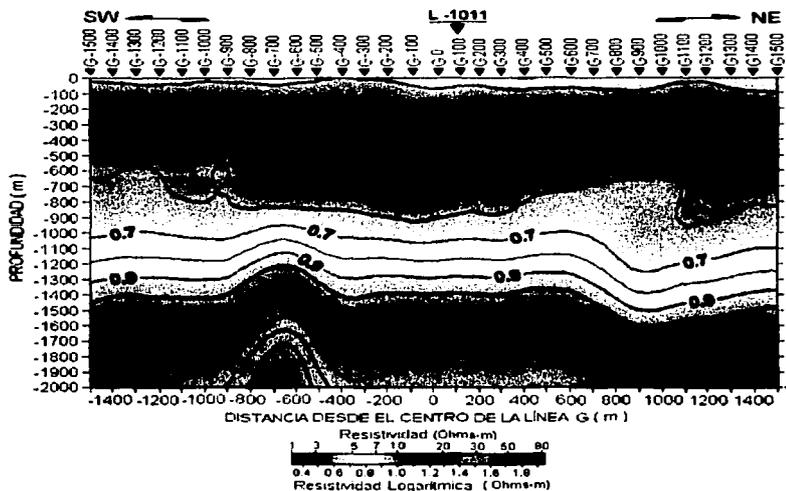


Fig. 7.45.- Sección de resistividad sobre la línea G.

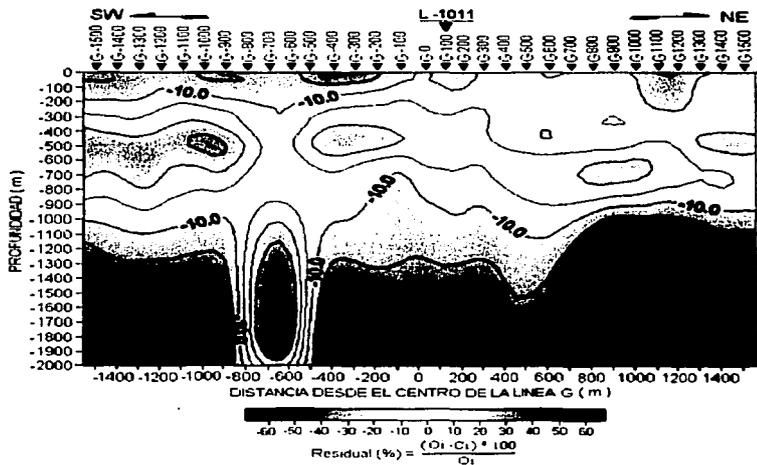


Fig. 7.46.- Sección de resistividad residual sobre la línea G.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

182

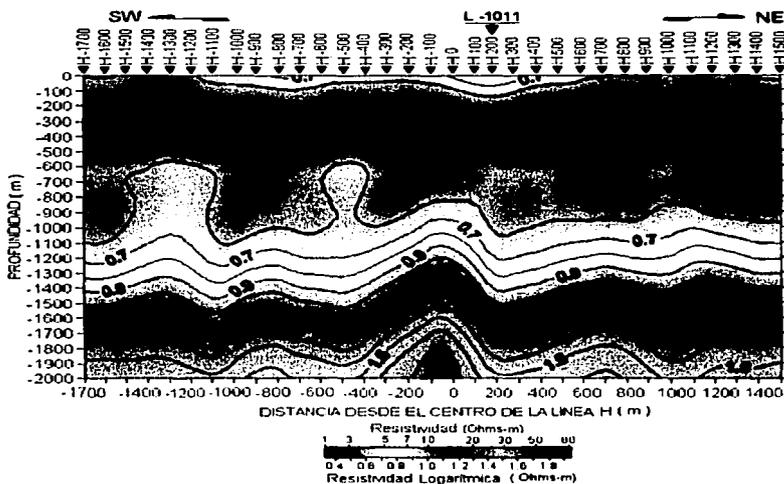


Fig. 7.47. - Sección de resistividad sobre la línea H.

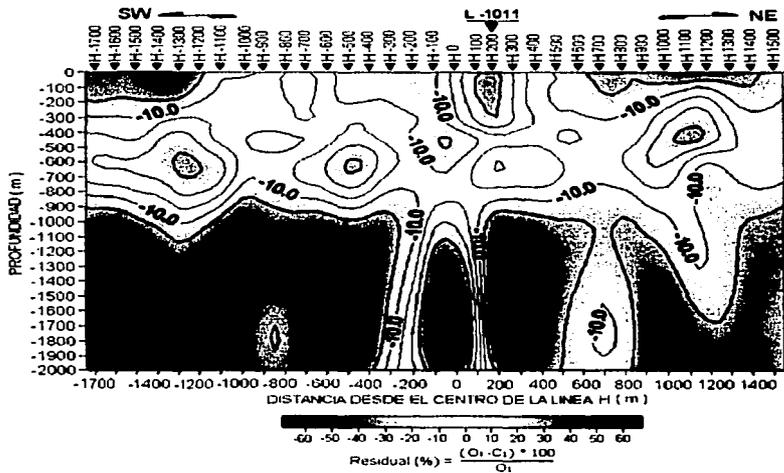


Fig. 7.48. - Sección de resistividad residual sobre la línea H.

FALDA DE ORIGIN

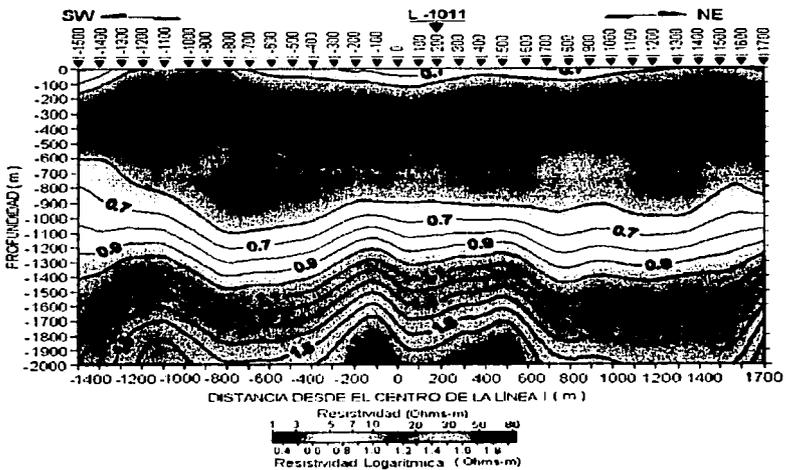


Fig. 7.49 .- Sección de resistividad sobre la línea I.

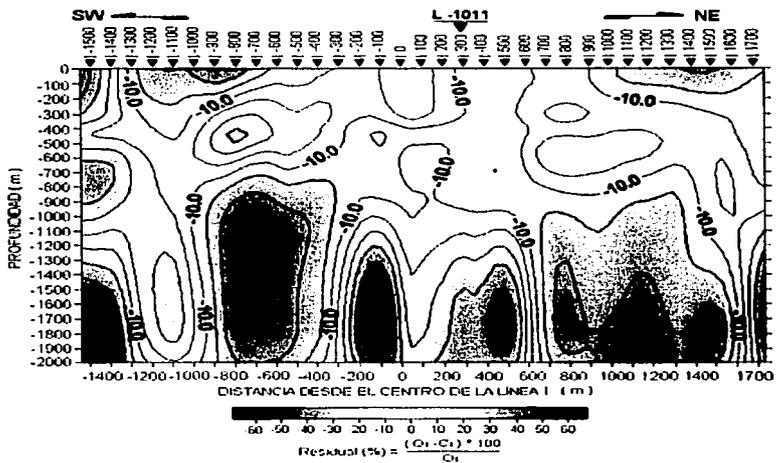


Fig. 7.50 .- Sección de resistividad residual sobre la línea I.

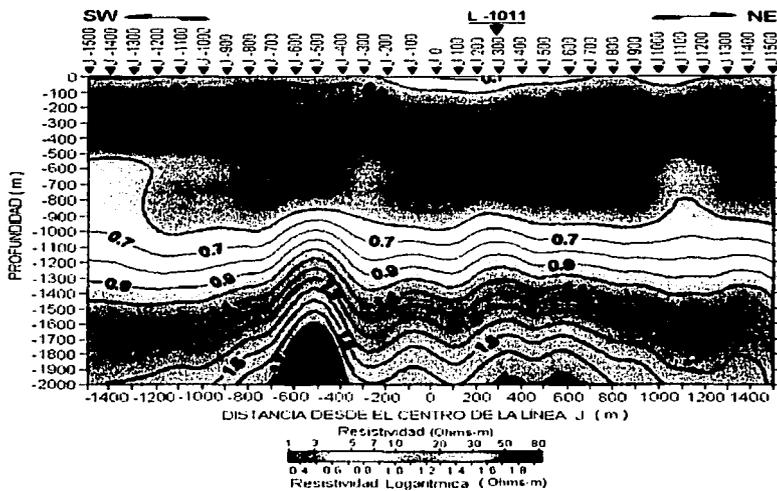


Fig. 7.51 .- Sección de resistividad sobre la línea J.

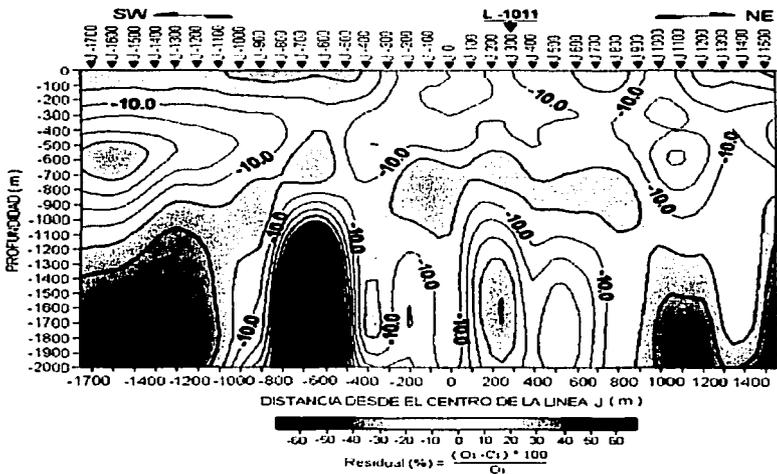


Fig. 7.52 .- Sección de resistividad residual sobre la línea J.

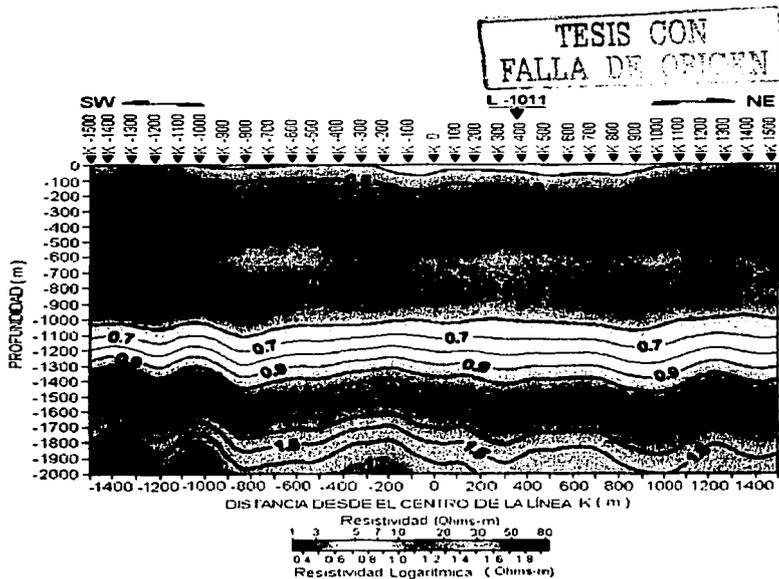


Fig. 7.53 -- Sección de resistividad sobre la línea K.

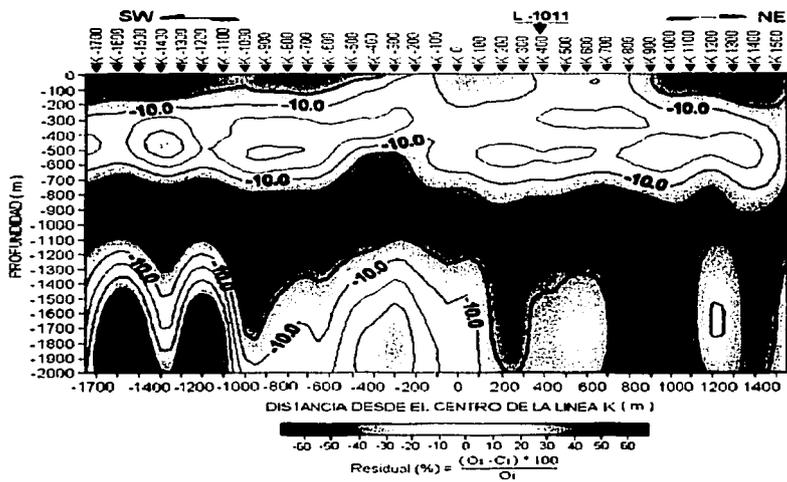


Fig. 7.54 -- Sección de resistividad residual sobre la línea K.

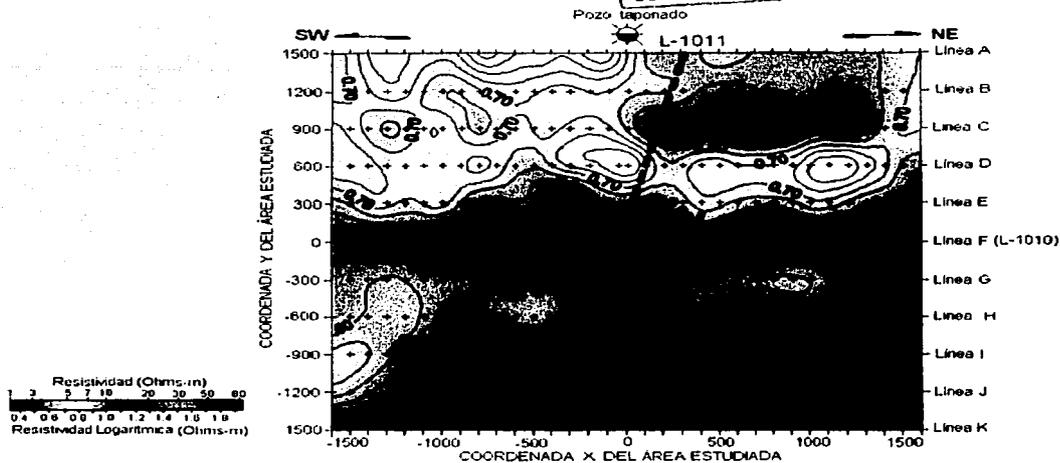


Fig. 7.55 .- Plano de resistividad a -700 m de profundidad.

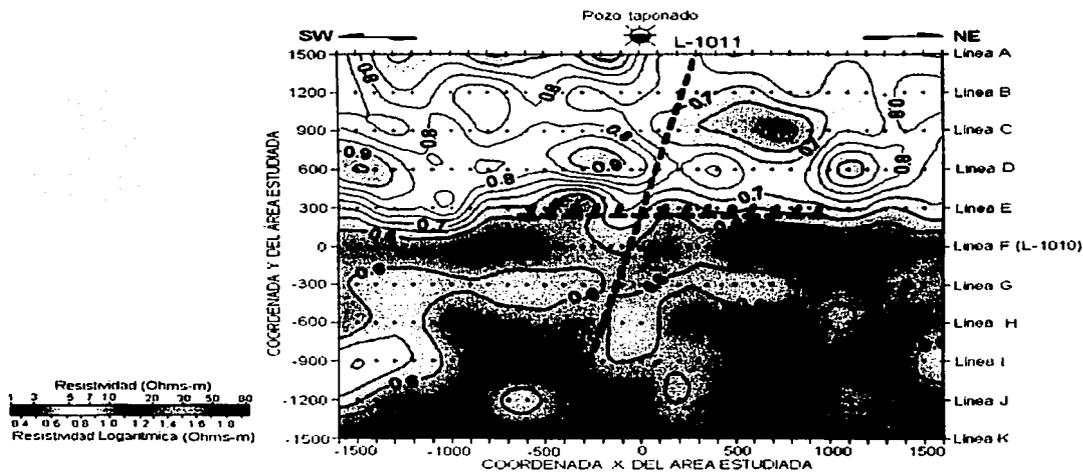


Fig. 7.56 .- Plano de resistividad a -900 m de profundidad.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

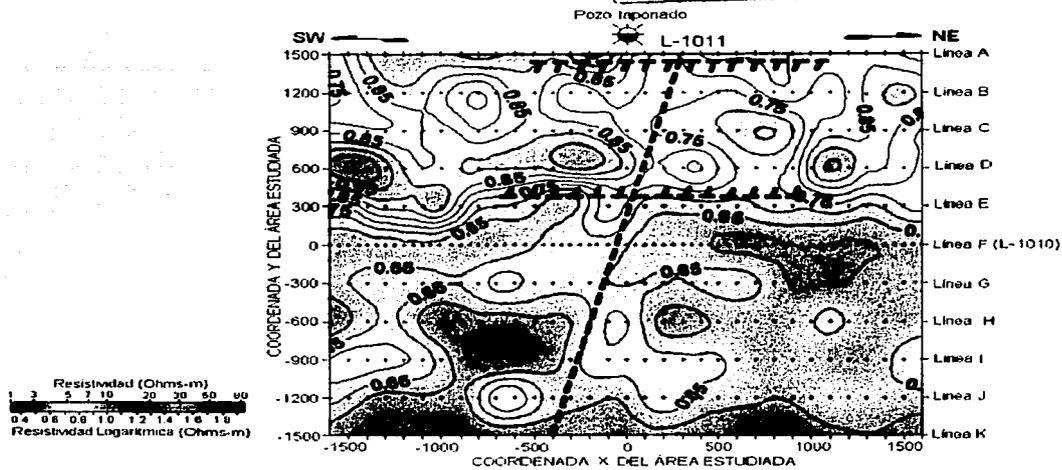


Fig. 7.57.- Plano de resistividad a -1000 m de profundidad.

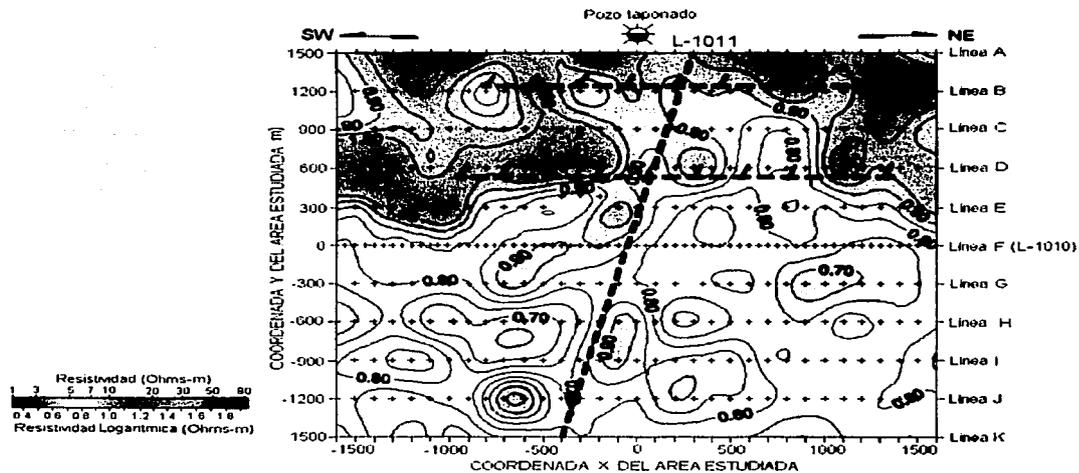


Fig. 7.58.- Plano de resistividad a -1200 m de profundidad.



Fig. 7.59 - Pozo taponado con manifestaciones de aceite y gas en la superficie, ubicado a 20 m al norte de la estación A0 de la línea A.

CONCLUSIONES

Los resultados de este proyecto de investigación aplicada, que se llevó a cabo en una región donde la producción de hidrocarburos se encuentra a profundidades entre los 800 a 1300 m, en rocas de carbonatos fracturadas y con contrastes de resistividad relativamente bajos, muestran que el método electromagnético TDEM es sensible a muy pequeños cambios de resistividades, y tiene una resolución suficiente para determinar el tipo de fluidos que contienen los poros o fracturas de las rocas, a profundidades que en teoría pueden llegar hasta 10 km, por lo que es factible su aplicación a la exploración petrolera. Estos resultados, están lo suficientemente sustentados por las estructuras sísmicas y la cercanía del pozo taponado, que en superficie tiene manifestaciones de aceite y gas y que seguramente cortó las formaciones productoras de hidrocarburos, además del pozo de tiro que presentó manifestaciones de gas durante el levantamiento de la línea sísmica L-1010. Con esto podemos concluir, que las anomalías de resistividad son producidas por los fluidos que están almacenados dentro de los poros y fracturas de las rocas de las estructuras geológicas estudiadas.

TESIS
FALLA DE ORIGEN

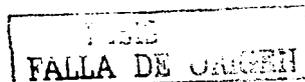
CONCLUSIONES GENERALES

Las acumulaciones de hidrocarburos se manifiestan como regiones de alta resistividad. Aunque, no todas las anomalías de alta resistividad son yacimientos de aceite o gas. Una zona con altas resistividades dentro de una trampa geológica, tiene mayores probabilidades de contener un yacimiento de hidrocarburos que una zona de bajas resistividades. Para eliminar las ambigüedades en la interpretación de los datos de resistividad, es muy importante conocer el ambiente geológico del área estudiada y las condiciones estructurales inferidas con la interpretación sísmica. Este método empleado como herramienta adicional a la exploración sísmica, puede proporcionar información que ayude a determinar con mayor precisión la localización de pozos y por supuesto su éxito.

Finalmente las ventajas que este método presenta con respecto a los métodos eléctricos tradicionales y métodos electromagnéticos en el dominio de la frecuencia son los siguientes:

- a) Las mediciones TDEM se hacen sin la presencia del campo magnético primario, por lo que las señales que se miden son causadas principalmente por la respuesta del subsuelo.
- b) Puesto que el método TDEM no mide el campo eléctrico, no hay "defasamiento estático" causado por las variaciones de resistividad que algunas veces se presentan en los sondeos eléctricos convencionales o magnetotelúricos.
- c) La sensibilidad a las variaciones de resistividad a grandes profundidades es alta, comparada con los métodos eléctricos y electromagnéticos en el dominio de la frecuencia, por lo que es posible obtener una mayor resolución en el proceso de modelado e inversión.
- d) La profundidad de investigación esta en función de la potencia de la fuente, la separación entre transmisor y receptor y la longitud de registro del transitorio y la resistividad del medio por lo que es relativamente fácil determinar esta en el área a estudiar.
- e) El procedimiento del levantamiento de datos es mucho mas rápido en cualquier condición de terreno.
- f) La topografía mientras no sea muy abrupta no afecta las lecturas TDEM.

Es recomendable continuar con los trabajos de investigación en este sentido para mejorar la capacidad y resolución del método TDEM, con el fin de lograr la caracterización de los yacimientos de hidrocarburos con el éxito que se ha tenido con la aplicación de este método en exploración minera, aguas subterráneas y geotecnia. En un futuro cercano este método se podría aplicar a la exploración de yacimientos de hidrocarburos más profundos y al monitoreo de la explotación de yacimientos de hidrocarburos.



BIBLIOGRAFÍA

- Abramowitz, M., y Stegun, I. A., 1964. Handbook of mathematical functions with formulas, graphs, and mathematical tables, National Bureau of Standards, Applied Mathematics Series 55.
- Angenheister, G., ed., 1982. Physical Properties of Rocks, In. Landolt-Bornstein, New Series: 1b, Springer Verlag.
- Constable, S. C. y Parker, R. L., 1987. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data: Geophysics 52, 289-300.
- Bracewell, R. N., 1965. The Fourier Transform and its applications, McGraw-Hill Book Company, New York.
- DeGroot-Hedlin C. y Constable, S., 1990. Occam's inversion to generate smooth, two dimensional models from magnetotelluric data: Geophysics 55, 1613-1624.
- Edwards, R. N., Lee, H., y Nabighian, M. N., 1978. On the theory of magnetometric resistivity methods Geophysics 43, 947-958.
- Frischknecht F. C. y Raab P. V., 1984. Time Domain electromagnetic soundings at the Nevada Test Site, Nevada: Geophysics 49, 981-992.
- Geonics Limited, 1993. Protem 57D (C) Operating Manual.
- Geonics Limited, 1995. Protem 37 Operating Manual 2.1.
- Gómez-Treviño E., 1987. Nonlinear Integral Equations for Electromagnetic inverse problems: Geophysics 52, 1297-1302.
- Gómez-Treviño E., E., y Edwards. R. N., 1979. Magnetometric Resistivity (MMR) anomalies of Two dimensional structures: Geophysics 44, 947-958.
- Grant F.S. y West G.F., 1965. Interpretation Theory in applied Geophysics: McGraw-Hill Book Company. New York, St. Louis, San Francisco, Toronto, London and Sydney.
- Hordt Andreas y Muller Martin., 2000. Understanding LOTEM data from mountainous terrain: Geophysics 65, 1113-1123.
- Japan National Oil Corporation Technology Research Center, 1999. Joint Experiment of Time Domain Electromagnetic Method in Tampico Area, United Mexican States: Data Acquisition and Processing. Interim Report.
- Japan National Oil Corporation Technology Research Center, 1999. Joint Experiment of Time Domain Electromagnetic Method in Tampico Area, United Mexican States: Data Analysis and Interpretations. Interim Report.

- Jupp, D. L. B. y Vozoff K., 1975. Stable iterative methods for the inversion of geophysical data: *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 42, 957-976.
- Kanasewich E. R., 1973. *Time Sequence Analysis in Geophysics*: University of Alberta Press, Alberta, Canada.
- Kaufman, A. A., 1992. *Geophysical Field Theory and Method, Part A, B, C*: Academic Press, Inc., International Geophysics Series, Volume 49A, 49B and 49C. San Diego, New York, Boston, London, Sydney, Tokyo and Toronto.
- Kaufman, A. A. y Keller G. V., 1983. *Frequency and transient soundings*: Elsevier-Amsterdam-Oxford-New York.
- Keller, G. V., 1969. *Electromagnetic surveys in the central volcanic region preliminary report*: Geophysics. Div., DISR, New Zealand, Report 55.
- Keller, G. V., 1981. Design of a time-domain electromagnetic sounding system, in Weinstock, H., and Overton, W. C., Jr. (Eds), *SQUID Applications to Geophysics*: Tulsa, SEG, 37-48.
- Keller, G. V., Pritchard, J. I, Jacobson, J. J. y Harthill. N. 1984. Megasource time domain electromagnetic sounding methods: *Geophysics* 49, 993-1009.
- Koichi Okuzumi, Masato Minegishi, Makoto Sato, Hector Palafox, Manuel Hurtado, Akira Saito, Kazushige Wada y Hidehiro Ishikawa, 1998. An experimental study of time domain electromagnetic method in oil field: *International Petroleum Technology Exhibition, Proceedings, November 1998*, 17-21.
- Lawson, C. L y Hanson, R. J., 1974. *Solving least squares problems*. Prentice Hall Inc.
- Loup, G. E. y Loup, J., 1983. Iterative deconvolution: *Geophysics* 48, 1287-1290.
- Lines L. R. y Treitel S., 1984. Tutorial a Review of Least -Squares Inversion and Its Application to Geophysical Problems: *Geophysical Prospecting* 32, 159-186.
- Lopez-Ramos E., 1979. *Geología de México; Tomos I, II, III: Edición Escolar* (Published by autor), México City.
- Loup, G. E. y Loup, J., 1983. Iterative deconvolution: *Geophysics* 48, 1287-1290.
- Macnae James C, Lamontagne Y. y West G. F., 1984. Noise processing techniques for time-domain EM systems: *Geophysics* 49, 934-948.
- Marquardt, D.W., 1963. An algorithm for least squares estimation of non-linear parameters: *Journal of the Society of Industrial and Applied Mathematics* 11, 431-441.
- Nabighian, M. N., 1991. *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 1 Theory, Part A, Part B*. Society of Exploration Geophysics.

- Nekut, A. G., y Spies, B. R., 1989. Petroleum Exploration using controlled source Electromagnetic Methods, Proc. IEEE 77, 338-362.
- Orellana E., 1972. Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua: Editorial Paraninfo. Madrid, España.
- Orellana E., 1972. Prospección Geoeléctrica en Corriente Alterna: Editorial Paraninfo. Madrid, España.
- PEMEX e IMP, 1997. Proyecto Synrift Mesozoico, Plays: Cretacico Fracturas y San Andres, Petróleos Mexicanos Exploración Producción e Instituto Mexicano del Petróleo 1997. Interim Report.
- PEMEX Activo Tampico, 1997. Proyecto Ebano-Panuco, Petróleos Mexicanos Exploración Producción Activo Tampico, 1997 Interim Report.
- Parker, R. L. y Whaler K. A., 1981. Numerical methods for establishing solutions to the inverse problem of electromagnetic induction. J. Geophys. Res., 86, 9574-9584.
- Parker, R. L., 1980. The inverse problem of electromagnetic induction: existence and construction of solutions based on incomplete data: J. Geophys. Res., 85, 4421-4428.
- Parker, R. L., 1984. The inverse problem of resistivity sounding. Geophysics. 49, 2143-2158.
- Petry, H. 1987 Transient electromagnetic methods – Modeling and Inversion, Diplom thesis, University of Cologne, (unpublished).
- Reitz y Milford, 1972. Fundamentos de la Teoría Electromagnética, Unión Tipográfica Editorial Hispano-Americana.
- Sanchez-Alvarez R. y Urrutia-Fucugauchi J., 1992. Shallow crustal structure and paleotectonics of northeastern Mexico. Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, Spain.
- Sánchez-Alvarez R. y Urrutia-Fucugauchi J., 2002. Tectonic evolution of northeastern México. International Geology Reviews (submitted).
- Schlumberger, 1984. Evaluación de Formaciones en México: Schlumberger WEC México.
- Sheng Y., 1986. A single apparent resistivity expression for long-offset transient electromagnetics, Geophysics 51, 1291-1297.
- Smith, R. S. y Annan, P., 2000. Using an induction coil sensor to indirectly measure the B-field response in the bandwidth of the transient electromagnetic method: Geophysics 65, 1489-1494.
- Spies B. R., 1989. Depth investigation in electromagnetic sounding methods: Geophysics 54, 872-888.

- Spies B. R. y Eggers, D. E., 1986. The use and misuse of apparent resistivity in electromagnetic methods: *Geophysics* 51, 1462-1471.
- Stoyer, C. H., 1981. TDEM data acquisition and processing principles. GP 671 class notes, Colorado School of Mines (unpublished).
- Stoyer Charles H. Interpex Limited, 1998. Vertical Resolution and Equivalence in EM Soundings, SAGEEP Workshop. Golden, Colorado USA.
- Strack K. M., 1992. Exploration with deep transient electromagnetic Lecture notes, expanded version to be published by Elsevier 1992, Version 1.6, Copyright: 1988-1991 Universität zu Köln Germany.
- Strack K. M., 1984. The deep transient electromagnetic sounding technique: First field test in Australia. *Exploration Geophysics* 15, 451-459.
- Strack K. M. y Vozoff K., 1996. Integrating long-offset transient electromagnetics (LOTEM) with seismics in an exploration environment: *Geophysical Prospecting*, 44, 997-1017.
- Tahsin T. M., M. Jordan J. y Keller G. V., 1997. Strata Search Corporation, Golden, Colorado. Electromagnetic imaging in exploration for stratigraphic traps. *Anatomy of a discovery: The Leading Edge* April 1997.
- Telford W. M., Geldart L.P., Sheriff R. E. y Keys D.A., 1976. *Applied Geophysics*: Cambridge University Press. Cambridge, London, New York and Melbourne.
- Zhdanov, M. S., Trayin. P. N. y Portniaguine, O. 1995. Resistivity imaging by time domain electromagnetic migration TDEM: *Exploration Geophysics* 26, 186-194.

TESIS
FALLA DE ORIGEN