

2ej
27



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

Facultad de Ingeniería

**UTILIDAD DE LOS METODOS GEOFISICOS
EN LA EXPLORACION PETROLERA**

T E S I S

Que para obtener el título de:

INGENIERO GEOLOGO

P r e s e n t a

HENRY STERLING ZOZOAGA

México, D. F.

1989

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México



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 está 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.

INDICE

INDICE

CAPITULO	PAGINA
1. INTRODUCCION.	1
1.1 CONCEPTOS GENERALES.	1
1.2 PROSPECCION PETROLERA.	2
1.3 GENERALIDADES DEL PETROLEO COMO ENERGETICO.	5
1.4 OBJETIVO DEL TRABAJO ESCRITO.	6
2. ANTECEDENTES	7
2.1 CONCEPTOS GENERALES SOBRE EL PETROLEO.	7
2.1.1 COMPOSICION DEL PETROLEO.	7
2.1.2 TEORIAS DE FORMACION DEL PETROLEO.	7
2.1.3 CARACTERISTICAS DEL PETROLEO.	9
2.2 USOS GENERALES DEL PETROLEO.	10
2.3 HISTORIA DE LOS METODOS GEOFISICOS.	14
3. EL METODO GRAVIMETRICO.	18
3.1 INTRODUCCION AL METODO GRAVIMETRICO.	18

1...

3.2	PRINCIPIOS FISICO-MATEMATICOS FUNDAMENTALES.	20
3.2.1	LEY DE NEWTON DE LA GRAVITACION UNIVERSAL.	20
3.2.2	LA SEGUNDA LEY DE NEWTON.	22
3.2.3	ANALOGIA ENTRE AMBAS LEYES.	24
3.2.4	UNIDADES USADAS EN GRAVIMETRIA.	25
3.3	EL CAMPO GRAVITACIONAL DE LA TIERRA.	26
3.3.1	VARIACION DE LA GRAVEDAD CON LA LATITUD.	26
3.3.2	VARIACION DE LA GRAVEDAD CON LA ALTITUD.	29
3.3.3	VARIACION DE LA GRAVEDAD POR LA TOPOGRAFIA CIRCUNDANTE.	32
3.3.4	VARIACION DE LA GRAVEDAD POR EFECTO DE MAREAS.	33
3.3.5	VARIACION DE LA GRAVEDAD POR DISTRIBUCION DE MASAS DE DIFERENTE DENSIDAD EN EL SUBSUELO.	34
3.4	INSTRUMENTOS DE MEDICION GRAVIMETRICA.	35
3.4.1	EL GRAVIMETRO.	36
3.4.2	PROBLEMAS DE LOS INSTRUMENTOS.	37
3.4.3	TIPOS DE GRAVIMETROS.	38
3.5	OPERACION DE CAMPO.	43
3.5.1	DETERMINACION TOPOGRAFICA.	43
3.5.2	TECNICA DE OBSERVACION GRAVIMETRICA.	45

3.6	INTERPRETACION GRAVIMETRICA.	48
3.6.1	CORRECCION DE DERIVA.	49
3.6.2	CORRECCION POR LATITUD.	49
3.6.3	CORRECCION DE AIRE LIBRE.	50
3.6.4	CORRECCION DE BOUGUER.	51
3.6.5	CORRECCION TOPOGRAFICA.	52
3.6.6	ANOMALIA DE BOUGUER.	52
4.	EL METODO MAGNETOMETRICO.	57
4.1	INTRODUCCION AL METODO MAGNETOMETRICO.	57
4.2	PRINCIPIOS FISICO-MATEMATICOS FUNDAMENTALES.	59
4.2.1	POLOS MAGNETICOS.	59
4.2.2	FUERZA MAGNETICA.	60
4.2.3	CAMPO MAGNETICO.	61
4.2.4	MOMENTO MAGNETICO DIPOLAR.	62
4.2.5	INTENSIDAD DE MAGNETIZACION.	63
4.2.6	SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA.	64
4.2.7	INDUCCION MAGNETICA.	66
4.2.8	PERMEABILIDAD.	67
4.2.9	MAGNETISMO REMANENTE.	68
4.2.10	UNIDADES USADAS EN MAGNETOMETRIA.	69

4.3	EL CAMPO MAGNETICO DE LA TIERRA.	70
4.3.1	TEORIAS SOBRE EL ORIGEN DEL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE.	71
4.3.2	COMPONENTES DEL CAMPO MAGNETICO TOTAL.	73
4.3.3	EL CAMPO INTERNO.	73
4.3.4	VARIACION SECULAR.	74
4.3.5	EL CAMPO EXTERNO.	75
4.3.6	VARIACIONES DEL CAMPO EXTERNO.	75
4.3.7	EL CAMPO CORTICAL.	77
4.3.8	VECTOR QUE REPRESENTA AL CAMPO MAGNETICO TOTAL.	77
4.4	INSTRUMENTOS DE MEDICION MAGNETOMETRICA.	79
4.4.1	MAGNETOMETROS TERRESTRES.	80
4.4.2	MAGNETOMETROS AEREOS.	81
4.4.3	DIFERENCIAS ENTRE AMBOS TIPOS DE MAGNETOMETROS.	84
4.5	OPERACION DE CAMPO.	86
4.5.1	DETERMINACION TOPOGRAFICA.	87
4.5.2	TECNICAS DE OPERACION MAGNETOMETRICA TERRESTRE.	88
4.5.3	TECNICAS DE OPERACION MAGNETOMETRICA AEREA.	91
4.6	INTERPRETACION MAGNETOMETRICA.	96

4.6.1	REDUCCION DE DATOS.	97
4.6.2	SECCIONES Y PERFILES MAGNETICOS.	100
4.6.3	MODELADO BIDIMENSIONAL MAGNETOMETRICO.	101
4.6.4	METODOS USADOS PARA EL CALCULO DE PROFUNDIDADES.	102
5.	EL METODO SISMOLOGICO.	108
5.1	INTRODUCCION AL METODO SISMOLOGICO.	108
5.2	PRINCIPIOS FISICO-MATEMATICOS FUNDAMENTALES.	111
5.2.1	CONSTANTES ELASTICAS DE LOS MATERIALES.	111
5.2.2	MODULO DE YOUNG.	113
5.2.3	COEFICIENTE DE POISSON.	114
5.2.4	MODULO DE RIGIDEZ O DE CIZALLAMIENTO.	115
5.2.5	MODULO VOLUMETRICO Y COMPRESIBILIDAD.	116
5.2.6	ONDAS SISMICAS.	117
5.2.7	TIPOS DE ONDAS SISMICAS.	118
5.2.8	MECANISMO DE PROPAGACION DE LAS ONDAS SISMICAS.	121
5.2.9	REFRACCION.	123
5.2.10	REFRACCION TOTAL.	124
5.2.11	DIFRACCION.	125
5.3	EL COMPORTAMIENTO SISMOLOGICO DE LA TIERRA.	126

5.3.1	ELEMENTOS DE SISMOLOGIA.	127
5.3.2	TRAYECTORIAS DE LAS ONDAS SISMICAS TERRESTRES.	129
5.3.3	PRINCIPIO DEL METODO SISMOLOGICO DE REFRACCION.	130
5.3.4	PRINCIPIO DEL METODO SISMOLOGICO DE REFLEXION.	132
5.4	INSTRUMENTOS DE DETECCION SISMOLOGICA.	134
5.4.1	GEOFONOS.	136
5.4.2	AMPLIFICADORES.	140
5.4.3	GALVANOMETROS.	141
5.4.4	EQUIPOS DE REGISTRO SISMOLOGICO.	142
5.5	OPERACION DE CAMPO.	144
5.5.1	DETERMINACION TOPOGRAFICA.	145
5.5.2	DIVERSAS FUENTES DE ENERGIA SISMICA.	150
5.5.3	TECNICAS DE OPERACION SISMOLOGICA.	157
5.5.4	OBSERVACION EN ZONAS MARINAS.	163
5.6	INTERPRETACION SISMOLOGICA.	164
5.6.1	SISTEMAS DE REPRESENTACION.	165
5.6.2	PROCESAMIENTO DE DATOS SISMICOS.	166
5.6.3	REDUCCION DE DATOS.	167
5.6.4	CORRECCIONES GEOMETRICAS Y PROBLEMAS SUPERFICIALES.	170

5.6.5	INTERPRETACION EN REFLEXION Y REFRACCION.	176
5.6.6	VENTAJAS Y DESVENTAJAS ENTRE AMBOS METODOS.	178
6.	EL METODO ELECTRICO.	180
6.1	INTRODUCCION AL METODO ELECTRICO.	180
6.2	PRINCIPIOS FISICO-MATEMATICOS FUNDAMENTALES.	182
6.3	EL COMPORTAMIENTO ELECTRICO DE LA TIERRA.	185
6.4	INSTRUMENTOS Y OPERACION DE CAMPO.	187
6.4.1	SEGUN EL METODO DE EXCITACION DEL TERRENO.	187
6.4.2	SEGUN EL METODO DE DETECCION DE LAS PROPIEDADES ELECTRICAS.	189
6.5	CONCLUSIONES DEL METODO ELECTRICO.	191
7.	CONCLUSIONES.	192
7.1	RESUMEN DE CONCEPTOS.	192
7.2	METODOS MAYORES DE PROSPECCION.	193
7.3	NECESIDAD DE INGENIEROS GEOLOGOS CAPACITADOS.	193
7.4	INTEGRACION GEOLOGICA-GEOFISICA.	194

7.5 ACLARACIONES FINALES.	197
APENDICE.	199
BIBLIOGRAFIA.	208

1. INTRODUCCION

1. INTRODUCCION

Todo método geofísico por sí solo, no puede proporcionar adecuadas interpretaciones del medio que se estudia, si éstas no tienen un apoyo geológico; así como el apoyo de otro método geofísico.

1.1 Conceptos Generales.

El principal propósito de la prospección geofísica con fines petroleros, es el de buscar depósitos ocultos de hidrocarburos (petróleo y gas), o bien, de minerales útiles, efectuando mediciones físicas desde la superficie del suelo, estas mediciones suministran información acerca de las propiedades físicas de los materiales del interior de la tierra.

Esta información, interpretada en forma adecuada, puede utilizarse para localizar depósitos de hidrocarburos o de minerales de valor económico.

Los datos de los estudios geofísicos, para ser eficaces, deben expresarse en términos geológicos, y el valor que pueda concederse al cuadro geológico así obtenido, mayor para unas técnicas que para otras, depende de la calidad de los datos y de la pericia con que son interpretados.

Desde que por primera vez se aplicó la Geofísica a la exploración, hasta la fecha, se han producido continuos perfeccionamientos en los instrumentos y técnicas, así como en los métodos de interpretación, sin embargo, a pesar de que los métodos geofísicos han resultado más eficaces, el incremento de sus posibilidades no ha guardado relación paralela con la creciente dificultad existente para encontrar nuevos depósitos de petróleo y de minerales, pues las fuentes más fáciles de localizar en cualquier momento, han sido encontradas y explotadas de manera progresiva.

1.2 Prospección Petrolera.

Las actividades de la industria petrolera comienzan con la exploración, que es el conjunto de tareas de campo y gabinete cuyo objetivo principal es descubrir nuevos depósitos de hidrocarburos o nuevas extensiones de los existentes.

Todas las compañías petroleras del mundo destinan gran parte de sus recursos técnicos y económicos a la exploración, con miras a incrementar sus reservas.

Las primeras exploraciones en busca de hidrocarburos carecían de bases científicas, siendo su objetivo encontrar manifestaciones superficiales de petróleo, tales como chapopoterías. Posteriormente la técnica exploratoria consistió en perforar pozos de cateo, siguiendo las tendencias marcadas por los pozos productores, con el resultado de que muchos pozos se localizaron al azar.

Posteriormente, la industria comenzó a utilizar los servicios de los geólogos, quienes con mayores conocimientos de las relaciones existentes entre las condiciones superficiales y las del subsuelo, podían determinar con mayor posibilidad de éxito los lugares en que debían perforarse los pozos, basándose en la exploración geológica superficial.

Numerosos campos fueron descubiertos como fruto de esta clase de exploraciones, pero pronto la experiencia demostró la existencia de yacimientos a mayores profundidades (en la actualidad, se extrae petróleo de profundidades de casi 7,000 metros).

En la segunda década del presente siglo, hicieron su aparición en la industria petrolera los métodos geofísicos de exploración, técnicas que pueden determinar las condiciones de las capas profundas del subsuelo mediante la medición de las propiedades físicas de las rocas, que se hace desde la superficie o bien dentro de los pozos que se perforan.

A la fecha, estos métodos han demostrado ser sumamente valiosos para la búsqueda de hidrocarburos. Sus resultados, interpretados adecuadamente con criterios geológicos, han dado lugar al descubrimiento de casi el 80 por ciento de las

reservas actuales del mundo.

La exploración petrolera en nuestros días puede dividirse en forma general en las siguientes etapas: a) Trabajos de reconocimiento; b) Trabajos de detalle; c) Estudios para la localización de pozos exploratorios y; d) Análisis de los resultados obtenidos para programar la perforación de nuevos pozos.

- a) Los trabajos de reconocimiento tienen por finalidad el estudio de las condiciones geológicas generales de un área para estimar las posibilidades de que contenga hidrocarburos en su subsuelo. Incluyen exploraciones foto-geológicas, de geología superficial y estudios geofísicos de gravimetría, magnetometría y sismología regional.
- b) Los trabajos de detalle se realizan en áreas seleccionadas con las mayores posibilidades, tratando de definir los lugares donde las capas del subsuelo presenten características apropiadas para la acumulación de petróleo. El método más valioso para este tipo de trabajo es el sísmológico. Se utilizan además los métodos geológicos de detalle.
- c) Durante la perforación de los pozos exploratorios, geólogos y paleontólogos estudian las muestras de roca cortadas por el pozo, haciendo periódicamente mediciones geofísicas dentro del mismo.
- d) Los resultados de estos estudios definen las capas del subsuelo que contienen hidrocarburos y de las cuales puede extraerse petróleo.

Actualmente se han incorporado los métodos más avanzados y novedosos, tales como: la geoquímica en trabajos de geología superficial y el sistema sísmico de migración tridimensional, así como los estudios con la técnica "Sniffer" para determinar el flujo de hidrocarburos que provienen del fondo marino.

No obstante, estos modernos métodos que permiten realizar minuciosos trabajos exploratorios antes y durante la perforación del pozo, no siempre conducen a descubrir un yacimiento, esto es debido en parte a que, a pesar de existir

condiciones geológicas propicias y favorables para la acumulación de petróleo, estas no siempre conducen a un descubrimiento positivo de hidrocarburos, y en menor proporción a que la información obtenida en las exploraciones geológicas y geofísicas no es analizada cuidadosamente, ya que los técnicos que intervienen en estos casos específicos carecen de la experiencia necesaria. o bien, de los conocimientos teóricos que permiten localizar los lugares donde deben perforarse los pozos exploratorios.

1.3 Generalidades del Petróleo como Energético.

El petróleo se ha convertido en la palabra más sustancial del desarrollo económico. La necesidad que la sociedad moderna se ha hecho de él, ha creado una gran industria que actualmente produce y consume cerca de 50 millones de barriles diarios.

A pesar de la búsqueda y el desarrollo de otras fuentes de energía, el petróleo aún tiene un futuro promisorio. En 1982, el consumo mundial total de la energía primaria fue de 6 mil 834.7 millones de toneladas equivalentes a petróleo.

De este consumo global los países en desarrollo, con tres cuartas partes de la población de la tierra, ocupan cifras menores, es decir, poco menos de una tercera parte. Sin embargo, lo preocupante es que mientras los países industrializados han tendido a reducir en los últimos años su consumo, los países no desarrollados parecen impotentes en este sentido.

1.4 Objetivo del Trabajo Escrito.

El objetivo del presente "Trabajo Escrito", es el de proporcionar al Ingeniero Geólogo las herramientas Teóricas Básicas necesarias para su capacitación en la interpretación de los métodos de Prospección Geofísica más comúnmente utilizados, lo cual le permitirá dar un enfoque netamente geológico a los datos obtenidos a través de dichos métodos.

Los factores que justifican dicho objetivo son:

- a) El aprovechamiento de los recursos actuales disponibles para el Ingeniero Geólogo en materia de Métodos Geofísicos.
- b) Los altos costos involucrados en la perforación de pozos con fines petroleros en sitios no adecuados para tales propósitos, esto último debido a una errónea determinación de localizaciones por un empleo incorrecto de todas aquellas herramientas geológicas-geofísicas de que se dispone, haciendo patente una urgente necesidad de capacitación para lograr una mejor utilización de dichas herramientas.
- c) La actual situación económica por la que atraviesa el país, exige un abatimiento de los costos en todo aquello relacionado con la prospección geológica en general y con la prospección petrolera en particular, debido a que el petróleo es uno de los mas grandes pilares de la economía nacional y a que existe una marcada inestabilidad en los precios del mercado petrolero mundial (baja en los precios de venta del crudo).

2. ANTECEDENTES

2. ANTECEDENTES

En resumen, podemos concluir que la Geofísica, como el microscopio, es otro instrumento geológico.

2.1 Conceptos Generales sobre el Petróleo.

2.1.1 Composición del Petróleo.

El petróleo es un compuesto de hidrocarburos, básicamente una combinación de Carbono e Hidrógeno. La palabra Petróleo proviene del latín Petroleum (Petra=Piedra y Oleum=Aceite), por lo tanto, dicha palabra significa "Aceite de Piedra".

El petróleo corresponde a un grupo de sustancias bituminosas muy abundantes en la naturaleza que se encuentran en muy variadas formas y reciben diversas denominaciones como petróleo en bruto, aceite de piedra, nafta, asfalto, o bien, se halla mezclado con diversos elementos minerales como ocurre en las pizarras bituminosas.

En general podemos decir, que la composición aproximada del petróleo consta de los siguientes elementos químicos:

Carbono de 76 a 86 por ciento

Hidrógeno de 10 a 14 por ciento

También contiene algunas impurezas mezcladas como: Oxígeno, Azufre y Nitrógeno; junto con huellas de compuestos de Hierro, Níquel, Vanadio y otros metales.

2.1.2 Teorías de Formación del Petróleo.

Existen varias teorías sobre los orígenes de la formación del

petróleo que pueden ser clasificadas en dos grandes rubros: la de formación inorgánica y la de formación orgánica.

La primera explica la formación del petróleo de manera general como el resultado de reacciones geoquímicas entre el agua y el bióxido de carbono; además de otras sustancias inorgánicas como carburos y carbonatos de metales.

Esta teoría fue aceptada durante muchos años, pero a medida que se han perfeccionado las técnicas del análisis geológico se ha ido acumulando información al respecto dando paso a las teorías de formación orgánica; las cuales determinan que el petróleo es producto de la descomposición de organismos vegetales y animales que existieron en ciertos periodos del tiempo geológico y que fueron sometidos a enormes presiones y a elevadas temperaturas.

El principal factor que ha contribuido a tener una mayor aceptación de las teorías orgánicas de formación del petróleo, es el hecho de que a partir de estudios realizados sobre rocas petrolíferas de campos productores, se han encontrado en ellas ciertas propiedades ópticas que sólo se localizan en sustancias orgánicas, además de que el contenido de nitrógeno y de otras sustancias en el petróleo proceden de materiales orgánicos.

Por una parte, la escasez de depósitos de origen ígneo en muchos de los campos aceítíferos ha sido, para la mayoría de los geólogos, una razón convincente de que el petróleo no tiene origen inorgánico.

Hubo una hipótesis que suponía al carbón mineral como origen de los hidrocarburos, pero en contra de ella se comprobó la predominante frecuencia con que se presentan los yacimientos petrolíferos en áreas que carecen de esta sustancia mineral.

También puede confirmar el origen orgánico del petróleo, la evidencia de que la mayor parte de los yacimientos del mundo se localizan en lugares que fueron ocupados por lagos y mares hace millones de años.

2.1.3 Características del Petróleo.

El petróleo se encuentra en el subsuelo, impregnado en formaciones de tipo arenoso o calcáreo. Asume los tres estados físicos de la materia: sólido, líquido y gaseoso, según su composición, temperatura y presión a que se encuentra.

Su color varía entre el ámbar y el negro, su densidad es menor que la del agua. En estado nasense es inodoro, incoloro e insípido, por lo que como medida de seguridad, se le mezcla un compuesto sulfurado (mercaptano) para descubrir su presencia y evitar intoxicaciones.

Puede hallarse solo o mezclado con el petróleo líquido dentro de un mismo yacimiento. En el subsuelo se encuentra por lo general, encima de una capa de agua, hallándose en la parte superior del yacimiento una capa de gas.

El hidrocarburo no se encuentra distribuido uniformemente en las capas del subsuelo. Es necesario que ocurran cuatro condiciones para dar lugar a un yacimiento donde se acumule petróleo y gas:

- a. Una roca almacenadora porosa y permeable, de tal forma que el petróleo pueda moverse a través de sus poros (de tamaño microscópico), al encontrarse bajo presión.
- b. Una roca impermeable sello que evite el escape del petróleo a la superficie.
- c. El yacimiento debe tener forma de "trampa". Es decir, que las rocas impermeables se encuentren dispuestas en tal forma que el petróleo no pueda moverse hacia los lados.
- d. Deben existir rocas cuyo contenido orgánico se haya convertido en petróleo por efecto de la presión y de la temperatura.

Las rocas almacenadoras en las que se ha encontrado petróleo son de muy diversas edades geológicas; desde los terrenos arcaicos o primitivos, hasta los modernos o cuaternarios.

2.2 Usos Generales del Petróleo.

En la biblia, el petróleo aparece con el nombre de betún, mineral combustible. Noé lo utilizó como impermeabilizante para proteger y calafatear su célebre arca.

Los babilonios y los asirios lo empleaban para alumbrado, en sustitución del aceite vegetal y como cemento en las construcciones; los árabes y los hebreos lo tenían para usos medicinales; los egipcios en sus prácticas de embalsamamiento y los romanos para destruir naves enemigas.

Marco Polo narró sobre su uso en Georgia, Rusia, en estos términos: "... se encuentra ahí una fuente de la que sale tanto aceite que cien navíos podrían cargar a la vez, pero este aceite no es bueno para comer y sólo sirve para arder, para curar la roña y otras cosas y los hombres vienen de muy lejos a recogerlo y en todo el país no se quema otro aceite".

En América los indios empleaban el petróleo para impermeabilizar sus canoas antes de que el hombre blanco llegara al nuevo continente. Durante la época precortesiana, las tribus que habitaron el territorio mexicano, utilizaron el petróleo como material de construcción, medicina, pegamento, impermeabilizante y como incienso para sus ceremonias religiosas.

Los totonacas, habitantes de la mayor parte del estado de Veracruz, lo recogían de la superficie de las aguas para utilizarlo como medicina y como iluminante. Algunas tribus que habitaron las costas mexicanas lo masticaban para limpiar y blanquear su dentadura.

En la época moderna, en América del norte, la primera noticia segura sobre manantiales americanos de petróleo se debe al monje franciscano De la Roche d'Allion, quien escribió en 1629 que en el estado de Nueva York había muchos manantiales de petróleo. La apertura de los yacimientos fue favorecida por la búsqueda que se hacía en la obtención de sal o aguas salinas.

Durante la época colonial, las reales ordenanzas para la minería de la Nueva España promulgadas en 1783 por el rey

Carlos III de España, hacían mención de los hidrocarburos, tales ordenanzas dejan en claro que no sólo se tenía conocimiento desde entonces de la existencia de sustancias aceitíferas, sino que ya se les concedía cierto valor.

Mientras tanto, al mismo tiempo en Europa, Amado Argand, físico matemático y químico italiano, inventó en 1784 una lámpara de corriente de aire con mecha hueca y redonda, protegida por un tubo cilíndrico de vidrio, que reducía notablemente los inconvenientes del humo.

Más tarde Antoine Quinquet, empleado de Argand, hizo algunas modificaciones a la lámpara y le puso su nombre. Con el descubrimiento de esta lámpara se introdujo un nuevo uso al petróleo, que pronto comenzó a generalizarse a fines del siglo XVII. a pesar de que el petróleo crudo empleado de esta manera se inflama fácilmente, dejando al arder residuos bituminosos.

En Estados Unidos se extendió la forma de obtener del petróleo líquidos adecuados para hacerlos arder en lámparas de alumbrado, sin que presentaran los inconvenientes antes citados.

En el siglo XIX, en la península de Apsheron, comenzó a obtenerse regularmente el petróleo en bruto cuando la región de Bakú y sus alrededores pasaron a poder de Rusia. Al principio el rendimiento fue poco, pero por 1860 la producción se había estabilizado en unas 3,500 toneladas anuales.

Al principio se utilizó como materia prima una sustancia parecida a la cera mineral, rica en asfalto llamada kirr, que se encuentra en grandes cantidades en la comarca de Bakú.

Los manantiales de Bakú son los más grandes y más antiguos de que se tiene noticia, y por tanto, fue en Rusia donde por primera vez se extrajo petróleo en cantidades notables.

De 1845 a 1855 en los alrededores de Tarantung (Estados Unidos), se ejecutaron sondeos para recoger aguas saladas para extraerles la sal. Estos sondeos proporcionaban frecuentemente cantidades apreciables de petróleo, pero éste se consideraba como perjudicial para la pureza que se requería para la sal.

Hasta entonces, el petróleo se había utilizado casi exclusivamente en la medicina. Samuel M. Kier había abierto un establecimiento en Pittsburgh en 1847, donde vendía petróleo embotellado con el nombre de "Carbon Oil", bajo el señuelo de que curaba todos los padecimientos en los seres humanos y en los animales.

Pensando que el petróleo podría tener otros usos, viajó a Filadelfia, donde consultó a un prominente químico y regresó convencido de que de la destilación del producto podría obtenerse un buen iluminante. Esto lo decidió a construir un alambique y comenzó a destilar el primer barril de petróleo en 1850, convirtiéndose así, en el precursor de la refinación en América.

En 1855, el profesor Benjamin Silliman hijo, químico estadounidense del Yale College, concluyó su estudio sobre la refinación del petróleo, basado en la destilación fraccionada, que es el método empleado aún en nuestros días.

Este procedimiento fue rápidamente adoptado y pronto se presentaron en el mercado petróleos para quemar o kerosinas, que al arder no dejaban residuos ni se inflamaban al contacto con una cerilla encendida sino únicamente si había una mecha impregnada del líquido. El residuo de la destilación sustituyó con ventaja al carbón en las calderas de las locomotoras.

En el México independiente, por 1862, el ingeniero de minas Antonio del Castillo llevó a cabo una perforación en un lugar cercano al Cerro del Tepeyac, de la cual brotó agua mezclada con petróleo en cantidades abundantes. El petróleo fue utilizado como iluminante. El Museo Nacional de Antropología e Historia conserva un frasco que contiene petróleo hallado en ese sitio.

En los años siguientes, el Emperador Maximiliano de Habsburgo otorgaba 38 concesiones petroleras a particulares. El propio Emperador decretó el 6 de julio de 1865 la reglamentación del laboreo de las sustancias que no son metales preciosos.

Karl Benz, ingeniero mecánico e inventor alemán, construyó en 1886 el primer vehículo impulsado con motor de gasolina, este mismo año obtuvo la patente y lo condujo por la ciudad de Mannheim. El automóvil llevaba un sistema de enfriamiento a

base de agua, ignición eléctrica y diferencial de engrane, que le permitía desarrollar una velocidad de poco más de 15 kilómetros por hora.

El invento del señor Benz trajo como consecuencia el uso del petróleo como carburante en los motores de combustión interna, generalizándose en el último cuarto del siglo XIX el uso de la gasolina, que antes no había tenido valor comercial.

Ya para finales del siglo XIX, el petróleo se empleaba como único combustible en la mayoría de los ferrocarriles americanos; a principios del siglo XX empezó a utilizarse en la flota inglesa. Actualmente, en los procesos de refinación y petroquímica, se obtienen los llamados "derivados" del petróleo crudo, luego de haberlos sometido a varios tratamientos físicos y químicos.

La gasolina es uno de los principales derivados del petróleo, pero también existen otros igualmente útiles como el aceite lubricante, el asfalto, la cera o parafina, entre otros.

Finalmente, el gas se trata con diferentes sistemas para obtener materias primas con las cuales se elaboran plásticos, telas sintéticas, pinturas, cosméticos y diversos artículos de uso común.

2.3 Historia de los Métodos Geofísicos.

Las diversas técnicas de la prospección geofísica están basadas en varios principios físicos fundamentales, como son: la ley de la atracción gravitatoria utilizada para el método gravimétrico; el campo magnético terrestre, utilizado para el método magnético; las leyes que gobiernan la Óptica, las teorías como son la refracción, la reflexión y la teoría de la propagación de ondas, las cuales se aplican a la prospección sísmica; y los elementos de la electricidad y la teoría electromagnética, utilizados para los métodos eléctricos.

La mayor proporción de la actividad en la prospección geofísica ha estado dirigida a la búsqueda de petróleo y gases, y sólo una pequeña fracción de la misma a la búsqueda de minerales sólidos. Sin embargo, los métodos geofísicos fueron empleados en la localización de minerales varios siglos antes de que existiera la industria petrolera.

La Geofísica aplicada fue empleada por primera vez en la búsqueda de minerales magnéticos, en especial menas de hierro. En 1640 se habían hecho estudios magnéticos para encontrar tales yacimientos, y Robert Fox, descubrió que las rocas presentaban polarización eléctrica espontánea, propuso en el año de 1815, que se emplease este efecto para localizar cierto tipo de menas.

Los métodos eléctricos fueron introducidos durante el siglo XIX para la búsqueda de metales semiconductores.

El empleo de la Geofísica en la exploración petrolera sólo tiene unos 50 años de antigüedad, pero el volumen de su actividad en este campo supera con mucho al de la Geofísica minera. Las técnicas de reflexión sísmica y por gravedad han sido las más utilizadas en la prospección petrolera, especialmente la primera de ellas.

Estos tipos de medidas fueron empleados originalmente para fines totalmente diferentes.

En 1887, Von Sterneck inventó un péndulo portátil para medir la gravedad terrestre en el campo, y en aquel entonces sólo

se usó en estudios geodésicos para determinar la forma de la Tierra.

Durante el período de 1890 a 1902, el baron Roland Von Eötvös, de Hungría, perfeccionó la balanza de torsión que lleva su nombre, y en el último de los años citados demostró sus posibilidades como instrumento para la exploración geológica.

Hacia 1915, Hugo de Boeckh indicó que la balanza de torsión podría servir para localizar domos o anticlinales con núcleos más ligeros o más pesados que las formaciones circundantes.

En 1917, E. S. Shaw propuso el empleo del péndulo para localizar domos salinos a lo largo de la Costa del Golfo, en los Estados Unidos. Y en 1918, Isino construyó el primer gravímetro adecuado para estudios geológicos.

En 1922 se efectuaron las primeras exploraciones con la balanza de torsión en busca de petróleo, en California y Texas. El primer descubrimiento de un campo petrolífero utilizando métodos geofísicos tuvo lugar en 1924, cuando fue localizado el domo Nash, en Texas con la balanza de torsión.

En la segunda decena del siglo se produjo una espectacular serie de descubrimientos geofísicos de domos salinos, basados muchos de ellos en el uso combinado de la balanza de torsión y del sismógrafo de refracción.

En 1932 fue empleado el péndulo en trabajos de campo, para investigaciones por gravedad. El primer gravímetro que daba una lectura directa de las diferencias de gravedad fue empleado en 1935, y este aparato, debido a su mayor rapidez de funcionamiento, pronto desplazó a la balanza de torsión y al péndulo. Hacia 1939 se empleó por primera vez el gravímetro en la prospección submarina.

Los primeros sismógrafos fueron utilizados para registrar terremotos, y en 1848 Robert Mallet propuso la creación de terremotos artificiales haciendo estallar pólvora para investigar las formaciones del subsuelo y el "fondo del gran océano". Dos años más tarde construyó el primer equipo sismográfico (un recipiente con mercurio y un telescopio para observar y cronometrar el desplazamiento de las ondas en la

superficie del mercurio) y lo utilizó para medir la velocidad del sonido (en realidad de las ondas superficiales) en el granito.

Mas de medio siglo después, L. P. Garret propuso el empleo de la refracción sísmica para localizar domos salinos, y en 1919 Ludger Mintrop, en Alemania, solicitó una patente del método de refracción para determinar la naturaleza y profundidad de las formaciones del subsuelo.

De 1924 a 1930 hubo una intensa campaña con este método para localizar domos salinos someros en la Luisiana y Texas. Para 1930 ya habían sido descubiertos, por así decirlo, todos los domos salinos de la Costa del Golfo lo suficientemente someros para ser localizados por este método.

El método de reflexión tuvo sus comienzos con la sonda sónica de Reginald Fessenden para determinar la profundidad de las aguas y localizar los icebergs. Durante los años 1919 a 1921, J. C. Karcher inventó y perfeccionó un sismógrafo de reflexión, y lo empleó con éxito en Oklahoma para detallar el flanco de un domo conocido. La explotación comercial de esta técnica no empezó sino hasta 1927, y ya para 1932 ó 1933, este método fue el más usado de todas las técnicas geofísicas, preponderancia de la que aún sigue disfrutando.

A la terminación de la segunda Guerra Mundial, el método sísmico fue aplicado en las aguas litorales del Golfo de México, y desde entonces la actividad sísmica marina ha seguido aumentando tanto en el Golfo como en California, el Golfo Pérsico y otras partes del mundo.

Hacia 1950 fue aplicado a la exploración sísmica un nuevo medio de registro, la cinta magnética y para 1956 ya se habían fabricado suficiente número de unidades de este tipo para equipar a la mitad de todos los equipos sismométricos del mundo.

Por otra parte el empleo de instrumentos geofísicos para obtener registros continuos en los sondeos fue introducido en Francia por C. y M. Schlumberger, hacia 1929, al ser puesto a punto el registro de resistividad.

Las técnicas de electrodos múltiples para medir las

resistividades del suelo sobre la superficie fueron adaptadas para ser utilizadas en los pozos de sondeo, y estas medidas fueron combinadas con las simultáneas de potencial espontáneo para obtener una información más completa de la litología de las perforaciones. En realidad, todos los pozos que se perforan en busca de petróleo son registrados eléctricamente como procedimiento operatorio de rutina.

Finalmente, aunque antes de 1909 ya se tenían noticias de dos exploraciones por radiactividad en perforaciones, la primera publicación sobre registro continuo por radiactividad fue la de Howell y Frosch en 1939. Otras publicaciones de 1940 reflejaban un aumento de actividad en el desarrollo de las técnicas de registro por rayos gamma hacia aquella época, y el registro con neutrones fue desarrollado por Fearon entre 1938 y 1940.

En la década siguiente las técnicas de registro por radiactividad fueron perfeccionadas hasta el punto de que en la mayoría de las zonas casi son las más usadas como registros eléctricos. En 1951 apareció el registro continuo de velocidad que proporciona información útil para la interpretación de los registros sísmicos, y ayuda también a la correlación e identificación de las formaciones del subsuelo de la misma manera que los registros eléctricos.

3. EL METODO GRAVIMETRICO

3. EL METODO GRAVIMETRICO

El requisito que valida a cualquier método geofísico y lo hace funcional, consiste en que debe existir un contraste entre las propiedades físicas de lo que estamos buscando y el medio circundante.

3.1 Introducción al Método Gravimétrico.

El método gravimétrico de prospección efectúa mediciones de las variaciones del campo gravitacional terrestre (g) y las asocia con masas de densidad diferente en el subsuelo.

Este método se basa en la medida, en superficie, de las pequeñas variaciones (o anomalías) de la componente vertical del campo gravitacional terrestre. Estas variaciones son debidas a una distribución irregular, en profundidad, de masas de diferentes densidades, por lo que conociendo aquéllas se puede llegar a una interpretación más o menos probable de la situación de las masas en el subsuelo, dependiendo del conocimiento geológico y de la distribución de densidades subsuperficiales.

Básicamente, el método por gravedad descubre y mide las variaciones laterales de la atracción gravitacional terrestre, variaciones que se traducen en forma de "anomalías gravimétricas", que están asociadas a cambios de la densidad próximos a la superficie. Muchas estructuras geológicas interesantes en la prospección petrolera dan lugar a deformaciones en la distribución normal de la densidad en el interior del suelo.

Estas deformaciones originan en el campo gravitacional terrestre anomalías que pueden servir de diagnóstico y son producidas por la falta de homogeneidad en la distribución normal de la densidad en el subsuelo. Dichas anomalías son tan pequeñas en comparación con la atracción total de la Tierra (en algunos casos son menores que una

diezmillonésima), que para medir estas reducidas diferencias de la fuerza de gravedad se necesitan instrumentos extremadamente sensibles.

Tres son los aparatos clásicos que se han empleado en el método gravimétrico: la balanza de torsión, que mide las derivadas de la gravedad; el péndulo que mide la gravedad absoluta o la relativa; y el gravímetro que mide la gravedad relativa.

La medición de estas variaciones de gravedad es interpretada en términos de distribuciones de masas probables en el subsuelo, las cuales pudieran constituirse en estructuras geológicas atractivas para su explotación económica, ya sea desde el punto de vista de la industria del petróleo, la minería o la localización de acuíferos.

3.2 Principios Físico-Matemáticos Fundamentales.

A continuación se expandirán los principios físico-matemáticos fundamentales en que está basado el método de prospección por gravedad; estos principios son relativamente simples, si bien la interpretación de los datos gravitacionales en términos geológicos puede ser bastante complicada.

3.2.1 Ley de Newton de la Gravitación Universal.

La teoría de la prospección gravimétrica se ha desarrollado directamente de la "Ley de la Gravitación Universal" desarrollada por Newton, basándose en el estudio de las leyes de Kepler sobre el movimiento de los planetas.

Las leyes de Kepler son empíricas, es decir se basan sólo en la observación y no se deducen a partir de consideraciones fundamentales. Al estudiar el movimiento de los planetas, Kepler observó que tal movimiento podría describirse por medio de tres leyes:

- i. Todos los planetas giran en órbitas elípticas siendo el sol uno de los focos.
- ii. El radio vector del sol a un planeta, barre un área constante por unidad de tiempo.
- iii. El cuadrado del periodo de revolución es proporcional al cubo de la longitud del semieje mayor de la elipse de la órbita considerada.

A partir de estas tres leyes, Kepler pudo deducir que el sol ejerce una fuerza de atracción sobre los planetas, directamente proporcional a la masa del planeta, e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que los separa.

Este resultado lo generalizó Newton expresando que, en el universo, la fuerza de atracción entre dos cuerpos o

partículas de materia, de masas "m1" y "m2", es directamente proporcional al producto de sus masas, e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que las separa.

$$F \propto (m_1 \cdot m_2) / r^2$$

Donde:

$$\begin{aligned} F &= \text{Fuerza de atracción} && [\text{dinas}]^* \\ m_1, m_2 &= \text{Masas de los cuerpos 1 y 2} && [\text{g}]^* \\ r &= \text{Distancia entre los cuerpos} && [\text{cm}]^* \end{aligned}$$

* en el sistema c.g.s.

Para que la expresión anterior no fuera considerada como una proporción, sino como una igualdad, Newton introdujo la Constante de la Gravitación Universal "G", cuyo valor actual es:

$$G = 6.673 \times 10^{-8} \quad [\text{cm}^3 / \text{g} \cdot \text{seg}^2]$$

Esta constante fue deducida por Newton a partir de observaciones astronómicas, pero en realidad dicha constante tiene que ser medida en el laboratorio, pues no puede determinarse astronómicamente. Es por esto que la constante fue determinada experimentalmente por primera vez, por Cavendish, utilizando una balanza de torsión.

La balanza de torsión de Cavendish, consistía en un brazo con dos pequeños pesos en sus extremos y suspendida con un hilo de torsión. El brazo llevaba un espejo en donde se producía la reflexión de un rayo de luz; se colocaban dos pesadas masas M1 y M2 a una cierta distancia de los extremos de la barra y se medía el ángulo de giro causado por la atracción de estas masas mediante la desviación del rayo reflejado.

Por distintas torsiones de las masas pesadas se calculaba el coeficiente de torsión del hilo.

Expresando la condición de equilibrio entre el momento debido a la fuerza de atracción de las masas y la acción antagonista del hilo de torsión, Cavendish obtuvo la medida de "G". A partir de ésta se hicieron muchas otras medidas basadas casi todas ellas en la balanza Cavendish con alguna ligera

modificación.

Finalmente, la Ley de la Gravitación Universal de Newton, quedó postulada como:

$$F = G (m_1 \cdot m_2) / r^2$$

Esta ley, como su nombre lo indica, es de carácter universal, pues constituye la condición a la que está sometida toda la materia comprendida en el universo, de tal modo que existe una fuerza de atracción entre el Sol y los planetas, entre los planetas y sus satélites, así como entre los distintos elementos de un mismo planeta.

Lo importante de esta ley, consiste en comprender que cualquier partícula de masa, es el origen o causa de un "Campo de Fuerza Gravitacional", cuya influencia se extiende por todo el espacio. Por lo tanto, se considera al campo como una propiedad inherente de toda partícula material, la cual lo origina, y puede considerarse que su existencia es independiente de otras masas que puedan estar en la proximidad para experimentar su influencia.

Para apreciar la magnitud de las fuerzas gravitatorias, imagínense dos bolas de billar en contacto, en tal caso, sus centros estarán separados aproximadamente unos 7.5 cm., si las bolas pesan cada una 225 g., su fuerza de atracción será:

$$F = [6.67 \times 10^{-8} \times (225)^2] / (7.5)^2 = 6 \times 10^{-5} \text{ [dinás]}$$

Esta fuerza es mucho menor que el peso de una de las bolas.

3.2.2 La Segunda Ley de Newton.

Una de las tres leyes de la mecánica enunciadas por Newton, es la segunda ley o "Ley del Movimiento", la cual básicamente expresa que: "La derivada, con respecto al tiempo de la cantidad de movimiento es igual a la fuerza que la produce. Tal cambio tiene lugar según la dirección en la cual se encuentra actuando dicha fuerza"; esto es:

$$F = d(m \cdot v) / dt$$

Para $m = \text{constante}$, tenemos;

$$dv / dt = a$$

por lo tanto:

$$F = m \cdot a$$

Por otra parte sabemos que la aceleración (a) que experimenta un cuerpo al serle aplicada una fuerza (F), es directamente proporcional a la fuerza aplicada e inversamente proporcional a la masa de dicho cuerpo; por lo tanto, despejando a la aceleración de la expresión anterior, tenemos que:

$$a = F / m$$

También, sabemos que el peso de un cuerpo es debido a la fuerza de atracción gravitacional de la masa de la tierra actuando sobre él; así pues, la fuerza actuando sobre el cuerpo, puede ser definida de acuerdo a la segunda ley de Newton como:

$$W = m \cdot g$$

Donde: (W) es el peso del cuerpo; (m) es la masa del cuerpo; y (g) es la aceleración del cuerpo debida a la fuerza de atracción de la tierra.

Despejando (g) de la expresión anterior:

$$g = W / m$$

Entonces, la atracción de la tierra puede ser considerada como una fuerza por unidad de masa y por lo tanto es equivalente a una aceleración.

Esta expresión nos da la relación entre el peso de un cuerpo y su masa en función de la aceleración gravitacional (g), la cual adquiere en caída libre; al anular los efectos de la resistencia (o fricción) que ofrece el aire, suponiendo un vacío absoluto, se ha observado que todos los cuerpos en caída libre, adquieren la misma aceleración (g) sin importar su tamaño, forma, peso o composición.

En consecuencia, la cantidad (g) es la misma para todos los objetos en algún punto en o cerca de la superficie terrestre y la expresión desarrollada se verifica para todos los cuerpos. Aunque en la realidad, el valor de (g) sufrirá pequeñas variaciones, según el lugar en que se haga la medición.

3.2.3 Analogía entre ambas Leyes.

Considerando nuevamente la ley de la gravitación universal, pero particularizandola para el caso de nuestro planeta, tendremos que la fuerza de atracción gravitacional que ejercerá la Tierra de masa (Mt) -considerando su masa como concentrada en el centro- y de radio (Rt), sobre un objeto cualquiera de masa (m), en o cerca de la superficie terrestre será:

$$F = G (M_t \cdot m) / (R_t)^2$$

Donde, sustituyendo por los valores de las constantes:

$$G = 6.673 \times 10^{-8} \quad [\text{cm}^3 / (\text{g} \cdot \text{seg}^2)]$$

$$M_t = 5.965 \times 10^{27} \quad [\text{g}]$$

$$R_t = 6.378099 \times 10^8 \quad [\text{cm}]$$

Tendremos que:

$$F = [(6.673 \times 10^{-8}) \cdot (5.965 \times 10^{27}) \cdot m] / (6.378099 \times 10^8)^2$$

$$F = (0.9784735 \times 10^{-3}) \cdot m$$

$$F = 978.4735 \text{ m} \quad [(\text{g} \cdot \text{cm}) / \text{seg}^2]$$

Si sabemos que:

$$F = m \cdot a$$

O bien:

$$F = m \cdot g$$

Despejando, tendremos que:

$$g \approx 978 \quad [\text{cm} / \text{seg}^2]$$

Basados en lo anterior, podemos deducir que la ley de la gravitación universal, aplicada a la Tierra, se reduce a la segunda ley de Newton en el caso de un cuerpo en caída libre, en el cual su masa sufre una fuerza de atracción gravitacional ejercida por la misma Tierra.

Lo anteriormente expuesto nos conduce a definir a la aceleración gravitacional (g), como una fuerza por unidad de masa, es decir, nos proporciona la medida de variación del campo gravitatorio actuando en cualquier punto de la tierra, siendo éste el parámetro de medición utilizado en la prospección gravimétrica.

3.2.4 Unidades usadas en Gravimetría.

En muy pocos libros se menciona el nombre especial de la unidad de la aceleración; en Geofísica, para el sistema (c.g.s.), esta unidad se denomina "Gal" (en honor de Galileo, uno de los primeros estudiosos de la gravedad), es decir:

$$1 \text{ gal} = 1 \text{ cm} / \text{seg}^2$$

O sea que para la superficie terrestre tendremos 978 gales promedio para la aceleración.

El gal es una unidad muy grande comparado con las magnitudes usadas en la prospección gravimétrica, por lo que se usa más comúnmente el "milgal" (mg):

$$1 \text{ mgal} = 0.001 \text{ gal} = 0.001 \text{ cm} / \text{seg}^2$$

Para la prospección petrolera se usa todavía una unidad más pequeña llamada "Unidad Gravimétrica" (U.G.).

$$1 \text{ U.G.} = 0.1 \text{ mgal} = 10^{-4} \text{ gal} \quad \text{ó} \quad 1 \text{ mgal} = 10 \text{ U.G.}$$

3.3 El Campo Gravitacional de la Tierra.

Todas las mediciones de la gravedad se hacen necesariamente dentro del campo gravitacional de la tierra. Si este campo fuera constante, no se tendría ninguna dificultad, ya que en la prospección gravimétrica, se miden las variaciones de gravedad.

Sin embargo, en la realidad el campo gravitacional terrestre varía de un lugar a otro, ya que existen variaciones que dependen de la latitud, de la altitud, de la topografía del terreno circundante, de los efectos de marea y de la distribución de masas de diferente densidad en el subsuelo.

Estas variaciones se pueden predecir con gran precisión, y por lo general se pueden corregir al hacer la reducción de los datos obtenidos en la prospección. Para aislar el efecto de las variaciones de gravedad debidas únicamente a la diferencia de densidad de los materiales del subsuelo, que es generalmente el objeto de la prospección, es necesario corregir los factores restantes que hacen variar la gravedad y así aislar los efectos deseados.

A continuación se hará un análisis breve de cada uno de los factores mencionados.

3.3.1 Variación de la Gravedad con la Latitud.

La variación de la gravedad terrestre con la latitud se debe a dos factores: la Tierra no tiene forma esférica y, la rotación de la Tierra.

La forma exacta de la tierra se ha determinado por medio de mediciones geodésicas, astronómicas y a través del estudio de la variación de la gravedad en su superficie: por lo cual se concluye que la tierra se asemeja a un esferoide ideal, o bien, a un elipsoide de revolución.

En efecto, como la tierra está achatada por los polos, la

distancia a su centro es máxima en el ecuador, motivando que el valor de la gravedad sea mínimo en esta zona (recordemos que la fuerza de atracción gravitacional varía en forma inversa al cuadrado de la distancia que separa a las masas, considerando a la masa de la Tierra como concentrada en su centro); y asimismo, la distancia a su centro es mínima en los polos, por lo cual, el valor de la gravedad en estas zonas es máximo.

A esta variación en el valor de la gravedad, se le suma la del efecto de la rotación de la Tierra, esto es, la fuerza centrífuga (debida a la rotación de la Tierra), la cual es máxima en el ecuador y nula en los polos y siempre opuesta a la fuerza de la gravedad.

Como consecuencia de ambos efectos, la aceleración de la gravedad varía, aproximadamente de 978 gales en el ecuador, a 983 gales en los polos. La diferencia actual de la gravedad entre los polos y el ecuador es de aproximadamente 5.3 gales, o bien, 5300 miligales.

Como se ha visto, la aceleración de la gravedad, es función de la latitud. Desde hace muchos años, los científicos han ido proponiendo una serie de fórmulas para determinar la gravedad teórica sobre la superficie terrestre; para lo cual consideraron primero a la Tierra como un elipsoide de revolución y después como un esferoide normal (ligeramente diferente al elipsoide de revolución), el cual supone a la Tierra formada por capas concéntricas homogéneas, sometida a la fuerza de gravedad que tiende a hacerla esférica, y a la fuerza centrífuga que tiende a achatarla de los polos.

La fórmula internacional de la gravedad convenientemente utilizada para este esferoide normal, data de 1930 y es:

$$g_0 = 978.049 (1 + 5.2884 \times 10^{-3} \text{ Sen}^2 \varphi - 5.9 \times 10^{-6} \text{ Sen}^2 2\varphi) \text{ [gal]}$$

Donde:

g_0 = gravedad teórica a la latitud φ y al nivel del mar.

978.049 = valor de la gravedad en el ecuador ($\varphi = 0$).

Con esta fórmula se calcula el valor teórico de la gravedad

g, en cualquier latitud, también incluye la acción de la fuerza centrífuga.

Cabe aclarar que esta fórmula no es la única que existe, ni tampoco está establecida como un principio absoluto, ya que debido al continuo perfeccionamiento en la determinación exacta de la superficie de la tierra, esto es, los nuevos datos sobre el radio ecuatorial y el radio polar, existe una constante renovación en los valores de dicha fórmula aunados con ligeras variantes en su contenido.

La fórmula anterior da la gravedad normal en la superficie del esferoide normal, la cual está representada matemáticamente. Al hacer referencia a tal esferoide en los trabajos geodésicos, se le debe relacionar con una superficie física real de la tierra: sobre los océanos esta superficie es la media del nivel del mar, que en este caso se considera como una superficie imaginaria que tiene el mismo potencial gravitatorio, que el de la media de los océanos.

A esta superficie se le denomina "Geoide" y se define como sigue: " Se llama geoide a la superficie de equilibrio de los mares de la Tierra si estos se pudieran extender por los continentes a través de canales imaginarios hechos en ellos por debajo del nivel del mar "; es decir, sería la superficie equipotencial correspondiente al nivel de los mares, la cual difiere del esferoide en que los continentes y los fondos marinos están irregularmente repartidos sobre la Tierra y, asimismo, en las discontinuidades de densidad de la Tierra.

Como la plomada, la cual es normal al geoide, tiende a desviarse hacia las regiones con exceso de masa, como es el caso de los continentes, y a alejarse de las regiones con defecto de masa, como es el caso de los océanos, como consecuencia tenemos que el geoide está por encima del esferoide en los continentes y por debajo del esferoide en los océanos.

Cabe aclarar que en la realidad el nivel del mar no es tan simétrico, pues sufre de pequeñas ondulaciones debido a atracciones gravitacionales por variaciones laterales de densidad e irregularidades topográficas en continentes y océanos que originan pequeñas desviaciones en la vertical de la plomada.

Las desviaciones de la plomada son muy pequeñas y la separación del esferoide del geode, es del orden de algunas decenas de metros, por ello el esferoide prácticamente coincide con el geode.

Para los propósitos de la prospección, se considerará a la superficie del geode como la superficie del nivel del mar, definida por el esferoide de referencia, sobre el cual se definió la Fórmula Internacional de la Gravedad enunciada.

3.3.2. Variación de la Gravedad con la Altitud.

Las consideraciones hechas hasta ahora, nos proporcionan el valor normal de la gravedad al nivel del mar, esto nos representaría que los continentes estarían enrasados al nivel del mar y las cuencas oceánicas rellenas con tierra hasta el mismo nivel. Así mismo, que la distribución vertical de la densidad sería la misma en todas partes.

Generalmente, la mayor parte de las observaciones de la gravedad se hacen por encima del nivel del mar en una superficie que esta lejos de ser plana. Así pues, resulta necesario hacer ajustes a la gravedad observada, debido a las variaciones que presenta con la altitud, pudiendolas dividir en "Efecto de Aire Libre" y "Efecto de Bouguer"; al conocer el valor de estos efectos, podremos reducir la gravedad observada al nivel del mar.

a) Efecto de Aire Libre.- Este efecto no toma en cuenta a ningún material que se encuentre sobre el nivel del mar, es decir, únicamente toma en cuenta la elevación del punto en evaluación.

Sabemos que la gravedad varía con la elevación, porque un punto situado a mayor altura del nivel del mar, estará más alejado del centro de la Tierra y por lo tanto posee una aceleración gravitacional menor que otro punto situado a una elevación menor del centro de la Tierra.

El rango de la variación vertical de (g) , es el llamado

"gradiente vertical", y se determina de la siguiente forma:

Recordando que,

$$F = m \cdot a \quad \text{entonces,} \quad F = m \cdot g$$

Por lo tanto,

$$g = m / F$$

Por otro lado,

$$F = (G \cdot M \cdot m) / R_t^2 \quad \text{entonces,} \quad F / m = (G \cdot M) / R_t^2$$

Sustituyendo el valor de F / m .

$$g = (G \cdot M) / R_t^2$$

El gradiente vertical o la variación de (g) con respecto a la altura, será:

$$dg / dh = dg / dR_t$$

Esto es:

$$dg (G \cdot M \cdot R_t^{-2}) / dR_t = -2G \cdot M \cdot R_t^{-3} = -2G \cdot M / R_t^3$$

Sustituyendo por el valor de (g):

$$dg / dh = -2g / R_t$$

Nettleton afirma que podemos considerar al gradiente vertical de la gravedad como constante, e igual a:

$$dg / dh = -0.3086 \quad [\text{mgal} / \text{m}]$$

Esta ecuación nos da la proporción con la cual (g) decrece cuando se incrementa la distancia al centro de la tierra. Con esta fórmula podemos calcular el valor de la gravedad en un punto a una cierta altura sobre el nivel del mar (g_h), considerando al mismo punto, como si estuviera al nivel del mar (g_0) y restando el valor de la variación de la gravedad con la altura (h).

$$g_h = g_0 - 0.3086 h \quad (\text{mgal})$$

A esta variación de la gravedad con la altura, se le denomina "Efecto de Aire Libre", ya que considera que al punto donde se ejecuta la medición (g_h), como si estuviera suspendido libremente en el aire, sin tomar en cuenta la atracción que ejerce la masa de material rocoso que se encuentra entre el nivel de referencia (nivel del mar) y el nivel (h).

b) Efecto de Bouguer.- Este efecto toma en cuenta la atracción que ejerce el material rocoso que se encuentra entre el nivel de referencia (el geode o el nivel del mar), y el punto a determinar situado a una altura (h).

Dicho efecto está basado en la hipótesis de que la superficie de la tierra es horizontal en todas partes. a una distancia (h) por encima del geode, y considera que el material que se encuentra entre el punto a considerar y dicho nivel, ejerce una atracción gravimétrica adicional al efecto de aire libre.

Para conocer el "Efecto de Bouguer", se considera que el material colocado entre los dos niveles citados (del punto a medir y el nivel del mar), consiste en una laza horizontal infinita (que representa una capa de roca), de espesor (h) y densidad (ρ), siendo el efecto de atracción de la roca igual a:

$$g_p = 0.04185 \rho h \quad (\text{mgal})$$

Se tendrán diversos valores para esta corrección, de acuerdo con el valor usado para (ρ). Para prospección de petróleo (ρ) normalmente se mide directamente en el terreno.

La atracción de este material adicional debe sumarse o restarse a la gravedad teórica, dependiendo de que el nivel del punto en observación, se encuentre arriba o por debajo del nivel de referencia, por lo tanto el "Efecto de Bouguer" es siempre opuesto en signo al efecto de aire libre.

Puesto que los efectos de aire libre y de Bouguer se deben a la elevación de la estación gravimétrica con respecto al nivel de referencia, ambos efectos se resúmen en el llamado "Efecto de Altitud".

3.3.3 Variación de la Gravedad por la Topografía Circundante

Debido a que el efecto de Bouguer considera que el nivel del terreno que rodea al punto en estudio, es uniforme, y en la mayoría de los casos no es así; es necesario considerar las irregularidades topográficas alrededor de dicho punto, para que las consideraciones del efecto de Bouguer sean correctas.

Una montaña que se eleve por encima del punto o estación, tiende a disminuir el valor de la gravedad, esto es, atraerá a la masa unidad puesta en la estación, y por lo tanto, es opuesta a la gravedad, esto implica entonces que se debe restar esta atracción a la gravedad teórica para anular su efecto.

Por el contrario, un valle provoca un defecto de atracción hacia arriba, esto es, puesto que el material no existe realmente, el efecto de Bouguer sobreestima la atracción gravitacional de la masa real bajo la estación porque ignora los vacíos en este espacio, por lo que el valor de la gravedad obtenida al sumar el efecto de Bouguer tenderá a ser mayor.

Por lo tanto la variación del terreno debida a la topografía, siempre debe restarse al valor de la gravedad teórica.

Sería muy difícil calcular analíticamente la atracción de estas formas topográficas, pero utilizando plantillas especiales (como la de Hammer), que consisten en una serie de círculos concéntricos alrededor de la estación y divididos en sectores, trazadas en papel transparente, se puede dividir toda la superficie del terreno en zonas o compartimientos, cada cual con una contribución conocida de acuerdo a su elevación. El efecto total se obtiene sumando las contribuciones de cada compartimiento hasta una distancia tal, que el efecto se hace insignificante.

El procedimiento patrón es superponer una plantilla a un plano topográfico con curvas de nivel del área que rodea a la estación. Centrando la plantilla en cada estación, se determina la elevación promedio de cada compartimiento y se le resta la altitud de la estación, la diferencia se multiplica por un factor que depende de la escala del plano.

De lo anteriormente expuesto se desprende que éste es un método práctico, pues como ya se mencionó, calcular el efecto analíticamente para cada estación resultaría demasiado complicado.

3.3.4 Variación de la Gravedad por Efecto de Mareas.

Nuestro planeta se ve sometido a la atracción gravitatoria del Sol y la Luna; estas atracciones varían periódicamente de acuerdo al movimiento de la Tierra con respecto a estos cuerpos.

Las aguas de la Tierra (océanos), carecen de rigidez, debido a lo cual, suben o bajan de nivel también periódicamente, debido a las fuerzas mencionadas, estos cambios los conocemos todos como mareas. La Tierra misma al no ser infinitamente rígida, sufre también la acción de dichas fuerzas, deformándose también, aunque esta deformación es solo de unos cuantos centímetros.

Las atracciones gravitacionales del Sol y de la Luna, en sí son causadas por la posición astronómica de ambos y varían de acuerdo a la latitud, y al tiempo (día del mes, hora del día y época del año). Estas fuerzas producen una pequeña deformación de la superficie marina, efecto que influye también sobre los gravímetros, dando lugar al efecto lunisolar o de las mareas.

Tal movimiento origina cambios en la gravedad, pequeños pero medibles, debido a que la distancia al centro de la Tierra varía; tales cambios pueden tener una variación promedio de 0.3 miligales, pero su variación máxima es de solo 0.05 mgal/hora.

El efecto de mareas es poco importante en prospección, ya que se elimina parcialmente, al efectuar la corrección de deriva; no obstante, en trabajos de mucha precisión se calcula la corrección lunisolar mediante unas tablas que anualmente se publican con este objeto.

3.3.5 Variación de la Gravedad por Distribución de Masas de Diferente Densidad en el Subsuelo.

Al suponer que en un determinado punto, se han eliminado las variaciones de la gravedad debidas a la latitud, altitud, efectos topográficos y de mareas; podemos establecer que "los efectos anómalos sobrantes serán debidos a variaciones laterales de la gravedad, ocasionados por efecto de atracciones de masas con diferente densidad, por debajo del nivel de referencia".

Estos efectos anómalos son conocidos como "Anomalia de Bouguer", la cual no debe confundirse con el efecto de Bouguer, ya que éste último, es un efecto teórico de la atracción que ejercen las masas del subsuelo entre la altitud de una estación y el nivel de referencia. Mientras que la anomalía de Bouguer se refiere a los efectos anómalos en la gravedad originados por atracciones de masas de diferente densidad por debajo del nivel de referencia. Por esto es que tal anomalía es el objeto de la prospección gravimétrica.

3.4 Instrumentos de Medición Gravimétrica.

Las mediciones de la aceleración gravitacional de la Tierra, se han efectuado desde el siglo pasado. Las primeras mediciones fueron lo suficientemente aproximadas para mostrar la variación de la gravedad con la latitud y la elevación, sin embargo, las necesidades en la exploración gravimétrica requieren mediciones con una precisión mucho mayor que cualquiera de las primeras mediciones.

De esta manera fue necesario diseñar aparatos de alta sensibilidad que pudieran medir diferencias de gravedad del orden de una parte por millón, o incluso menores. En la historia de la exploración gravimétrica, principalmente en la propección del petróleo, se han utilizado tres tipos de instrumentos: la balanza de torsión, el péndulo y el gravímetro.

La Balanza de Torsión.- Es un aparato que mide la variación del campo gravitacional en lugar de su intensidad, es decir, mide los gradientes y curvaturas, los cuales muestran características distintas cuando se tienen en el subsuelo anomalías de densidad, tales como las causadas por estructuras o domos salinos.

Debido a la lentitud en su operación, y a la gran sensibilidad a los efectos gravitacionales causados por la topografía del terreno (muy difíciles de corregir exactamente), limita su precisión a terrenos planos; este instrumento ha caído en desuso, siendo sustituido por aparatos más modernos.

El Péndulo.- Es una barra rígida que puede oscilar en torno de un punto cercano a uno de sus extremos, se ha considerado el instrumento clásico para medir la gravedad absoluta. Las mediciones de gravedad con un péndulo están fundamentadas en el hecho de que el periodo de un péndulo oscilando libremente, es inversamente proporcional a la raíz cuadrada de la aceleración gravitacional.

Si se mantienen constantes las dimensiones físicas del péndulo, y se mide su periodo con suficiente precisión,

pequeños cambios de éste, deben reflejar pequeños cambios en la gravedad. El periodo puede medirse comparando el movimiento del péndulo con un cronómetro, el cual es independiente de pequeñas variaciones de (g) .

La precisión teórica actual de los péndulos es de una parte en diez millones. Debido a que los instrumentos de este tipo requieren condiciones controladas de laboratorio, no se pueden utilizar para operaciones de campo, sin embargo, los datos proporcionados por el péndulo se necesitan para calibrar las lecturas de los aparatos que miden las diferencias de la gravedad, lo cual es el factor de interés en la prospección gravimétrica.

3.4.1 El Gravímetro.

El gravímetro, o medidor de gravedad, es un instrumento que mide las pequeñas variaciones en la componente vertical de la gravedad de un punto a otro, es decir, los valores relativos de dicha componente.

El Gravímetro es el instrumento que posee la mayor sensibilidad para detectar pequeñas variaciones de la gravedad, y debido a su extrema facilidad de operación en campo, es en la actualidad el instrumento generalmente utilizado en la prospección gravimétrica, por lo cual lo consideraremos por separado.

El fundamento del gravímetro es muy simple. En esencia consiste en una masa (m) suspendida de un muelle o sistema de muelles o fibras de torsión. Las pequeñas variaciones de la gravedad se traducirán en variaciones del peso "mg" o lo que es lo mismo en pequeños alargamientos o acortamientos del muelle de suspensión.

El peso o fuerza de atracción gravitacional sobre una masa constante cambia con cualquier variación en el campo gravitacional, de tal manera que el gravímetro viene a ser un evaluador de peso, extremadamente sensible. Este instrumento puede determinar diferencias de 0.1 miligales y aún menores.

En la prospección gravimétrica, en ocasiones, es necesario detectar diferencias en la aceleración gravitatoria del orden de centésimas de miligal, lo que implica medir una parte en diez millones de la gravedad total, sólo de esta manera resultan de utilidad para la exploración petrolera, los gravímetros construidos bajo estos requerimientos.

Así pues, las determinaciones de la gravedad relativa consisten en pesar el mismo objeto con una gran precisión en las diferentes estaciones, obteniéndose los valores de gravedad correspondientes. La diferencia entre dos lecturas (expresadas en divisiones de las escalas) multiplicada por la constante del aparato utilizado, proporciona el valor de la diferencia de gravedad en miligales, o bien, en U.G. entre ambas estaciones. Estos valores de gravedad obtenidos, están referidos a una estación base, normalmente de péndulo.

Recordemos que la atracción gravitatoria (g) varía con la densidad de los materiales de la corteza terrestre, de tal manera que las variaciones de (g) encontradas (y después de aplicarles ciertas correcciones), serán debidas a una distribución irregular de masas de diferente densidad en el subsuelo.

3.4.2 Problemas de los Instrumentos.

Muchas dificultades instrumentales se presentaron en el desarrollo de los gravímetros. El principal problema consiste en la medición de los desplazamientos de orden infinitesimal que ocurre en la masa, seguido por la variación en el desplazamiento del sistema del resorte, estos cambios son debidos a variaciones causadas primordialmente por la expansión térmica y por cambios en la elasticidad del material del resorte.

Efecto de Temperatura en los Gravímetros.- Los efectos de temperatura se pueden reducir por varios métodos, como son: compensación por uso de materiales bimetálicos; mantener constante la temperatura por medio de termostatos eléctricos y; utilización de materiales de muy bajo coeficiente térmico. El más usado y más efectivo es el segundo método usando cajas

aisladas, las que con un buen control pueden llegar a mantenerse dentro de un rango de $0.01\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Efecto de Deriva en los Gravímetros.- La variación de los valores de gravedad en función del tiempo para un mismo lugar, se denomina "deriva". Es ocasionada por el problema más difícil de vencer en la construcción de los componentes de un gravímetro, a saber, la imperfecta elasticidad que exhiben la mayoría de los materiales. Ésta se manifiesta principalmente en la "fatiga" y en el "retraso elástico", esto último impide la rápida recuperación de un resorte a su longitud original después de su desplazamiento, el retorno gradual a su condición original depende de la cantidad de desplazamiento y del tiempo en que ha estado sometido a éste. Dentro de las labores de gabinete, se desarrolla un método para corregir el efecto de deriva sobre las lecturas de los gravímetros.

3.4.3 Tipos de Gravímetros.

Aunque existen muchas variaciones en los diferentes gravímetros construidos, fundamentalmente pueden todos ellos reducirse a dos tipos principales, según el sistema de medida de los cambios en la longitud del muelle: los estables y los inestables.

- a) Gravímetros Estables.- Los gravímetros estables tienen un elemento de respuesta (como por ejemplo, un muelle) que tiene un desplazamiento a partir de su posición de equilibrio, el cual es proporcional o aproximadamente proporcional al cambio en el valor de la gravedad desde el valor de equilibrio. A mayor gravedad, mayor desplazamiento, el caso más sencillo sería simplemente un dinamómetro.

Usualmente los instrumentos de tipo estable dan lecturas que varían linealmente con la gravedad en un rango muy amplio. Para obtener con este tipo de gravímetros medidas del incremento de la gravedad con un orden de aproximación de 0.1 milgal, habría que apreciar desplazamientos del muelle del orden de diezmilésimas de milímetro, por lo que es muy difícil conseguir mucha precisión con este instrumento.

Ejemplos de Gravímetros Estables.- Uno de los gravímetros más sencillos es el Gravímetro Hartley, el cual, en esencia consta de dos muelles, un muelle principal del que está suspendida la masa (m) y un muelle de ajuste accionado por un tornillo micrométrico. Cuando el muelle principal se alarga o acorta por variaciones en la fuerza de gravedad, puede ser vuelto a su posición fija de referencia mediante acortamiento o alargamiento del muelle de ajuste con el tornillo micrométrico; el giro del tornillo puede leerse en un dial que da una medida de la desviación del valor de la gravedad con respecto a su valor de referencia.

Este gravímetro no se ha usado nunca intensamente debido a que su apreciación es pequeña, de sólo un miligal, por esta causa nunca llegó a emplearse mucho, y en la actualidad es anticuado. Sin embargo, se ha descrito someramente porque ilustra con claridad muchos de los principios que se han utilizado en la construcción de otros instrumentos estables más modernos.

El Gravímetro Gulf consiste en un muelle espiral del que cuelgan una masa circular (m) a la que va unida un espejo. Las pequeñas variaciones de la gravedad actúan alargando el muelle y girándolo; lo que se mide es el pequeño ángulo de giro (del orden de segundos) mediante un conveniente juego de prismas que reflejan varias veces un rayo de luz sobre dicho espejo. La amplificación es del orden de unas veinte veces, produciendo en el ocular una desviación del orden de un milímetro.

El gravímetro va encerrado en una caja aislante cuya temperatura se mantiene fija por medio de un termostato. Su precisión es de 0.02 miligales y su peso era de unos 13 kilogramos, fue muy usado por su gran precisión.

Finalmente podemos considerar dentro de la clasificación de gravímetros estables, a los gravímetros de gas, cuyo "resorte" lo forma un volumen de gas comprimido por el peso de una columna de mercurio.

- b) Gravímetros Inestables.- En los gravímetros inestables, a veces llamados astáticos, la fuerza de gravedad se mantiene en equilibrio inestable con la fuerza que se le opone. La inestabilidad se provoca por introducción de una tercera

fuerza que intensifica el efecto de cualquier cambio de la fuerza de la gravedad, a partir de su valor de equilibrio.

Estos aparatos están contruidos de tal manera que cualquier cambio en la gravedad desde su valor de equilibrio, desencadena la actuación de las otras fuerzas, las cuales aumentan el desplazamiento que causaría solamente el cambio de la gravedad.

El gravímetro inestable usa un sistema tal que cambios pequeños de la gravedad, producen movimientos relativamente grandes.

Generalmente los gravímetros inestables dan lecturas que varían en un rango más limitado que los estables y su respuesta no es lineal, o sea que no varían en forma lineal con la gravedad.

En la prospección gravimétrica estos instrumentos son los más comunmente utilizados, pues presentan grandes ventajas en relación con otros instrumentos de medición. Tienen una aproximación en la medición de las variaciones de (g) de hasta 0.05 miligales, o menos, y la facilidad de su manejo, y también tienen la relativa resistencia al desgaste propio, debido a su uso.

Ejemplos de Gravímetros Inestables.- Tenemos varios tipos de estos gravímetros. tal como el Gravímetro Thussen el cual aclara el principio en el cual están basados los gravímetros inestables con toda exactitud.

Cuando la barra de que consiste el gravímetro, está en posición horizontal, mostrando equilibrio entre la fuerza de gravedad (mg) y la fuerza análoga del muelle principal, el peso auxiliar que está situado verticalmente encima del eje de rotación no ejerce momento de giro sobre la barra. Un pequeño cambio en (g) inclinará el brazo ligeramente y el peso auxiliar quedará desplazado a una posición en la que ejerce un momento que refuerza el de la fuerza gravitatoria que ha aumentado, y causa una elongación adicional en el muelle.

Mientras el campo gravitatorio sea pequeño, el estiramiento o contracción del muelle es proporcional a él, así como el

desplazamiento del haz luminoso en la escala.

El Gravímetro Lacoste-Romberg es el gravímetro de mayor precisión en la actualidad en el mercado: su precisión, alcanza la cifra de 0.01 miligales, puede ser aún mayor si se opera con sumo cuidado. Su deriva instrumental (o cambio de la lectura con el tiempo en una estación debido a la fatiga del muelle), es prácticamente nula por lo que solamente debe efectuarse la corrección lunisolar, pero, a pesar de todo, nunca es recomendable suprimir la corrección de deriva. Su peso es de unos 11 kilogramos y su precio muy elevado, por lo que únicamente se utiliza en trabajos de alta precisión.

El Gravímetro Worden es el más utilizado hoy día en prospección. Por su gran precisión (0.01 miligales), poco peso (2.45 kilogramos) y su dispositivo de compensación térmica que lo hace prácticamente inalterable a las variaciones de temperatura, constituye en su clase, el gravímetro más apropiado para las prospecciones gravimétricas.

Este gravímetro puede operar a diferentes latitudes y pueden ser observadas las pequeñas variaciones de (g) en la prospección de una zona. Todo el conjunto del gravímetro va dentro de una cámara de vacío con presiones de 4 a 10 milímetros de mercurio, la cual, a su vez, va dentro de un vaso Dewar para impedir variaciones de temperatura.

El aparato lleva dos niveles, uno longitudinal y otro transversal normal al anterior y se nivela como cualquier aparato topográfico. Una vez nivelado el aparato la lectura del gravímetro se hace simplemente llevando el índice al valor cero de la escala por medio de un tornillo micrométrico. La diferencia entre dos lecturas multiplicada por la constante del gravímetro nos da el valor de la variación de la gravedad en miligales.

El Gravímetro Marino se ha utilizado para obtener medidas de la gravedad en zonas cubiertas de agua o en el mar. Las primeras medidas efectuadas en este medio, fueron hechas con el péndulo Vening-Meinesz que mediante un ingenioso sistema compuesto por tres péndulos (el central inicialmente en equilibrio y los extremos oscilando en fases opuestas) lograba eliminar el efecto de las olas. Se operaba con él

dentro de un submarino y su precisión era de unos 2 miligales.

Después de la segunda guerra mundial se desarrollaron los gravímetros marinos, que se introducen en el fondo del mar sobre una plataforma adecuada y se acciona desde la superficie por medio de mandos a distancia.

El Gravímetro Aeren es de creación reciente y con él se realizan prospecciones desde el aire, ya sea sobre un avión, o bien, sobre un helicóptero. Las dificultades de operación son grandes, ya que se deben hacer las lecturas muy rápidamente y con el gravímetro en movimiento. corregir las observaciones para la aceleración del aparato en cada una de ellas y asimismo corregir el efecto debido a la rotación de la Tierra. Todo esto hace necesario la adaptación de una computadora en el aparato de vuelo que permita realizar todas estas actividades en forma automatizada, obteniéndose resultados muy aceptables.

Podemos concluir que en la actualidad el gravímetro Worden es el aparato generalmente utilizado en las labores de prospección gravimétrica, debido a que, en la nivelación y lectura de este aparato, sólo se emplean hasta cinco minutos en cada estación.

3.5 Operación de Campo.

A continuación se estudiarán las técnicas utilizadas para realizar medidas gravimétricas en el campo, para posteriormente transformar los datos proporcionados por los aparatos en mapas gravimétricos de utilidad práctica.

En un estudio gravimétrico, el factor inicial es la planeación y programación de las operaciones de campo, lo cual dependerá de los objetivos de la prospección previamente establecidos. Para el caso de un objetivo económico petrolero, el tratar de localizar y delimitar estructuras geológicas favorables para la acumulación de hidrocarburos, motiva que el tipo de trabajo que se necesita realizar sea de semidetalle y detalle, para lo cual, es necesario programar una malla o red de operación, que permita detectar o delimitar dichas estructuras.

Dentro de un prospecto de exploración gravimétrica, el área en estudio suele dividirse en polígonos de un área aproximada de 4 x 4 kilómetros (los cuales se denominan "Polígonos Principales"), dentro de los cuales y con el objeto de tener un mayor control topográfico y gravimétrico, se formarán polígonos secundarios, para formar la malla o red mencionada, aprovechando en lo posible la utilización de caminos, veredas, terracerías, etc., para facilitar el acceso de vehículos y personal al área en estudio.

El desarrollo completo del trabajo de campo consiste en: a) Determinación Topográfica y, b) Observación Gravimétrica.

3.5.1 Determinación Topográfica.

Resulta evidente que todo trabajo de exploración gravimétrica, se inicia a partir de la representación en un plano del área que cubre el prospecto en cuestión. En México, tales planos suelen ser cartas topográficas de "Detenal", a escala 1:50,000.

De esta manera se eligen las vías de comunicación más adecuadas y que se apeguen lo mejor posible al programa de prospección establecido; poniendo en práctica este método, la determinación de las estaciones y la dirección general de las líneas, dependerán del aprovechamiento de las vías de comunicación existentes.

Planimetría.- A partir de la carta que representa el área del prospecto en estudio, el trabajo de planimetría consiste en efectuar un levantamiento con plancheta, con el método de "estadía", a fin de establecer las líneas de observación, así como, ubicar las estaciones y bases donde se habrán de realizar las mediciones gravimétricas, aprovechando en todo lo que sea posible (como se mencionó con anterioridad), la utilización de caminos y veredas.

La mayor ventaja lograda con la utilización de la plancheta dentro de un levantamiento gravimétrico, es que se logra ubicar al mismo tiempo sobre el terreno las líneas de observación y las estaciones; éstas últimas quedan determinadas sobre un plano.

Una vez que quedan ubicadas sobre las líneas de observación las estaciones y las bases de medición, se les asigna una numeración progresiva, procurando que éstas queden establecidas sobre lugares que sean llamativos (árboles, rocas, etc.); en caso de no existir tales lugares, se señalaran por medio de estacas clavadas en el terreno.

Para el control del trabajo planimétrico, se debe contar con el apoyo de vértices geodésicos y astronómicos, que cuenten con datos de coordenadas geográficas y U.T.M. (Universal Transversa de Mercator) de gran precisión.

Altimetría.- Una vez situados en las estaciones de la línea de observación correspondiente, se efectúa un levantamiento altimétrico (ó de nivelación) para dar a cada estación su cota correspondiente, para su posterior utilización en los cálculos de gabinete (correcciones gravimétricas).

La precisión con que se determinan las altitudes es uno de los factores más importantes, debido a que una diferencia de elevación de un centímetro representa 0.03 miligales en la corrección de aire libre.

La nivelación generalmente es del tipo "diferencial", utilizando niveles rígidos y estadales numerados.

El control altimétrico de la zona, se deberá llevar a cabo a partir de bancos de nivel próximos a las líneas de observación, tomando como nivel de referencia el nivel medio del mar.

3.5.2 Técnica de Observación Gravimétrica.

Como se mencionó con anterioridad, el área cubierta por un prospecto gravimétrico, se divide en diversos polígonos principales, los cuales se dividen a su vez en polígonos secundarios para tener un mejor control topográfico y gravimétrico.

El procedimiento más común para efectuar lecturas gravimétricas es el conocido con el nombre de "doble lectura de estaciones base", en el cual (en cada circuito), cada estación base es leída dos veces, mientras que las estaciones intermedias, sólo son leídas una vez.

El propósito que se persigue al realizar varias mediciones para una misma base gravimétrica, es el de llevar un control sobre la deriva del instrumento de medición, es decir, determinar en que proporción varían las diversas mediciones de la gravedad para un mismo lugar, esta evaluación se efectuará posteriormente durante los cálculos de gabinete.

El tiempo transcurrido durante el recorrido por un circuito, no debe exceder de dos horas, con el objeto de no inducir un mayor efecto de deriva en el aparato.

Las lecturas se realizan con el gravímetro, una vez situado en cada estación y nivelado, tomando siempre nota de la hora en que se determina cada estación.

Generalmente, al iniciar un levantamiento gravimétrico, se parte de una estación base gravimétrica (regularmente determinada por péndulo), cercana al área en estudio, para llevar ese valor de la gravedad conocido, hasta el punto de

inicio de la poligonal en cuestión, a este procedimiento se lo conoce con el nombre de "enlace de valores de gravedad", en el cual, a partir del sistema de "doble lectura de estaciones base", se van situando estaciones base intermedias, entre la estación base gravimétrica y la primera estación base de la poligonal, con lo cual, al llegar a ésta última tendrá un valor determinado con el cual se podrá iniciar el levantamiento gravimétrico del área en estudio.

Una vez que se han realizado los levantamientos planimétrico y altimétrico en el área de estudio, con lo cual quedan establecidas tanto las líneas de observación, como las estaciones donde se efectuarán las mediciones gravimétricas, se procede a realizar el levantamiento gravimétrico primeramente de la envolvente del polígono principal, la cual debe cerrar en el punto de inicio de la misma, verificando si el error de cierre es menor que la tolerancia permitida en estos casos.

Una vez dentro de la tolerancia permitida, se procede a compensar las estaciones base que se hayan recorrido, para posteriormente, levantar las líneas de observación interiores del polígono principal, y que conforman los polígonos secundarios, tomando como puntos iniciales y finales para este levantamiento a las bases ya compensadas de la envolvente del polígono principal; posteriormente se compensa a su vez, a todas las estaciones base de las líneas interiores observadas.

La misma secuencia de observación y de trabajo, deberá ser efectuada para los demás polígonos, tanto principales como secundarios. Si en algún levantamiento el error de cierre de polígono excede la tolerancia establecida, tal levantamiento deberá ser repetido.

Con el fin de tener un elemento de apoyo que ayude a constatar el correcto funcionamiento del gravímetro, es conveniente establecer una rutina de medida al iniciar y al terminar las labores de un día de trabajo, esta medida deberá realizarse en una base con un valor gravimétrico conocido, así como, efectuar diversas calibraciones al aparato y darle mantenimiento en forma constante.

Los detalles anteriores, aunados a un desarrollo eficiente

del trabajo de campo, seleccionando apropiadamente los parámetros, conducirán en conjunto a la obtención de datos de campo de excelente calidad, lo cual facilitará una adecuada interpretación del trabajo realizado.

3.6. Interpretación Gravimétrica.

La interpretación gravimétrica puede ser cualitativa o cuantitativa. La cualitativa es para determinar las anomalías existentes en la zona y su probable relación con estructuras de tipo anticlinal, sinclinal, domos, etc., la cuantitativa trata de determinar el volumen, masa y profundidad de los cuerpos que producen las anomalías gravimétricas, con ciertas restricciones.

La interpretación final será tan aproximada a la realidad, como mayor sea la cantidad de información geológica de la zona objeto de la prospección ya que ésta contribuirá a disminuir el número de parámetros en juego.

Al realizar observaciones en el campo, medimos las variaciones del campo de gravedad terrestre, los valores obtenidos deben ser corregidos tomando en cuenta los siguientes factores:

- a) Variaciones de la gravedad a lo largo del día producidas por los cambios de posición del sol y de la luna (efecto lunisolar o de mareas) y las variaciones por deriva instrumental (corrección de deriva).
- b) Forma de la Tierra, considerada como un esferoide normal que da lugar a la corrección de latitud.
- c) Diferencias de altitud de las estaciones gravimétricas entre sí y con relación al nivel de referencia (corrección de aire libre, corrección de Bouguer y corrección topográfica).

Puesto que las mediciones se realizan en diferentes puntos de la superficie terrestre: a nivel del mar, en depresiones o valles y en montañas; por lo cual no pueden ser comparados entre sí, se deben reducir al mismo nivel de referencia (usualmente el geode o el nivel del mar), antes de poder utilizar los valores de gravedad observados para interpretarlos.

Como ya se mencionó, las correcciones para este fin son:

- a) Corrección de deriva.
- b) Corrección por latitud.
- c) Corrección de aire libre.
- d) Corrección de Bouguer.
- e) Corrección topográfica.

3.6.1 Corrección de Deriva.

Las lecturas del aparato que se realizan en el campo, requieren una corrección debida a la deriva del gravímetro. Para ello todos los valores observados durante el recorrido de un día, incluyendo las estaciones en las que se ha vuelto a hacer lecturas, se colocan en un diagrama en función del tiempo; la curvatura que representa la variación temporal de las lecturas para una misma estación se llama "curva de deriva" (Ver apéndice: Figura 1).

Si se desea conocer la diferencia de gravedad entre dos estaciones cualquiera, simplemente se lee la magnitud entre las estaciones y la curva de deriva a lo largo de su ordenada.

Una vez que los valores gravimétricos de campo han sido corregidos por efecto de deriva y compensados, se los deberá separar de los factores e influencias que enmascaran a los efectos deseados.

3.6.2 Corrección por Latitud.

La fórmula internacional de la gravedad nos proporciona los valores teóricos de la gravedad, asumiendo que la tierra es un elipsoide de revolución uniforme e ideal, sin variaciones topográficas, tomando como nivel base al nivel del mar (Ver apéndice: Figura 2).

Esta fórmula nos proporciona la variación en la gravedad teórica de acuerdo a la latitud (considerando desde el ecuador hasta los polos).

$$g_{\theta} = 978.049 (1 + 5.2884 \times 10^{-3} \text{ Sen}^2 \theta - 5.9 \times 10^{-6} \text{ Sen}^2 2\theta) \text{ (gal)}$$

Con base en esta fórmula, se elaboran tablas de valores que dan el cambio del valor de la gravedad con la latitud, para cada diez minutos de latitud geográfica generalmente. Con tales tablas se realiza la corrección por latitud.

3.6.3 Corrección de Aire Libre.

Como ya se mencionó, la gravedad varía con la elevación. Un punto situado a una elevación, estará más alejado del centro de la Tierra, experimentando una aceleración gravitacional menor que otro punto situado a una menor elevación.

La corrección de aire libre, consiste en colocar las estaciones gravimétricas sobre un mismo nivel de referencia, ya que debido a la topografía del terreno, éstas se encuentran a diferentes distancias de dicho nivel y del centro de la Tierra, por lo que tales variaciones de gravedad podrían indicar estructuras inexistentes (Ver apéndice: Figura 3).

Esta corrección recibe su nombre del hecho de que sólo se toma en cuenta la elevación de la estación y no la masa rocosa que existe entre la estación y el nivel de referencia, y está expresada como:

$$\text{Corr. de aire libre} = 0.3086 h \quad \text{[miligales]}$$

donde: h está en metros.

Puesto que la gravedad disminuye al aumentar la altura, esta corrección se suma a la gravedad observada, a menos que la estación estuviera por debajo del nivel de referencia, en cuyo caso debe restarse.

3.6.4 Corrección de Bouguer.

En la corrección por aire libre, no se tomó en cuenta al material que se encuentra entre el nivel del punto observado y el nivel de referencia y como se puede apreciar, tal material ejerce una influencia sobre la gravedad observada (Ver apéndice: Figura 4).

La corrección de Bouguer toma en cuenta la atracción de este material rocoso que se encuentra situado entre el nivel de referencia y la estación situada a una cierta altura sobre éste.

La corrección supone que existe una capa de material homogéneo de un espesor igual a la separación entre ambos niveles mencionados, con una longitud infinita y una densidad promedio (ρ), la corrección de Bouguer, por lo tanto, quedará expresada como:

$$\text{Corr. de Bouguer} = 0.04185 \rho h \quad [\text{miligales}]$$

donde: (h) está en metros y (ρ) está en g/cm^3

Esta corrección se resta, ya que se está eliminando el material situado entre la estación en estudio y el nivel de referencia, tomando como base que dicho nivel se encuentra por debajo de la estación, en caso contrario, la corrección se sumará.

Como las correcciones de aire libre y de Bouguer, están en función de la elevación "h" de la estación, a la suma de los valores obtenidos en estas correcciones, se le conoce como Corrección por Altitud, por lo que tendremos:

$$\text{Corr. por altitud} = \text{Corr. aire libre} - \text{Corr. Bouguer}$$

$$\text{Corr. por altitud} = (0.3086 - 0.04185 \rho) h$$

$$\text{Corr. por altitud} = K h \quad [\text{miligales}]$$

3.6.5 Corrección Topográfica.

Recordando que, la corrección de Bouguer consideró una capa de roca homogénea, de espesor constante, entre la estación gravimétrica y el nivel de referencia, sin considerar las irregularidades topográficas reales del terreno, las cuales ejercen atracciones gravimétricas sobre dicha estación (Ver apéndice: Figura 5).

Por lo tanto, la Corrección Topográfica será entonces una corrección a la mencionada corrección de Bouguer. Esta corrección toma en cuenta la atracción de las masas situadas por encima de la estación y corrige las depresiones situadas por debajo de la misma, estas atracciones hacían incorrecta la hipótesis de Bouguer.

Para poder efectuar esta corrección, se requiere de datos topográficos con los cuales se determinan las irregularidades del terreno y el valor de la densidad media utilizado en la corrección de Bouguer, así como, el empleo de plantillas especiales, una de ellas es como la del Dr. Hammer, ya que éstas no son únicas; debido a que el cálculo analítico de la atracción ocasionada por estas formas topográficas, sería muy difícil de realizar.

El efecto compensatorio de la Corrección Topográfica siempre se suma a la gravedad observada.

3.6.6 Anomalía de Bouguer.

Las anomalías gravimétricas se definen como la diferencia entre los valores de la gravedad observada y la gravedad teórica corregida para un determinado punto en el terreno, con lo cual llegamos al concepto que se denomina como Anomalía de Bouguer.

El valor de la Anomalía de Bouguer A_B vendrá dado por la siguiente expresión:

$$A_B = \text{grav. observada} + \text{corr. aire libre} - \text{corr. Bouguer} + \\ + \text{corr. topográfica} - g_0$$

siendo g_0 el valor teórico de la gravedad al nivel del mar para la latitud ϕ considerada, la cual es obtenida a partir de la Fórmula Internacional de la gravedad, para la que existen tabulaciones hechas a partir de la misma.

Una vez separados los efectos de aire libre, Bouguer, topográficos y la gravedad teórica a un determinado nivel de referencia de la gravedad observada, los efectos sobrantes o anomalía de Bouguer serán debidos a la diferente densidad de las masas que están por debajo del nivel de referencia.

Una vez corregidos los valores observados de la gravedad, se presentan en un mapa de anomalías de Bouguer, en el que están situadas todas las estaciones gravimétricas, dicho mapa se realiza trazando las curvas isoanómalas (curvas de igual valor de A_B), generalmente a intervalos de 0.5 miligales, en cuanto a prospección petrolera se refiere. Cuando se requiere de mayor detalle se trazan a intervalos de 0.2 miligales.

Con el mapa de anomalías de Bouguer empieza la labor más importante de la prospección, como es la interpretación.

La anomalía de Bouguer sería cero, si la distribución de densidad por debajo de la superficie de observación fuera uniformemente homogénea. Si la anomalía de Bouguer resulta ser diferente de cero, podrá indicar un exceso o deficiencia de densidad por debajo del nivel de observación.

Un plano de anomalías de Bouguer, es decir una configuración de valores gravimétricos, ya corregidos por los métodos descritos anteriormente, sólo dará información útil sobre la geología del subsuelo, después de que se interprete correctamente; si dicha configuración se pretende analizar como si se tratara de un plano estructural, las conclusiones a que se llegare, serán más que erróneas.

El mapa de Bouguer muestra la suma de todos los efectos debidos a todas las masas presentes tanto en profundidad como en superficie. Es decir, que el mapa de Bouguer mostraría la

suma de los efectos de las rocas sedimentarias próximas, del basamento ígneo, e incluso del magma en el interior de la tierra.

Sin embargo, los efectos de las masas anómalas muy profundas (así como los debidos a las masas montañosas lejanas no incluidos en la corrección topográfica) están muy atenuados debido a su gran distancia, produciendo las variaciones amplias de las curvas isonómalas, mientras que las estructuras sedimentarias próximas producen variaciones relativamente agudas y frecuentemente fuertes del campo gravífico terrestre.

Por lo tanto en el mapa de Anomalías de Bouguer las variaciones amplias serán debidas a contrastes de densidad profundos o lejanos, generalmente en el basamento, y las variaciones pequeñas o rápidas serán producidas por contrastes de densidad más próximos. Por lo cual podemos deducir que el principal objetivo en la interpretación gravimétrica será la separación de los efectos de las masas profundas y someras.

Los disturbios grandes provienen de irregularidades en la densidad a mucha mayor profundidad y es de presumirse que la mayor contribución se debe al basamento abajo de la sección sedimentaria. Estos efectos son comunmente llamados "Efecto Regional" y su estimación y desaparición son deseables, para lo cual se emplean diferentes medios. Mientras que los disturbios más pequeños provienen de irregularidades locales cercanas a la superficie y afectan comunmente áreas pequeñas (Ver apéndice: Figura 6).

Reconsiderando, el mapa de anomalías de Bouguer podemos considerarlo como la suma de otros dos: a) el mapa regional, debido al efecto de las masas profundas y lejanas (generalmente el basamento); y b) el mapa residual debido a los efectos de las masas superficiales (estratos geológicos más pesados o masas más o menos densas que las rocas circundantes).

En prospección interesa hacer resaltar el efecto debido a las masas superficiales, eliminando o reduciendo al mínimo el efecto debido a las masas profundas. Por ello, se define corrientemente la anomalía regional como el efecto de todo

aquello que no interesa al prospector, por lo que la anomalía residual sería simplemente:

Anomalía residual = Anomalía de Bouguer - Anomalía regional

Así pues, el problema regional-residual es necesariamente de interpretación, dando énfasis, como regla general, a la definición de aspecto y forma de los efectos residuales.

Existen varios métodos para eliminar la gravedad regional, pero pueden sintetizarse en dos grupos; que a su vez pueden clasificarse en varias modalidades, como sigue:

Gráficos:	{	Alisado de curvas
	{	Perfiles
Analíticos:	{	Cálculos directos
	{	Segunda derivada
	{	Continuación de campo

Métodos Gráficos. - Los métodos gráficos tienen la ventaja de que para deducir la gravedad regional se puede utilizar toda la información geológica disponible, pero tiene la desventaja de que el personal por muy preparado y entrenado que esté, puede cometer errores de juicio en los conceptos geológicos referentes a un área.

En el procedimiento gráfico el efecto regional se debe deducir de la configuración de la anomalía de Bouguer. Las curvas regionales se interpretan más o menos arbitrariamente y se superponen a las primeras; después se resta el campo regional del campo observado, dando como residuo el valor de anomalía buscado.

Es necesario aclarar que, para una buena interpretación, es conveniente tener conocimientos geológicos previos del área en estudio y así tener idea de que clase de anomalías pueden esperarse.

Existen algunas circunstancias en las cuales los métodos

gráficos no deben usarse:

- Cuando el terreno es muy accidentado y los materiales de la superficie no son homogéneos, la densidad debe variar y es de esperarse que las anomalías residuales se deban a la topografía en lugar de estructuras del subsuelo.
- Si el efecto regional es muy fuerte, las anomalías residuales se pierden fácilmente por métodos visuales.
- Cuando las anomalías residuales son muy amplias, las tendencias regionales se distinguen difícilmente.

Métodos Analíticos.- Cuando se emplean los métodos analíticos para determinar la gravedad residual, los datos observados combinados con operaciones matemáticas de rutina, permiten aislar las anomalías sin necesidad de tener un conocimiento profundo del problema, puesto que la técnica en la mayor parte de los casos es demasiado mecánica, lo cual puede tener como principal consecuencia que se pasen por alto factores geológicos conocidos que pueden afectar en mucho la interpretación.

En el método gravitacional se tienen varias causas que pueden afectar en mucho la interpretación. En la gravedad regional se tienen muchos motivos que pueden influir en su variación, como estructuras geológicas de gran tamaño, variaciones laterales de la densidad ocasionadas por cambios litológicos dentro de las rocas, o bien variaciones isostáticas con frecuencia indeterminadas.

Independientemente de todo esto, el criterio básico para separar el residual del regional es de acuerdo con el área (la cual se supone conocida geológicamente), que es cubierta por cada una de estas anomalías.

Para concluir podemos afirmar que, partiendo únicamente de los datos gravimétricos sin recurrir a otra fuente de información, es mucho más que difícil interpretar correctamente la geología del área y es necesario tener en mente que la solución que se dé a un problema no es única sino que está sujeta a numerosas limitaciones, que disminuyen a medida que se cuenta con más fuentes de información.

4. EL METODO MAGNETOMETRICO

4. EL METODO MAGNETOMETRICO

La prospección geofísica involucra técnicas especializadas y sólo da resultados consistentes cuando se tiene conocimiento de los principios teóricos y de la construcción de los instrumentos utilizados, así como de los métodos para interpretar dichos resultados.

4.1 Introducción al Método Magnetométrico.

El Método Magnetométrico de Exploración está basado en la medición desde la superficie, de las variaciones del campo magnético terrestre, asociadas a cambios en la susceptibilidad magnética de las rocas del subsuelo.

El método de prospección magnetométrica, es el método más antiguo en la exploración geofísica, se emplea en la búsqueda de petróleo y de minerales. En la prospección petrolera es usualmente usado para determinar el espesor del paquete o columna sedimentaria, o bien, para cartografiar los rasgos estructurales de la superficie del basamento, tales como su topografía y profundidad, los cuales podrían influenciar la estructura de los sedimentos supraacentes, y para determinar la existencia de cuerpos ígneos intrusivos tales como diques y plutones, o rasgos ígneos similares.

Las rocas sedimentarias ejercen un efecto magnético tan pequeño, en comparación con las rocas ígneas, que de hecho, todas las variaciones de la intensidad magnética que pueden ser medidas desde la superficie, están asociadas a la topografía del basamento o a los cambios litológicos del mismo.

En la actualidad, casi todas las exploraciones magnéticas en busca de petróleo se realizan con instrumentos aeromagnéticos, esto es, son realizadas desde el aire. Esta tendencia se debe a la velocidad de prospección, así como a

la economía y comodidad de las técnicas aéreas.

Estamos familiarizados con el hecho de que la Tierra se comporta como si fuera un imán, es por esta razón que la aguja de una brújula apunta al polo norte magnético, por lo cual es conveniente que se analice el magnetismo terrestre antes de examinar sus implicaciones geológicas.

En resumen podemos decir que la magnetometría tiene como principal objetivo, el de localizar formaciones rocosas con ciertas propiedades magnéticas capaces de producir disturbios o anomalías al campo magnético terrestre. Estos disturbios se deben a contrastes en los valores de susceptibilidad magnética entre las unidades de roca o estructuras geológicas presentes en la zona de estudio.

Los métodos magnéticos figuran entre los más baratos de la Prospección Geofísica, y desde el punto de vista operacional, también entre los más rápidos y sencillos. Por otra parte, el campo de aplicación de los métodos magnéticos está tan relacionado con la prospección petrolera que, en general, es buena política la inclusión de una prospección magnética en todo trabajo de exploración geofísica petrolera de cierta importancia.

4.2 Principios Físico-Matemáticos Fundamentales.

La ciencia del magnetismo nació a partir de la observación de que cierto tipo de rocas (magnetita principalmente), atraían pedazos de hierro, por lo cual a tales rocas se les denominó como imanes naturales.

Otro "imán natural" es la Tierra misma, cuya acción orientadora sobre la aguja magnética de una brújula se conoce desde tiempos antiguos. La palabra "Magnetismo" proviene de la región de Magnesia en el Asia Menor, que es uno de los lugares en donde se encontraban esas rocas.

La definición más satisfactoria de un imán quizá sea la de que es un cuerpo metálico que experimenta una fuerza mecánica cuando se halla en la proximidad de una corriente eléctrica y que ejerce a su vez una fuerza mecánica opuesta sobre la corriente.

En 1820, Oersted descubrió por primera vez que una corriente que pasa por un alambre puede producir efectos magnéticos.

4.2.1 Polos Magnéticos.

Un imán presenta dos polos, los cuales tienen comportamientos opuestos; el polo magnético que señala hacia el norte terrestre, o sea que es atraído por él, se denomina "polo norte" o polo positivo, el que señala hacia el sur terrestre, se denomina "polo sur" o polo negativo. Estos dos polos no se distinguen en nada al actuar sobre el hierro no-magnético.

Un imán es pues, un dipolo magnético a semejanza de los dipolos eléctricos, pero existe una diferencia radical entre ellos; en un dipolo eléctrico podemos separar las dos cargas que forman el dipolo, obteniéndose así dos cargas libres, mientras que si un imán lo dividimos, obtenemos dos imanes cuyos polos tienen la misma intensidad que los polos del imán primitivo. No existen, por lo tanto, polos magnéticos libres.

Se designa por (p) a la intensidad del polo magnético; las intensidades de los dos polos de un imán, son siempre iguales en magnitud, pero de signo contrario: polo norte $(+p)$ y polo sur $(-p)$.

Si consideramos un imán de gran longitud y muy poco espesor, en las proximidades de uno de los polos, se puede despreciar la influencia del otro; por lo que podremos considerarlo aproximadamente, como un polo magnético aislado.

Una simple barra imantada puede utilizarse para explicar el concepto de polos magnéticos. Si espolvoreamos limadura de hierro sobre una hoja de papel apoyada sobre esta barra, dicha limadura tiende a alinearse en una serie de curvas elípticas y concéntricas. Las líneas a lo largo de las cuales se orientan las limaduras se designan generalmente como "líneas de fuerza".

Se denomina línea de fuerza a una línea continua tal, que su tangente en cualquier punto coincide con la dirección del campo de influencia en dicho punto. Un imán muy corto se orientará a lo largo de dicha tangente cuando sea colocado en ese punto.

Las limaduras cercanas al imán se alinean porque cada una de ellas es, a su vez, un pequeño imán afectado por el campo de influencia del imán mayor. Cada una de estas líneas va de un punto cercano a uno de los extremos de la barra mencionada, a otro punto cercano al otro extremo; estos puntos se denominan polos.

4.2.2 Fuerza Magnética.

Experimentalmente se ha demostrado que existe una fuerza de atracción entre el polo positivo y el polo negativo de un imán. Coulomb observó que, con barras magnéticas muy largas (aproximación al polo magnético aislado), la fuerza de repulsión entre los extremos de dos barras con mismo signo, es directamente proporcional al producto de la intensidad de los polos e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que los separa.

Llegó así a la conclusión de que se trataba de fuerzas "newtonianas" y por lo tanto, se les pueden aplicar las leyes que rigen esta clase de fuerzas, a saber:

$$F = C (p \cdot p_0) / r^2 \quad [\text{dinas}]$$

donde:

p y p_0 = intensidad magnética del polo respectivo.

r = distancia entre los polos.

C = constante de proporcionalidad que depende del medio en el que están situados los polos.

En nuestro caso, si dos polos de intensidad magnética (p y p_0), respectivamente, están separados por la distancia (r), la fuerza (F) entre ambos estará expresada por la relación:

$$F = (1/\mathcal{M}) (p \cdot p_0) / r^2 \quad [\text{dinas}]$$

La constante simbolizada por la letra \mathcal{M} , se conoce como la permeabilidad y depende de las propiedades magnéticas del medio en que los polos están situados.

La unidad de fuerza de polo o unidad de polo se define como la intensidad con que dos polos magnéticos separados por un centímetro de distancia, se repelen o se atraen (según sea su polaridad respectiva), con una fuerza igual a una dina, en un medio no magnético tal como el aire (para el cual $\mathcal{M} = 1$).

Por último, si los polos son del mismo signo, la fuerza es de repulsión; si son de signo contrario, la fuerza es de atracción.

4.2.3 Campo Magnético.

Por definición, se considera que el campo de fuerzas en la vecindad de un imán o cerca de un conductor que lleva corriente, se denomina como un "Campo Magnético".

Si consideramos un polo magnético aislado, de intensidad (p), se define como campo magnético (H), a la fuerza que experimenta un polo magnético positivo de una unidad de intensidad de polo, debida a la presencia en el espacio del polo magnético considerado. Así, la intensidad del campo debida al polo de fuerza (p) situado a una distancia (r) será:

$$H = F / p_0 \quad (\text{dinas / unidad de polo})$$

sustituyendo el valor de (F):

$$H = (1 / K) p / r^2 \quad (\text{Oersted})$$

La intensidad de campo magnético se representa convencionalmente por las llamadas líneas de fuerza, con las cuales se puede evaluar la intensidad del campo en función de la densidad de líneas de fuerza por centímetro cuadrado.

En las líneas de fuerza del campo magnético, producido por un imán, éstas parecen salir del polo positivo y terminar en el polo negativo del mismo, pero en realidad se continúan dentro del imán, formando líneas cerradas. Por lo tanto si el polo es positivo las líneas son divergentes y si el polo es negativo las líneas son convergentes.

En realidad, formalmente la unidad de campo magnético es el Oersted, que se define como el campo creado por un polo magnético de intensidad igual a una unidad de polo, separado por una distancia de un centímetro.

La intensidad de campo magnético (H) en un punto, es un parámetro más práctico que la fuerza magnética (F). En la prospección magnetométrica, la medición que se realiza es la del campo magnético (H).

4.2.4 Momento Magnético Dipolar.

Como ya fué mencionado, al imantarse un material, éste nunca presentará polos aislados ya que esto no es posible; así, siempre se presentará en dipolos magnéticos, es decir, son

dos polos de igual intensidad (p) pero de signos contrarios, separados por una distancia reducida (L). Por lo tanto, la entidad magnética básica es el Dipolo Magnético.

Se define como momento magnético de un dipolo (M), al producto intensidad de polo, por la magnitud de la distancia entre los polos, y la dirección del momento está dirigida hacia el polo norte, coincidiendo con la dirección de la línea que une la separación entre los dos polos.

Por lo cual, para concluir, tenemos que:

$$M = p \times L$$

donde:

M = Momento magnético del dipolo.

p = Intensidad de polo.

L = Distancia entre ambos polos.

El momento magnético, por ser medible directamente, es la magnitud más importante de un imán.

4.2.5 Intensidad de Magnetización.

Al actuar un campo magnético (H) sobre un material magnético, éste sufrirá una magnetización, esto es, adquirirá polos magnéticos sobre su superficie, inducidos por el campo.

Si se trata de un material moderadamente magnético y de campos magnéticos poco fuertes, como los que se consideran en trabajos geofísicos, la magnetización inducida, llamada a veces polarización, estará en la dirección del campo aplicado, y su intensidad es proporcional a la intensidad del campo.

La intensidad de magnetización (I), puede ser considerada como la fuerza inducida en el polo por unidad de superficie en una área normal al campo inductor; o bien, la intensidad

de magnetización (I) también puede definirse por la expresión:

$$I = M / U$$

donde,

M = Momento magnético.

U = Elemento de volumen.

Es por lo tanto, el momento magnético por unidad de volumen.

Esta magnetización consistirá en una alineación de imanes elementales o dipolos que estaban inicialmente con una orientación arbitraria según la dirección del campo inducido.

Para finalizar, un cuerpo uniformemente magnetizado, tendrá la misma intensidad y dirección de magnetización en todos sus puntos.

4.2.6 Susceptibilidad Magnética.

Cuando se tiene un campo externo homogéneo (H), actuando sobre un cuerpo magnetizable, éste adquiere cierta intensidad de magnetización (I), que será proporcional a la intensidad del campo exterior aplicado y a las propiedades de magnetización del cuerpo. La intensidad de magnetización es proporcional al campo aplicado, o sea:

$$I \propto H$$

La constante de proporcionalidad que convierte en igualdad a la expresión anterior es (K), que se conoce como la susceptibilidad magnética del cuerpo, es decir:

$$I = K H$$

Esta expresión representa la fórmula general para relacionar la intensidad de magnetización con el campo externo.

En el vacío (K) es igual a cero, esto quiere decir que el vacío no puede ser magnetizado.

La constante (K) es una cantidad escalar que depende de la clase de material y su estado (en cuanto a temperatura, cristalización, etc.), y esta constante nos puede representar una medida en cuanto al número de dipolos magnéticos por unidad de volumen del cuerpo y la facilidad con que son orientados.

Si los polos norte aparecen en la dirección del campo y los sur en el sentido opuesto, la susceptibilidad se considera positiva; este caso es el de mayor importancia práctica en Geofísica, si ocurre lo contrario, la susceptibilidad es negativa.

Se presentan tres fenómenos magnéticos en la materia al someterla a un campo magnético exterior:

- 1) Los materiales que tienen susceptibilidad positiva ($K > 0$), son llamados paramagnéticos, éstos tienden a alinearse con sus dimensiones mayores en la dirección del campo externo, su magnetización es paralela y proporcional al campo magnético aplicado. Los materiales paramagnéticos sin ser ferromagnéticos, son atraídos por los imanes.
- 2) Los materiales con susceptibilidad negativa ($K < 0$), son llamados diamagnéticos, éstos tienden a alinearse con su mayor dirección normal al campo en que estén situados y la magnetización se efectúa en la dirección opuesta al campo magnético aplicado, unas cuantas sustancias como la sal común, la anhidrita y casi todas las rocas son diamagnéticas, esto es, no se magnetizan.
- 3) Los materiales ferromagnéticos ($K \gg 0$), están relacionados al comportamiento del momento magnético de los minerales, este fenómeno se presenta sólo en el estado sólido y hace que la imantación sea relativamente más alta que el campo magnético aplicado, es un fenómeno similar al paramagnetismo.

El valor de la susceptibilidad de estos materiales es mucho más alto que para los paramagnéticos, y además depende de la historia previa del material. Entre estas

sustancias se encuentran el hierro, el acero, el cobalto, el níquel, la magnetita, la ilmenita, etc.

La susceptibilidad magnética es el parámetro fundamental de interpretación en la Prospección Magnetométrica.

4.2.7 Inducción Magnética.

Al encontrarse un cuerpo dentro de un campo magnético externo (H), este cuerpo presentará polos norte y sur sobre su superficie como consecuencia de la Inducción Magnética (imantación inducida) y el campo producido por estos polos, modificará a su vez al campo original (H).

En otras palabras, el cuerpo sufre una magnetización y esto a su vez, creará un campo propio (H') que modificará al campo original (H); cuanto mayor sea la susceptibilidad del cuerpo, mayor será la intensidad del campo adicional.

Este campo adicional (H') está relacionado con la intensidad de magnetización (I), por la siguiente expresión:

$$\text{Campo Inducido} = 4 \pi (\text{intensidad de Magnetización})$$

esto es,

$$H' = 4 \pi I$$

Este campo será proporcional a la intensidad del campo externo y a la facilidad con que se magnetiza el cuerpo.

Se denomina como Inducción Magnética (B), al flujo magnético total dentro del cuerpo, el cual es proporcional a la intensidad del campo exterior (H):

$$B \propto H$$

Este flujo magnético total es igual a la suma de los campos externo e interno:

$$B = H + H'$$

pero $H' = 4 \pi I$. por lo que, sustituyendo;

$$B = H + 4 \pi I$$

como $I = KH$, de acuerdo con el inciso 4.2.6, entonces;

$$B = H + 4 \pi KH$$

agrupando tenemos que,

$$B = (1 + 4 \pi K) H$$

por otro lado se sabe que $\mathcal{M} = (1 + 4 \pi K) H$, por lo tanto:

$$B = \mathcal{M} H$$

4.2.8 Permeabilidad.

Como se vió con anterioridad, la constante de permeabilidad $(1 + 4 \pi K)$ es igual a la permeabilidad representada por la letra \mathcal{M} , la cual también puede expresarse como:

$$\mathcal{M} = B / H$$

La permeabilidad es la medida de la modificación de la fuerza de atracción o de repulsión entre dos polos magnéticos en un medio que sea también magnético.

De acuerdo a lo ya expuesto, para los cuerpos diamagnéticos ($K < 0$), con lo que $\mathcal{M} < 1$; para los cuerpos paramagnéticos ($K > 0$), con lo que $\mathcal{M} > 1$; y para los cuerpos ferromagnéticos (K era muy elevado en comparación con los paramagnéticos, por lo tanto lo mismo ocurre con la permeabilidad.

Recordemos que para un medio no magnético, tal como el aire, $\mathcal{M} = 1$.

4.2.9 Magnetismo Remanente.

Todos los cuerpos, cuando son colocados en un campo magnético, adquieren cierta imantación, que pierden al ser separados del campo, se dice entonces que este magnetismo está inducido por el campo. Por otra parte, algunos materiales tales como el hierro, cobalto, níquel y algunos minerales de magnetita, pirrotita, cromita, manganeso, etc., pueden mostrar acción magnética sin estar sometidos a ningún campo exterior, por tanto se dice que estos materiales poseen "Magnetismo Remanente", permanente o espontáneo.

Los cuerpos ferromagnéticos tienen la propiedad de que una vez imantados conservan cierto magnetismo (magnetismo remanente), al cesar el campo inductor. Este magnetismo remanente de los cuerpos ferromagnéticos es muy importante en la prospección magnética, ya que en general, las anomalías magnéticas se deben a la cantidad de minerales ferromagnéticos (magnetita, ilmenita y pirrotita, principalmente) que contienen las rocas; este ferromagnetismo suele enmascarar el débil paramagnetismo o diamagnetismo de los demás constituyentes de la roca.

Aunque las rocas son generalmente tan poco magnéticas que no cabría esperar en ellas magnetismos residuales, muchos materiales rocosos muestran en el terreno una magnetización que no puede ser completamente explicada como una polarización inducida por el campo magnético terrestre actual.

La dirección de magnetización a veces es bastante diferente de la de este campo, y debe concluirse en consecuencia, que representa la resultante de la magnetización actual y la magnetización residual de un campo muy diferente que existió cuando la roca se originó.

Como el ferromagnetismo desaparece bruscamente al llegar a una cierta temperatura crítica o "Punto de Curie", se deduce que las rocas ígneas adquirieron al magnetismo remanente estando sometidas al campo magnético existente en aquella época, una vez que se enfriaron por debajo del punto de Curie; el estudio del magnetismo remanente de las rocas puede dar valiosa información de las variaciones del campo

magnético terrestre a lo largo de los tiempos geológicos; éste es el objeto del Paleomagnetismo.

En la prospección magnética se suele admitir que la imanación de las rocas corresponde aproximadamente al campo magnético actual, puesto que en la práctica la dirección del magnetismo remanente en las rocas, suele diferir poco de la del campo magnético actual (no más de 15°).

4.2.10 Unidades Usadas en Magnetometría.

En la prospección magnética generalmente se miden variaciones de la intensidad del campo magnético terrestre, o de algunos componentes de esta intensidad. La unidad tipo de la intensidad de campo es, como se indicó anteriormente, el Oersted:

$$\text{Oersted} = \text{dina} / \text{unidad de polo}$$

Como el campo magnético total de la Tierra es normalmente de 0.5 Oersted, esta unidad resulta demasiado grande para poder ser utilizada prácticamente en prospección, ya que las variaciones que generalmente se miden son menores que la milésima parte de esta cantidad.

Para las necesidades de la Prospección Geofísica, resulta más conveniente utilizar la unidad "gamma" (γ):

$$\text{Gamma } (\gamma) = 10^{-5} \text{ Oersted}$$

Ya que el Oersted como se vió, resulta demasiado grande para los propósitos de la prospección, pues las anomalías magnéticas, normalmente varían desde unas cuantas gammas hasta algunos cientos, y en casos muy excepcionales pueden llegar a alcanzar algunos miles. El campo magnético terrestre es de aproximadamente unas 60,000 gammas.

4.3 El Campo Magnético de la Tierra.

Para estudiar las anomalías magnéticas causadas por masas situadas a profundidad, hay que conocer previamente al Campo Magnético Terrestre, así como los cambios que ocurren en él.

En el capítulo anterior se vió que los efectos gravitatorios de la Tierra varían en forma sencilla y predecible en función de la altitud y de la latitud, y por ello las correcciones correspondientes son sencillas. Pero esto no ocurre con las variaciones magnéticas, que no están en función simplemente de dichos parámetros, sino de otros más irregulares, además de variaciones con el tiempo; por todo ello las correcciones de los datos magnéticos necesitan mucho más cuidado y precisión que las de los gravimétricos.

Nos resulta familiar el hecho de que la Tierra se comporta como si fuera un imán, razón por la cual, la aguja de una brújula apunta al polo norte magnético. En el caso del campo magnético terrestre, se considera generalmente con un comportamiento semejante al de un gran imán situado en el centro de la Tierra y se le denomina como "Campo Geomagnético"; o sea que la Tierra puede ser considerada como una esfera polarizada uniformemente generando su propio campo magnético.

También se puede imaginar al campo magnético de la Tierra como una serie de líneas de fuerza, el cual se extiende al espacio, disminuyendo su intensidad a la octava parte a una altura de 6,500 km. Las líneas de fuerza tienen una disposición análoga a las de una esfera de hierro imantada homogéneamente, y un imán moviéndose libremente en el espacio, quedaría paralelo a una de estas líneas.

El polo norte magnético está situado aproximadamente en un punto al norte de la isla Principe de Gales, con coordenadas 75°N y 100°O , en este punto el extremo de una aguja magnética apunta verticalmente hacia abajo. Por otro lado, cerca de la costa de la Antártida, aproximadamente a los 67°S y 143°E , el mismo extremo de la aguja magnética apunta directamente hacia el cielo, en lo que se denomina polo sur magnético.

Entre estos dos polos magnéticos, la aguja magnética adopta posiciones intermedias; a la mitad de la distancia entre los dos polos, ésta permanece horizontal y señala el ecuador magnético, en el cual la intensidad del campo magnético de la Tierra es mínimo.

La línea imaginaria que une todos los puntos de intensidad mínima, recibe el nombre de ecuador magnético, como ya se mencionó, y está situado en las proximidades del ecuador geográfico, pero no es paralelo a él. Esta intensidad aumenta hacia los polos, donde el campo es aproximadamente dos veces más fuerte que en el ecuador magnético. Por otra parte, el ángulo que forma la aguja magnética en relación con la superficie de la Tierra, es lo que se denomina "Inclinación Magnética".

Los polos norte y sur magnéticos no coinciden con los polos norte y sur geográficos, sino que están desplazados unos 16° de latitud de dichos polos y no están diametralmente opuestos, pues la línea que los une, pasa a unos 1,200 km. del centro de la Tierra.

Los polos geográficos se definen como las extremidades del eje de rotación de la Tierra; en virtud de lo cual, la dirección de la aguja imantada diverge, en la mayoría de los casos, de los verdaderos polos geográficos. El ángulo de divergencia entre un meridiano geográfico y un meridiano magnético es lo que se denomina como "Declinación Magnética", y se le mide en grados al oriente o al poniente del norte geográfico.

4.3.1 Teorías Sobre el Origen del Campo Magnético Terrestre.

La causa del magnetismo terrestre ha sido uno de los problemas más discutidos en el estudio de la Tierra, y aún no se tiene para ello una respuesta completamente satisfactoria.

Se ha sugerido que el campo magnético terrestre se deriva de una gran masa permanentemente magnetizada, situada bajo la superficie, ya que la Tierra en sí, se comporta como un imán. Esta idea es apoyada por la gran cantidad de minerales

magnéticos encontrados en la corteza terrestre, y también, porque los geólogos creen que el núcleo de la Tierra está constituido por hierro principalmente.

Estudios cuidadosos han revelado que la intensidad media de la magnetización de la Tierra es mayor que la de las rocas de la corteza. En consecuencia el origen del magnetismo tiene que buscarse a mayor profundidad.

A medida que aumenta la profundidad, la primera dificultad que se presenta es que los materiales normalmente magnéticos en la superficie pierden su magnetismo por encima de cierta temperatura. es está la llamada "Temperatura Curie" la cual varía en cada material.

La temperatura Curie del hierro es de aproximadamente 260°C ; la del níquel es de 350°C ; la de la magnetita es de 580°C ; y para la hematita es de 680°C . El gradiente de la temperatura de la corteza es, en promedio, de 30°C por kilómetro. Con este gradiente, se aproxima la temperatura Curie del hierro a una profundidad aproximada de 25 kilómetros por debajo de la superficie, lo cual sobrepasa las temperaturas Curie de la mayoría de los materiales normalmente magnéticos.

En consecuencia, no podemos esperar que los materiales de la Tierra sean magnéticos a una profundidad mayor de 25 kilómetros; y el magnetismo remanente solamente podría existir por encima de esta nivel.

Por otro lado, si todo el magnetismo de la Tierra estuviera concentrado en las rocas de la corteza, entonces la intensidad del magnetismo de estas rocas tendría que ser unas 80 veces mayor que el de la Tierra considerada como un todo. lo cual resulta falso, ya que la intensidad magnética de las rocas de la superficie es menor que la intensidad media de la Tierra.

Partiendo de esta observación podemos llegar a la conclusión de que el campo magnético terrestre no se debe a masas permanentemente magnetizadas, aun cuando estén a profundidad o cerca de la superficie.

La teoría del magnetismo terrestre que tiene más aceptación en la actualidad, es la de que el núcleo de la Tierra actúa

como una dínamo que se autoexcita. Considerando al núcleo terrestre en su parte externa, como un fluido compuesto principalmente de hierro y níquel, por lo tanto, este núcleo no solo es un excelente conductor de corrientes eléctricas, sino que también se encuentra en un estado físico en el cual los movimientos pueden producirse fácilmente.

Esto hace suponer que se generan corrientes electromagnéticas que después son amplificadas por movimientos dentro del líquido conductor de las corrientes. También se cree que la energía necesaria para conducir el fluido procede de la convección derivada de las diferencias de temperatura.

La teoría de la dínamo requiere, además, que los movimientos de convección al azar y los campos electromagnéticos que los acompañan, sean ordenados para producir un solo campo magnético unido, lo cual puede ser ocasionado por la rotación de la Tierra. La teoría de la dínamo del magnetismo terrestre ha venido a ser la explicación más satisfactoria del magnetismo de la Tierra.

4.3.2 Componentes del Campo Magnético Total.

Si nos fijamos en el campo magnético en un punto de la superficie terrestre, resulta que este varía con el tiempo, esta variación se presenta periódicamente y para su estudio es necesario analizar el campo magnético terrestre en su conjunto.

El campo magnético terrestre se descompone en tres campos componentes principales: 1) El campo interno; 2) El campo externo; y 3) El campo cortical.

4.3.3 El Campo Interno.

Por medio del análisis del campo terrestre se ha deducido que esta componente es la más importante cuantitativamente del campo total, ya que el 94% de este último depende de fuentes

internas de la Tierra. Esta componente, puede describirse mejor diciendo que parece ser causada por un dipolo (tal como una simple barra magnética) que pasara a través del centro de la Tierra y se inclinara hacia un lado del eje de rotación de la misma.

El dipolo que más se aproxima al campo magnético observado de la Tierra sería uno con una inclinación de 11.5° con respecto al eje de rotación. Los puntos en los cuales los extremos de este eje magnético imaginario intersectan a la superficie de la Tierra son los polos geomagnéticos, que no deben ser confundidos con los polos magnéticos, cuya localización aproximada se vió en el inciso anterior; mientras que el polo norte geomagnético está, aproximadamente a los 78.5°N y 69°O ; y el polo sur geomagnético se encuentra exactamente en el punto antipoda al anterior, a 78.5°S y 111°E . Este campo presenta una "variación secular" que resulta ser de 8 gammas aproximadamente, por año, y cuyo mecanismo no es aún conocido.

4.3.4 Variación Secular.

Desde mediados del siglo XVII se sabe que la declinación magnética cambia con el tiempo: es una variación cíclica del campo magnético terrestre que se origina en el interior de la Tierra, es por esto que ha sido posible demostrar no solamente cambios lentos en la declinación, sino también cambios de inclinación y de intensidad magnética, así como en la dirección del campo geomagnético. Esto es la causa de que la declinación o movimiento de los polos magnéticos cambie con un promedio de 0.18 grados por año.

Estas variaciones en el magnetismo tienen lugar en periodos que se miden en centenares de años. Puesto que solo se les puede detectar mediante registros a largo plazo, se les llama "cambios seculares", implicando con esto un largo periodo de tiempo.

4.3.5 El Campo Externo.

Existe una componente pequeña del campo total, que parece resultar de la actividad que ocurre por encima de la superficie terrestre y se le conoce como campo externo. Esta porción externa del campo total se debe, según la mayoría de las teorías propuestas, al efecto inductivo de corrientes eléctricas que circulan en la ionosfera al desplazarse ésta con respecto al campo terrestre.

El desplazamiento de la atmósfera se debe principalmente al movimiento ascensional de convección, por calentamiento diurno solar y a las mareas atmosféricas que por tanto dependen de la posición del Sol y la Luna.

Este campo externo representa sólo un 3% del campo total y a él se debe la periodicidad diaria del campo magnético terrestre, al reflejar las variaciones repetitivas de las posiciones del Sol y la Luna.

Por otra parte, la emisión solar no es homogénea y en ciertas ocasiones se produce con mayor intensidad, dando lugar a perturbaciones irregulares en el campo magnético terrestre, que se conocen con el nombre de tormentas magnéticas y también parece explicar las auroras boreales. Los cambios y efectos del campo externo pueden ser rápidos pero tienen poco efecto sobre el campo interno de la Tierra que es el que más nos interesa.

4.3.6 Variaciones del Campo Externo.

Variación Diurna.- Consiste en cambios diurnos relacionados a movimientos y corrientes en la ionosfera debidos probablemente a radiaciones solares; esta variación es de más importancia en la prospección geofísica que la variación secular, ya que en este caso las variaciones son menores pero más rápidas y tienen una periodicidad aproximada de 24 horas y una amplitud de 25 gammas en promedio. Estas variaciones diurnas tienen a su vez periodicidades solares y lunares.

Variación Solar Diurna.- El análisis de esta variación muestra con bastante aproximación una dependencia únicamente del tiempo local y la latitud geográfica, al correlacionar la variación con el periodo de rotación terrestre, dicha variación es atribuida al Sol y por eso se denomina variación solar diurna. Por término medio, esta variación de intensidad es del orden de 30 gammas, aunque su amplitud crece durante el verano en cada hemisferio.

Es muy probable que la variación solar diurna sea debida al efecto del Sol sobre las corrientes eléctricas de la atmósfera terrestre externa; las variaciones en estas corrientes ocasionan a su vez variaciones en el campo magnético que ellas mismas inducen en la superficie terrestre.

Este efecto de variación solar diurna debe considerarse en la corrección de resultados de la exploración magnética.

Variación Lunar Diurna.- Existe otra componente en la variación periódica de los elementos magnéticos terrestres que tiene una periodicidad de unas 25 horas y una amplitud quince veces menor que la de la variación solar diurna, causando disturbios de baja amplitud relacionados a la interacción Luna-ionosfera.

Puesto que esta es la duración del día lunar, estas variaciones se supone que están en relación con la rotación terrestre con respecto a la Luna, por eso se denominan variaciones lunares diurnas. Esta variación se diferencia de la solar en que mientras ésta es aproximadamente constante a lo largo del tiempo, la variación lunar varía cíclicamente a través del mes.

Tormentas Magnéticas.- En ocasiones se observan disturbios magnéticos repentinos que pueden ser locales o globales, éstos son irregulares y de gran magnitud, a los que se denominan tormentas magnéticas.

Entre el ecuador y los 60° de latitud las variaciones durante estas tormentas pueden llegar al valor de 1,000 gammas. En las regiones polares, especialmente cuando hay auroras boreales, con las que frecuentemente están asociadas, las tormentas magnéticas pueden incluso manifestarse por

variaciones aún mayores.

Estas tormentas no se pueden predecir, aunque tienden a producirse en intervalos de unos 27 días aproximadamente; también tienen correlación con la actividad de manchas solares. Las tormentas más intensas afectan simultáneamente a todo el mundo, comienzan bruscamente y en el mismo instante en cualquier parte del globo, durando generalmente varios días.

Durante estas tormentas magnéticas es necesario suspender las operaciones magnetométricas en el área afectada, puesto que estas variaciones hacen inútiles los datos recogidos durante su presencia, pues no hay manera de corregirlos.

4.3.7 El Campo Cortical.

Finalmente se considera lo que constituye el campo cortical, que es la porción del campo magnético terrestre total que queda después de eliminar el campo interno y el campo externo.

Este campo representa un pequeño residuo de intensidad magnética de aproximadamente el 3% del campo total, que es atribuido por algunos a la componente "no dipolar" del campo magnético terrestre, la cual puede ser explicada admitiendo la existencia de corrientes eléctricas que circulan desde el interior al exterior de la Tierra y viceversa.

4.3.8 Vector que Representa al Campo Magnético Total.

El vector que representa al campo magnético terrestre total, queda especificado completamente en cualquier punto, por medio de sus elementos constitutivos.

Puesto que los instrumentos de medidas geomagnéticas más usuales están diseñados para medir únicamente la componente horizontal o la componente vertical del campo total, y a su

vez los campos se expresan descompuestos en sus varias componentes, es más conveniente resolver el campo total (F) en una componente horizontal (H) y en una componente vertical (Z) que se considera positiva si está dirigida hacia abajo y negativa en caso contrario.

El ángulo que forma (F) con su componente horizontal (H) es la inclinación (I). y el ángulo al este o al oeste, formado entre (H) y el norte geográfico es la declinación (D).

Las magnitudes (F), (H), (Z), (I) y (D) son los llamados elementos magnéticos y están relacionados entre sí por las siguientes expresiones:

$$H = F \cos I \qquad Z = F \operatorname{Sen} i \qquad Z = H \operatorname{Tan} i$$

que se deducen directamente del diagrama que representa el vector del campo magnético total (Ver apéndice: Figura 7).

El plano vertical que pasa por (F) y (H) es el meridiano magnético local. El valor del campo magnético terrestre total es, según el teorema de Pitágoras:

$$F^2 = H^2 + Z^2$$

4.4 Instrumentos de Medición Magnetométrica.

En los levantamientos magnetométricos se mide la intensidad del campo magnético total o generalmente las componentes del mismo (horizontal, vertical, declinación e inclinación), siendo la componente vertical el elemento que se evalúa con más frecuencia en la prospección, debido a que facilita la interpretación de cuerpos subterráneos.

Para medir la intensidad originada por el campo magnético terrestre, el magnetismo propio de las rocas (residual o inducido) y las concentraciones minerales, se emplean diversos aparatos.

Las mediciones magnéticas se efectúan en forma de mediciones relativas, por medio de magnetómetros. El valor de cada elemento del campo magnético en un punto de observación dado, se expresa como la diferencia que existe entre dicho valor con respecto al valor de otro punto tomado como base.

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

El avance de la tecnología electrónica ha producido cada vez equipos geofísicos más sofisticados, de una sensibilidad tal, que permiten obtener datos de campo de gran confianza, si la operación se efectuó correctamente. Entre los instrumentos de medición, podemos citar como los más representativos a:

- Inclínómetros.
- Magnetómetros tipo balanza de Smith.
- Magnetómetros de torsión.
- Magnetómetros de núcleo saturable.
- Magnetómetros de precesión nuclear.
- Magnetómetros de bombeo óptico.
- Magnetómetros remanentes.
- Magnetómetros fluxgate.
- Gradiómetros.

A continuación se describirán los más representativos, dividiéndolos en dos grupos: Magnetómetros Terrestres y Magnetómetros Aéreos, de acuerdo a su modo de operación.

4.4.1 Magnetómetros Terrestres.

Vamos a entrar ahora en la descripción de algunos de los aparatos usados en los trabajos de prospección magnética terrestre, y que se dedican a la medición de las variaciones del campo magnético, en cualquier punto de la superficie terrestre. Estos aparatos también se denominan variómetros y son con los que se mide la componente horizontal (H) o la vertical (Z), del campo magnético terrestre.

Brújulas de Inclinación.- En los primeros tiempos de la prospección magnética de minerales, el instrumento más empleado fue la brújula de inclinación, que es una aguja imantada, la cual puede moverse libremente en un plano vertical y que lleva fija a un lado del eje un peso ajustable.

Cualquier variación de la componente vertical del campo terrestre cambia el momento de la fuerza magnética, y por tanto el ángulo de inclinación de la aguja. Se ha llegado a la conclusión de que sólo son de fiar estas brújulas de inclinación para anomalías superiores a 400 gammas.

Balanza de Campo Magnético Tipo Schmidt.- Es el más conocido de estos instrumentos y es, con mucho, el instrumento magnético de uso más corriente para la prospección en tierra; consiste en principio, en un imán pivoteado cerca, pero no en el centro de su masa, de manera que un pequeño desequilibrio gravimétrico se compense con la correspondiente componente magnética.

Para conseguir una elevada sensibilidad se requiere una gran cantidad de trabajo de precisión en la disposición y construcción de los sistemas mecánico y óptico.

Los magnetómetros tipo Schmidt, como las brújulas de inclinación, no miden campos absolutos sino que responden a

pequeñas variaciones en las componentes del campo, con una precisión de una gamma en condiciones favorables.

Magnetómetro de Torsión.- Este aparato tiene la particularidad de la sencillez, poco peso, poca fragilidad, muy manejable, compensado de temperaturas y, por todo ello, gran rapidez en su operación.

Se trata de un instrumento para la medición de la componente vertical y se nivela fácilmente. Como elemento de medida, se utiliza el momento de torsión de un hilo que sostiene al imán interno.

Cuando se va a efectuar una medición, se hace girar el sistema magnético hasta llevarlo a su posición horizontal variando con ello la torsión del hilo. El ángulo de giro se convierte así en medida directa de la intensidad vertical. Tiene un dispositivo que lo sujeta automáticamente para el transporte y también tiene un campo de medida directa de unas 65,000 gammas, siendo su apreciación de 2.5 gammas.

4.4.2 Magnetómetros Aéreos.

El primer intento de usar un magnetómetro aéreo se debió a Edelman, que en 1910 ideó una balanza magnética vertical para ser usada en un globo. Posteriormente la primera prospección aérea de que se tiene noticia fue hecha por Lundberg, quien en 1921 midió el campo magnético sobre un yacimiento mineral en Suecia, desde un globo cautivo.

También se realizaron algunos experimentos en Rusia, en 1936, con un inductor terrestre construido especialmente para ser usado desde un avión, con el cual se realizaron vuelos de ensayo sobre grandes masas de minerales magnéticos. La sensibilidad del dispositivo era adecuada únicamente para detectar grandes anomalías magnéticas.

Después siguieron otros intentos, con mejor éxito que consistían en inductores terrestres del tipo de bobina de péndulo y giro estabilizados, del tipo de las brújulas usadas en navegación aérea y marítima, pero su sensibilidad también

era muy baja.

Victor Vacquier, en 1940-41, perfeccionó un sistema de bobina detectora magnética del tipo de saturación, muy sensible, también conocido como magnetómetro discriminador de flujo, que fue el elemento básico del Detector Magnético para ser usado en avión (MAD), desarrollado y utilizado con éxito como dispositivo antisubmarino en la Segunda Guerra Mundial.

En 1944 se emprendió la tarea de reformar el instrumento para hacerlo adecuado para medir efectos geomagnéticos en las estructuras geológicas, introduciendo pequeños perfeccionamientos en el equipo electrónico y nuevas características para la navegación y localización de posiciones.

El primer magnetómetro de precesión o resonancia nuclear fue desarrollado en 1955 por Varian y Packard en 1954, y adaptado poco después para ser utilizado desde el aire. El poco peso del equipo hizo posible realizar exploraciones desde aviones ligeros, monomotoras, que podían valar con más economía que los aparatos de mayor tamaño, requeridos en general para las exploraciones con el magnetómetro discriminador de flujo. Los magnetómetros más recientes, son los magnetómetros de absorción óptica, principalmente los que utilizan vapor de rubidio, de helio o de cesio.

Es conveniente llamar la atención sobre las aplicaciones principales de los magnetómetros aéreos que son:

Primero, para el descubrimiento de minerales magnéticos como son la magnetita, la pirrotita y la cromita, entre otros.

Segundo, para preparar nuevas zonas en busca de posibles yacimientos petrolíferos, antes de la aplicación de procedimientos más caros. Esto es debido a que el método aeromagnético permite calcular la profundidad del basamento con respecto a la altura de vuelo que es conocida y por lo tanto determina la magnitud de los espesores sedimentarios, lo cual es un dato de mucho interés para las posibilidades petrolíferas de una zona.

Tercero, puede ser muy útil como ayuda para el levantamiento

del mapa geológico de una región. En circunstancias favorables, se puede interpretar mejor la geología con la ayuda de un buen mapa aeromagnético.

Magnetómetro Discriminador de Flujo.- Fue ideado en un principio para ser empujado en aeroplanos, este magnetómetro ha sido utilizado también en el mar, remolcado por un barco, sobre el suelo y, experimentalmente, en pozos de sondeo. Sin embargo, su aplicación más corriente ha sido en trabajos aéreos.

Al magnetómetro discriminador de flujo también se le conoce con el nombre de reactor de núcleo saturable. Este instrumento hace uso de un elemento ferromagnético de una permeabilidad tan elevada que el campo terrestre puede inducir en él una magnetización que es una proporción considerable de su valor de saturación.

Si se superpone el campo terrestre a un campo cíclico inducido en una bobina que rodea al imán por una corriente alterna suficientemente intensa, el campo resultante saturará el núcleo, dando una medida del campo terrestre ambiente.

Para medir este campo se puede seguir el procedimiento de, con una bobina exterior, crear un campo magnético que anule el efecto del terrestre y medir la intensidad que circula por esta bobina.

Magnetómetro de Precesión o Resonancia Nuclear.- Este magnetómetro tiene su fundamento en el movimiento de precesión de Larmor y también está fundado en el fenómeno de la resonancia magnética nuclear, descubierto por Bloch.

Un gran número de núcleos atómicos, tienen un momento magnético, debido al giro sobre su eje de sus cargas nucleares. El núcleo de hidrógeno, constituido por un protón presenta esta propiedad. Si tomamos una muestra de agua, los oxígenos que entran a formar parte de ella, no presentan momento magnético, y se puede por lo tanto considerar a la muestra como un conjunto de protones.

Se somete la muestra de agua a un campo magnético, producido por una bobina, mucho más intenso que el campo magnético terrestre y perpendicular a él, orientándose los momentos

magnéticos de los protones, al cabo de un cierto tiempo, de acuerdo con este campo artificial. Si hacemos desaparecer este campo magnético, los protones tenderán a orientarse en la dirección del campo magnético terrestre, pero no lo harán instantáneamente, sino en un movimiento de precesión amortiguado (según el principio del giroscopo), esta precesión se realiza exponencialmente con una constante de tiempo de tres segundos, aproximadamente.

Para determinar el campo total terrestre, bastará medir la frecuencia del voltaje inducido en el instrumento con la precisión necesaria; la manera más conveniente de hacer esta medida es contar un número de ciclos previamente determinado del voltaje precesional, y cronometrar con precisión estos ciclos mediante un sistema electrónico apropiado.

4.4.3 Diferencias entre ambos Tipos de Magnetómetros.

La construcción del magnetómetro aerotransportado, mucho más sensible que los terrestres y totalmente electrónico en su manera de operar, sin movimientos mecánicos de sus elementos de medida, ha permitido cambiar totalmente hasta los fundamentos de la prospección magnética.

Ha permitido que, en lugar de leer punto tras punto como se hace sobre el suelo, produciendo un perfil discontinuo, por mucho que acerquemos las estaciones, obtener uno continuo, volando a 250 km/h de velocidad.

Antes la sensibilidad excesiva del instrumento, resultaba un estorbo; puesto que un clavo enterrado o un canto rodado más magnético, situado cerca del aparato, podía afectar mucho las lecturas. En la actualidad se trabaja con magnetómetros que tienen una sensibilidad de hasta 0.03 gammas y se vuela a la altura adecuada a cada problema geológico o al tipo de anomalía esperada.

El método aeromagnético elimina, al volar lejos del suelo los errores que proceden de esos pequeños disturbios muy locales, que afectarían mucho a poca distancia del aparato, pero nada a 150 o más de 1,000 m. de altura, como se vuela en la

actualidad.

Por otra parte el nuevo sistema permite hacer el mapa magnético de zonas pantanosas, selvas vírgenes, desiertos y zonas incomunicadas, cuyo trabajo por tierra sería penoso, lento y muy caro.

En general, la sensibilidad de los magnetómetros aéreos es de 0.03 a 1 gamma, mientras que con los magnetómetros terrestres no conviene pasar de una sensibilidad de 5 a 10 gammas por las razones indicadas.

Podemos resumir que la estabilidad y sensibilidad del magnetómetro aéreo ha conseguido que este método supere con mucho a los resultados obtenidos desde tierra, sin que éste elimine los métodos clásicos de suelo, para determinar con mayor exactitud los límites y condiciones de un yacimiento.

Existe además una fundamental diferencia entre las mediciones terrestres y las aéreas. En las primeras, suele medirse únicamente la componente vertical. En las segundas, se mide la componente total en la dirección del propio campo magnético y el instrumento está provisto de un mecanismo por el cual el elemento medidor se mantiene siempre paralelo al vector magnético.

4.5 Operación de Campo.

Los métodos de operación de campo y los procedimientos de interpretación utilizados en la prospección magnética, dependen primordialmente del tipo de instrumento empleado y de la finalidad del trabajo exploratorio.

Como ya se ha visto, existen dos tipos de exploraciones magnetométricas, las terrestres y las aéreas. Las mismas que serán tratadas por separado, debido a las diferencias que existen entre las técnicas de operación de campo respectivas.

El método magnético de prospección tiene muchos puntos en común con el método gravimétrico, pues ambos buscan anomalías originadas por cambios en las propiedades físicas de las rocas subyacentes. Tanto uno como el otro, son usados, en la mayoría de los casos, en reconocimientos previos y requieren también de técnicas de interpretación análogas. Sin embargo, el método magnético es más complicado que el gravimétrico, tanto en sus principios, como en la práctica.

Las técnicas de operación de campo para levantamientos magnetométricos, deben tener un orden y una secuencia bien establecida. La selección del área de estudio, se realiza en base a los objetivos buscados y a partir de la información previa de dicha área. Esto es, en base a los estudios antecedentes de geología, los cuales permitan evaluar las posibilidades de exploración con más detalle.

Los levantamientos magnetométricos se dividen en tres tipos principales: a) Preliminares o de reconocimiento; b) De semidetalle; y c) De detalle.

a) Levantamientos de Reconocimiento.- El objetivo de este tipo de prospección, es el de cubrir áreas relativamente grandes para comprobar, en la mayor parte de los casos y solo en caso de existir, anomalías magnéticas detectadas por levantamientos magnéticos anteriores. Los trabajos se realizan sin un patrón especial de caminamiento, identificando únicamente las zonas más anómalas.

b) Levantamientos de Semidetalle.- Son realizados en áreas

donde se conoce la existencia de cuerpos o anomalías magnéticas importantes, con el fin de determinar su magnitud y continuidad. A partir de una línea base paralela a la dirección del supuesto cuerpo o anomalía, se trazan líneas transversales, cuyo espaciamiento entre líneas y estaciones depende la mayoría de las veces, del criterio y experiencia del responsable.

- c) Levantamientos de Detalle.- Se efectúan sobre estructuras conocidas con el propósito de obtener el máximo de información sobre su actitud, forma y extensión en el subsuelo. Las líneas del levantamiento forman una retícula con estaciones suficientes, de tal forma que los cuerpos, estructuras o zonas anómalas queden cubiertas lo mejor posible.

Aunque el instrumento tipo Schmidt ha sido un aparato patrón para la prospección exploratoria terrestre, tanto petrolífera como minera, el magnetómetro aéreo lo está desplazando rápidamente, debido a su velocidad y economía. Sin embargo, para muchas prospecciones, mineras principalmente, el magnetómetro terrestre seguirá siendo probablemente el aparato de mayor utilidad. Aun en el caso de que se realicen exploraciones aéreas, en ocasiones vale la pena detallar mediante exploraciones en el suelo, anomalías localizadas por los instrumentos aéreos.

4.5.1 Determinación Topográfica.

Los trabajos para la determinación topográfica en una prospección magnetométrica, son los mismos que se realizan al efectuar una prospección gravimétrica, cuando en un área determinada se deben llevar a cabo ambos tipos de prospección; las operaciones se realizan simultáneamente (en el caso de trabajos terrestres), utilizando las mismas estaciones para cada tipo de prospección.

En el caso de trabajos que se efectúan por separado, la determinación topográfica es realizada de la misma manera que en la exploración gravimétrica, debido a que la prospección magnetométrica se inicia también, con la representación en un

plano del área que cubre el prospecto. Como ya se mencionó, en México, se utilizan generalmente las cartas topográficas editadas por "Detenal" a una escala 1:50,000.

El levantamiento topográfico por lo general es realizado con tránsito y plancheta, determinándose uno o varios polígonos de control, estos deben apoyarse en vértices de levantamientos geodésicos establecidos por "Detenal". La nivelación es efectuada generalmente, con niveles montados automáticos, practicando doble nivelación y empleando el método diferencial en los polígonos principales.

Para calcular la cota inicial, se ligue el primer punto con un "Banco de Nivel" ya establecido y conocido; con este valor como punto de partida, se proceda a la doble nivelación diferencial del primer polígono y en este polígono se apoyarán los siguientes.

En los levantamientos de tránsito se controlarán los errores angulares, con orientaciones astronómicas a cada 10 ó 15 kilómetros. También se controlarán las distancias con doble medición de los lados, empleándose cintas de acero de 50 metros y diferentes cadeneros, haciendo una nueva medición en caso de discrepancia que sobrepase la tolerancia permitida.

4.5.2 Técnicas de Operación Magnetométrica Terrestre.

Para la operación de este tipo de exploraciones magnéticas petroleras, las estaciones del magnetómetro deben ser situadas a distancias aproximadas de 500 metros; aprovechando, como ya se mencionó anteriormente, carreteras, caminos y veredas, estableciendo bases magnetométricas cada 4 o 5 kilómetros y cerrando polígonos para comprobación y compensación de líneas. Cuando el objetivo que se busca es minero, las estaciones deben estar mucho más próximas, hasta 2.5 metros.

En el caso de efectuarse levantamientos gravimétrico y magnetométrico simultáneos, pueden aprovecharse las mismas estaciones que utilizó el gravímetro para que sean observadas por el magnetómetro, debido a que se usa la misma topografía

para ambos casos.

Durante el proceso de observación, se emplea el método convencional para magnetometría terrestre. Con un magnetómetro portátil se hacen las mediciones en el campo, avanzando en un sentido y con reiteraciones en las bases durante el trayecto de regreso.

Los magnetómetros corrientes deben ser nivelados cuidadosamente antes de tomar las lecturas, de modo que el uso de un trípode es indispensable para el trabajo de campo. Frecuentemente se tiene necesidad de instrumentos más manejables, aun a costa de perder alguna precisión, por ejemplo para establecer perfiles de reconocimiento rápido, o para seguir horizontes guía geológicos.

La exactitud de los magnetómetros de precisión es del orden de 1 a 5 gammas, y su rapidez es tal que un solo operador puede cubrir 200 estaciones en un solo día en terreno normal (no accidentado).

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

De la misma manera, las estaciones deben ser situadas lejos de todos los objetos de hierro que pudieran interferir con el campo normal, no debe haber vías de ferrocarril a menos de 120 m., ni automóviles a menos de 25 m., ni cercas de alambre a menos de 30 m. Otra causa de perturbación magnética muy difícil de eliminar la constituyen los ferrocarriles eléctricos y las instalaciones industriales.

En las observaciones magnéticas deben corregirse las variaciones diurnas del campo geomagnético. Esto puede efectuarse mediante dos procedimientos distintos.

Si se utiliza un solo instrumento para la exploración, se elige una estación base al empezar la labor del día, y se dispone un itinerario que permita hacer en ella lecturas de

retorno cada vez que se hayan hecho unas cuantas estaciones en el campo. El procedimiento es muy semejante al empleado en la prospección por gravedad y con las diferencias halladas se construye una curva de variaciones comparable a la curva de deriva en los trabajos por gravedad.

Otro procedimiento para eliminar la variación diurna consiste en emplear dos instrumentos, un magnetómetro en la estación base y otro en el campo. De este modo no es necesario volver a la base con el magnetómetro de campo para hacer comprobaciones al final del día, puesto que el magnetómetro de la base está adaptado para registrar continuamente las variaciones en la estación base.

Este magnetómetro base registra las fluctuaciones del campo magnético durante el tiempo que dura la observación de campo y son registradas analógicamente para obtener la gráfica de variación diurna. Con esta gráfica se obtienen los valores correctivos para las lecturas de campo, aplicados para tiempos iguales de observación, con lo que se obtienen los valores de intensidad corregida para cada estación. Generalmente se emplean magnetómetros digitales de precisión nuclear, con aproximación de una gamma y también que miden el campo total. Muchos técnicos no son partidarios de esta técnica, debido a las diferencias en las características de deriva de los instrumentos.

Por otra parte, también debe conocerse el valor de la intensidad magnética regional específica del área en estudio. Estos valores de intensidad regional se calculan en base a la tabulación proporcionada por el U. S. Department of Commerce, la cual es adoptada por la International Union of Geodesy and Geophysics. Dicha tabulación contiene los valores calculados en una serie de armónicos esféricos para el año de 1965, mismos que fueron extrapolados para el año 1975 y calculados gráficamente en forma de rayado, con intervalos de 10 gammas, en hojas del sistema Mercator.

Una vez que se obtiene la intensidad corregida por variación diurna y la intensidad regional, se aplica la corrección por base y se calculan las anomalías con la fórmula:

$$\text{Intensidad Total} = \text{Intensidad corregida por variación diurna} \\ - \text{Intensidad regional} \pm \text{Corrección por base}$$

4.5.3 Técnicas de Operación Magnetométrica Aérea.

Las ventajas de el método aeromagnético, fueron reconocidas mucho antes de que fueran perfeccionados los instrumentos apropiados para hacerlas posibles, siendo algunas de tales ventajas que presenta este tipo de levantamiento, las siguientes:

- i. La gran rapidez con que se llevan a cabo este tipo de trabajos, ya que de esta manera se cubren grandes extensiones en muy breve tiempo.
- ii. El magnetómetro aéreo puede ser empleado sobre grandes extensiones de agua, terrenos pantanosos, zonas muy abruptas ó terrenos inaccesibles a las operaciones terrestres.
- iii. Los efectos de deriva de los instrumentos y de la variación diurna, en general quedan reducidos al mínimo, debido a la velocidad con que se efectúa la medición.

Cuando los fines son petroleros, las estructuras que se buscan son de características profundas debido a que éstas indicarán un gran espesor del paquete sedimentario. Así, el empleo de un levantamiento aeromagnético nos eliminará efectos perturbadores debidos a las irregularidades de los cuerpos magnéticos cercanos a la superficie. para reducir este efecto, se programa en forma adecuada la altura de vuelo, ya que mientras más alto se vuela, las altas frecuencias se filtrarán y las anomalías serán mucho más suaves.

En otras palabras, la altura de vuelo es un filtro de suavizamiento, el cual quita las altas frecuencias debidas a los cuerpos magnéticos someros que enmascaran a aquellas que son originadas por estructuras profundas; por lo tanto, lo que se buscará serán anomalías de bajo gradiente.

En los primeros tiempos de los trabajos aeromagnéticos, se realizaron exploraciones desde un helicóptero, utilizando como magnetómetro un inductor terrestre de construcción especial. Más recientemente han sido empleados instrumentos discriminadores de flujo y de resonancia nuclear desde

helicópteros, para llevar a cabo exploraciones petroleras y mineras.

El empleo del helicóptero tiene especiales ventajas en terrenos muy accidentados en donde sólo este tipo de aparato puede mantenerse a alturas aproximadamente constantes sobre la superficie del suelo. La altura variable de los aviones sobre esta clase de terrenos da por resultado en los mapas magnéticos, la aparición de intensas marcas. Con el helicóptero también es más fácil seguir una línea de vuelo determinada, factor que pueda tener importancia para las exploraciones muy detalladas.

Equipo empleado.— Para este tipo de prospección se utilizan generalmente aviones bimotores ó helicópteros, que han sido adaptados para tales levantamientos aeromagnéticos, estas aeronaves son equipadas generalmente para trabajos de Petroleos Mexicanos con los siguientes instrumentos:

- a) Magnetómetro de alta sensibilidad, con bombeo y monitoreo óptico, de vapores de Cesio, marca Varian y con grabación analógica y digital, el cual tiene una sensibilidad de 0.001 gammas.
- b) Altímetro barométrico Rosemount, modelo 1241-A, con registro analógico y digital continuo, sincronizado con los equipos de registro de observación.
- c) Altímetro de radar Honeywell RT-804, con registro analógico y digital, también sincronizado con los equipos de registro de observación y con alcance vertical mayor de mil metros.
- d) Cámara fotográfica aérea con película de 35 mm.
- e) Equipo electrónico de posicionamiento (sistema Shoran).
- f) Equipo para control de navegación, Bendix-Doppler DRA-12.
- g) Equipo computador periférico Coda 077.

Podemos mencionar que todo el equipo instalado en el avión o helicóptero, está sincronizado con los equipos de observación magnética.

Estación base.- Cuando se lleva a cabo el reconocimiento aéreo, el magnetómetro de base se mantiene fijo, dicho instrumento es semejante al móvil y está acoplado a un sistema computador (Codas 077), es de alta sensibilidad, con bombeo y monitoreo ópticos, de grabación analógica-digital y tiene la misma sensibilidad que el magnetómetro aéreo. Esta estación base trabaja durante todo el día, cambiando la escala horizontal del registro analógico durante la noche.

La diferencia entre el magnetómetro base y el móvil, es que este último posee seis celdas colocadas radialmente, para obtener el campo magnético máximo en cualquier posición en que se encuentre el sensor, mientras que el magnetómetro de base sólo consta de una sola celda, la cual se orienta de modo que registre las mayores lecturas del campo magnético total, manteniéndose fijo durante todo el desarrollo del trabajo de reconocimiento aéreo.

Sistema de levantamiento.- La geometría del plan de vuelo depende de la magnitud y extensión en la superficie de las anomalías buscadas, de la variación diurna esperada, de la precisión exigida en el mapa final y de la ubicación de las estaciones transmisoras necesarias para la localización electrónica de las posiciones.

El plan más usual consiste en una serie de trayectorias paralelas y perpendiculares, las cuales tienen una orientación NE-SW y NW-SE; estas trayectorias consisten en una red de vueltas cerradas, con lo que se pretende eliminar, mediante un ajuste adecuado, cualquier error de cierre debido a la variación diurna ó algún otro factor.

Las trayectorias NE-SW ó líneas transversales tienen por lo general una separación de 4 kilómetros y las trayectorias NW-SE o líneas de amarre tienen una separación de 16 kilómetros.

La orientación de las líneas transversales se programa con una dirección perpendicular al rumbo de las estructuras geológicas del área, con el objeto de que los rasgos magnéticos de origen geológico sean detectados favorablemente.

- La altura de vuelo para una zona topográficamente plana, como es el nivel del mar, es de 450 metros sobre el mismo, además

de que a esta altura se registran anomalías magnéticas "limpias" causadas por las estructuras del basamento.

Sistema de posicionamiento. - Para la obtención de un mapa aeromagnético, es necesario localizar las líneas de vuelo, debido a que para cartografiar los datos aeromagnéticos, se correlacionarán todas las lecturas del campo total con la posición del avión en el momento en que son tomadas. Para esto, es necesario que se tenga algún punto de control en el terreno y así conocer su posición exacta para poder vaciar la información en el plano aeromagnético.

Para esto se emplean diferentes métodos de posicionamiento. Cuando la posición es determinada mediante la fotografía aérea, se utilizan cámaras de película continua; para marcar los intervalos de tiempo en todos los registros, se emplea un intervalómetro electrónico que permite obtener líneas de fe a cualquier intervalo que se desee entre 1 y 120 segundos. Las marcas quedan impresas también en las tiras móviles de papel que contienen el registro de la intensidad magnética; sobre el agua o terrenos sin accidentes la fotografía aérea obviamente no es adecuada y entonces hay que recurrir necesariamente a técnicas electrónicas.

El Sistema de posicionamiento Shoran es un sistema electrónico para medir distancias al avión desde dos estaciones en tierra cuyas coordenadas sean conocidas con exactitud. Consiste en un sistema electrónico (DMU), una estación móvil transmisora-receptora de microondas (Master) situada en el avión y dos o más estaciones transmisoras fijas en tierra (Remotes) localizadas con precisión.

Para llevar a cabo la medición de distancias, la estación móvil envía un pulso electromagnético a cada estación fija en tierra, con diferente frecuencia para cada una de ellas y éstas a su vez retransmitirán el pulso. Por lo tanto, la distancia entre el receptor y el transmisor estará en función de tiempo que tarda el pulso de estación a estación. La posición de la estación móvil podrá ser obtenido por métodos gráficos, triangulaciones o por computación automática.

El Sistema de navegación Doppler es un sistema propio del avión, su funcionamiento está basado en el principio Doppler el cual aprovecha la deriva de las frecuencias de las ondas

procedentes de una fuente en movimiento, dicha fuente envía ondas pulsatorias o continuas diagonalmente hacia abajo, hacia adelante y hacia atrás y las frecuencias se comparan para obtener la verdadera velocidad del avión con respecto al suelo, así se tiene que pueden transmitirse cuatro señales de radar desde el avión al terreno y la diferencia de fase de las señales reflejadas desde la superficie de la tierra, son usadas para medir la trayectoria real y la distancia viajada, con una precisión mejor que 1%.

4.6 Interpretación Magnetométrica.

El principal problema a resolver en la interpretación magnetométrica es explicar las anomalías en términos de la posible distribución del material magnético en el subsuelo y explicar así mismo esta distribución en términos geológicos razonables que nos permitan inferir la geología del subsuelo.

Debido al manejo de diferentes parámetros en la interpretación, ésta no será única, ya que las anomalías pueden explicarse de varias maneras. Así será posible encontrar varias distribuciones y polarizaciones de material magnético, cuyos efectos calculados expliquen completamente una anomalía dada, lo cual provoca una ambivalencia en los resultados, cuya rectificación dependerá de la cantidad de datos adicionales que se tengan y del control ejercido sobre los mismos.

El control será directo cuando se utilicen datos geológicos superficiales y datos de pozos, o bien indirectos mediante la postulación de una base geológica adecuada.

En condiciones normales de sedimentación, las fuentes que causan los efectos magnéticos generalmente están en el basamento, debido a que los efectos magnéticos de los sedimentos no contribuyen en las anomalías magnéticas para prospección petrolera, por lo cual son despreciables dichos efectos. Esta es una de las principales razones que muestran la utilidad del método en la prospección petrolera, ya que muchas trampas están relacionadas con la topografía actual del basamento, además de que permite estimar el espesor de la columna sedimentaria, dato valioso para determinar las posibilidades petroleras de una región dada. Por lo tanto, la utilidad del método dependerá de la profundidad y relieves que tenga el basamento.
cuantitativos.

Existen en general dos métodos para interpretar las anomalías magnéticas, los métodos cualitativos y los métodos cuantitativos.

Métodos Cualitativos.- En este caso, se analizan los planos

configurados observando las variaciones en la separación de las curvas isomagnéticas, lo cual proporciona un elemento útil para determinar de que tipo de estructura se trata. Entre más próximas estén las curvas, más somero estará el origen, teniendo también que cualquier cambio rápido en el espaciamiento de las curvas, indicará una discontinuidad en la profundidad debida probablemente a una falla; se podrán definir los límites de una cuenca sedimentaria, de acuerdo a la variación de los gradientes magnéticos que se observan.

Métodos Cuantitativos.- Existen varias formas para interpretar las anomalías cuantitativamente, algunas de las cuales son: el modelado, ya sea para cuerpos de forma geométrica, o bien de forma arbitraria; el cálculo de profundidades directamente sobre el plano o sobre los perfiles de las secciones magnéticas, utilizando una diversidad de métodos.

Existe cierta incertidumbre en la interpretación cuando se presentan disturbios someros causados por concentración de minerales, derrames basálticos y por diques; lo cual da lugar a fuertes anomalías que interfieren con los efectos de los cuerpos profundos. Estos efectos se manifiestan como irregularidades en los mapas de configuración, que por su magnitud y extensión, no pueden corresponder a efectos del basamento, por lo cual serán considerados como "ruido", el cual es posible eliminar programando una altura de vuelo adecuada, o bien aplicando filtros que eliminen las altas frecuencias características de este tipo de efectos, ya que las anomalías provocadas por el basamento son de baja frecuencia.

4.6.1 Reducción de Datos.

Para poder llevar a un plano las lecturas observadas con el propósito de efectuar la configuración correspondiente, es necesario realizar una serie de correcciones a dichas lecturas y de esta forma poder obtener los valores reales del campo magnético observado.

Tenemos que las lecturas observadas se ven afectadas por

ciertos fenómenos y errores de precisión en la observación de campo, los cuales será necesario eliminar mediante un adecuado manejo y control de las posibles variaciones, como por ejemplo la variación diurna, que se presenta al efectuarse lecturas diferentes para una misma estación tomadas en horas diferentes.

Este fenómeno se atribuye a diversos factores físicos que afectan la intensidad del campo magnético terrestre, entre los cuales tenemos: la influencia del Sol y de la Luna sobre las corrientes eléctricas de la atmósfera terrestre (variación lunisolar), y las tormentas magnéticas que causan grandes variaciones en el campo magnético.

Como fue mencionado en el inciso relativo a la operación de campo, para la detección de la variación diurna, se llevó un registro analógico y digital en la estación base. Otro registro de gran importancia, es el registro de intensidad del campo magnético total, el cual también es grabado en forma analógica y digital de manera simultánea; en este registro aparecen graficadas la intensidad del campo magnético total y la altura de vuelo en el mismo papel, de manera que pueden ser correlacionadas fácilmente para hacer notar la influencia que tiene la variación en la altura de vuelo del avión sobre las anomalías magnéticas observadas. El registro impreso que se obtiene con el sistema "CODAS" es el "Print Out", que contiene toda la información referente al vuelo realizado.

A partir de este registro se obtiene para cada vuelo, las coordenadas de la estación base según el sistema de posicionamiento con que se trabaje, las coordenadas de los puntos inicial y final para cada línea de vuelo, el número de línea, el azimut de la trayectoria real y programada, los parámetros que indican la desviación de la trayectoria deseada, la intensidad del campo magnético observado cada 50 fiduciales (46.3 metros), el número de fiducial correspondiente, la temperatura, las coordenadas de los puntos de observación, la distancia del punto de observación a las bases, la velocidad del avión, la altura de vuelo y la hora de la medición.

Con toda esta información es posible localizar las líneas de vuelo reales sobre un plano topográfico con sus líneas de

vuelo programadas, teniendo que la trayectoria real no debe tener una desviación mayor de 500 pies en 10 kilómetros de la trayectoria programada.

Una vez verificada la información, son aplicados diferentes procesos computacionales para obtener las correcciones de los datos observados, a partir del registro "Print Out" se obtiene la posición real de las líneas de vuelo, la localización de sus intersecciones, coordenadas y mediante la corrección, se checan las intersecciones de las líneas de vuelo.

Posteriormente entra el proceso final que consta de un programa encargado de realizar los ajustes y correcciones debidas, como son:

- a) Corrección por variación diurna, en la cual se elige una hora determinada para reducir a ella todos los valores obtenidos durante el día; de acuerdo a las variaciones que presente el registro de variación diurna (dependiente del tiempo), se sumarán o restarán estas variaciones para reducir todos los valores observados a una misma hora.
- b) Corrección por variación de altura, en este caso se ajustarán los valores a la altura establecida, debido a que durante el vuelo, el avión sufre variaciones en su altura, chequeando que estas estén dentro del rango permitido.
- c) Corrección por cierre de intersecciones, en la cual se checan los valores de los cruceros de las líneas de amarre y de las líneas longitudinales, para efectuar un ajuste de valores con el fin de evitar problemas en la configuración de los valores en los cruceros.
- d) Eliminación del gradiente regional, el cual entra dentro de las correcciones llamadas normales; así se tiene un cierto gradiente magnético que no se comporta en forma regular, por lo que las variaciones de este gradiente se presentan en tablas o mapas publicados por los observatorios magnéticos.

Una vez obtenidas todas estas correcciones, se construye una malla por medio de procesos computacionales, la cual servirá

para obtener la configuración del campo magnético observado y de esta forma se tendrá el plano final de intensidad magnética total.

Para realizar el modelado, se proponen estructuras de este mismo tipo, en las cuales la magnitud física característica (contraste de susceptibilidad), variará con una coordenada horizontal y con la profundidad.

4.6.2 Secciones y Perfiles Magnéticos.

El criterio que se sigue para la programación de las secciones en el plano final de intensidad magnética total se basa generalmente en la determinación del espesor del paquete sedimentario. Magnéticamente los criterios que se siguen para la elección de las secciones, se basan principalmente en la forma y características de las anomalías; procurando proponer las secciones de tal forma que su posición coincida con la de las anomalías más significativas.

Otro factor que se toma en cuenta, es trazar las secciones de forma tal que éstas crucen, lo más perpendicularmente posible a las curvas isomagnéticas, ya que la finalidad es poder determinar las características de los cuerpos que las están produciendo, pues si se considerara la posición de las secciones paralelamente a la tendencia de las curvas isomagnéticas no se obtendrían cambios, resultando un efecto semejante al producido por una losa de extensión infinita.

Una vez que se tienen ubicadas las secciones magnéticas, se procede a la obtención de sus perfiles magnéticos, para que a partir de éstos se efectúe el cálculo de profundidades a la cima del basamento o algún otro punto del cuerpo que cause una anomalía en el campo observado. Para tal efecto se utilizan diversos métodos, algunos de los cuales cuentan con bases matemáticas, mientras que otros son puramente empíricos o han sido derivados del estudio de modelos, sin embargo, existen muchos factores que influyen en la precisión de las técnicas tales como la forma del cuerpo, el rumbo y el echado de la masa anómala y muchos otros. De modo que será necesario tener algún conocimiento previo de la geología del

área en estudio, o bien, de los parámetros de la fuente anómala.

4.6.3 Modelado Bidimensional Magnetométrico.

En la interpretación magnetométrica se utilizan varios métodos, ya sea con fundamentos matemáticos, o bien, en forma empírica (sin bases matemáticas). Así el cálculo de anomalías gravimétricas a partir de estructuras con susceptibilidad conocida tendrá dos aplicaciones en dicha interpretación.

Primeramente, el cálculo de perfiles magnetométricos a partir de cuerpos geométricos simples con diferentes formas y profundidades, produce como resultado diferentes perfiles que se irán comparando con los observados, para de esta forma evaluar cual se ajusta de manera más exacta al caso real, este tipo de observación es en forma directa.

Se tiene otro tipo de interpretación que es en forma indirecta, en la cual se propondrá un cuerpo de prueba; para el cual se calcula su anomalía, la cual es comparada con el campo magnético observado y haciendo variar los parámetros del cuerpo de prueba hasta lograr un ajuste de la anomalía calculada con el campo observado.

En todos estos casos, el modelado es bidimensional, interviniendo cuerpos o estructuras en dos dimensiones, las cuales se suponen limitadas aproximadamente por superficies cilíndricas, cuyas generatrices son horizontales y perpendiculares a su sección transversal y cuyos cálculos estarán referidos a solo dos dimensiones.

Para realizar el modelado, se proponen estructuras de este mismo tipo, en las cuales la magnitud física característica (contraste de susceptibilidad), variará con una coordenada horizontal y con la profundidad.

Se calcula el efecto de dicha estructura aproximando su sección transversal a un polígono, el cual se compara con el efecto observado y cuando la discrepancia sea aceptable, se

dice que el cuerpo asumido mediante su sección transversal, es un modelo adecuado para la anomalía observada en términos de un modelado bidimensional.

Las formas geométricas útiles para ciertas interpretaciones magnetométricas son la esfera, el cilindro y el prisma rectangular.

Debido a la gran complejidad que se tiene en el campo magnético, el cual presenta efectos diferentes para diversas latitudes debido a la inclinación del campo magnético; se procede a obtener el efecto magnético para cuerpos homogéneamente magnetizados y con una inclinación de 90 grados, o sea que se obtendrá el efecto del campo en forma vertical.

4.6.4 Métodos Usados para el Cálculo de Profundidades.

Cuando se tiene un plano de intensidad magnética total, lo primero que debemos analizar, serán las anomalías debidas a estructuras más o menos definidas; observando la orientación y los gradientes para poder ubicar nuestros perfiles y así calcular la profundidad hasta la cima del basamento magnético, o bien, en algún otro punto del cuerpo que causa la anomalía en el campo observado.

Para esto, cuando se determina la profundidad de un cuerpo que ocasiona una anomalía, se dice que se está determinando el espesor del paquete sedimentario. Existen muchas técnicas para el cálculo de profundidades, algunas con bases matemáticas y otras basadas en resultados experimentales, las cuales varían cuando se cambia de problema, de terreno o de otra característica muy diferente.

Para interpretar los datos magnéticos existen técnicas analíticas basadas en la teoría del potencial y técnicas empíricas o de aproximación basadas en los resultados experimentales. En todas las técnicas influye la forma del cuerpo, el echado y el rumbo de la masa anómala.

En el plano de intensidad total se calculan profundidades en

varios puntos del área antes de ubicar las secciones; esto se hace con el fin de tener una idea de la profundidad del basamento magnético. Las profundidades se calculan con las técnicas empíricas y analíticas más usuales hoy en día, tales como la de Sokolob, la de Peter's, la de Pendiente Recta Máxima y la del Método Magnético de Estimación de Profundidades (todas estas empíricas); así como la de X media, la de Reducción al Polo y el Método de Talwani (todas estas analíticas).

Todos ellos se basan en el principio de que la anomalía producida por un cuerpo magnético, es directamente proporcional a la profundidad y susceptibilidad del mismo, existiendo cierta relación entre la profundidad del cuerpo y la línea recta de máxima pendiente. Se debe suponer además, que la masa del cuerpo tiene una forma regular, que su cima es aproximadamente horizontal y que su proyección vertical es infinita hacia abajo, con un magnetismo uniforme y diferente al de los materiales que lo rodean.

Para una mejor comprensión de los métodos, se describirán las técnicas usadas en este tipo de trabajo.

Método de Sokolob. - Este método consiste en determinar la pendiente máxima en el flanco de una anomalía, posteriormente se trazan tangentes horizontales al máximo y mínimo de la anomalía para de esta manera obtener dos puntos en la intersección entre dichas tangentes y la pendiente máxima. La separación horizontal entre ambos puntos nos dará la longitud de Sokolob, proyectando los puntos a una misma altura (Ver apéndice: Figura 5).

Esta distancia horizontal se divide entre un factor que varía de 1.5 a 3.0, el cual está en función de la amplitud de la anomalía, esto es, el factor variará de acuerdo a lo ancho del cuerpo y por tanto, de acuerdo a esta variación estará la longitud de Sokolob, misma que nos sirve de base para seleccionar que factor se va a utilizar.

Así que en conclusión, la profundidad de la cima del cuerpo, referida al nivel del mar, será igual a la longitud de Sokolob entre el factor, menos la altura de vuelo para que la profundidad esté referida al nivel del mar.

Método de Peter's.- Este método también es conocido como el método de las pendientes medias, el cual consiste en determinar la máxima pendiente de un lado de la anomalía, obteniendo a continuación su pendiente media a partir de la cual se trazan paralelas tangentes al alto y bajo de la curva en dicho lado, siendo la distancia horizontal entre estos puntos la longitud de Peter's (Ver apéndice: Figura 9).

La longitud de Peter's es dividida entre un dígito, esto es, un factor que varía de 1.1 para cuerpos angostos, hasta 2.0 para cuerpos muy anchos. Por lo general, el factor utilizado para cuerpos intermedios es de 1.6 correspondiente al caso en que el ancho de la fuente de la anomalía sea igual al doble de la profundidad de la cima. Estos factores son aplicados según el criterio del intérpreta dependiendo de la amplitud y forma de la anomalía, basado en dos suposiciones: 1) Que la masa anómala tenga forma tabular vertical con un cierto espesor, de lados verticales y con una cima horizontal alargada infinitamente hacia abajo. 2) Que la masa se encuentre magnetizada uniformemente con dirección vertical y con diferente magnetismo de los cuerpos que la rodean.

El cociente entre la longitud de Peter's y el factor nos dará la profundidad a la que se encuentra la cima del cuerpo con respecto a la altura de vuelo, misma que será restada para referir la profundidad al nivel del mar.

Método de la Pendiente Recta Máxima.- En este método se determina la máxima pendiente, la cual está definida por sus puntos de inflexión superior e inferior, que son proyectados horizontalmente, obteniéndose así la longitud del cuerpo anómalo. Esta distancia es multiplicada por un factor que generalmente es la unidad, con lo cual se obtiene la profundidad del cuerpo magnético con respecto a la altura de vuelo, distancia que posteriormente es referida al nivel del mar.

Matemáticamente este método es muy empírico, ya que no existe parte recta en una anomalía, por lo cual existe inexactitud en dicho método. Resumiendo, se tendrá que la profundidad del cuerpo anómalo será igual a la longitud horizontal de la pendiente máxima multiplicada por el factor, menos la altura de vuelo (Ver apéndice: Figura 10).

Método Magnético de Estimación de Profundidades.- Todas las profundidades estimadas están hechas por métodos en los cuales se utiliza la pendiente de la curva anómala, el ancho de la anomalía y el filtrado de la curva, también muchos métodos de cálculo son aprovechables para la determinación de las profundidades magnéticas. Todas las técnicas de estimación contribuyen a suponer la probabilidad geométrica de un cuerpo en el subsuelo. La técnica utilizada para cada punto en donde se estimará la profundidad magnética será exacta y válida localmente.

En el método de estimación de profundidad se utilizan la pendiente recta y la media pendiente y es una de las técnicas usuales más comunes para el cálculo de profundidades. En este método se usan los métodos combinados de la máxima pendiente y el de Peter's.

Método de la X Media.- Otro método que es muy conocido es el de la X media, el cual es más analítico que empírico y se usa para el cálculo de cuerpos geométricos (Ver apéndice: Figura 11).

La amplitud y frecuencia espacial de una anomalía nos puede dar idea de la profundidad de un cuerpo anómalo, por lo cual este método utiliza la amplitud y la frecuencia de la anomalía para calcular profundidades. Si tenemos una curva, se mide la amplitud de la misma y se divide en dos partes iguales, y exactamente a la mitad de la amplitud máxima de la curva anómala, se mide la distancia horizontal de la X media.

Con la X media podemos calcular la profundidad del cuerpo que la produce (según sea la forma de la anomalía se deducirá la geometría del cuerpo), multiplicando dicha X media por un factor calculado por Nettleton para cada caso geométrico.

Este factor es una relación de valores entre profundidades y la X media para diferentes tipos de cuerpos y también acuma que la anomalía es causada por cuerpos que han sido polarizados verticalmente.

Las ecuaciones usadas para diferentes cuerpos, las cuales serán multiplicadas por la X media son:

Polo aislado:	$Z = (1.305) \times \text{media}$
Esfera:	$Z = (2.0) \times \text{media}$
Cilindro horizontal:	$Z = (2.05) \times \text{media}$
Cilindro vertical:	$Z = (1.305) \times \text{media}$

Método de Reducción al Polo.- Es un proceso auxiliar usado para facilitar la lectura e interpretación de los planos de intensidad magnética total y perfiles magnéticos. En la prospección magnetométrica interviene un vector de magnetización en el campo magnético observado, el cual es generalmente inclinado, además se tendrá otra fuente adicional de distorsión debida al campo geomagnético el cual también es inclinado (Ver apéndice: Figura 12).

Este tipo de dificultades no existen en la región de los polos magnéticos, donde el campo geomagnético terrestre es vertical y por tanto, la polarización magnética también es generalmente vertical.

En las otras regiones los cuerpos no son magnetizados verticalmente, pues un cuerpo magnetizado verticalmente sólo se concibe en los polos donde, como ya se mencionó, el campo magnético es vertical. Por lo tanto es necesario realizar un proceso que facilite la interpretación de los planos de intensidad total y de los perfiles magnéticos y este proceso es conocido como la reducción al polo.

Quando se aplica el proceso de reducción al polo en el área, aparentemente se corrige la variación de una anomalía debida a la latitud magnética y la variación correspondiente al ángulo de inclinación magnética, pues una anomalía no solo depende de las dimensiones del cuerpo, sino que también depende de la orientación del vector del campo magnético terrestre y del vector de polarización asociado a él.

De tal forma que el proceso de reducción al polo consiste en calcular "pseudo anomalías" las cuales podrán ser causadas por el mismo cuerpo magnetizado, pero bajo la doble suposición de una polarización y un campo inductor ambos verticales. el resultado de este cálculo es la obtención de planos o perfiles reducidos al polo. Este tipo de proceso es aplicable tanto a planos de intensidad magnética total, como a perfiles bidimensionales de intensidad magnética total.

La reducción al polo pierde su significado si el vector de magnetización o el campo magnético normal tienen una dirección horizontal.

Método de Talwani.- Es un método de interpretación indirecta en el cual las anomalías magnéticas son calculadas a partir de un cuerpo de prueba y comparadas con las anomalías observadas, para así poder estimar la profundidad de la fuente anómala (Ver apéndice: Figura 13).

Por tanto, para este cuerpo de prueba propuesto se podrá controlar la forma, tamaño y profundidad, además de que se supondrá una magnetización uniforme para todo el cuerpo.

El método supone un cuerpo o estructura en dos dimensiones y de forma arbitraria, para el cual se calculará la anomalía magnética también en dos dimensiones. El modelo de los perfiles es calculado utilizando programas computacionales para cálculos magnéticos; estos programas realizan el cálculo de la anomalía magnética con datos los datos que se le suministran, como el muestreo de la anomalía magnética observada y la inclinación y la declinación magnéticas. Aparte de realizar el cálculo de la anomalía, también puede realizar la operación para la corrección al polo de cada perfil.

Para finalizar, resulta fácil comprobar que existen diferencias entre las profundidades obtenidas a través de los distintos métodos, por lo tanto el criterio que se adopta para seleccionar la profundidad, consiste en observar que profundidades presentan menos diferencias, de tal forma que si se tiene una diferencia de un 10%, se tomará como aceptable y si existe mayor diferencia, la profundidad obtenida será poco confiable. Como se puede observar, estos métodos solo nos proporcionan un rango en el cual se podrá encontrar la cima del basamento o del cuerpo anómalo.

5. EL METODO SISMOLOGICO

5. EL METODO SISMOLOGICO

Las bases sobre el comportamiento de las ondas electromagnéticas como, la luz o las ondas de radio, dieron origen a los principios de propagación de las ondas elásticas que son aplicables al estudio de las ondas sísmicas.

5.1 Introducción al Método Sismológico.

El Método Sismológico de exploración tanto de Reflexión como de Refracción, proporciona información acerca de las diferencias entre las propiedades elásticas de las rocas. En la exploración petrolera, este método es el más utilizado debido a que proporciona la mayor información de la forma, espesor y extensión de algunas de las capas geológicas que subyacen el área en estudio, lo cual permite enfocar la investigación a la capa o capas geológicas susceptibles de contener hidrocarburos dentro de los poros de las rocas que la constituyen.

En México empezó su aplicación en 1942 en la prolongación sur de la Faja de Oro en la provincia geológica de Tampico-Misantla, extendiéndose estos trabajos hacia prácticamente todos los estados de la República; en tierra, mar, así como porciones lagunares, pantanosas o inundables; siendo indispensable disponer de esta información, para que, complementada con otros estudios de Geología Superficial y del Subsuelo, así como de otros Métodos Geofísicos, se puedan determinar los lugares más favorables para contener hidrocarburos.

Este método aporta los datos más fáciles de traducir a términos geológicos, ya que por ejemplo, un mapa de reflexión sísmica se parece mucho más a un mapa geológico del subsuelo que el obtenido por cualquier otro método de prospección.

Aunque la Sismología como disciplina científica data desde hace algo más de un siglo, la mayoría de los conocimientos

científicos que ha proporcionado sobre la estructura interna de la Tierra, se han conseguido en los últimos cuarenta años. Sin embargo, todo el estudio de los terremotos se debe a los científicos del siglo XIX, entre los que se encuentran: Ricker, Hooke, Wieschert, Milne, Galitzin, Mercalli, Lieberg, Montessus de Ballora, Enrique Aballa, entre otros.

Los métodos de reflexión y refracción sísmica resultan muy complicados por requerir la introducción de energía en el subsuelo a través de diversos medios. En otras palabras, los métodos consisten en generar artificialmente una onda sísmica, la cual viaja hacia el interior de la Tierra; esta onda, al encontrar cambios en las características de la composición de las rocas de las diversas capas geológicas, se refleja parcialmente en cada cambio volviendo a la superficie en la cual son captadas por detectores sísmicos tendidos en línea, los cuales registran los arribos de todas las reflexiones y los transmiten por medio de un cable hacia un sismógrafo que recibe las señales de reflexión y las graba, para posteriormente ser procesadas en un centro de cómputo, con el fin de obtener una sección sísmica entendible para los interpretes.

La onda generada se produce por medio de una explosión artificial, existiendo diferentes fuentes de energía para producir la explosión; principalmente pequeñas cargas de dinamita colocadas en pozos de aproximadamente 25 metros de profundidad y 12 centímetros de diámetro. Actualmente se llevan a cabo otro tipo de prospecciones para originar la energía necesaria a partir de otros medios.

Del estudio de los tiempos de llegada de las ondas sísmicas a un cierto número de puntos escogidos, es posible deducir las posiciones de las diferentes interfaces o contactos en los cuales las ondas se reflejan o se refractan. Para comprender su funcionamiento, es necesario tener un conocimiento elemental de los principios de la elasticidad y de la propagación de las ondas elásticas (sísmicas) en el subsuelo.

Por lo tanto, se analizarán brevemente los principios fundamentales de la elasticidad y posteriormente, el como se relacionan las velocidades de transmisión de las ondas sísmicas con las constantes elásticas de las rocas, así como el comportamiento de las ondas sísmicas en los contactos

entre medios de diferentes velocidades sísmicas. Son estos contactos, los cuales generalmente corresponden a contactos geológicos, los que interesan y se tratan de detectar en la Prospección Sismológica.

Para los fines prácticos de la prospección, las leyes de propagación de las ondas elásticas son idénticas a las leyes que gobiernan la Óptica y la justificación para la aplicación de las leyes de la Óptica a la Sismología, pueden deducirse de los principios de Huygens o del principio de Fermat, para posteriormente deducir a partir de dichas leyes, las correspondientes a la Reflexión y a la Refracción sísmicas.

5.2 Principios Físico-Matemáticos Fundamentales.

En este inciso se analizarán brevemente los principios fundamentales de la elasticidad y posteriormente, el como se relacionan las velocidades de transmisión de las ondas sísmicas con las constantes elásticas de las rocas, así como el comportamiento de las ondas sísmicas en los contactos entre medios de diferentes velocidades sísmicas. Son estos contactos, los cuales generalmente corresponden a contactos geológicos, los que interesan y se tratan de detectar en la Prospección Sismológica.

5.2.1 Constantes Elásticas de los Materiales.

Para los propósitos del presente trabajo, se deberán considerar las propiedades elásticas de las rocas, como homogéneas e isotrópicas, pues la teoría de la elasticidad empieza a ser mucho más complicada sin tales suposiciones; aún cuando las rocas no se ajustan con precisión a tales especificaciones, éstas pueden ser consideradas como aplicables en una primera aproximación. Por tanto a continuación se definirá el concepto de elasticidad.

Elasticidad.- Se define como elasticidad, a aquella propiedad que tienen los cuerpos de recobrar su forma original cuando han sido deformados por la acción de una fuerza externa.

Las propiedades elásticas de la materia, son descritas a través de ciertas constantes elásticas. Como ordinariamente se utiliza y aplica a la prospección, dichas constantes son idealizadas para cuerpos "perfectamente elásticos" y para deformaciones dentro de los límites elásticos. En general esto involucra la consideración de que los desplazamientos son pequeños y que el cuerpo regresa exactamente a su forma o condición original después de que la fuerza deformante ha dejado de actuar.

Al tratar sobre la elasticidad de un material, surgen dos

términos que se utilizan comunmente: Esfuerzo y Deformación.

Esfuerzo.- Cuando se aplica uniformemente una fuerza (F) a una superficie de área (A), la fuerza por unidad de área (F/A) se define como esfuerzo (f) y está representado por la relación:

$$\text{Esfuerzo} = \text{Fuerza} / \text{Área}$$

o bien,

$$f = F / A \quad [\text{dinas/cm}^2], [\text{Newton/m}^2]$$

Este esfuerzo puede ser de tensión cuando está dirigido perpendicularmente hacia fuera del área, o de compresión cuando está dirigido perpendicularmente hacia al área. Si la fuerza actúa paralelamente al área en cuestión, se denomina esfuerzo cortante o de cizallamiento.

Una tensión da origen a un alargamiento en el interior del cuerpo, una compresión a un acortamiento, y un esfuerzo de cizalla a una deformación por fractura.

Deformación.- Es la alteración de las dimensiones originales de un cuerpo por la acción de una fuerza externa. La deformación puede ser permanente o elástica (en cuyo caso el cuerpo recupera su forma original cuando cesa de obrar la fuerza deformante).

Deformación Unitaria.- Es la deformación por unidad de longitud, es decir, es la relación entre la variación experimentada por alguna dimensión del cuerpo al aplicársele un esfuerzo y la dimensión original del mismo. Al considerar la deformación en la dirección de la fuerza (F) tendremos:

$$\text{Deformación longitudinal unitaria} = \frac{\text{Variación de longitud en dirección de F}}{\text{Longitud inicial}}$$

$$\epsilon_L = \Delta l / l \quad (\text{también conocido como coeficiente de alargamiento})$$

Si consideramos la deformación en dirección perpendicular a la fuerza (F), tendremos:

$$\text{Deformación transversal unitaria} = \frac{\text{Variación de longitud perpendicular a F}}{\text{Longitud inicial perpendicular a F}}$$

$$\epsilon_L = \Delta l' / l'$$

5.2.2 Módulo de Young (Elasticidad longitudinal).

Si se aplica a un cuerpo un esfuerzo de compresión o de tracción (F), dicho cuerpo experimentará un alargamiento o un acortamiento (Δl), en la dirección de la fuerza aplicada. Se ha demostrado que:

Esfuerzo \propto Deformación longitudinal

$$f \propto \epsilon_L$$

de donde:

$$f = E \epsilon_L$$

La constante de proporcionalidad (E) se denomina Módulo de Young, de este modo:

E = Esfuerzo / Deformación

$$E = \frac{\text{Fuerza por unidad de área}}{\text{Cambio en longitud por unidad de longitud}}$$

$$E = (F / A) / (\Delta l / l)$$

finalmente:

$$E = f / \epsilon_L \quad [\text{dinas} / \text{cm}^2], [\text{Newton} / \text{m}^2]$$

Puesto que (E) es directamente proporcional al esfuerzo e inversamente proporcional a la deformación longitudinal, a un mayor valor del Módulo de Young, menor será la deformación causada por un esfuerzo de compresión o de tracción.

5.2.3 Coefficiente de Poisson.

Cuando a un cuerpo se le aplica un esfuerzo de compresión, éste se acortará en la dirección del esfuerzo y se alargará en dirección perpendicular al mismo. Inversamente, si se le aplica un esfuerzo de tracción, se alargará en la dirección del esfuerzo y se acortará en dirección perpendicular al mismo.

A la relación entre la deformación transversal unitaria con respecto a la deformación longitudinal unitaria, se le conoce como "Coeficiente de Poisson" (ν).

$$\nu = \frac{\text{Deformación transversal unitaria}}{\text{Deformación longitudinal unitaria}}$$

Se ha demostrado que:

$$\frac{\text{Deformación transversal unitaria}}{\text{unitaria}} \ll \frac{\text{Deformación longitudinal unitaria}}{\text{unitaria}}$$

$$\epsilon_L' \ll \epsilon_L$$

$$\epsilon_L' = \nu \epsilon_L$$

de esta modo:

$$\nu = \epsilon_L' / \epsilon_L \quad \text{o bien,} \quad \nu = (\Delta l' / l') / (\Delta l / l)$$

Puede demostrarse que el Coeficiente de Poisson, no será nunca mayor de 0.5, siendo su valor medio de 0.25 aproximadamente.

5.2.4 Módulo de Rigidez o de Cizallamiento.

Si a un cuerpo se le aplica un esfuerzo cortante (f_c), este experimentará una deformación cortante, y una de las caras sufrirá un desplazamiento angular determinado por el pequeño ángulo ϕ . En otras palabras, se ha alterado la forma del cuerpo, pero no su volumen. También se ha demostrado que:

Esfuerzo cortante \propto Deformación cortante

$$f_c \propto \epsilon_c$$

$$f_c = \mathcal{M} \epsilon_c$$

Donde \mathcal{M} = Módulo de rigidez o de cizallamiento. Si consideramos una fuerza (F) actuando paralela al área, tendremos:

\mathcal{M} = Esfuerzo cortante / Deformación cortante

$$\mathcal{M} = \frac{\text{Fuerza tangente} / \text{Área}}{\text{Corrimiento} / \text{Distancia entre las caras que se deslizan}}$$

$$\mathcal{M} = (F / A) / (s / l) \quad \text{de este modo,} \quad \mathcal{M} = f_c / \epsilon_c$$

como la deformación cortante (s/l) es muy pequeña, se puede considerar:

$$s / l = \text{Tan } \phi = \phi$$

donde ϕ = ángulo de cizalla (expresado en radianes), por lo que:

$$\mathcal{M} = f_c / \phi$$

de donde:

$$f_c = \mathcal{M} \phi$$

Para la mayoría de los materiales, el Módulo de Rigidez vale numéricamente la mitad del Módulo de Young aproximadamente.

5.2.5 Módulo Volumétrico y Compresibilidad.

Si un cuerpo de volumen (U) se somete a una presión de compresión (tal como sería al encontrarse dentro de un fluido), en todo el cuerpo y sobre cada elemento de superficie que se considere, actuará la misma fuerza de compresión normal a ella, disminuyendo el volumen del cuerpo, por lo tanto, tendremos:

$$\text{Esfuerzo volumétrico} = \text{Fuerza normal} / \text{Area}$$

$$f_v = F / A = \text{Presión}$$

por otra parte,

$$\text{Deformación unitaria de volumen} = \frac{\text{Disminución de volumen}}{\text{Volumen original}}$$

$$E_v = \Delta U / U$$

Se ha demostrado que:

$$\text{Esfuerzo volumétrico} \propto \text{Deformación unitaria de volumen}$$

$$f_v \propto E_v$$

$$f_v = K E_v$$

Donde K = Módulo volumétrico, de este modo tendremos que:

$$K = \text{Esfuerzo volumétrico} / \text{Deformación unitaria de volumen}$$

$$K = \frac{\text{Fuerza normal} / \text{Area}}{\text{Disminución de volumen} / \text{Volumen original}}$$

$$K = (F / A) / (\Delta U / U)$$

$$K = f_v / E_v$$

Al recíproco del Módulo volumétrico, se le denomina como "Coeficiente de Compresibilidad".

5.2.6 Ondas Sísmicas.

La definición más apropiada de onda sísmica, es aquella que postula que, cuando por algún mecanismo se origina la deformación instantánea de un medio rocoso, se produce un transporte de energía, pero sin transporte de materia, efecto al que se conoce como onda sísmica, semejante a las ondas sonoras y que más apropiadamente se designará como ondas elásticas, ya que dependerán de la elasticidad de los materiales a través de los que se propagan.

Si rompemos el equilibrio de un cuerpo isótropo y elástico mediante un esfuerzo instantáneo o sacudida aplicada en un punto cualquiera del mismo y expresamos analíticamente las ecuaciones de equilibrio de dicho cuerpo, obtendremos un sistema de ecuaciones, a partir de las cuales se han deducido cuatro soluciones que dan lugar principalmente a las Ondas Longitudinales, Transversales, Rayleigh y Love.

Representación de la Propagación.- La forma de propagación, o sea, la forma en que se mueven las partículas en vibración, determina el tipo de onda que se transmite. La velocidad de propagación depende de las constantes físicas de propagación, esto es, el movimiento de vibración de las partículas.

El tipo más sencillo de propagación de onda en un medio elástico homogéneo e indefinido, consiste en una serie de condensaciones y dilataciones alternadas, durante las cuales las partículas adyacentes situadas en cualquier línea según la dirección de propagación estarán, respectivamente, más próximas o más alejadas entre sí que lo normal, según una esfera cuyo radio va aumentando en proporción uniforme condicionada por las propiedades elásticas del cuerpo.

Las ondas sísmicas viajan a través de un medio rocoso, el cual puede ser deformado en forma elástica. Por otra parte, al poseer los líquidos ciertas propiedades elásticas, permitirán que las ondas sísmicas viajen a través de ellos.

Frente de Onda.- Es el lugar geométrico formado por todos los puntos alcanzados por la onda sísmica en un mismo momento.

Rayo Sísmico.- En Sismología, se llaman rayos sísmicos a las

líneas normales (o perpendiculares) a los frentes de onda sucesivos. Es decir, la trayectoria de las posiciones ocupadas por un punto dado del frente de onda a lo largo de todo su curso. Para zonas cercanas a la fuente, la propagación se presenta como rayos rectilíneos y frentes de onda esféricos; en zonas alejadas, donde el radio de la esfera es muy grande en comparación con la longitud de onda, el frente de onda se convierte en líneas rectas paralelas y entonces se considera la onda como plana, considerando medios homogéneos e isótropos.

El análisis matemático de la propagación de la onda, es relativamente más fácil considerando frentes de ondas planas. En Sismología el rayo sísmico no tiene realidad física, como sucede en óptica, ya que la única realidad física es el frente de ondas.

Sin embargo, para el estudio de los métodos sísmicos se utiliza el concepto de propagación del rayo sísmico, que es matemáticamente equivalente y mucho más cómodo en la práctica.

5.2.7 Tipos de Ondas Sísmicas.

Las ondas sísmicas (elásticas) son especialmente importantes en la prospección sísmica y se pueden dividir en dos grandes categorías: Ondas Internas y Ondas Superficiales.

a) Ondas Internas.- Son aquellas que viajan a través del interior de un medio elástico. Un cuerpo sólido es capaz de transmitir en su interior dos clases principales de ondas elásticas, conocidas respectivamente como Ondas Longitudinales y Ondas Transversales. Ambas son ondas internas, puesto que se transmiten por el interior del cuerpo.

Ondas Longitudinales.- Son conocidas también como ondas compresionales o de presión, los sismólogos las llaman ondas primarias u ondas "P", por ser las primeras que llegan en los terremotos; en ellas el movimiento o vibración de las partículas, es en la misma dirección que

la propagación de la onda o formando un ángulo de 180° con ella. Todas las ondas que viajan a través de un líquido son compresionales.

Estas son las ondas que se utilizan en prospección sísmica por reflexión y refracción.

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

Ondas Transversales.— Son conocidas también como ondas secundarias, de corte o cizallamiento, los sismólogos las designan con la letra "S", ya que forman el segundo grupo de ondas importantes en un terremoto, en ellas el movimiento o vibración de las partículas es perpendicular al movimiento de propagación. Este tipo de ondas sólo se pueden propagar en un medio sólido, nunca en un medio líquido.

En la prospección sísmica no se utilizan las ondas transversales.

En la propagación de las ondas transversales, las partículas de un cuerpo vibran en dirección perpendicular a aquella en que se propagan las ondas; por consiguiente, se producen en el cuerpo deformaciones pequeñas, de modo que de manera general, un elemento cuadrado se transforma en un rombo y luego nuevamente en un cuadrado y así indefinidamente.

b) Ondas Superficiales.— Además de las ondas longitudinales y transversales, pueden existir en los cuerpos heterogéneos, otros tipos de ondas elásticas, estas sin embargo, no son ondas internas, sino que están confinadas a los contactos entre medios de impedancias acústicas diferentes, por lo tanto resulta de relativa importancia definir este concepto.

Impedancia Acústica.— Se define como el producto de la densidad de una capa o estrato por la velocidad de propagación a través de ella. La impedancia acústica está estrechamente relacionada con las características de un

estrato para la transmisión de las ondas elásticas.

Las ondas superficiales o de frontera viajan a lo largo de la frontera de un material, es decir, a lo largo de la interface entre dos medios que tienen diferentes propiedades físicas tal como la superficie de la Tierra o el Aire. O sea que son aquellas que existen en la superficie libre de un medio elástico. Dentro de este tipo de ondas tenemos:

Ondas Rayleigh.- Son conocidas también como ondas de tierra y son una combinación de las ondas longitudinales y transversales; el movimiento o vibración de las partículas con esta onda, es elíptico y retrogrado en un plano perpendicular a la superficie.

Las ondas Rayleigh se generan por la difracción de los frentes de onda curvados, de las ondas elásticas "P" y "S" en la superficie. Se cree que las ondas Rayleigh son la componente principal de la onda superficial, la cual es una perturbación que interfiere con frecuencia, al tratar de interpretar las reflexiones en los registros sísmicos.

Ondas Love.- Son otra combinación de las ondas longitudinales o "P" y transversales o "S", en las que el desplazamiento de las partículas con este tipo de ondas, es únicamente horizontal y perpendicular a la dirección de propagación. Estas ondas se propagan en un medio que está limitado en su parte superior por una superficie reflectora ideal, tal como la discontinuidad suelo aire y en su parte inferior, un medio en el cual la velocidad de las ondas transversales es mayor que en el primero; según ha demostrado Love, estas ondas se propagan por reflexión múltiple entre las superficies superior e inferior de la capa meteorizada o de baja velocidad.

Debido a que el movimiento de las partículas es siempre horizontal, las ondas Love no son registradas nunca en el curso de las operaciones de prospección sísmica, en las cuales los detectores están dispuestos de manera que sólo respondan al movimiento vertical del suelo.

5.2.8 Mecanismo de Propagación de las Ondas Sísmicas.

Las leyes que rigen la propagación de las ondas sísmicas, son muy similares a las que se utilizan en Óptica, la única diferencia resulta en que los fenómenos de reflexión y de refracción son más complicados en Sismología, debido a que las ondas sísmicas, incluso las longitudinales y transversales puras, al llegar al contacto entre dos medios con velocidades de propagación diferentes, dan lugar a cuatro ondas (longitudinal y transversal reflejadas y, longitudinal y transversal refractadas). Salvo esta diferencia, los rayos sísmicos siguen las leyes de la Óptica.

Dichas leyes a que nos referimos y que rigen la propagación de las ondas sísmicas son las siguientes: Principio de Huygens, Principio de Fermat y, Leyes de Reflexión y Refracción o Ley de Snell.

- 1) Principio de Huygens.- Establece que cada punto alcanzado por un frente de onda, actúa como una nueva fuente de ondas que se extiende en forma esférica en todas direcciones, considerando un medio homogéneo.
- 2) Principio de Fermat.- Establece que un rayo real cualquiera (el cual es perpendicular al frente de onda), sigue de un punto a otro, aquel camino que produce el tiempo mínimo en su recorrido.

Como ya se mencionó, los rayos sísmicos en un medio homogéneo serán líneas rectas. Si los medios que atraviesa no son homogéneos (tal como ocurre en los medios estratificados) y tienen diferentes rangos de velocidad de propagación, el rayo sísmico en general no será recto, sino que seguirá el patrón que le proporcione el tiempo mínimo de propagación entre los dos puntos.

- 3) Ley de Snell (Reflexión y Refracción).- Supongamos un rayo incidente longitudinal "ILO", que se propaga de un medio de velocidad (v_1) a otro medio de velocidad (v_2), tal como se indica en la figura (Ver apéndice: Figura 14).

Al llegar al contacto "AB" de los dos medios, da lugar a los cuatro rayos que se indican en la figura, dos

reflejados y dos refractados.

La distribución de la energía inicial entre las ondas resultantes, viene determinada por el ángulo de incidencia con el que llega la onda a la discontinuidad y por el contraste de las propiedades elásticas de los dos medios.

Según las leyes de la Reflexión y de la Refracción, el rayo incidente, la normal y los rayos reflejados y refractados, están en un mismo plano (plano de incidencia).

En la propagación de las ondas a través de la Tierra, se verifica generalmente el aumento de la velocidad con la profundidad; por lo que la trayectoria seguida por el rayo sísmico vuelve su concavidad hacia la superficie, como se verá después.

En prospección sísmológica, las ondas se generan principalmente por medio de explosiones, lo que hace que la deformación por cizallamiento del medio (que da lugar a las ondas transversales) sea pequeña comparada con el cambio en volumen que se produce en el mismo (lo que origina las ondas longitudinales). Por lo tanto, la mayor parte de la energía producida, lo será en forma de ondas longitudinales o de compresión.

Si a esto añadimos que los detectores empleados en prospección registran solamente la componente vertical de la vibración, el efecto de la onda transversal es tan débil, que en la práctica no afecta al registro sísmico.

Por todo ello, de ahora en adelante solo consideraremos para el estudio de los métodos sísmicos, a las ondas longitudinales, que también son las más rápidas. La relación entre los rayos incidente y refractado, está regida por la siguiente expresión, conocida como "Ley de Snell":

$$\frac{\text{Sen } i}{\text{Sen } r} = \frac{v_1}{v_2}$$

Siendo (v_1) y (v_2) las velocidades de los medios 1 y 2 respectivamente, y los ángulos involucrados, son aquellos

formados por la dirección del rayo con la normal al plano de separación entre ambos medios.

Por otra parte, el ángulo del rayo incidente es igual al ángulo del rayo reflejado, es decir:

$$i = i'$$

por lo que a medida que varíe el ángulo (i), el ángulo (i') tendrá la misma variación y no así el ángulo (r), ya que dependerá de esta misma variación (Ver apéndice: Figura 15).

Estas fórmulas, comprobadas experimentalmente, se pueden deducir fácilmente a partir del principio de Huygens o del principio de Fermat, los cuales en resumen dicen que, el seno del ángulo incidente es al seno del ángulo reflejado, como la velocidad de la onda incidente es a la velocidad de la correspondiente onda reflejada.

5.2.9 Refracción.

Este fenómeno ocurre siempre que una onda, en su trayectoria de propagación encuentra un contraste elástico o contraste de impedancia acústica. Recordemos que tenemos reflexión cuando la onda regresa al medio del que proviene; por otra parte, tenemos refracción cuando la onda pasa o se transmite al otro medio, del otro lado del contacto o contraste elástico. En este último caso, el rayo al refractarse, sufre una desviación que está dada por la Ley de Snell ya mencionada.

En el caso normal del viaje de una onda sísmica hacia abajo, la velocidad en el medio 2, es mayor que la velocidad en el medio 1, y por tanto, el ángulo del rayo refractado es mayor que el ángulo del rayo incidente.

En el caso de que la velocidad en el medio 2, sea igual a la velocidad en el medio 1, los ángulos incidente y refractado también serán iguales, y querrá decir que el rayo no sufre desviación. En otras palabras, no existe refracción, puesto que ambas velocidades son iguales, esto puede ser ocasionado porque la onda viaja en el mismo medio y por ello no existe

refracción, pero tampoco existe reflexión.

En el caso normal del viaje de la onda hacia arriba, la velocidad en el medio 2, es mayor que la velocidad en el medio 1, y por lo tanto el ángulo del rayo incidente, es mayor que el ángulo del rayo refractado. Por lo cual, la trayectoria real de la onda sísmica no es una línea recta, sino un conjunto de pequeños tramos de líneas rectas que definen, combinadamente, una parábola tanto para la trayectoria hacia abajo, como para la trayectoria hacia arriba (Ver apéndice: Figura 16).

5.2.10 Refracción Total.

Partiendo de la Ley de Snell, cuando el ángulo de refracción es igual a 90° , el rayo refractado experimenta la refracción total, propagándose a través del contacto entre los dos medios, es decir ($r = 90^\circ$), por lo que ($\text{Sen } r = 1$), entonces la Ley de Snell de la refracción, se reduce a:

$$\text{Sen } i_c = \frac{v_1}{v_2}$$

donde i_c es el ángulo crítico o ángulo de incidencia para el cual ocurre una refracción de 90° .

En la prospección sísmica de refracción se estudian los rayos que experimentan la refracción total, que son los que proporcionan los recorridos de tiempo mínimo.

Para cualquier ángulo de incidencia mayor que el ángulo crítico, ya no aparecen rayos refractados en el segundo medio y toda la energía incidente a tal ángulo es reflejada. De este modo, para ángulos de incidencia mayores que el ángulo crítico, se tendrá la Reflexión Total.

5.2.11 Difracción.

Este fenómeno ocurre cuando una onda sísmica choca contra los bordes, una esquina, punta o interrupción abrupta de un horizonte reflector o refractante; por ejemplo, la terminación de un contacto geológico contra el plano de una falla; un canal antiguo que corta o interrumpe la continuidad de un horizonte reflector, etc.

Estas esquinas o puntos de interrupción, se convierten en focos generadores de rayos, que al propagarse llegan como un abanico a los detectores de la superficie. La irradiación que estos rayos constituyen, se conoce como difracción.

Por su origen, proveniente de un mismo punto, las difracciones se presentan normalmente como eventos de fuerte echado aparente y bajo contenido de energía, ya que como son focos secundarios, su atenuación es muy rápida.

La primera detección de la difracción es en el punto detector verticalmente arriba del punto generador de la irradiación o difracción, y el efecto difractado ira apareciendo sucesiva y posteriormente, a medida que nos alejemos de este punto sobre la superficie. La amplitud de una difracción disminuye rapidamente con la distancia al origen y, según la superficie receptora, con la distancia desde el punto más próximo al borde difractado (Ver apéndice: Figura 17).

5.3 El Comportamiento Sismológico de la Tierra.

Mediante el estudio de la forma en que se propagan las ondas sísmicas terrestres producidas por los terremotos, los geólogos han reunido un caudal de información acerca de la estructura del globo terrestre, desde la superficie hasta el centro.

Las ondas que causa un terremoto se propagan en y a través de la Tierra, así como alrededor de su superficie. En la actualidad se les registra mediante instrumentos llamados sismógrafos (de seismos, "sacudida o choque" y graphein, "escribir"). A la gráfica resultante se le llama sismograma.

Cuando se rompen las rocas y provocan un terremoto, la energía liberada se propaga por medio de las ondas terrestres. Los estudios sobre la forma de propagación de las ondas a través de la Tierra y de las ondas superficiales a su alrededor, han aportado datos sobre la estructura del globo. Tales estudios han podido hacerse basándose en el conocimiento de la velocidad de estas ondas terrestres y de su comportamiento en los diferentes materiales.

Cuando las ondas terrestres pasan de una clase de material a otro, sufren una deflexión, del mismo modo que las ondas luminosas se desvían al pasar por una lente. Parte de la energía de las ondas es devuelta a la superficie, donde se la puede registrar, el resto de la energía se propaga dentro del nuevo material.

Los datos sísmicos han revelado que en el interior de la Tierra existen varios lugares donde las ondas señalan un cambio en las propiedades físicas del material, el límite entre dos de estos distintos materiales se llama "discontinuidad". Basándose en los datos reunidos a partir del estudio de la forma de propagación de las ondas terrestres, la Tierra ha sido dividida en tres zonas: Corteza, Manto y Núcleo.

5.3.1 Elementos de Sismología.

Como los estudios de Sismología han formado la base de los métodos sísmicos de prospección, es conveniente dar unas ideas generales y definiciones sobre dicha ciencia.

Sismología.- Es la ciencia que trata de los terremotos y de los fenómenos relacionados con ellos. En este aspecto incluye el estudio de las causas de los terremotos, la localización de los mismos, el estudio de las ondas que se reciben de ellos y los instrumentos de registro que se emplean.

Terremotos.- Un terremoto o sismo es un movimiento o una serie de movimientos transitorios y repentinos del terreno originados en una región limitada de la corteza terrestre, que se propagan desde su origen en todas direcciones. En general, el término terremoto se asigna cuando su causa es natural, aunque también se habla de terremotos artificiales cuando son provocados por el hombre.

La causa de los terremotos se atribuye a movimientos de reajuste originados por la producción repentina de esfuerzos dentro de la Tierra. En este sentido se distinguen:

- a) Causas de origen tectónico: Fracturas y fallas, plegamientos.
- b) Causas de origen volcánico: Explosiones debidas a presión acumulada, fenómenos de cristalización, intrusiones magmáticas
- c) Causas producidas por impacto: Explosiones superficiales, caída de meteoritos, caída de masas rocosas en pendientes.

Los terremotos del primer grupo se llaman terremotos tectónicos y son los más frecuentes.

O sea que, en general, los terremotos deben su origen a perturbaciones bastante localizadas en el interior o debajo

de la corteza terrestre, en las cuales grandes masas de rocas caeden súbitamente, por fallado o fractura, a tensiones que actúan durante largo tiempo y que exceden del límite de la deformación elástica. La fuente de un terremoto puede ser considerada como un simple punto situado por lo general debajo de la superficie del suelo. Este punto es llamado "foco", y el punto de la superficie en la vertical del "foco" es llamado "epicentro".

Foco o Hipocentro.- Aún cuando el terremoto se origina en una región limitada de la corteza terrestre, usualmente se considera como producido en un punto que se llama foco o hipocentro, cuya situación geográfica y profundidad se calculan a partir de los registros del sismo obtenidos en varios observatorios.

Epicentro.- Se llama epicentro a la proyección del hipocentro sobre la superficie terrestre. Distancia epicentral es la distancia del epicentro de un terremoto a la estación de observación, medida sobre la superficie terrestre. También se suele expresar por los grados del correspondiente ángulo epicentral.

Se acostumbra dividir los terremotos en tres grupos: Aquellos con focos a profundidad superior a 300 km. (terremotos de foco profundo); Aquellos con focos entre 70 y 300 km. (terremotos de foco intermedio) y; Aquellos con focos a 60 km. o menos (terremotos de foco somero).

Los terremotos se registran en observatorios sismológicos, repartidos por toda la superficie de la Tierra. Los distintos registros que se obtienen muestran ondas que han atravesado más o menos profundamente la Tierra, dependiendo de la distancia; del estudio del camino recorrido por estas ondas en el interior de la Tierra se pueden obtener valiosas informaciones acerca de la estructura interna de nuestro planeta.

El estudio de los datos referentes a los terremotos ha proporcionado gran cantidad de información acerca de la estructura de la corteza terrestre y de su interior, que ha resultado valiosa para ayudar a los geofísicos en la interpretación de sus observaciones efectuadas desde la superficie, y en la formulación de sus conceptos acerca de la

historia tectónica de la Tierra.

La técnica de refracción sísmica, ampliamente utilizada en la búsqueda del petróleo, fue desarrollada en un principio para deducir la estructura interna de la Tierra a partir de los sismogramas de los terremotos. El análisis teórico de Wiechert y Herglotz, hizo posible deducir de los datos de los terremotos la variación de la velocidad sísmica con la profundidad hasta el centro de la Tierra, y ha resultado útil también para levantar el mapa de estructuras más someras a partir de las curvas tiempo-distancia de las ondas explosivas. Los instrumentos de detección empleados en la prospección sísmica por reflexión y refracción han derivado directamente de los sismómetros inventados para registrar los terremotos.

Investigaciones recientes sobre las ondas sísmicas han proporcionado una gran cantidad de valiosa información acerca de la estructura básica de la corteza terrestre, información que ha permitido a los geólogos emitir hipótesis de trabajo, sobre el origen de los sistemas montañosos, continentes, cuencas marinas y otras características en gran escala. Estas hipótesis han sido aplicadas con éxito al estudio de la Geología Regional en muchas zonas interesantes desde el punto de vista de la exploración petrolera.

5.3.2 Trayectorias de las Ondas Sísmicas Terrestres.

Las ondas procedentes del foco de un terremoto se propagan en todas direcciones. Al estudiar los registros sísmicos para deducir de ellos la estructura de la Tierra, lo que más nos interesa son los tiempos empleados por la primera onda de cada tipo (longitudinal, transversal, etc.) para llegar a una estación registradora.

La trayectoria de tiempo mínimo para cada tipo de onda, depende de la distribución dentro del suelo de las velocidades de las ondas respectivas. Si la velocidad de propagación de la onda sísmica fuera la misma en toda la Tierra, la trayectoria sería una línea recta desde el foco hasta el punto de recepción, pero como ya se vió, en realidad

la velocidad de las ondas longitudinales y transversales aumenta con la profundidad, y la primera onda de cada tipo que llega, se desplaza siguiendo una trayectoria curva, convexa, con respecto al centro de la Tierra. Las ondas superficiales, tales como las Love o Rayleigh, están obligadas a desplazarse siguiendo la superficie de la Tierra.

Quando se efectúa un tiro sísmico o el terreno recibe un fuerte golpe, se originan tanto ondas "P" como ondas "S" y ambas se propagan simultáneamente. Al reflejarse y al refractarse, el carácter de una onda puede modificarse, así, una onda "P" se puede reflejar como onda "P" o como onda "S". Tales ondas y sus ulteriores transformaciones se designan por combinaciones adecuadas de los símbolos "P" y "S", por ejemplo: "PP", "PS", "SP", "PPS", etc.

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

Los fluidos, el agua o el aire por ejemplo, no representan resistencia a los esfuerzos de cizalla, lo que quiere decir que la forma geométrica de un elemento de fluido puede deformarse por efecto de una fuerza infinitamente pequeña y por lo tanto, los fluidos no pueden transmitir ondas transversales.

5.3.3 Principio del Método Sismológico de Refracción.

Este método como su nombre lo indica, utiliza el fenómeno físico de la refracción de ondas elásticas producidas artificialmente en la superficie del terreno.

Se ha mencionado con anterioridad, que cuando una onda sísmica en su recorrido a profundidad encuentra un medio de propagación distinto al anterior, parte de la energía se refleja, volviendo a la superficie, y parte se refracta

siguiendo su viaje a profundidad conforme a la Ley de Snell.

Existe un caso particular para el cual el rayo refractado tendrá una refracción total, es decir ($r = 90^\circ$), reduciéndose la Ley de Snell a:

$$\text{Sen } i_c = \frac{v_1}{v_2}$$

donde i_c = ángulo crítico para la refracción total (Ver apéndice: Figura 18).

El correspondiente rayo refractado "AC", viajará por el contacto de los medios 1 y 2 con la velocidad del medio 2 (v_2). Debido al Principio de Huygens que dice que cada uno de los puntos alcanzados por el frente de ondas generará una nueva fuente de ondas, cada uno de los puntos del contacto "ACE", generará frentes de ondas que alcanzarán la superficie, pudiendo ser detectados por instrumentos adecuados.

El método sísmico de refracción consiste en generar ondas sísmicas en superficie y registrar los tiempos de arribo de las ondas que experimentan la refracción total a lo largo de los contactos de velocidades distintas entre los diferentes medios del subsuelo y que regresan a la superficie.

Sabemos que por una adecuada separación horizontal del orden de varios kilómetros, las ondas producidas son obligadas a viajar horizontalmente, a lo largo de los diferentes contactos o contrastes elásticos del subsuelo. Mediante cálculos adecuados, para el caso de capas múltiples, las ondas registradas en los detectores distantes, proveen la información necesaria para el cálculo de las profundidades de las distintas capas refractoras, así como también de la velocidad de propagación a lo largo de cada una de ellas; de esta manera, pueden elaborarse mapas geológico-estructurales semejantes a los producidos por el método de reflexión, aunque algo menos precisos en el detalle.

En este caso, se estudian las ondas que experimentan la refracción total, por ser las de mayor velocidad, suponiendo que la velocidad aumenta con la profundidad, siendo las que

nos proporcionan el recorrido de tiempo mínimo, es decir, las que se registran como primeros arribos y que se distinguen de las demás, precisamente por esta causa.

Este método es un poco más rápido y económico que el método de reflexión y produce, en casos favorables, información suficiente para la identificación de las formaciones geológicas, o bien del tipo de rocas, a lo largo de las cuales viajan las ondas. Sin embargo, a pesar de estas ventajas, es menos usado que el método de reflexión debido a que tiene las siguientes desventajas y limitaciones:

- a) Requiere de un regular a fuerte contraste elástico entre las capas o formaciones geológicas, a uno y otro lado del contacto u horizonte de propagación.
- b) Requiere de una fuente poderosa de energía, generalmente grandes cargas de dinamita.
- c) Las operaciones de campo cubren una distancia considerable, con los problemas consiguientes de intercomunicación.

El primer trabajo de Sismología de Refracción que se efectuó en México, fué realizado por Mintrop en 1923 sobre el Campo Naranjos. Posteriormente, de 1924 a 1930 hubo una intensa campaña con este método para localizar domos salinos someros en la Costa del Golfo de México.

5.3.4 Principio del Método Sismológico de Reflexión.

Este método es el de más amplio uso en la exploración petrolera, ya que proporciona la mayor resolubilidad y precisión en la configuración de horizontes del subsuelo que cualquier otro método geofísico, aún cuando es el más lento, y también el más caro. En México, el primer trabajo de reflexión se efectuó en 1942 en la prolongación sur de la Faja de Oro.

El Método utiliza, como ya se dijo, los principios físicos de la reflexión de ondas sísmicas producidas artificialmente,

las cuales al final de un doble viaje: fuente de energía -> capa reflectora -> detectores; son registradas en la superficie del terreno.

Sus tiempos de viaje doble, registrados en un sismograma continuo, nos dan la medida de la profundidad de las distintas capas del subsuelo, de las cuales provienen los distintos eventos reflejados desde 7 u 8 kilómetros de profundidad, es decir, que el método de reflexión puede dar información útil a cualquier profundidad, y con la misma precisión prácticamente para todas las profundidades.

El propósito principal del método está dirigido al objetivo de obtener las señales sísmicas lo más limpias posible del ruido contaminante y, ultimamente, a la preservación de sus espectros de frecuencias y gama de amplitudes, de manera que representen fidedignamente las condiciones geológico-estructurales del subsuelo.

A pesar de sus evidentes ventajas, este método tiene sus limitaciones, siendo la principal de ellas la falta de continuidad de los horizontes en las áreas o zonas de muy baja relación señal-ruido, donde además de la ausencia de la información estructural profunda, se carece de la adecuada información de velocidades, indispensable para una buena corrección y un buen procesamiento de los datos. Otra desventaja, la constituye su alto costo y su relativa lentitud, además de ser prácticamente inútil para la prospección de zonas con fuertes pendientes. En general se considera que es bueno cuando la pendiente de los estratos es inferior a los 30°.

Aún cuando este es un método indirecto, produce información distintiva de las variaciones en profundidad del perfil geológico de cada una de las capas del subsuelo, a partir de las cuales es registrada la información necesaria. Por otra parte, mediante una adecuada información geológica obtenida de los pozos cercanos al área en estudio, es posible producir mapas configurados que muestren las características estructurales del subsuelo, en los niveles o formaciones de interés para dicho prospecto o área, con una precisión de 5 a 10 metros de error, en condiciones favorables.

5.4 Instrumentos de Detección Sismológica.

Cuando las ondas elásticas atraviesan un medio sólido originan un movimiento oscilatorio dentro del medio y en su superficie. Las ondas sísmicas que atraviesan la Tierra originan en el suelo un movimiento armónico que puede ser medido y registrado por instrumentos adecuados colocados sobre la superficie o inmediatamente debajo de ésta, dichos instrumentos son llamados "Sismógrafos".

Un sismógrafo está diseñado para medir y registrar desplazamientos del terreno, lo cual realiza por medio de una masa que está, ya sea suspendida de un resorte, para registrar movimientos verticales, o unida a una varilla horizontal, para registrar los movimientos horizontales. Una plumilla, o un punzón, o cualquier otro aditamento conectado a la masa registra el movimiento de la tierra en relación con la masa virtualmente inmóvil. Un mecanismo especial marca los minutos y las horas en el papel de la gráfica.

El tipo más elemental de sismógrafo es el péndulo simple. Si el soporte del péndulo está en contacto firme con el terreno, cualquier movimiento horizontal de éste ocasionará, naturalmente, el correspondiente movimiento del soporte. La masa que pende del hilo del péndulo, por su parte, estando en libertad de moverse con respecto a dicho hilo, tiende en virtud de la inercia, a permanecer donde estaba. El movimiento relativo entre la masa y el hilo es superpuesto al del hilo.

Para indicar el movimiento vertical del hilo puede emplearse, de modo similar, un peso suspendido de un resorte. El fundamento de un sismógrafo vertical destinado a medir vibraciones sísmicas de largo periodo, consiste de un brazo horizontal que está fijo a una charnela por el extremo de un soporte rígido y lleva una masa en el otro.

Un resorte fijado al brazo, entre la charnela y la masa, mantiene en equilibrio al sistema cuando el brazo está horizontal. Cualquier movimiento del soporte, tal como el producido por un terremoto, da lugar a un movimiento oscilatorio del brazo en el plano vertical. El resorte está

fijado por debajo de la línea que une la charnela y la mesa con el fin de aumentar el periodo natural, y con ello el periodo máximo del movimiento del terreno, al que puede responder.

Como ya fue indicado, el gravímetro de LaCoste-Romberg es una adaptación de un sismógrafo de esta construcción general.

En la prospección sísmica, las ondas sísmicas artificiales son registradas con periodos mucho más cortos. Por lo general, las reflexiones se observan con periodos del orden de 0.01 a 0.05 segundos. El campo de frecuencias es un factor que considera no sólo la disposición de los elementos detectores, sino también la de los amplificadores y registradores.

En esencia, todos los instrumentos de detección sísmica proceden de los instrumentos empleados en Sismología, aunque adaptados a los problemas específicos de la prospección.

Un equipo de prospección sísmica básico se compone del sistema Geófono-Amplificador-Galvanómetro. El geófono o sismómetro detecta el movimiento del suelo transformando este movimiento en una fuerza electromotriz inducida, que da lugar a una corriente, la cual circula desde el aparato registrador, al cual está unido por medio de un cable, para entrar al amplificador.

Este último, sirve para amplificar la pequeña señal recibida al nivel deseado, es semejante a los empleados en radio y lleva un sistema de filtros destinado a seleccionar previamente las frecuencias que interesan.

Por último, la señal amplificada actúa sobre un galvanómetro produciendo el registro sísmico en la cámara de registro. El galvanómetro u oscilógrafo normal es de muelle o de bobina, con un espejo sobre el que incide un rayo de luz. Las pequeñas variaciones de la corriente hacen girar el espejo en sentido normal al papel fotográfico (que se mueve a una velocidad constante) produciendo la traza en el sismograma.

A partir de la segunda guerra mundial los perfeccionamientos instrumentales se han multiplicado, debido al incremento

existente en la actividad exploratoria en la actual fase de la industria petrolera. Como los instrumentos usados para la refracción y la reflexión son casi idénticos en su fundamento y disposición, se describirán juntos ambos tipos.

5.4.1 Geófonos.

Los geófonos, también llamados sismodetectores o sismómetros, son los instrumentos receptores que detectan los pequeños movimientos del suelo debidos a las distintas llegadas de energía, como consecuencia del sismo provocado artificialmente, transformando las oscilaciones sísmicas del suelo en señales eléctricas. Deben ser lo suficientemente sensibles como para detectar desplazamientos del suelo del orden de 10-8 cm.

Todos los geófonos constan básicamente de una caja exterior fija al terreno y de una masa móvil o elemento de inercia ligada elásticamente a aquella. Cuando el suelo se mueva por la llegada de las ondas sísmicas, su movimiento se transmite a la caja, que oscilará con la misma frecuencia aproximadamente, que la de las ondas.

Como el elemento de inercia tenderá a permanecer fijo, existirá un movimiento relativo entre la caja y el elemento de inercia, movimiento que, amplificado de una manera conveniente, podrá ser detectado. Los geófonos utilizados en prospección sólo responden, generalmente, a la componente vertical del movimiento del suelo.

En la exploración petrolera, la sensibilidad de los geófonos respecto a las frecuencias de detección, suele estar comprendida para los geófonos de reflexión entre 7 y 50 ciclos por segundo, y para los de refracción entre 2 y 5 ciclos por segundo.

Para los fines prácticos se considera que el geófono se mueve como si formara parte del suelo, bien como enterrado o simplemente depositado sobre la superficie. Los instrumentos detectores empleados en la exploración sísmica funcionan según los mismos principios que los sismógrafos empleados

para registrar los terremotos.

Todos los tipos modernos requieren amplificación y registro eléctricos, debido a los movimientos tan pequeños del suelo.

Los geófonos más utilizados actualmente en prospección, son de los siguientes tipos: Electromagnético, Piezoeléctrico y de Capacidad, que son los que se describirán a continuación.

Geófono Electromagnético.- El tipo de geófono más sencillo y empleado es el electromagnético, existen dos tipos de este geófono: el inductivo y el de reluctancia variable.

a) Geófono Electromagnético Inductivo.- Este tipo de geófono consiste de una bobina fija de alambre y un imán móvil o viceversa, uno de los dos elementos es mantenido tan fijo como sea posible a la superficie del terreno, de tal forma que se moverá junto con ella en respuesta a un disturbio sísmico local; el otro elemento se encuentra en estado de inercia y suspendido por un resorte que se encuentra acoplado a la parte que se mueve junto con el terreno.

El movimiento relativo entre la bobina y el imán, produce una fuerza electromotriz entre las terminales de la bobina, y el voltaje generado es proporcional a la velocidad del movimiento. Se trata pues, de un geófono de velocidad.

De manera esquemática, consiste de una caja en la cual la masa de inercia está constituida por el imán permanente suspendido elásticamente de la misma caja, y la bobina va fija a dicha caja, y tiene un clavo o punta para acoplarlo firmemente al terreno.

Debido a que estos geófonos son usados en diversos tipos de climas y son expuestos a condiciones severas en el campo, deben cumplir con los siguientes requisitos:

- 1) Insensibles a cambios de temperatura.
- 2) A prueba de agua y polvo.
- 3) Pequeños, ligeros en peso y fáciles de manejar.
- 4) Baratos.
- 5) De funcionamiento confiable.
- 6) Alto rango dinámico.

El geófono electromagnético inductivo, más comúnmente llamado, sencillamente, geófono electromagnético, es el más empleado en la actualidad.

b) Geófono Electromagnético de Reluctancia Variable.- Este tipo de geófono, actualmente casi anticuado, está dispuesto del tal manera que el movimiento del suelo engendre variaciones en la anchura que separa dos imanes en forma de herradura, alineados en oposición magnética, lo que da lugar al movimiento relativo entre la masa de inercia y la bobina, lo cual se traduce en una variación de la reluctancia del circuito magnético bobina-imán.

Esquemáticamente el geófono de reluctancia variable consta de una pieza inerte, fija a la caja, ésta es un sistema de bobina y armadura; la parte móvil, colgada de la caja por un resorte, es una pareja de imanes permanentes iguales y alineados en oposición magnética, unidos entre sí por una pieza no magnética y en el espacio interior entre estos imanes hay una bobina rígidamente unida a la caja.

Cuando el sistema está en equilibrio, los circuitos magnéticos de los imanes superior e inferior, al tener fuerzas electromotrices iguales y opuestas, se anulan exactamente de manera que no pasa fluido magnético por la armadura.

Cuando ésta es desplazada de su posición de equilibrio, la armadura que soporta la bobina es desplazada con respecto a los imanes, con lo que varía el flujo magnético a través de ésta y, por tanto, se inducirá una fuerza electromotriz en la bobina. Esta fuerza electromotriz es proporcional a la velocidad del movimiento, por lo que este tipo de geófonos también es de velocidad.

Geófono Piezoeléctrico.- Este tipo de geófono, también llamado de Presión o Hidrófono, se basa en el efecto piezoeléctrico que ocurre en algunos cristales, en los cuales, cualquier variación de presión sobre sus caras talladas apropiadamente se traduce en una carga eléctrica. Los cristales piezoeléctricos más comunes son los de cuarzo, turmalina y titanato de bario, tallados paralelamente a sus ejes ópticos.

O sea que, a mayor presión habrá mayor flujo de electrones entre las placas, causando que la corriente sea mayor, por lo tanto, el voltaje que se genera es directamente proporcional a la presión que lo causa.

De manera esquemática un geófono de este tipo consta de una masa de inercia que descansa sobre una pila de placas hechas con uno de estos cristales piezoeléctricos. Esta pila lleva una serie de placas metálicas delgadas que recogen el voltaje total producido.

El movimiento del suelo se traduce en un aumento o disminución del peso aparente de la masa inerte y, por lo tanto, en la correspondiente variación del voltaje. Este tipo de geófono mide variaciones de presión, es decir, responde a la aceleración del terreno en lugar de desplazamientos o velocidades.

Se emplea sobre todo, en prospección sísmica marina y en la prospección de zonas cubiertas de agua. Los geófonos van incluidos en el mismo cable que los une al aparato de registro.

Geófono de Capacidad.- En el geófono de capacidad la masa de inercia y la caja del geófono van unidas a una de las placas de un condensador y la otra placa es fija con respecto al suelo. El movimiento del suelo hace variar la separación de las placas y, por lo tanto, se traduce en la variación de la capacidad del condensador. Este geófono apenas se emplea actualmente.

Todos los tipos de geófonos están dispuestos para suprimir o amortiguar los movimientos oscilatorios producidos en el instrumento por el movimiento impulsivo del suelo.

Cajas de los Geófonos.- Las cajas de los geófonos están diseñadas teniendo en cuenta la comodidad de manejo y su robustez. Las primeras cajas de los modelos más antiguos tenían forma de torrecilla y fondo plano, de unos 10 cm. de diámetro.

Posteriormente fue diseñado un tipo más ligero y compacto para ser usado en el campo y que, actualmente, es el más empleado en todas partes para la exploración sísmica, el cual

tiene aproximadamente 3.7 cm. de diametro y 7.5 cm. de altura, y que sólo pesa 460 gramos. Este tipo de detector es especialmente adecuado cuando hay que utilizar muchos geófonos para cada línea.

Todos los geófonos que alimentan una sola línea del registro son conectados mediante cables antes de dar comienzo a la operación de campo, facilitando así su colocación sobre el suelo.

En resumen, los geófonos son aparatos pequeños y livianos, por lo que generalmente se registra normalmente la salida de varios de ellos. Es también frecuente juntarlos en grupos, y mezclar sus salidas antes del registro con objeto de eliminar ruidos de varios tipos. Los registros sísmicos llevan también líneas de tiempo, de modo que las "llegadas" debidas a reflexiones y refracciones puedan fijarse con precisión

La tensión producida por el geófono es amplificada, filtrada adecuadamente de modo que sólo pasen las frecuencias correspondientes al movimiento del terreno que ha de registrarse, y luego entra en el registrador, donde hace oscilar un diminuto galvanómetro. Este tiene un espejo que envía un rayo luminoso sobre una banda fotográfica enrollada sobre un tambor giratorio, con lo que se completa el registro de las ondas sísmicas.

5.4.2 Amplificadores.

La amplificación de las pequeñas fuerzas electromotrices generadas por los geófonos, se consigue por medio de amplificadores electrónicos de varias etapas, semejantes a los empleados en radio. Los amplificadores se intercalan entre el geófono y el galvanómetro; la mayoría de ellos son del tipo de resistencia acoplada o de impedancia y transformador.

El amplificador se compone de un gran número de elementos independientes, a continuación se indican los más importantes:

a) Filtros. - Los filtros sirven para seleccionar la gama de frecuencias que interesa, eliminando o atenuando las frecuencias bajas, con el fin de impedir que las ondas superficiales y los ruidos de otro tipo interfieran con las reflexiones. De modo análogo, las frecuencias elevadas son atenuadas con el fin de eliminar el ruido del viento, el del agujero y otros efectos extraños.

Los filtros clásicos empleados en prospección sísmica son del tipo "R.C." (Resistencia/Capacitancia), que son filtros lineales en los que las variaciones de frecuencia se obtienen con un cambio uniforme de una serie única de elementos.

Los amplificadores disponen generalmente de un gran número de filtros pudiéndose realizar cientos de combinaciones con ellos para seleccionar las frecuencias que interesen.

b) Controles de sensibilidad. - Como la energía reflejada varía a lo largo del registro (en una proporción del orden de 10,000 a 1 de la primera a la última parte del mismo), es necesario controlar de alguna forma la amplificación para que aumente gradualmente a lo largo del registro y de esta manera obtener todos los acontecimientos sísmicos con amplitud parecida en el sismograma. Los controles de sensibilidad pueden ser de dos tipos: Manual y Automático.

5.4.3 Galvanómetros.

La tensión de salida del amplificador se aplica al galvanómetro (también llamado oscilógrafo). El galvanómetro corriente empleado es del tipo de bobina, que consiste en una bobina móvil suspendida entre los polos de un imán; solidario con la bobina hay un pequeño espejo, sobre el que incide un rayo de luz que se refleja sobre papel fotográfico.

Cuando la corriente variable del amplificador pasa por la bobina, ésta gira lentamente y se produce la deflexión de la traza. Cada traza corresponde a un galvanómetro; los aparatos registradores suelen tener 24 o 48 trazas o galvanómetros.

Cámaras de Registro.- Es el conjunto de elementos que permite fotografiar en papel sensible las oscilaciones de los rayos luminosos reflejados en los galvanómetros. Consta de una caja almacén de papel fotográfico, de un cilindro giratorio de arrastre (accionado a velocidad fija por un motor síncrono) y de una caja colectoras, dentro de la cámara están, asimismo, los galvanómetros.

Líneas de Tiempo.- Las medidas de los tiempos se efectúan mediante las líneas de tiempo proyectadas fotográficamente a intervalos de tiempo fijos; estas líneas cruzan verticalmente el sismograma y se proyectan corrientemente a intervalos de 0.01 segundos. Cada 10 de ellas se proyectan algo más gruesas para facilitar la lectura de los tiempos.

El sistema empleado para marcar las líneas de los tiempos, consiste en un rayo de luz que se proyecta sobre el papel fotográfico cuando una de las ranuras de un disco giratorio pasa delante de él; las ranuras se distribuyen a intervalos regulares sobre el disco. Basta pues, accionarlo a una velocidad fija, lo que se consigue controlando el motor de arrastre con un diapésón.

5.4.4 Equipos de Registro Sismológico.

Durante muchos años ha preocupado a los geofísicos el problema de la obtención de registros sísmicos de forma tal, que almacenen toda la información y que ésta pudiese ser reproducida en cualquier momento en el laboratorio.

En los registros corrientes obtenidos en el campo sobre papel no es posible comparar los efectos de los diferentes montajes de filtros en el punto de explosión sin provocar explosiones separadas para cada montaje. Con frecuencia, los pozos de explosión colapsan después de una sola explosión; y un segundo tiro supone tiempo y el gasto de otra perforación.

Aún cuando un pozo no queda realmente inservible después de una explosión, no es posible, en general, colocar una segunda carga en el pozo a la misma profundidad que la primera, y un cambio en la profundidad de la explosión puede dar por

resultado una reflexión de carácter totalmente diferente, aún con el mismo montaje de filtros. Por lo tanto es difícil aislar el efecto del filtrado sólo con las técnicas corrientes de registro.

La técnica del registro magnético ha solucionado este problema al registrar en una cinta magnética el fenómeno producido en el campo, quedando almacenado en ella y permitiendo, por tanto, su fiel reproducción en cualquier momento, y aún muchos años después.

El registro magnético consiste, en la obtención de un registro permanente del disparo sísmico de forma tal, que fácilmente puede ser convertido de nuevo en su forma original eléctrica.

El sistema de registro magnético, similar al de los magnetófonos, consiste en impresionar una señal proporcional a la intensidad eléctrica generada en cada momento en el geófono. Para poder grabar esta señal proporcional, hay que llevarla por medio de una onda de amplitud y frecuencia adecuadas, es decir, hay que modularla. De esta manera se consigue la proporcionalidad, pues se trabaja en la parte recta de la curva de imantación de la materia magnética que recubre la cinta.

5.5 Operación de Campo.

La prospección sísmica es una investigación cara, por ello se suele emplear en zonas en donde se han realizado previamente estudios geológicos de detalle y prospecciones geofísicas de reconocimiento, generalmente por los métodos gravimétricos o magnéticos, que justifiquen el interés previo del área a investigar.

Como norma general, el desarrollo progresivo de una prospección petrolera suele ser el siguiente: Geología de detalle, Método geofísico de reconocimiento general, Prospección sísmica. Este escalonamiento de trabajos puede ser alterado por circunstancias locales, pero, como norma general, es el que sigue toda prospección.

La elección del sistema de prospección de una zona depende de factores que son función de la tectónica regional, de la mayor o menor accesibilidad de la zona y, asimismo, de factores económicos.

La distancia entre las líneas propuestas variará según las circunstancias y el carácter de la prospección, ya que al inicio de ésta, será más bien de tipo de reconocimiento y las líneas podrán estar separadas por distancias del orden de unos diez kilómetros; a continuación interesará detallar las zonas más interesantes del estudio anterior y las líneas se trazarán más cercanas, pudiendo llegar a distancias del orden de unos dos kilómetros o menos.

Por otro lado, las líneas de enlase o transversales se establecen en función de las anteriores, enlazando los puntos más favorables de las principales para obtener un mejor detalle de la zona o estructura a delimitar.

Por último, si existen en la zona sondeos profundos, convendrá enlazar dichos sondeos por medio de líneas que también enlacen con las efectuadas en la prospección para poder establecer la correlación entre los horizontes revelados por la exploración sísmica y la estratigrafía de la cuenca establecida por los sondeos.

La organización y funcionamiento de las prospecciones por reflexión y refracción son tan similares en muchos aspectos, que las operaciones de campo para ambos métodos pueden ser expuestas adecuadamente al mismo tiempo.

5.5.1 Determinación Topográfica.

En cualquier trabajo sismológico es muy importante tener un control adecuado de las distancias horizontales, para que el apilamiento se efectue correctamente. Así mismo, las diferencias de altitud tienen capital importancia en la aplicación de las correcciones estáticas. Con los datos que se obtienen con la Planimetría y la Altimetría se elaboran los planos de operación sismológica.

A) Topografía Terrestre.

La operación topográfica de campo está dividida en varias cuadrillas, el orden en que aparecen a continuación, corresponde al orden en el cual se desarrolla el trabajo de campo:

- a) Brecheros.
- b) Tractorista.
- c) Cadeneros.
- d) Planimetría.
- e) Altimetría.

a) Brecheros.- La función de esta cuadrilla es la de ir estableciendo la dirección general de la sección sísmica utilizando como instrumentos la brújula y balizas.

La orientación de las líneas sismológicas es en la dirección del echado regional y a rumbo, de tal manera que, con el espaciamiento requerido en el estudio se controlan adecuadamente las variaciones de las características geológicas en las dos direcciones básicas.

Una vez establecido el rumbo a seguir y el punto de inicio de

la sección, los trabajadores se van moviendo en el campo, estableciendo la dirección de la sección sísmica y al mismo tiempo determinado el "picadero" a través del cual van clavando varas de árbol, de tal forma que van definiendo la dirección, con el fin de que pueda ser fácilmente localizada y seguida por las cuadrillas que han de venir después, de igual forma, los brecheros van desmontando o "chapeando" en los entornos de la sección.

b) Tractoristas. - La función de esta cuadrilla es realizar la apertura de las brechas, cortando, desmontando y en general acondicionando al acceso a las cuadrillas que le siguen.

En general, para la operación se utilizan dos tractores (Caterpillar) que van siguiendo el picadero dejado por los baliceros, de manera que se va definiendo un camino o brecha, la cual es realizada de cuatro metros de ancho, tratando de seguir en lo posible la dirección marcada con anterioridad, debido a que en ocasiones se encuentran lugares donde no es posible seguir el alineamiento, por lo cual se tiene que realizar lo que se denomina "volteaderos", que no son más que escapes o accesos laterales a la dirección teórica, misma que se debe tratar de restablecer lo más pronto posible.

c) Cadeneros. - Una vez abierta la brecha entre la cuadrilla de cadeneros; la operación consiste inicialmente en identificar su punto de arranque, ya identificado y ubicado el inicio de la sección, se van midiendo los puntos subsecuentes a cada 60 metros, en cada uno de los cuales se entierra una estaca y se identifica con su número correspondiente, así como la referencia a la línea de que se trata, constituyendo de esta manera el estacado de la sección sísmica.

De esta manera, se continúa midiendo con cinta a través de la brecha abierta hasta concluir el estacado de dicha sección; además se colocan listones llamativos al inicio y final de la sección con el fin de que sirvan de guía a las cuadrillas subsecuentes.

d) Planimetría. - Para poder determinar con rapidez las

distancias horizontales se utiliza un equipo distanciómetro, algunas de las características de este instrumento son: Es económico, de operación simple y precisión con un alto grado de seguridad.

Sólo bastan unos pocos segundos para medir una distancia desde tres pies hasta una milla (dependiendo de las condiciones atmosféricas y el número de prismas usado) y el instrumento puede ser montado sobre un teodolito standard, un telescopio, un tripie, o bien, sobre un tránsito.

Las frecuencias moduladas que constituyen la señal son generadas por un cristal oscilador de cuarzo. Una señal audible indica cuando la luz invisible (infrarroja) incide sobre la tarjeta o prisma.

La operación de la cuadrilla de planimetría, consiste en realizar el levantamiento de la sección sísmica para posteriormente calcularla y ubicarla en un plano de Detenal, escala 1:50,000 en el sistema de coordenadas U.T.M. (Universal transverse de Mercator).

Una vez determinado el inicio de la sección, el topógrafo tiene la necesidad de referenciar la sección sísmica con respecto a algo conocido, establecido con anterioridad, estos elementos de amarre o liga son generalmente puntos operacionales, o si se han realizado trabajos de exploración previos, también pueden servir de apoyo con el fin de ubicar la sección con la mayor precisión posible.

e) Altimetría.- El control vertical o planimetría consiste en efectuar el cálculo de las cotas para cada punto de tiro, es decir, referir las elevaciones de los puntos de tiro de las líneas sísmológicas a un nivel de referencia conocido.

Este levantamiento se hace con base en bancos de nivel establecidos. Los aparatos que se emplean son el nivel fijo y estadales centesimales tipo charnela. El aparato se ubica en un punto conveniente desde el cual se pueda visualizar la mayor cantidad posible de puntos.

Una vez centrado y nivelado el aparato, se dirige la visual hacia el punto de atrás o primario y su lectura se apunta en

el registro, posteriormente se visualizan los puntos intermedios entre cada cambio de aparato, todos estos puntos corresponden a estaciones espaciadas a cada 60 metros.

En los puntos topográficamente altos o bajos, en los cuales no es posible ver o ubicar una estación, se consideran como punto de liga. En los cambios de aparato se chequean las lecturas atrás y adelante para que en el cálculo posterior se pueda tener la mayor seguridad posible. De esta manera se continúa a través de la sección sísmica hasta su finalización.

B) Topografía Marina.

En la operación sismológica marina se toman en cuenta sistemas especiales de topografía, mejor conocidos como sistemas de posicionamiento. A continuación se presentan aquellos que, por su amplio uso, se consideran más importantes.

Sistemas de Posicionamiento.— La radio posición, se refiere a la determinación de una posición por medio de señales de radio, transmitidas entre esa posición y otra, de coordenadas conocidas. La posición que se desea determinar es normalmente la de un vehículo en movimiento, en nuestro caso, un barco.

El proceso está relacionado con la radio navegación, pero la radio posición es generalmente de mayor exactitud y de menor rango que los métodos de radio navegación estándar. Además la radio posición generalmente involucra el proceso de continuar la localización seleccionada previamente, en lugar de la mera determinación de una posición dada.

Usualmente la radio posición se aplica en operaciones marina y aéreas, porque la localización de posición terrestre puede lograrse con métodos convencionales, que resultan más económicos. Existen varios métodos de radio posición que se emplean dentro de la industria petrolera.

A continuación se hará una breve descripción de los sistemas de posicionamiento más utilizados en la exploración marina:

Sistema SAT/NAU.- Obtiene una posición fija de cada satélite que pasa, trabaja con una frecuencia de 150-400 MHz. No requiere estaciones base.

Sistema LORAN.- Utiliza una configuración hiperbólica y trabaja en comparación de fase. Mide la fase de las señales transmitidas y trabaja en un rango de frecuencias de 1.6 a 2.5 MHz. Requiere de estaciones base y tiene un alcance de 120 a 150 millas.

Sistema LORAN C.- Mide las diferencias de tiempo en configuración hiperbólica o en rango directo, utiliza tres rangos de frecuencia para mejorar la exactitud. Trabaja en un rango de frecuencias de 90 a 110 KHz. Requiere de estaciones base y tiene un alcance de 120 a 150 millas.

Sistema SHORAN.- Mide los tiempos requeridos para la transmisión de ida y vuelta de la señal, utilizando el principio del radar. En este método las transmisiones son efectuadas con tres frecuencias diferentes para eliminar ambigüedades. Trabaja en un rango de frecuencias de 225 a 400 MHz. Requiere de estaciones base y tiene un alcance de 120 a 150 millas.

Sistema ARGO.- Trabaja mediante la comparación de fases y mide los cambios en el rango de la fase de las señales que son enviadas a las estaciones base y regresen al sistema. Trabaja en un rango de frecuencias de 1.6 a 2.0 MHz. Tiene un alcance de 120 a 150 millas.

Sistema MINI-RANGER.- Mide el tiempo requerido para que los pulsos enviados lleguen hasta las estaciones base y regresen, este sistema trabaja con el principio del radar. Tiene un campo de frecuencias de 5,400 a 5,600 MHz. Requiere de estaciones base y tiene un alcance de 20 a 25 millas.

En trabajos marinos de aguas profundas, los sistemas de posicionamiento más utilizados son el SHORAN y el LORAN C, debido a la exactitud que presentan, y a su gran alcance. Sin embargo en los trabajos de aguas someras, generalmente se

utiliza el sistema MINI-RANGER, por sus características de facilidad de transporte y operación.

5.5.2 Diversas Fuentes de Energía Sísmica.

En el presente capítulo se describen las fuentes de energía que, por su amplio uso, se consideran más importantes, tanto en el medio terrestre como en el medio marino.

A) Fuentes de energía terrestre.

Dinamita.- Esta es la fuente de energía que primeramente se utilizó en la exploración sísmológica, y aún sigue teniendo gran vigencia debido a su versatilidad de aplicación y gran cantidad de energía generada.

Una carga de dinamita, previamente determinada mediante la prueba de campo denominada como "carga óptima", es colocada en el fondo de un pozo perforado para tal efecto. La detonación de esta carga tiene las siguientes características:

a) La señal generada produce un intenso pulso de muy corta duración y un gran contenido de frecuencias.

b) La intensidad del impulso generado por esta fuente de energía es tan grande, que los materiales que la rodean son sometidos a esfuerzos que van más allá de los límites elásticos, llevándolos a la deformación parcial o casi permanente, alterando el volumen de las rocas.

c) Estos cambios de volumen o deformaciones de las rocas, producen cambios de la velocidad de propagación de las ondas elásticas, proporcionales a los esfuerzos y deformaciones de la roca.

d) Esta onda sísmica es denominada por algunos "Pulso de Ricker" y en general varía de amplitud y duración dependiendo

del tipo de energía empleada y del material que rodea la fuente de excitación.

Vibroseis.- El sistema de Vibrosismo de Exploración (Vibroseis), tuvo sus comienzos en los primeros años después de 1950. La primera aplicación práctica fue en 1957, siendo introducido para usarse como una herramienta para la industria de la exploración en el año de 1961.

Mientras los principios del sistema son siempre los mismos, en los últimos años hubo grandes cambios en los vibradores, equipos de registro y de correlación, así como en las técnicas de procesamiento. Los principales resultados de estos cambios, son los encaminados a mejorar la calidad de las señales sísmicas y a dar más confianza y efectividad en las operaciones de campo.

El sistema de vibrosismo es un sistema de Ingeniería que usa vibradores operados hidráulicamente que envían señales hacia abajo de la superficie del terreno. La señal de entrada del sistema es una frecuencia senoidal de barrido (llamada el "barrido") que puede generarse para cualquier longitud de tiempo, pero en la práctica se genera de 3 a 24 segundos.

Los datos de campo obtenidos tienen cierta semejanza con los registros sísmicos convencionales de dinamita, dado que consisten en una composición de trenes de ondas de 13 segundos más las ondas de cada horizonte reflectante.

Los registros de campo del sistema, se convierten al sismograma del tipo convencional por el proceso de correlación cruzada (Crosocorrelación). La correlación cruzada de cada traza del registro de campo con la señal de barrido transmitida, da como resultado un pulso compresionado del tren de ondas reflejado, para que finalmente produzca un aparente registro de reflexión normal.

El sistema puede usarse para registrar datos de gran profundidad, del orden de 6 segundos o unos 12 kilómetros y también para profundidades someras de unos 50 milisegundos o 45 metros, a partir de la superficie del terreno.

Cuando las técnicas de campo empleadas son las correctas, no

sólo resultan mejores datos, sino que se afecta muy poco al medio ambiente en el cual se opera. El sistema elimina los problemas del manejo de cargas explosivas, y no hay posibilidad de afectar el nivel freático del agua de las zonas, debido a la perforación de pozos para explosivos.

El sistema de vibrosismo es apropiado para usarse en áreas altamente desarrolladas, tales como áreas urbanas, de irrigación, agricultura demasiado densa, campos petroleros, sitios industriales, etc.

En áreas de información pobre y de difícil perforación, el método es económico, ya que la fuente de energía puede gobernarse según lo requiera la calidad de los registros. No hay pérdida de tiempo o aumentos de costo en la perforación de pozos extras, necesarios para incrementar la multiplicidad necesaria para obtener datos adecuados.

Los vibradores pueden adaptarse en vehículos muy diferentes, de ahí que pueden emplearse en montañas, terrenos boscosos, tundras, desiertos y en general en donde es posible mover el equipo de tierra motorizado.

Para que la señal de barrido sea aplicada como una vibración permanente en la superficie del terreno, deben tomarse en cuenta los siguientes aspectos fundamentales:

- 1) La señal de barrido debe iniciarse exactamente al mismo tiempo en todas las unidades de vibración.
- 2) El sistema mecánico debe responder fielmente a la señal de barrido.
- 3) Las tres o cuatro unidades vibratorias generarán simultáneamente la misma señal en la superficie del terreno.
- 4) La inercia de los sistemas mecánicos deberá ser severamente controlada.
- 5) El acoplamiento entre la masa vibratoria y el terreno deberá ser tan perfecta como sea posible.
- 6) Todos los sistemas deben comportarse como un sistema lineal.

7) Los ajustes instrumentales deberán proporcionar iguales condiciones de operación en todas las unidades, para lo cual se dispondrá de una serie de igualadores y compensadores que cumplan esta función.

Por lo anteriormente expuesto se comprende fácilmente que para obtener la mayor eficiencia en este método, deberá vigilarse estrechamente el aspecto instrumental.

Las ventajas inherentes al método, pueden resumirse en los siguientes tres puntos:

i) Solamente se inyectan las frecuencias que son transmitidas por el subsuelo y por lo tanto serán captadas por el transductor.

ii) Ahorro de energía.

iii) Por el procesado de correlación, es posible obtener información útil aún en aquellos casos en que el ruido ambiente incoherente (viento), es hasta cuatro veces la señal, siendo esto factible al emplear un filtro de acuerdo a la señal empleada y también variando la duración y la amplitud de dicha señal.

Cuando lo comparamos con una explosión de dinamita, la señal de Vibroseis transmitida es pequeña, para compensar esto, la señal es transmitida varias veces y las señales que retornan de los horizontes reflectantes son sumadas para formar una traza de campo. Este proceso es llamado "Composición".

Otras fuentes de energía.- En los últimos años se han ideado varias técnicas sísmicas mediante las cuales puede enviarse energía hacia abajo, hacia el subsuelo, sin tener necesidad de hacer barrenos para las explosiones, técnicas que pueden resultar muy ventajosas en aquellas áreas donde las perforaciones son difíciles o muy costosas, entre estas técnicas podemos mencionar:

Caida de peso.- El registro por caída de peso (Weight dropping o Thumper) consiste en generar energía sísmica por medio del impacto producido por un bloque de acero, de unas tres toneladas de peso, dejado caer desde una altura de dos o tres metros. El peso va montado sobre un camión y se eleva

hidráulicamente a la altura convenida. El momento en que se deja caer se transmite por radio al sismógrafo y, de la misma manera, el momento en que golpea el suelo.

Cuando el peso golpea el suelo, se origina la onda que viaja por el interior de la tierra. Al mismo tiempo, se genera un gran disturbio superficial que, de no ser eliminado, enmascararía completamente la señal reflejada. Aquí es donde juega un papel importante el registro magnético.

Sus ventajas prácticas son las siguientes: Evita la perforación de los pozos para la detonación de la dinamita, y así mismo, evita el gasto de explosivos, lo cual supone una reducción importante en el costo por ambos conceptos, sobre todo en zonas difíciles de perforar.

Dinoseis.- Esta fuente de energía sísmica opera mediante un principio termodinámico. Una mezcla de gases explosivos es introducida en una cámara cerrada, para posteriormente ser explotada. La expansión de los gases debida a la rápida combustión, origina el desplazamiento de un émbolo conectado a una plataforma de impacto, la cual, introduce un pulso al subsuelo, predominantemente de baja frecuencia, debido principalmente al efecto de acoplamiento entre la plataforma y la superficie del terreno.

La cámara de explosión se monta sobre un vehículo para su transportación; las explosiones se controlan automáticamente desde un tablero de control ubicado en la cabina del vehículo. Un número de impactos se hace en lugares ligeramente diferentes para formar un patrón de la fuente y ser grabado separadamente. Estas grabaciones son después sumadas, produciendo un solo sismograma por punto de tiro.

Si se mostraran las bajas frecuencias, un impacto de dinoseis tiene casi la misma energía que un barrido de vibrador, pero éste, en frecuencias altas, tiene cerca de cuatro veces la energía del dinoseis, por lo que se necesitan dos impactos de dinoseis por uno de vibro, en términos de energía.

Geoflex.- Es una fuente de energía de tipo explosivo, y se presenta en forma de cordón detonante. El cordón es sembrado a escasa profundidad, en líneas de algunos cientos de pies de longitud, colocadas paralelamente con la dirección de

propagación refuerzan suficientemente la carga total.

El requerimiento básico para la utilización del geoflex es que la superficie tenga una cubierta de un pie o más de material para que el cordón detonante pueda sembrarse. La presencia de rocas en grandes cantidades, así como grandes raíces de árboles hacen imposible el sembrado.

B) Fuentes de energía marina.

Los procesos físicos con los cuales la energía sísmica es generada en el agua son completamente diferentes de los procesos involucrados para los materiales sólidos de la superficie terrestre. Por lo tanto, se usan fuentes especiales de energía en el mar, los cuales no son generalmente aplicables en tierra.

La función de cualquier fuente de energía marina, ya sea que incluya o no la detonación de dinamita o explosivos similares, es la introducir un súbito impulso positivo de presión, o algunas veces negativo dentro del agua. Este impulso incluye una compresión o rarefacción de las partículas del agua, creando una onda de choque que se amplía en forma de espiral dentro del agua y después dentro de la tierra.

En las zonas de aguas someras (menos de 100 metros), aparecen las llamadas ondas de fondo, que son ondas de baja frecuencia, semejantes a las superficiales ya descritas. Estas ondas se eliminan fácilmente por medio de filtros de paso adecuados.

En algunos sitios se registra una señal perturbadora de alta frecuencia, que persiste durante tiempos del orden de 10 segundos. Su intensidad es tan elevada que muchas veces enmascara completamente la energía sísmica reflejada. Estas ondas se originan en el agua y son debidas a reflexiones múltiples entre la superficie y el fondo del mar.

Dinamita.- La dinamita fue usada como un explosivo en los comienzos del trabajo sísmico marino, hasta los principios de

la década de los cincuentas. Desde entonces, el nitrocarbonitrato (NCN) se ha utilizado en los trabajos con fuentes explosivas.

Existen muchas razones para justificar el decrecimiento en el uso de explosivos en el trabajo sísmico marino, en los finales de los sesentas. La mayoría de ellas están relacionadas directa o indirectamente con posibles accidentes que ponen en peligro la vida, propiedades, tanto como la destrucción de la fauna marina, lo cual condujo a restricciones en la actividad sísmica en aquellas áreas donde la pesca es importante.

Cañon de Aire.- La más ampliamente usada de todas las fuentes de energía no explosiva es el cañon de aire (Air Gun). Donde el aire a alta presión pasa a través de una manguera desde el compresor hasta la unidad sumergida y remolcada.

Un solenoide abre una válvula que inyecta el aire a alta presión entre el pistón disparador y la base, la súbita introducción del aire por la válvula controlada por el solenoide, hace perder el equilibrio del sistema y una flecha se mueve hacia arriba a muy alta velocidad. Toda la presión del aire es súbitamente expelida dentro del agua, creando una burbuja de aire completamente similar a la de una explosión de dinamita.

Aguaopulsa.- Esta es otra de las fuentes marinas de energía más extensamente usadas. Genera un pulso de presión por detonación bajo el agua, ocasionado por una mezcla de propano y oxígeno introducida dentro de una cámara. Esta consiste de un cilindro hecho de goma elástica, el cual es llenado con la mezcla explosiva y detonada por una chispa eléctrica.

La explosión causa la expansión del cilindro, con lo que se introduce un pulso de presión en el agua. Los productos de la combustión son inmediatamente extraídos para evitar oscilaciones posteriores dentro de la cámara.

La forma de onda resultante indica que la amplitud del pulso inicial es excepcionalmente alto comparado con las oscilaciones consecuentes.

5.9.3 Técnicas de Operación Sismológica.

El equipo básico empleado en la prospección sísmica por refracción es prácticamente el mismo que se utiliza en la prospección por reflexión.

Un equipo sísmico completo se compone, a su vez, de diversos equipos complementarios, cada uno de ellos con misiones distintas, si bien, como es lógico, todos contribuyen al desarrollo de la exploración.

Por lo tanto, la operación de observación de campo está dividida en varias cuadrillas, a saber:

- a) Perfiles.
- b) Perforación.
- c) Energía.
- d) Registro.
- e) Tendidos.

a) Perfiles.- Llamamos extendimiento o perfil, a la línea o disposición de geófonos que se registra con un solo disparo. El extendimiento es siempre una línea recta sobre la que se disponen los geófonos a distancias previamente establecidas.

La función de esta cuadrilla es la de instalar la cubierta de detección (perfiles continuos), de acuerdo al tendido obtenido en las pruebas experimentales. Cada perfil tiene una longitud constante y forma parte de una línea de rumbo generalmente fija.

En prospección petrolera, los perfiles suelen tener longitudes del orden de unos dos kilómetros, y los geófonos (en general veinticuatro) se suelen separar con distancias que oscilan entre 100 y 300 metros, dependiendo del detalle que se quiera obtener.

El trabajo de este equipo está dividido en dos partes con el fin de agilizar la prospección. Cuando el trabajo inicia, las dos cuadrillas se distribuyen la sección, repartiéndose tramos de la misma. Una vez plantada la cubierta de detección, un camión permanece al inicio y el otro al final del tendido de 48 trazas.

Conforme el trabajo va avanzando y el tendido se va moviendo, el camión del final va recogiendo las líneas que se van desocupando y el del principio añadiendo las que hagan falta. Cuando al camión que se encuentra al principio se le han agotado las líneas y grupos, se intercambia con el del final, que cuenta con suficiente cantidad de la que ha ido recogiendo, todas estas operaciones se manejan coordinadamente, existiendo una comunicación por radio entre ambas unidades.

b) Perforación.- La perforación es otra etapa importante en la operación sísmológica, ya que su finalidad es hacer los pozos de cada punto de tiro y depositar la carga óptima de dinamita a la profundidad determinada. La distancia entre pozos varía de 50 a 120 metros a lo largo de las líneas y, a su vez, las líneas tienen una separación de 5 kilómetros. De requerirse un trabajo de detalle, esta separación sería de 2.5 kilómetros.

Una vez obtenidos los parámetros óptimos (profundidad y carga), se procede a la perforación. Esta puede realizarse de dos maneras: Perforación con sistema de manuales (la cual se emplea en lugares inaccesibles donde no puede entrar la perforación mecanizada rotaria) y; Perforación con equipo mecanizado rotario.

La perforación puede ser en suelo firme o en suelo pantanoso. A continuación se hace una breve descripción de los perforadores.

Las principales partes de este equipo de perforación son:

Torre.- Tiene aproximadamente 7 metros de alto.

Kelly.- Tubo de 5 metros de largo, tiene como objetivo transmitir la rotación.

Malacate.- Sostén de la sarta de perforación.

Rotaria.- Transmite la rotación a la tubería por medio del Kelly.

Swivel.- Unión giratoria.

Cuello de ganso.- Manguera que va del Swivel al Stand pipe.

Stand pipe.- Tubo por donde se realiza la circulación del lodo.

Bomba de lodo.- Hace circular el lodo.

Presas de lodo.- Lugar donde se prepara el lodo en una parte y en otra se sacan los recortes de roca.

Lodo de perforación.- Fluido viscoso preparado con bentonita y agua, el cual sirve como lubricante y como medio para acarrear los recortes del fondo del pozo a la superficie y también sirve como enjarra, además se le agrega salvado cuando existe pérdida de lodos (como sellador), debido a que existen fracturamientos internos por donde se percolan los fluidos de perforación.

El equipo de perforación tiene una capacidad de profundidad de 1,000 pies (304.8 metros), pero reforzándolo pueda alcanzar hasta 1,500 pies, este equipo está montado sobre un camión.

c) Energía.- La función de esta sección es la de proporcionar la fuente de energía con la cual se realiza la operación. Una vez perforado un pozo, el dinamitero procede a situar la carga de dinamita en el fondo del mismo; dicha carga va conectada eléctricamente al explosor.

El pozo queda tapado por los recortes y lodos de perforación, los cuales son arrojados al exterior al producirse la explosión, si las paredes son compactas, en caso contrario, únicamente se produce un ligero y breve burbujeo en la superficie.

Las cargas de dinamita empleadas en sismología de refracción son grandes, del orden de 25 a 50 kilogramos de explosivos por kilómetro de línea investigada (en condiciones normales). Conforme se registra a mayores distancias, las cargas empleadas son cada vez mayores.

Debido a los largos recorridos de los rayos refractados, las frecuencias altas tienden a atenuarse, conservándose sólo las

bajas frecuencias, es por ello la necesidad de cargas mayores, así como detectores de bajas frecuencias.

Por lo que respecta a la aplicación de vibrosismo en refracción, se debe efectuar la prueba de definir la mejor gama de frecuencias en la ondícula de entrada, que permita una mejor definición de los primeros eventos a registrar, sin embargo, no es práctica ni recomendable su utilización como fuente de energía en sismología de refracción cuando se buscan objetivos muy profundos que requieren una gran energía y que sólo la dinamita pueda proporcionar, restringiéndose su utilización para objetivos más someros.

d) Registro.- La función de esta sección es la de registrar la información que proviene del subsuelo, al hacer incidir un intenso pulso de muy corta duración y un gran contenido de frecuencias (explosión), o bien, un tren de ondas sísmicas (vibros).

El equipo empleado consta de:

- Sismógrafo DFS-U Texas Instruments, de punto flotante, grabación digital y 48 canales.
- Correlacionador FT-1.
- Camión sobre el cual va montado el equipo de observación.
- Sismodetectores GSC-200, Geospace, de frecuencia natural de 10 Hz.

Un día normal de operación empieza con la indicación por parte del observador al cabo de líneas, de como y de donde hasta donde empezar a plantar el tendido de detección, dependiendo de si es comienzo de sección o continuación de un día anterior. Una vez plantado el tendido, desde el aparato se procede a checarlo, de manera que las 48 trazas se estén registrando correctamente, de esta forma se checan líneas y geófonos, cambiando lo que sea necesario. Todas estas operaciones se coordinan mediante la comunicación por radio.

También diariamente, en el caso dinamita, se realiza la prueba a la caja de tiro en coordinación con el camión

tirador, ya sea comunicandose por radio o por línea puesto que el radio falla en donde la topografía es muy abrupta.

Posteriormente se procede a realizar las pruebas instrumentales diarias, antes de realizar cualquier trabajo con el aparato. Dichas pruebas consisten en:

- i) Rango dinámico.
- ii) Oscilador.
- iii) Ruido.
- iv) Filtros de banda.
- v) Similitud.

Una vez realizadas las pruebas instrumentales diarias, se procede a un día de observación rutinario o convencional. En el caso de vibroseis, las operaciones coordinadas entre vibros-aparato se llevan a cabo mediante la comunicación por radio, en el sentido de que los operadores le indican al observador los puntos de vibración inaccesibles, con el fin de que éste haga los ajustes necesarios para poder registrarlos desde otra posición y en general mantenerse en contacto para toda la rutina de trabajo.

De esta forma se continua avanzando a través de la sección sísmica, de manera que el observador va llenando su registro correspondiente, con su número de sismograma o número de fila grabado analógica y digitalmente, la hora de tiro, los datos del pozo (profundidad y carga), en el caso dinamita. O bien, la estación o tramo entre estaciones desde el cual fue vibrado, en el caso vibroseis, las posiciones de las trazas 1 y 48 con respecto al estacado de la sección, la posición del selector de traza, el número de cinta utilizada, los registros malos, la hora, errores de paridad y observaciones.

Además se obtiene el registro analógico en papel fotosensible por medio de la cámara. La longitud en tiempo del registro o sismograma es de 7 segundos, lo cual cubre los objetivos esperados; el sismograma cuenta con sus 48 trazas, número de fila, señal de correlación y también está graduado en la escala de tiempo a cada centésima de segundo.

d) Tendidos. - Con una fuente y detectores situados en posiciones estratégicas, se pueden tener señales sísmicas

útiles que son reflejadas del interior del terreno, también con esos datos viene ruido indeseable, por lo que se debe tener un arreglo en el cual, tanto la fuente como los detectores discriminen el ruido.

Para prever esta discriminación de ruido, una cuerda de detectores, con un número variable de ellos por cuerda, se colocan en cada traza a lo largo de una línea. Estos grupos de detectores se conectan electrónicamente en una sola salida para cada traza.

En trabajos sismológicos se utilizan diversas modalidades o sistemas de tiro. A continuación se describen los más importantes.

Tendido en línea.- Este tipo de tendido consiste simplemente en situar el pozo y los geófonos en una misma línea. Dentro de esta clasificación tenemos:

Tiro lateral.- En este tipo de tendido, el punto de tiro está en un extremo del tendido de geófonos y la porción del reflector detectada es la mitad de la longitud del tendido. Para registrar la otra mitad es necesario otro punto de tiro en el extremo opuesto del tendido.

Tendido bilateral.- Es un arreglo simétrico con la fuente de energía en el centro de los grupos de detectores, la porción incluida del horizonte reflector es la mitad de la distancia sobre la cual los grupos de detectores están distribuidos. La porción adyacente del reflector es registrada moviendo los geófonos y el punto de tiro la mitad de la distancia cubierta por los grupos de geófonos.

Existen otros tipos de tendidos, los cuales no son muy usuales, pero en casos especiales dan buenos resultados, como ejemplos tenemos:

Tiro en abanico.- Muy utilizado antiguamente para detectar domos salinos.

Tiro en cruz.- Es utilizado comúnmente para tener un mayor control del echado de los estratos del subsuelo.

5.5.4 Observación en Zonas Marinas.

Cuando la línea ha sido localizada en el mar y las boyas correspondientes a cada estación están colocadas, se procede al tendido de detectores y de las boyas transmisoras.

Cada detector lleva un peso de plomo adicional para mantenerlo descansando en el fondo del mar y así no estar afectado por corrientes submarinas generadoras de ruido. La fuente de energía puede consistir de dos cañones de aire con capacidad de 2,500 libras por pulgada cuadrada.

Una señal de disparo es enviada del sismógrafo al chalán disparador, el cual posee un decodificador que descifra el código de frecuencia, esto origina la apertura de una electro-válvula en los cañones de aire, liberándose entonces del aire comprimido. Como esta operación se produce en dos o tres milisegundos, se genera entonces un pulso de energía que acciona al mismo tiempo un detector, el cual indica el momento exacto en que se produce el disparo, con esto se verifica si los cañones están perfectamente sincronizados y, eventualmente, corregir cualquier diferencia en tiempo.

El pulso generado por las pistolas de aire se propaga en el subsuelo y se propaga a través de las diferentes formaciones geológicas, al refractarse penetra cada vez más, pero al reflejarse regresa a la superficie trayendo información consigo de las diferentes características geológicas que encontró a su paso.

Esta señal es captada por los detectores de presión o hidrófonos colocados en el fondo del mar y transmitida por cable a cada boya transmisora correspondiente, donde será amplificada, transformada en señal analógica de frecuencia modulada y transmitida por aire al sismógrafo.

5.6 Interpretación Sismológica.

Se llama interpretación en Sismología, a todo el proceso necesario para la exacta situación de los elementos en profundidad, relacionandolos unos con otros, con el fin de llegar a las secciones o cortes verticales que nos muestren los contactos que el método sismológico ha ido descubriendo, en realidad la labor interpretativa comienza con el estudio del sismograma y no acaba hasta que se han dibujado e interpretado geológicamente los mapas o batimetrías correspondientes a los diversos elementos importantes que se encuentren en la zona.

La tarea más importante del interpretador en sismica de refracción, es separar en la gráfica los trazos que corresponden, en uno y otro sentido, a cada uno de los refractores existentes en la sección sismica estudiada. Esta es la parte más difícil de la interpretación en refracción, ya que un cambio de pendiente no significa necesariamente un cambio de refractor (es decir, un paso de un refractor a otro más profundo), sino que puede significar simplemente un cambio de pendiente en el primer refractor.

Otra norma importante a este respecto es la siguiente: como se puede suponer, en la práctica no se registran refractores rectos, sino curvos que aproximadamente se pueden representar por trazos rectos (ya que los refractores en la realidad no son perfectamente planos); la interpretación, sin embargo, se basa en velocidades aparentes constantes, por lo que el interpretador, cuando ajuste las velocidades aparentes, debe tener cuidado especial en que las anomalías (o desviaciones de la curva real sobre la recta ficticia) se correspondan sensiblemente en uno y otro sentido del tiro.

Por otra parte, en los trabajos de sismica de reflexión normales, se procede generalmente por el método de perfiles continuos con cobertura continua del subsuelo, lo que permite establecer correlaciones entre cada una de las reflexiones correspondientes a un mismo horizonte reflejante, que se siguen en los sismogramas.

Batimetrías.- El objeto inmediato de una prospección sismica

es la construcción de las batimetrías de los distintos horizontes que interesen, generalmente se trabaja por medio de mallas cerradas de manera que se puede verificar que los horizontes elegidos cierran en los distintos circuitos cerrados; es decir, que partiendo de un horizonte a una profundidad determinada, en la intersección de dos líneas, se llegue al mismo punto de partida a través de la malla que se estudia.

Una vez conseguido el cierre de las distintas mallas se procede a situar en un mapa las profundidades y máximas pendientes (si se han hallado) del horizonte que interesa y se dibuja la batimetría correspondiente apoyándose en ambos datos.

Las batimetrías construidas darán las curvas de nivel de los horizontes elegidos y, por tanto, los máximos o altos estructurales que puedan contener hidrocarburos.

Fallas.— Cuando un horizonte sísmico se interrumpe en un determinado sismograma y vuelve a aparecer, al cabo de un cierto número de registros, en los sismogramas sucesivos desplazado hacia arriba o hacia abajo, es muy probable que dicho horizonte esté fallado. El problema de la determinación de fallas no es tan sencillo como a primera vista pudiera parecer, ya que, en general, es difícil reconocer un mismo horizonte a uno y otro lado de la falla, pues su carácter puede variar.

Hay, sin embargo, casos en que las fallas se reconocen perfectamente sobre los sismogramas. Lo más corriente es que las fallas se sospechen al leer los sismogramas y se confirmen al seguir el horizonte en cuestión en una malla cerrada. Las fallas van acompañadas de difracciones más o menos claras, lo que proporciona un indicio importante para su reconocimiento.

5.6.1 Sistemas de Representación.

La representación de los datos sísmicos se realiza por medio de secciones o perfiles verticales, en los que cada segmento

representa una reflexión. Este tipo de secciones tiene el inconveniente de que el geofísico no tiene a la vista en ellas toda la información de los sismogramas, sino solamente la relativa a las reflexiones leídas en ellos.

Como consecuencia el interpretador se ve obligado a repasar con frecuencia los sismogramas, bien cuando hay fallos en la interpretación o simplemente cuando trata de acoplar los datos sísmicos a los nuevos conocimientos geológicos que vaya adquiriendo de la zona investigada.

La introducción del registro magnético ha permitido el desarrollo de nuevos sistemas de representación de sismogramas y secciones (representación en área y densidad variable) y la mejora de los ya existentes (representación galvanométrica).

Las secciones se construyen con los sismogramas correspondientes a la representación que se desea. El sistema consiste en introducir un aparato que fabrica automáticamente las secciones "films" (secciones hechas con los sismogramas) a una escala generalmente más pequeña que la de los registros normales.

Sismogramas Sintéticos.— Los sismogramas simulados o sintéticos constituyen una de las realizaciones de más interés dentro del campo de la sísmica. El sismograma sintético consiste en la fabricación en el laboratorio de un sismograma comparable al registrado en el terreno. Para ello se parte del diagrama del registro continuo de velocidad en un sondeo de la zona.

5.6.2 Procesamiento de Datos Sísmicos.

El procesado de datos se hace con dos objetivos básicos:

- 1) Extraer la señal o mejorar la relación señal-ruido.
- 2) Proporcionar una análisis objetivo de los datos que ayuden al intérprete a encontrar la información útil que tiene una sección sísmica.

Para comprender mejor los métodos de procesado de datos, usualmente se dividen en diversas etapas y el orden en que se efectúan son generalmente dependientes del tipo de datos y del sistema de proceso disponible.

La reducción de datos y las correcciones geométricas son etapas preparatorias, las cuales pueden requerirse para complementar el mejoramiento de una sección sísmica.

Estas etapas son empleadas para complementar los dos objetivos de mejoramiento de la relación señal-ruido y para proporcionar un análisis objetivo para el intérprete.

5.6.3 Reducción de Datos.

Para obtener una sección sísmica se dispone de algunos programas para propósitos de aplicación a la Geofísica, estos en general son:

Demultiplexado.- La función del programa de Demultiplexado es hacer un arreglo o un reacomodo de los datos de campo multiplexados para poner las trazas con las muestras en forma secuencial, el Demultiplexado es un conjunto de funciones de proceso que afectan directamente a la información de campo.

Los programas de Demultiplexado son usados para la reducción de datos de campo en formatos comprensibles para la computadora, algunas funciones que son ejecutadas incluyen: recuperación de ganancia, editado, suma, aplicación de la curva de ganancia y, en datos de vibrosismos, la crosscorrelación.

Puesto que hay numerosos formatos de cinta de campo, el programa de Demultiplexado debe ser flexible para aceptar los diferentes formatos. La decisión de cual formato se va a usar debe tomarse antes de correr el programa.

Un formato equivocado provocará abundantes errores de sincronía. El programa puede también no encontrar los números de "file", o asignarlos a los que no corresponden, esto puede checharse en el reporte del observador. Por lo tanto, es

necesario obtener el formato correcto desde la cinta de campo.

Recuperación de Ganancia.- Es el proceso de restaurar a los datos sísmicos su forma original, por medio de los efectos del rango de ganancia usado en el registro de campo, el rango de ganancia es una función binaria. Este rango detecta la potencia de la señal y la cambia por potencias de dos, alterando la ganancia del amplificador y de los códigos, reflejando ciertos cambios en la potencia de la señal.

Si el sistema de registro de campo utiliza amplificadores de ganancia binaria o cuaternaria, entonces el siguiente paso después del Demultiplexado es que la ganancia sea recuperada. Pero si la ganancia es fija, de control automático de ganancia (CAG), o control programado de ganancia, entonces no hay ningún problema respecto a la recuperación.

La recuperación de ganancia es la multiplicación de los datos por un código de ganancia.

Editado.- Una parte importante del proceso sísmico es la eliminación de registros malos que pueden dañar a los otros datos. Algunas formas de editado son usadas a través de la secuencia del procesado, pero siempre es conveniente emplearlo al iniciar el demultiplexado.

Hay dos tipos de editado: El primero es automático y rechazará trazas que contengan demasiados errores de sincronía. El programa usualmente permite especificar el número de errores de sincronía o el número de muestras requeridas.

El segundo tipo es un editado selector, donde el analista especifica cuales trazas o registros serán omitidos.

Suma.- Los registros que tienen la misma fuente de energía y son recibidos por el mismo grupo de detectores, pueden sumarse, a esto se le llama también apilamiento vertical. Este procedimiento ayuda a reducir los ruidos incoherentes del ambiente, este método es muy usual en vibrosismos.

Los eventos coherentes, incluyendo refracciones, se mejoran por medio de un factor igual a la raíz cuadrada del número de

registros sumados.

Croscorrelación.- Un buen método para medir la similitud entre dos formas de onda, es multiplicarlas juntas, ordenada por ordenada y sumar los productos en la duración de las formas de onda.

La Croscorrelación contempla dos formas de onda a través de una ventana de tiempo, y estima la similitud de las dos formas de onda dentro de ese intervalo, multiplicando las ordenadas y sumando los productos, esto produce un número, el cual mide la coherencia de las dos señales en esa posición relativa.

Dicho de otra forma, el barrido es desplazado sucesivamente a lo largo de la traza de campo, y el proceso de multiplicación y suma se repite para cada muestra en un tiempo.

Si croscorrelacionamos la señal recibida contra la señal transmitida, la función de Croscorrelación debe incluir dos partes: La función de autocorrelación de la señal transmitida (que es común a ambas formas de onda) y: La Croscorrelación de la señal transmitida con el ruido recibido.

Conocemos la autocorrelación mediante el espectro de la señal transmitida (ancho de banda del barrido). La Croscorrelación, debido a que es la correlación de formas de onda diferentes, solamente puede contener bajas amplitudes.

Es razonable esperar que la relación señal-ruido deba mejorarse mediante un proceso de correlación. Se podría decir que, durante la correlación, la señal transmitida está buscando encontrarse a sí misma en la señal recibida.

La amplitud de la función de Croscorrelación es proporcional a la fuerza de la señal recibida. Si se compensa por la pérdida de la propagación, la fuerza del regreso es proporcional al poder de reflexión del objetivo.

El proceso de Croscorrelación minimiza los efectos del ruido ambiente, tales como el viento o ruido de tráfico, y distingue las señales reflejadas presentes en la cinta de campo, las cuales son más débiles que las señales de ruido

que interfieran. La longitud del barrido es la principal herramienta de la Croscorelación para mejorar la relación señal-ruido.

Puede demostrarse que la función de autocorelación de una forma de onda, puede contener solamente aquellos componentes de frecuencia que están presentes en la forma de onda misma; por consiguiente, de esta manera puede checarce si hay impurezas en la señal.

La función de Croscorelación de dos formas de onda, contiene solamente aquellas frecuencias que son comunes a ambas formas de onda.

La Croscorelación y la Autocorelación son procesos matemáticos, los cuales consisten en multiplicar intervalos iguales de tiempo de dos señales, durante la longitud completa de las señales y sumar estos valores.

En un ejemplo práctico de trabajo para Petróleos Mexicanos, el procesamiento se realizó por medio del sistema TIMAP/GSI 900 PRG.

El sistema TIMAP está compuesto básicamente por:

- Computadora TIMAP.
- 2 Discos o temporas de 2 M palabras c/u.
- 1 Módulo AATP (Advanced Array Transformer Processor).
- 1 Módulo FPAP (Floating Point Automatic Processor).
- 3 Transportes para cintas .
- 1 Teleprinter S-700.
- 1 Lector de tarjetas.
- 1 Graficador Guld de 22".
- 1 Perforadora de Tarjetas IBM.

5.6.4 Correcciones Geométricas y Problemas Superficiales.

Para el apilamiento de datos, es necesario prepararlos en arreglos "PRC", y así continuar con los dos tipos de correcciones que existen: Las Estáticas y las Dinámicas.

Clasificación en PRC.- La técnica "PRC" o apilamiento horizontal, nos da una múltiple cobertura de cada punto del subsuelo y se obtiene desplazando los puntos de tiro y las localizaciones de los detectores a lo largo de la superficie a un intervalo fijo. Todos los miembros de una familia "PRC" pertenecen a un punto de reflejo común en el subsuelo. Para muchos sistemas de proceso, las trazas de datos deben ser identificadas de acuerdo a su "PRC".

Durante la clasificación de "PRC", la geometría del tendido debe precisarse correctamente a la computadora, si no, las trazas caerán en "PRC's" equivocados. Los datos para las correcciones estáticas y distancias entre puntos de tiro, así como la distancia entre grupos de detectores que no estén descritos correctamente, causarán problemas en las correcciones dinámicas.

Cualquier desviación de la línea o cualquier tiro desplazado deberá anotarse en el reporte del observador para evitar problemas. La omisión de las trazas malas es también importante en la clasificación, ya que si la traza no contribuye al apilado, debe anularse, de otra manera, provocará intromisión de ruido en la señal.

Cuando la línea cambia de dirección, esta desviación debe estimarse para tener las distancias correctas fuente-detectores. Esta condición puede causar distorsión en los puntos "PRC".

El radio de error permite a la traza o trazas quedar dentro o fuera de un rango permitido y ser eliminadas si se encuentran demasiado lejos de una localización "PRC".

a) Correcciones Estáticas.- Se llaman estáticas porque son constantes para cada traza a todo lo largo del sismograma. Son las debidas a las irregularidades superficiales (relieve topográfico y capa meteorizada). Es, por lo tanto, necesaria la reducción al "datum" o plano de referencia.

La aplicación de esta corrección significa, cuantitativamente, la reducción de las trayectorias (punto de explosión - punto de detección) a un plano de referencia común.

Existen varias formas de efectuarla, pero en todas ellas el objetivo común es la eliminación de los factores de gran variabilidad asociados a las condiciones del terreno, tales como:

- Elevación Topográfica.
- Espesor de la capa intemperizada.

En el método sismológico, en trabajos de tierra con dinamita, esto se consigue en lo que respecta a la trayectoria de bajada, y sólo en forma parcial para la trayectoria de regreso. Por otro lado, en el caso de vibrosismo, el efecto de las condiciones superficiales se manifiesta en ambas porciones de la trayectoria completa.

En los registros sísmicos, las localizaciones de la fuente y los detectores, no están necesariamente a una misma elevación, ni sobre un material que tiene la misma velocidad. Estas causas de las diferencias de tiempo de viaje entre trazas que serán apiladas, deberán eliminarse aplicando correcciones estáticas.

La corrección estática es una corrección vertical de la fuente y el detector, referida al plano horizontal y produce un corrimiento estático, ya sea sumando o restando tiempo, dependiendo de la posición fuente-detectores, con respecto al nivel de referencia.

Para hacer esto con exactitud evaluaremos las velocidades superficiales para convertir la corrección de profundidad a tiempo. Las correcciones estáticas pueden tener serios efectos en los resultados de los análisis de velocidad y en la sección final apilada.

Corrección Topográfica o de Altura. - Esta corrección compensa las diferencias de nivel respecto de un Plano de Referencia escogido lo más cerca posible de la profundidad promedio de los focos de explosión, dentro de un área o prospecto.

La función de este Plano de Referencia es reducir las distintas trayectorias a un origen común, como si las cargas explosivas se hubieran detonado coincidiendo con este plano, y como si los detectores también hubieran sido colocados sobre dicho plano.

De esta manera se consigue, además de una referencia común de todas las trayectorias, la eliminación de los efectos de gran variabilidad de las condiciones superficiales, tales como:

- Variaciones del perfil topográfico.
- Variaciones por espesor de la capa intemperizada.
- Variaciones por profundidad de carga.
- Variaciones laterales en la velocidad de corrección.
- Variaciones laterales de la velocidad de la capa intemperizada.

Una consecuencia inmediata de esta corrección, es que al obtenerse Secciones Apiladas, los horizontes reflectores tienen una referencia común (en tiempo o en profundidad), lo que les da sentido estructural, de relieve, en dos dimensiones.

Corrección de Meteorización. - La capa intemperizada es la capa superficial producida por el efecto de los elementos atmosféricos sobre los primeros pocos metros de la superficie del terreno.

Es de espesor muy variable, con características de baja velocidad (300 - 500 m/seg), y actúa respecto de las ondas sísmicas, como un elemento indeseable de absorción o de atenuación de energía. Por ello, en toda actividad exploratoria sísmológica, se hacen los mayores esfuerzos por eliminar o compensar sus efectos perjudiciales agrupados en tres importantes aspectos:

- Absorción de Energía.
- Atenuación de las Altas Frecuencias.
- Producción de Interferencias.

Para lo cual se aplican los siguientes recursos, según los requerimientos del área o prospecto:

- Selección de la Fuente de Energía.
- Ubicación de la Fuente de Energía.
- Uso de Fuentes Múltiples de Energía.
- Uso de Detectores Múltiples.
- Método PRC.
- Filtrado de Frecuencias.
- Control de Velocidades de Corrección.

Y en proceso:

- Técnicas de Cross-Correlación.
- Selección de Trazas.
- Correcciones Residuales.

Otras condiciones superficiales desfavorables son:

- Zonas de Arena, Grava o Conglomerado.
- Zonas de Caliche.
- Zonas con Afloramientos o muy fuertes echados superficiales.
- Perfil Topográfico muy abrupto.
- Zonas "muertas" o de muy baja relación señal-ruido.

b) Correcciones Dinámicas. - Se llaman dinámicas porque son variables con el tiempo y con la situación del geófono correspondiente a la traza en cuestión. Son las debidas a la oblicuidad de los rayos (es decir, a la desviación normal que hace que la reflexión aparezca en el sismograma con forma de hipérbola). Lo que se hace es corregir la oblicuidad de los rayos, calculándola para cada traza y para cada tiempo del sismograma (o sea, para cada profundidad) se hace la corrección dinámica.

La corrección dinámica es la que corresponde al sobretiempo debido al efecto de la distancia, siendo menor para la traza más cercana y mayor para la traza más alejada.

El cálculo de esta corrección se basa en las velocidades de apilamiento que se asignan y son seleccionadas por medio de un análisis de velocidades.

La corrección dinámica es una corrección horizontal para las diferentes distancias entre los puntos de tiro y las trazas. Está referida al plano vertical y es variable con el tiempo, los eventos son modificados (corridos) siempre en forma de resta.

Esta corrección se aplica a la porción de las trayectorias (de bajada y de regreso) que queda del plano de referencia hacia abajo.

Su objetivo es reducir las distintas trayectorias a la

vertical, para todos y cada uno de los horizontes reflectores registrados, mediante la aplicación de las funciones de velocidad correspondientes.

Estas funciones de velocidad se determinan en los Centros de Procesamiento de Datos, por programas de cálculo automático, en base a la misma información registrada en el campo. La frecuencia de estos análisis automáticos depende de diversos factores, entre ellos:

- La calidad de los datos.
- Variación lateral de velocidad.
- Objetivo de la exploración.
- Tipo de proceso.

En ocasiones es conveniente la aplicación de un refinamiento de velocidades para el recálculo de las correcciones dinámicas, o el empleo de programas especiales de correcciones residuales.

De esta manera, a partir de estas correcciones, se obtienen sismogramas corregidos en los que las reflexiones aparecen perfectamente rectas, lo que facilita notablemente la identificación de las reflexiones más débiles que, en zonas accidentadas o de gran variación de la capa meteorizada, podrían quedar enmascaradas.

Resultado de Malas Correcciones. - Una mala corrección estática afecta a la traza entera en la misma cantidad. Malas correcciones estáticas o condiciones superficiales desfavorables se manifiestan como información de mala calidad en toda la sección, verticalmente considerada.

Una mala corrección dinámica afecta más a la porción somera de la traza que a la porción profunda, siendo prácticamente inafectada la porción de 2.2 segundos hacia abajo, en forma estimada o aproximada, disminuyendo este efecto a medida que se incrementa la velocidad en el área o prospecto.

De lo anterior, podrán detectarse en algunos casos, problemas de mala aplicación de las correcciones estática o dinámica, mediante una cuidadosa observación de las secciones sismológicas apiladas.

5.6.5 Interpretación en Reflexión y Refracción.

Reflexión.- La interpretación de los datos de reflexión, implica su expresión en términos geológicos, y cuando ha sido llevada a cabo de manera competente, exige la integración de toda la información geológica y geofísica pertinente en un cuadro final, más completo y más fidedigno que el que puede dar aisladamente cada una de aquellas fuentes.

En un caso ideal, esta integración sería llevada a cabo con la mayor eficacia por una persona competente a la vez en Geofísica y en Geología. En la práctica usual, son muy pocos los individuos adecuadamente capacitados y experimentados en ambos campos y, por lo general, es necesario que en esta fase de la interpretación colaboren un Geofísico y un Geólogo.

El Geofísico entregaría como producto final de su trabajo, mapas o perfiles (por lo general expresados en tiempo) preparados sin participar de los beneficios de la información geológica, como representación objetiva de las mediciones físicas.

El Geólogo recibiría esta información y aplicaría todos los datos geológicos pertinentes, para obtener un cuadro geológico final que incorporase todas las fuentes de información.

Para realizar bien este trabajo el Geólogo debe tener buenos conocimientos geofísicos y así poder comprender todas las deducciones sacadas de los datos geofísicos. Por lo tanto, el Geofísico construye el cuadro final integrado, utilizando la información y, a veces, todas las ideas suministradas por el Geólogo.

Cualquier plan que requiera que el producto final del esfuerzo del Geofísico sean mapas o perfiles de tiempos objetivos, desligados de controles geológicos, tales como afloramientos, etc., limitará sería e innecesariamente los beneficios que pudieran derivarse de los mapas geofísicos.

La coordinación de la información geológica con los datos de reflexión es un proceso doble: utilizando los datos geológicos, el Geofísico puede hacer que disminuya el número

de incógnitas con las que ha de trabajar, y tendría de este modo mejores probabilidades de llegar a una solución única para las que quedasen. A su vez, el Geólogo se beneficiaría de un cuadro final, ligado desde un principio a controles geológicos conocidos, y llenaría los vacíos con toda la extensión que permite el arte de la prospección.

Refracción.— Si efectuamos una explosión y registramos las llegadas de las ondas, al principio recibiremos la onda superficial con la velocidad (v_0), la cual se manifiesta como una recta que parte del origen y de pendiente ($1/v_0$).

La onda refractada que registremos será de tiempo mínimo, es decir, aquella que incidiendo con el ángulo crítico " i_c " experimente la refracción total, propagandose con la velocidad (v_1), a lo largo del contacto entre los dos medios y regresando en cada punto a la superficie conforme al principio de Huygens, sin embargo, la primera onda refractada en llegar será aquella en la que el recorrido por el contacto sea nulo, es decir, aquella que incidiendo con el ángulo crítico se refleje en dicho contacto.

La tarea principal en la interpretación consiste en la de poder separar las diferentes ondas que tienen lugar en un sismograma, de tal manera que cada onda sea la que recorre un cierto refractor.

Desde luego, debido a cambios del echado o a la velocidad de éste, la onda que lo recorre puede mostrar diferentes velocidades aparentes en la gráfica, que pueden ser distintas o iguales a las de otras ondas que recorren otros refractores.

Aunque la habilidad de interpretar correctamente la gráfica, es decir, de separar los distintos refractores, se adquiere con la experiencia, existen condiciones definidas, basadas en los principios fundamentales de refracción, que deben ser satisfechas para que la interpretación final sea correcta. Estas condiciones son: Principio de Reciprocidad, Principio de Paralelismo y, Principio de Coincidencia del Tiempo de Intercepción.

Es posible llegar a distintas interpretaciones aún cuando estas tres condiciones sean satisfechas en cada caso. Esto

se debe a que nuestra información nunca es completa y el número de factores desconocidos es siempre mayor que el número de observaciones independientes.

Pero esto no quiere decir que aumentando el número de observaciones se pueda llegar a una interpretación única, porque al aumentar el número de observaciones crece también el número de incógnitas y aunque las características principales de la estructura pueden establecerse con cierta seguridad, existirán diferencias en los detalles.

Este hecho es inevitable en todos los métodos geofísicos que tratan el problema inverso de la interpretación, esto es, de establecer las condiciones estructurales partiendo de los datos de observación.

Una vez teniendo las secciones sismológicas procesadas, se analizan, determinando de esta forma los horizontes objetivo, por medio de la ayuda de pozos, la correlación con otras secciones y el amarre en cruces; de esta forma se busca su continuidad a través de toda la sección. Una vez identificados e interpretados en tiempo dichos horizontes, se procede a determinarlos en profundidad utilizando alguna ley de velocidades.

Posteriormente se procede a realizar una configuración en tiempo y profundidad, para lo cual es necesario vaciar los datos muestreados a un intervalo determinado en las secciones ya ubicadas previamente en el plano, generalmente en coordenadas Universal Transversa de Mercator (U.T.M.).

También se realizan configuraciones de isopacas o de espesor de los horizontes considerados.

5.6.6 Ventajas y Desventajas entre ambos Métodos.

El método sismológico de refracción presenta, en cuanto a sus características generales, algunas ventajas y limitaciones si se le compara con el método sismológico de reflexión. Estas serán presentadas a continuación.

a) Ventajas:

- Es aplicable en zonas donde el método de reflexión no ha dado buenos resultados (por ejemplo, zonas de intemperismo, las cuales presentan un fuerte contraste de velocidades).
- La influencia de ruido se reduce notablemente debido a la gran distancia entre detectores.
- Es un poco más rápido y económico que el método de reflexión, produciendo en casos favorables, información suficiente para la identificación de las formaciones geológicas a lo largo de las cuales viajan las ondas refractadas.

b) Desventajas:

- Se necesita un fuerte contraste de velocidades entre las capas (aumentando con la profundidad).
- No se tienen datos cuando la velocidad es menor por debajo del contacto.
- No existen datos antes de la distancia crítica (refiriéndose a eventos refractados).
- Se necesita emplear grandes cargas de dinamita.
- Se necesita emplear grandes distancias entre detectores, con el consiguiente mayor trabajo de campo y la dificultad en el problema de intercomunicación.

6. EL METODO ELECTRICO

6. EL METODO ELECTRICO.

Los métodos geofísicos de prospección dependen, para su éxito, del contraste entre las propiedades físicas de un yacimiento y las de las rocas que le rodean.

6.1 Introducción al Método Eléctrico.

En los métodos de prospección eléctrica contamos con un número mucho mayor de posibilidades, en comparación con cualquiera de los otros métodos geofísicos vistos con anterioridad. Algunos de estos métodos, como las técnicas de polarización espontánea, dependen de los campos de influencia que existen de manera natural, y en este aspecto se asemejan a la prospección gravimétrica y magnetométrica.

Los métodos restantes requieren la aplicación a la superficie del suelo de corrientes o campos engendrados artificialmente y en esto se asemejan a los métodos sísmicos; entre los de este último tipo se cuenta con los métodos por resistencia, los de caída de potencial y también los electromagnéticos.

A causa de la diversidad de los métodos de prospección eléctrica y de su empleo relativamente limitado en la industria petrolera, no se tratarán con el mismo detalle que los métodos anteriores.

Por lo tanto, sólo se considerarán las bases teóricas elementales de este método, así como una breve descripción de los métodos eléctricos más generales, sin entrar a mayor detalle en los mismos.

Por otra parte, tampoco se verá con detalle las diferentes operaciones de campo con sus respectivas interpretaciones, debido a la extensión de las mismas y a la poca aplicación práctica que tiene en nuestra exploración petrolera actual, motivo del presente trabajo escrito.

Cabe mencionar que en la Unión Soviética los métodos eléctricos son en la actualidad ampliamente usados en la prospección petrolera de ese lugar.

En nuestro país, los métodos eléctricos se emplean con mucha mayor frecuencia en la búsqueda de agua y minerales que en la del petróleo, debido a que han demostrado ser principalmente eficaces en las exploraciones someras, siendo raro que proporcionen datos del subsuelo a profundidades mayores de 300 a 460 metros.

Algunos de los métodos, como el de polarización espontánea, sólo es válido para la localización de minerales que estén a menos de 30 metros de la superficie.

De cualquier manera, las acumulaciones de petróleo están casi siempre fuera del alcance en profundidad de los métodos eléctricos normales, aunque estos métodos pueden revelar, ocasionalmente, características estructurales poco profundas que reflejen la existencia de depósitos de petróleo a mayores profundidades.

Los métodos eléctricos van adquiriendo creciente importancia en la Geología Aplicada, en la que las técnicas por resistividad son empleadas para determinar la profundidad a que se encuentran los lechos rocosos, al proyectar emplazamientos de presas, cimentaciones o para otras obras de ingeniería.

En este tipo de prospección se hace uso de las propiedades fundamentales de las rocas; una de ellas es la resistividad o inversa de la conductividad, la cual condiciona la cantidad de corriente que atraviesa una roca al aplicarse una determinada diferencia de potencial, otra es la actividad electroquímica, la cual se refiere a los electrolitos presentes en el suelo y que es la base de los métodos de autopotencial.

6.2 Principios Físico-Matemáticos Fundamentales.

El método eléctrico se diferencia de los otros métodos potenciales estudiados, como el magnético y el gravimétrico, en que éstos estudian las variaciones de ciertos campos naturales del globo terrestre; en cambio, el método eléctrico observa, salvo excepciones, las consecuencias de un campo artificial aplicado al suelo.

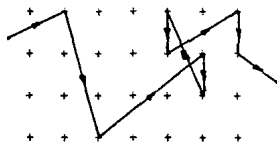
La teoría físico-matemática en que se basa, es además, considerablemente más compleja que la teoría de la gravedad o del magnetismo y ello hace que los resultados que se obtienen en este método no sean tan concretos, haciéndose necesaria una gran experiencia de campo y detenerse mucho en la interpretación para realizarla de un modo satisfactorio.

A continuación se expondrán los conceptos básicos físico-matemáticos fundamentales en que esta basado dicho método.

Cuando se aplica un campo eléctrico a un material dieléctrico, éste se polariza; pero si el campo se aplica en una región donde hay cargas libres, éstas se ponen en movimiento resultando una corriente eléctrica en lugar de una polarización del medio.

O sea que, el que se establezca una corriente eléctrica depende de la naturaleza física del sistema (el medio) dentro del cual el campo actúa.

Aún en los conductores, las cargas no están en perfecta libertad de movimiento, como se indica en la siguiente figura.



El movimiento de las cargas libres, los electrones en este

caso, es obstaculizado por la interacción de los iones positivos que forman la red cristalina del material en particular de que se trate.

Los electrones libres en un conductor metálico aislado, tal como un trozo de alambre de cobre, se encuentran en movimiento irregular como las moléculas de un gas encerrado en un recipiente; no tienen ninguna dirección de movimiento definida a lo largo del alambre.

Si se hace pasar un plano hipotético a través del alambre, la rapidez con la cual pasan los electrones a través de él, de derecha a izquierda, es la misma que la rapidez con la cual pasan de izquierda a derecha, por lo tanto, la rapidez neta es cero.

Si los extremos del alambre se conectan a una batería, se establece un campo eléctrico en todos los puntos dentro del alambre, y por lo tanto, podemos decir que se ha establecido una corriente eléctrica (i); si pasa una carga neta (q) por una sección transversal cualquiera del conductor en el tiempo (t), la corriente, supuesta constante, es:

$$i = q / t$$

Las unidades para esta expresión son amperes para (i), coulombs para (q) y segundos para (t).

La corriente (i) es una característica de un conductor dado, es una cantidad macroscópica, como la masa de un objeto, o la longitud de una varilla. Una magnitud microscópica, relacionada con la anterior es la densidad de corriente (j).

Esta es un vector y es la característica de un punto dentro de un conductor; no es la característica del conductor en conjunto.

Si la corriente está distribuida uniformemente a través de un conductor de sección transversal (A), la magnitud de la densidad de corriente para todos los puntos de esa sección transversal es:

$$j = i / A$$

Por otra parte, el campo eléctrico alrededor de una barra cargada eléctricamente, puede describirse no sólo por una intensidad de campo eléctrico (vectorial), sino también por una cantidad escalar denominada: Potencial Eléctrico (V).

Por último, si se aplica la misma diferencia de potencial entre los extremos de una barra de cobre y de una barra de hierro, se producen corrientes muy diferentes. La característica del conductor que interviene en esta diferencia de potencial, se denomina su "Resistencia".

Se define como la Resistencia (R) de un conductor entre dos puntos, a la aplicación de una diferencia de potencial (U) entre esos puntos, midiendo la corriente (i) y, dividiendo:

$$R = U / i$$

Si (U) está en volts, e (i) en amperes, entonces la resistencia (R) estará en Ohms.

El flujo de carga a través de un conductor, se compara a menudo con el flujo de agua a través de un tubo, el cual se produce debido a que existe una diferencia de presión entre los extremos del tubo, misma que puede ser establecida, por ejemplo, con una bomba.

Esta diferencia de presión se puede comparar con la diferencia de potencial establecida entre los extremos de una resistencia mediante una batería.

Relacionada con la resistencia, está la Resistividad (ρ), ésta es una característica de todo el material y no sólo de una parte especial del mismo, al contrario que la densidad de corriente; la Resistividad se define para materiales isotropos, es decir, materiales cuyas propiedades (eléctricas en este caso) no varían con la dirección que se tome en el material, de la siguiente manera:

$$\rho = E / j$$

Y su inversa, la Conductividad del material (σ) es:

$$\sigma = 1 / \rho$$

6.3 El Comportamiento Eléctrico de la Tierra.

Si los métodos eléctricos de prospección se usan en determinaciones estructurales, en lugar de la búsqueda de yacimientos, dependen de la diferencia de las propiedades eléctricas de las diferentes formaciones rocosas.

La principal propiedad eléctrica que entra en juego es la resistividad, o su inversa, la conductividad, que puede expresarse al determinar los caminos que la corriente sigue a través de una masa de roca (más exactamente descrito como campo de flujo) o en la caída de potencial entre dos puntos dentro del campo.

Existe una amplia variación entre la resistividad de los diferentes tipos de roca, debido en parte a su contenido de agua. El agua, si contiene sales disueltas, como suele suceder en las aguas intersticiales, es mucho mejor conductora que la roca en sí, y la resistividad de la roca viene determinada en gran parte por el agua contenida en sus poros y fracturas y, por lo tanto, por su porosidad y textura.

Las fallas y zonas de cizallamiento, por ser probablemente cursos de agua, son la mayoría de las veces, zonas de buena conductividad.

Los principios de prospección eléctrica pueden ilustrarse describiendo uno de los métodos más simples. Si introducimos una corriente en el terreno por medio de dos electrodos varios cientos de metros separados, conectados a las terminales de un generador por medio de conductores aislados, la corriente eléctrica fluye a través del terreno desde un electrodo hasta el otro.

Si el terreno es idealmente homogéneo, parte de la corriente fluirá en línea recta entre los dos electrodos, pero ésta será sólo una de las infinitas líneas de flujo que parten radialmente de un electrodo y fluyen también radialmente hacia el otro.

En tanto que el terreno sea homogéneo, las líneas de flujo

son curvas regulares simétricamente dispuestas, pero supongamos que en alguna parte del área existe una masa altamente conductora; la corriente tiende a pasar por esta área más conductora y las curvas abandonan sus caminos ideales hacia esta área.

Si, por el contrario, existe una masa de alta resistividad, las líneas divergen rodeandola y unicamente una pequeña proporción de la corriente fluye a través de ella. Estas "anomalías" (distorsiones del diagrama simétrico de líneas de flujo) son las áreas de interés.

Como el rastreo de las verdaderas líneas de flujo no es un procedimiento cómodo, se señalan otras características que expresan la disposición general de un modo algo diferente.

Un procedimiento común es investigar las líneas equipotenciales, tales líneas representan el lugar de concentración de todos los puntos que tienen el mismo potencial electromotor, y por consiguiente, de puntos entre los cuales no fluirá ninguna corriente.

6.4 Instrumentos y Operación de Campo.

Por simplicidad de descripción, se ha considerado un campo de corriente continua; en la práctica se usa más a menudo la corriente alterna.

Los métodos en los que la corriente se introduce directamente en el terreno, se conocen como métodos galvánicos, aunque también puede excitarse el terreno al inducir corrientes en él.

Con la variedad de métodos que pueden usarse para excitar el terreno, y la variedad de métodos de medición de los efectos, es posible formar un gran número de combinaciones. Las más comúnmente usadas pueden clasificarse como sigue:

6.4.1 Según el método de excitación del terreno.

a) Métodos del autopotencial.

En este caso no se aplica ninguna energía artificial; el rasgo que se mide es la "f.e.m." (fuente electromotriz) natural, generada por reacciones electroquímicas en el terreno.

Las corrientes son por lo general detectadas en la superficie midiendo la caída de potencial entre pares de electrodos de cobre, colocados en vasos porosos que contienen una solución saturada de sulfato de cobre.

Los vasos se colocan en contacto con el terreno, separados de 10 a 30 metros; las anomalías importantes entre 100 y 500 milivoltios, pueden distinguirse de las fluctuaciones normales de hasta 50 milivoltios.

b) Métodos galvánicos.

1) Con corriente continua.- La corriente le suministra una

batería, o más generalmente, un generador de corriente continua. Se introduce en el terreno por un par de electrodos (anteriormente descritos) o a través de "electrodos en línea" que consisten en un par de conductores sin aislamiento, colocados sobre el terreno paralelos entre sí, en los lados opuestos del área a investigar, y unidos al terreno por electrodos situados a intervalos frecuentes.

Los métodos de corriente continua ofrecen la ventaja de su simplicidad, pero la acción electrolítica que produce la polarización de los electrodos acarrea complicaciones. Un modo de soslayar este inconveniente es el uso de electrodos no polarizables (vasos porosos), como en las medidas de autopotencial.

II) Con corriente alterna.- La corriente la suministra un generador de corriente alterna y se introduce en el terreno a través de electrodos "simples" o "en línea".

Comparada con la corriente continua, la corriente alterna introduce ciertas complicaciones matemáticas debidas a efectos de superficie, inductancia y capacidad electrostática. Por esta razón, sin embargo, si se interpreta con propiedad, permite la observación de propiedades eléctricas que la corriente continua no revela.

Ofrece la ventaja práctica de que puede ser fácilmente ampliada y registrada, o si la frecuencia usada está dentro del dominio audible, puede detectarse con auriculares. La frecuencia que se elige depende, en parte, de la profundidad de penetración que se desea.

Las frecuencias altas (más de 10 kilociclos), penetran sólo cortas distancias por debajo de la superficie y para la mayoría de los propósitos no han probado ser muy satisfactorias; las frecuencias bajas e intermedias (de 5 a 100 ciclos), se usan en el método de potencial y en particular cuando se desea una penetración profunda.

c) Métodos por inducción.

En contraste con los métodos galvánicos, en los que la fuente de energía está directamente conectada con el terreno, los

métodos por inducción emplean un circuito aislado.

El flujo de corriente a través de un cable aislado produce un campo magnético, y éste a su vez induce corrientes en el terreno en la misma forma que el circuito primario de una bobina de inducción, o un transformador produce un campo magnético e induce una corriente en el circuito secundario. En estos casos puede medirse el campo magnético o la corriente inducida.

El circuito primario es un lazo de cable aislado que puede colocarse horizontalmente sobre el terreno en forma circular o rectangular y verticalmente; en teoría, un anillo vertical sería más adecuado para detectar criaderos de fuerte buzamiento, pero tal disposición es difícil de montar.

6.4.2 Según el método de detección de las propiedades eléctricas.

La corriente, o la falta de ella en el terreno, puede detectarse por medida directa o por inducción.

Para mediciones directas se usan electrodos de pruebas; en general, dos electrodos están conectados entre sí a través de algún aparato para detectar o medir la corriente.

Puede ser un galvanómetro, auriculares (en el caso de corriente alterna, dentro del dominio audible), voltímetro, potenciómetro o miliamperímetro; cuando el terreno está excitado por inducción, el instrumento de medida puede equiparse con un compensador para eliminar el efecto directo del circuito primario, pudiéndose así medir la corriente inducida.

En el método equipotencial los electrodos se usan para determinar una serie de puntos; un electrodo se introduce en el terreno y se deja temporalmente fijo, mientras que el otro se mueve de un punto a otro hasta que se encuentra un punto en el que no se establezca corriente entre los dos electrodos, esto significa que los dos puntos están sobre la misma línea equipotencial.

Entonces se busca un tercer punto de la misma línea, y así hasta que dicha línea esté determinada por completo; las lecturas pueden hacerse alternativamente a lo largo de líneas paralelas, y las líneas equipotenciales se dibujan posteriormente.

En el método de resistividad se determina la resistividad (recíproca de la conductividad) de las diferentes partes del área, midiendo la diferencia de potencial y la intensidad de la corriente entre cada par de puntos. La resistividad se calcula por la ley de Ohm:

$$i = E / R$$

En el método de caída de potencial, la caída de potencial de cada intervalo se compara a lo largo de una línea con la caída en el intervalo siguiente.

En el método electromagnético no se mide directamente la corriente del terreno, sino el campo magnético por medio de bobinas portátiles en las que dicho campo magnético induce una corriente; girando la bobina detectora no sólo se puede medir la componente horizontal del campo magnético, sino también su componente vertical.

6.5 Conclusiones del Método Eléctrico.

El gran número de métodos y combinaciones de métodos ofrecen un ancho campo de elección. ya que ningún método es "mejor"; el método elegido debe ser el más apropiado para el problema particular en cuestión.

En general, los métodos galvánicos trabajan mejor donde la conductividad de la roca es relativamente alta, mientras que los de inducción presentan más ventajas en rocas de baja conductividad o en rocas sobre las que existe un amplio terreno de cobertura.

De los métodos de investigación, la determinación de líneas equipotenciales es el mejor adaptado para la detección de grandes formaciones rocosas muy conductivas y para determinar el rumbo de formaciones ocultas de pendiente fuerte.

El método de la resistividad se usa con amplitud para estudios estructurales de capas que tengan resistencias muy distintas, en particular para determinar la profundidad de formaciones de pequeño buzamiento.

El método de caída de potencial da indicaciones claras en los contactos de formaciones muy verticales.

El método electromagnético se ha utilizado con éxito para determinar la profundidad de capas y otros cuerpos planos de buzamiento suave.

Es a menudo aconsejable investigar la misma área con más de un método eléctrico, por ejemplo, autopotencial seguido del electromagnético; así, un método sirve de comprobación del otro, y uno de ellos puede hacer resaltar características que el otro no mostraba.

De modo similar, los métodos eléctricos pueden ser complementados por otros métodos geofísicos, por ejemplo, el método magnetométrico puede obtener una visión geológica general de un área y utilizando métodos eléctricos localmente para determinar posibles estructuras o contactos.

7. CONCLUSIONES

7. CONCLUSIONES

"Res tanti valet quanti vendi potest".

El valor de un bien está en función de la oferta y la demanda.

(Ley Romana).

Podemos decir que en la Prospección Geofísica los esfuerzos se centran hacia el descubrimiento y explotación de nuevos yacimientos de petróleo, en donde la mencionada prospección ocupa un lugar destacado, y no tan sólo en relación con el petróleo, sino también en la localización de depósitos minerales.

La aplicación de este esfuerzo exploratorio es costosa y difícil, ya que las fuentes más ricas han sido ya descubiertas, explotadas y agotadas en algunos casos, o se encuentran en proceso de serlo. Lo mismo puede decirse de estas fuentes desde el punto de vista de su accesibilidad y facilidad de explotación; el petróleo ha de ser buscado actualmente cada vez en lugares más difíciles y distantes y, muchas veces, a mayor profundidad.

7.1 Resumen de Conceptos.

Podemos concluir que, la Prospección Geofísica es un conjunto de técnicas físicas y matemáticas, aplicadas a la exploración del subsuelo para la búsqueda y estudio de yacimientos de sustancias útiles (petróleo, aguas subterráneas, minerales, carbón, etc.), por medio de mediciones físicas efectuadas sobre la superficie de la Tierra.

La Prospección Geofísica es una rama de la Física Aplicada que se ocupa del estudio de las estructuras ocultas del interior de la Tierra y de la localización en este de cuerpos delimitados por el contraste de algunas de sus propiedades físicas con las del medio circundante, por medio de observaciones realizadas en la superficie del terreno.

Esta información, interpretada de forma adecuada, puede utilizarse para localizar depósitos de sustancias de valor económico.

7.2 Métodos Mayores de Prospección.

Como hemos visto, dentro de la diversidad de técnicas prospectivas destacan cuatro grupos principales, que suelen denominarse "métodos mayores" y son el Gravimétrico, el Magnético, el Sismológico y el Eléctrico. Los dos primeros son métodos de campo natural, y los dos restantes de campo artificial (con excepción de algunas modalidades).

Es decir, que en los métodos Gravimétrico y Magnético, se estudian las perturbaciones que determinadas estructuras o cuerpos producen sobre campos preexistentes, que son el de la gravedad terrestre y el geomagnético; mientras que en el Sismológico y el Eléctrico es el propio prospector el que crea el campo físico que va a estudiar, lo que presenta la gran ventaja de que puede darle las características más adecuadas para el fin propuesto.

Esto no quiere decir que puedan establecerse relaciones de superioridad entre unos y otros métodos de prospección, pues la eficacia de éstos depende de cual sea el problema propuesto.

7.3 Necesidad de Ingenieros Geólogos Capacitados.

La complejidad de los fenómenos utilizados ha llevado a que, junto a las herramientas matemáticas que pudiéramos denominar clásicas, tales como ecuaciones diferenciales, series de Fourier, teoría del potencial, sistemas de funciones ortogonales, etc., hayan de emplearse los métodos matemáticos modernos de la Física, como las transformaciones de Fourier y de Laplace, las convoluciones y desconvoluciones, la teoría de las distribuciones, o la teoría estadística.

Una consecuencia de esto, es que la inmensa mayoría de los

trabajos, sólo pueden ser comprendidos por quienes dominen tales métodos. Sin embargo, hay muchas personas que, en razón de sus actividades, necesitan conocer los fundamentos, aplicaciones, posibilidades y limitaciones de los métodos de Prospección Geofísica; pero sin llegar al nivel profesional superior, y que además, en la mayoría de los casos no poseen los conocimientos matemáticos avanzados adecuados.

Por otra parte, es necesario tener conceptos claros y operativos sobre los complicados fenómenos físicos que intervienen en la prospección, conceptos sin los cuales, los más poderosos medios matemáticos pierden su eficacia y pueden llevar a graves errores.

Un Ingeniero Geólogo, a menos que haya hecho un estudio especial de la Prospección Geofísica, difícilmente puede llevar a cabo por sí mismo los tipos más complejos de investigaciones, pero debe conocer lo suficiente acerca de sus posibilidades y limitaciones para poder juzgar en qué condiciones pueden ser aplicables, distinguir métodos verdaderamente científicos de métodos pseudocientíficos, y correlacionar los resultados geofísicos con las condiciones geológicas.

7.4 Integración Geológica-Geofísica.

La Geofísica es una ciencia conexas de la Geología, de hecho, estas ciencias, en su aplicación en la exploración del petróleo, se encuentran tan interrelacionadas que actualmente todo estudiante o todo profesionalista, ya sea Geofísico o Geólogo, deberá incluir en su experiencia profesional conocimientos complementarios de ambas disciplinas.

Todavía no están lejos los días en que los métodos geofísicos eran mirados con bastante escepticismo por los Geólogos, sin embargo, hoy las circunstancias han cambiado por completo y el Geólogo de las compañías de investigación, conoce y valora el papel importantísimo que juega la Geofísica para resolver los problemas planteados en una prospección de sustancias de cualquier clase.

La Geofísica sería, pues, el imprescindible auxiliar de la Geología. Realmente en toda prospección existe una cierta interdependencia entre el Geólogo y el Geofísico, ya que el primero debe tener los suficientes conocimientos geofísicos para poder dar una interpretación geológica al mapa de anomalías del Geofísico y éste debe tener, a su vez, los conocimientos geológicos necesarios para poder planificar el trabajo e interpretar bien sus medidas geofísicas.

Es difícil marcar una línea divisoria precisa entre ambas ciencias. Una posible clasificación podría ser la siguiente:

La Geofísica comprende los métodos indirectos para el estudio de las capas del subsuelo a partir de mediciones hechas en la superficie de la Tierra, y mediante la medición e interpretación de los parámetros físicos.

Por otro lado, la Geología comprende métodos de estudio basados en la observación y medición directa de las propiedades de las rocas, las cuales pueden ser tomadas y observadas en la superficie del terreno o efectuadas sobre muestras obtenidas de las distintas capas del subsuelo.

Tanto el prospector Geofísico como el Geólogo se ocupan de la parte sólida de la Tierra, por lo que frecuentemente atacan el mismo problema, pero sus métodos e instrumentos son muy dispares. El Geólogo utiliza mínimo instrumental y basa sus razonamientos en leyes preferentemente cualitativas, mientras que el Geofísico emplea aparatos costosos y complicados y maneja leyes físicas de expresión matemática nada sencilla.

Esta coincidencia de fines con disparidad de métodos entraña notorias ventajas, pero ha dado lugar a algunos malentendidos y confusiones.

No es posible, porque sería ineficaz y económicamente prohibitivo, empezar el estudio de una zona aplicando sin más ni más tal o cual método geofísico. En los estudios de prospección es el Geólogo el que tiene la palabra en primer lugar, pues debe ser él el que escoja las zonas más prometedoras para el fin buscado y plantee los problemas concretos cuya solución se exige de la Geofísica.

Además debe recopilar la información geológica que existe

sobre las zonas que van a investigarse y preparar además los mapas y cortes geológicos pertinentes. Es entonces cuando entra en acción el Geofísico, el cual, teniendo a la vista la mencionada información, juntamente con la cartografía topográfica, fotografías aéreas, etc., debe determinar cuál es el método geofísico más apropiado y sus modalidades de aplicación, y fijar detalladamente la situación de perfiles, estaciones, líneas de medición y demás características del trabajo de campo.

Terminando éste, y después de elaborados convenientemente los datos recogidos, viene la difícil tarea interpretativa, difícil no solo por la complejidad de las relaciones matemáticas que intervienen, sino porque generalmente no es única la solución del problema planteado.

La elección de la solución más probable queda al juicio del interpretador, quien debe basarse en su propia experiencia, y en la información geológica disponible. En la fase final de la interpretación, cuando hay que dar significación geológica a la distribución subterránea de la magnitud física estudiada, es fundamental el trabajo conjunto del Geólogo y del Geofísico.

La colaboración entre Geólogo y Geofísico es, pues, necesaria en los trabajos prospectivos, y de la calidad de esta colaboración depende grandemente la exactitud y confiabilidad de los resultados. Para esto, es necesario que cada uno de estos científicos tenga algún conocimiento del campo cultivado por el otro, y sobre todo, que pueda comprender su lenguaje técnico.

La diversa mentalidad del Geólogo y del Geofísico representa, en último término, una ventaja, pues los resultados así obtenidos incorporan una visión más amplia del problema. Lo que ya no puede hacerse es tratar de reunir en una sola persona las dos especialidades, dada la gran cantidad de conocimientos y técnicas incluidas en la Geología y en la Geofísica, y la disparidad de sus métodos.

Por lo tanto, es errónea la idea de que un Geólogo pueda transformarse en Geofísico tras unos breves estudios o a la inversa. Esto quizá fuese posible hace treinta o cuarenta años, cuando la prospección geofísica se encontraba en las

primeras fases de su desenvolvimiento, pero no es factible ahora. Como no existen técnicos omniscientes, se hace imprescindible el trabajo en equipo.

Como nuestro objetivo es llegar a conclusiones e interpretaciones derivadas de unas y otras observaciones (geofísicas y geológicas), es de la mayor importancia que ésto se haga integradamente, comprendiendo tanto los distintos métodos geofísicos, como los registros de pozos y los datos de la Geología del Subsuelo, todo ello integradamente, con la aportación de los respectivos intérpretes y especialistas.

La interpretación final será fruto del acuerdo entre las hipótesis del Geólogo y las del Geofísico. Esto no es tan fácil, prueba de ello es que constantemente se están reinterpretando trabajos geofísicos realizados varios años antes con interpretaciones que no fueron concordantes con la realidad.

De todo lo anterior se deduce la necesidad de la estrecha colaboración entre Geólogos y Geofísicos en la cada día más difícil tarea de la prospección.

7.5 Aclaraciones Finales.

El objetivo del presente trabajo escrito ha sido el de proporcionar una introducción a los Métodos de Prospección Geofísica, y está desarrollado principalmente para dar una visión general de estos métodos al Ingeniero Geólogo.

Durante toda la exposición se ha evitado el uso de las matemáticas superiores. Teniendo en cuenta lo anterior, se ha hecho hincapié sobre los principios físicos en que se funda cada método geofísico, y al proceder así, se ha comenzado a veces en un punto que pudiera parecer demasiado elemental, haciendo un repaso de los conceptos elementales de la Física al investigar sobre métodos geofísicos.

Sin embargo, esto se consideró necesario con el fin de evitar, en lo posible, las deficiencias en materia de

información, debidas a la falta de estos conceptos elementales.

Se ha de mencionar que este trabajo no pretende ser exhaustivo en el sentido de incluir todas las variantes grandes o pequeñas de cada método geofísico. No obstante, se espera que el Geólogo que se encuentre ante una técnica geofísica, pueda seguirla fundándose en los principios descritos en el presente trabajo. Si éste ayuda al Geólogo a comprender el lenguaje del Geofísico, habrá cumplido su objetivo.

Finalmente, se puede ver que la efectividad de los métodos geofísicos va siendo continuamente mejorada con los avances de la ciencia y la tecnología. Por ejemplo, en el Método Sismológico de Reflexión, estos avances se refieren a instrumentación, técnicas de campo, procesamiento e interpretación; es decir, en prácticamente todas las áreas importantes de trabajo y estudio.

Naturalmente que con la complejidad de métodos y técnicas, el costo de la exploración ha aumentado grandemente, pero también ha aumentado mucho el precio del petróleo debido a la gran diversidad de aplicaciones en la industria, principalmente en petroquímica.

Además, el moderno desarrollo industrial ha hecho que la economía y crecimiento de prácticamente todos los países, esté fuertemente ligado a la disponibilidad del petróleo.

Por ello es que es tan importante el buen planteamiento y el buen éxito de las actividades exploratorias y de localización de nuevos yacimientos, ya sea que se trate de la satisfacción de nuestras propias necesidades energéticas, o que se le venda para la obtención de divisas; en una forma o en otra, constituye un poderoso elemento de progreso y desarrollo para nuestro país.

APENDICE

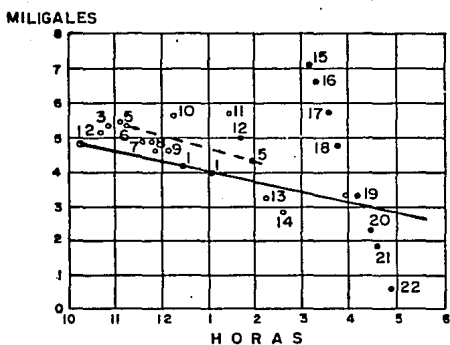


Figura 1. Corrección de Deriva.

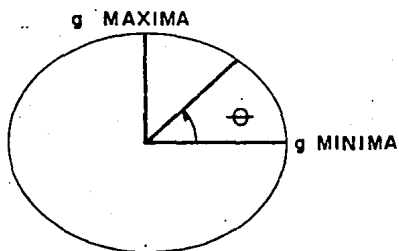


Figura 2. Corrección por Latitud.

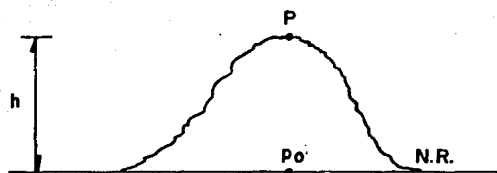


Figura 3. Corrección de Aire Libre.

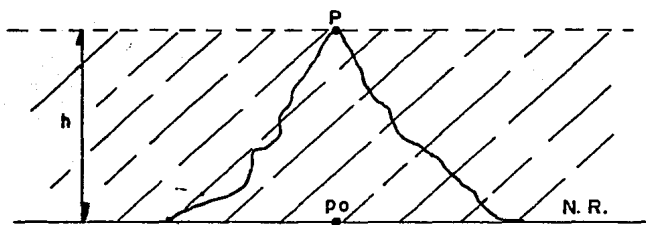


Figura 4. Corrección de Bouguer.

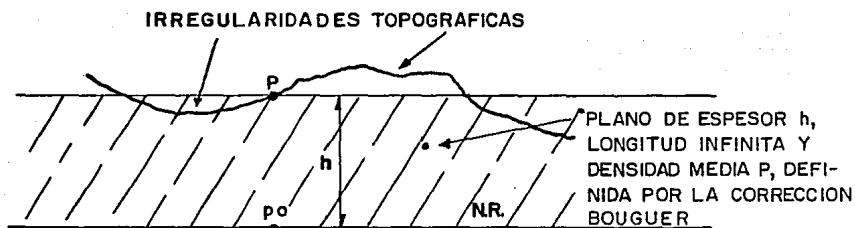


Figura 5. Corrección Topográfica.

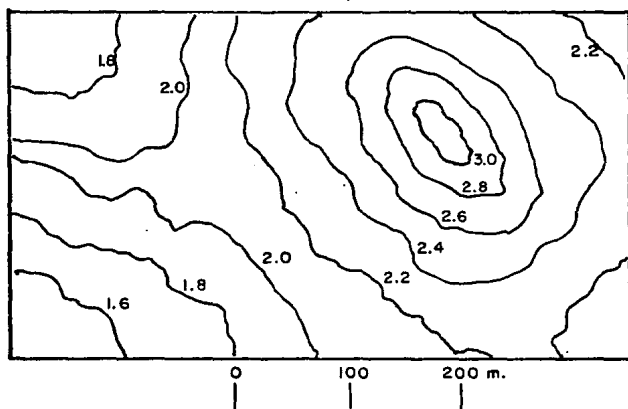


Figura 6. Anomálía de Bouguer.

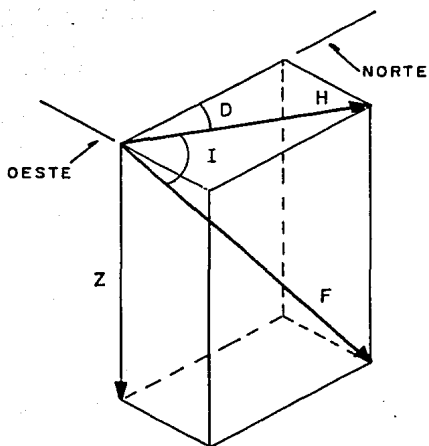


Figura 7. Vector de Campo Magnético Total.

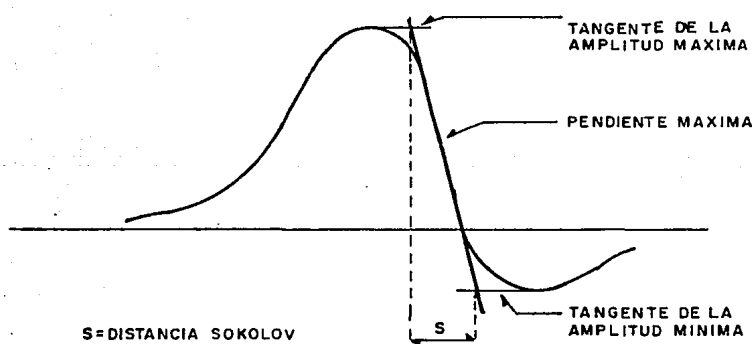
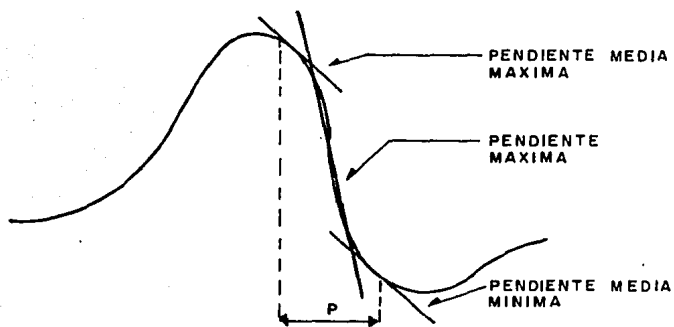
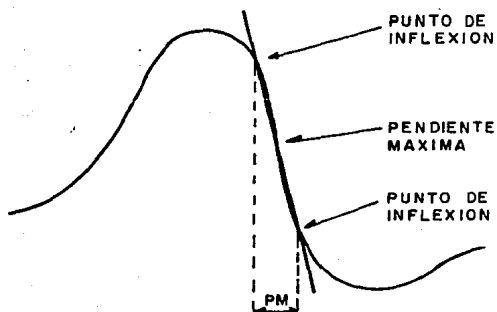


Figura 8. Método de Sokolov.



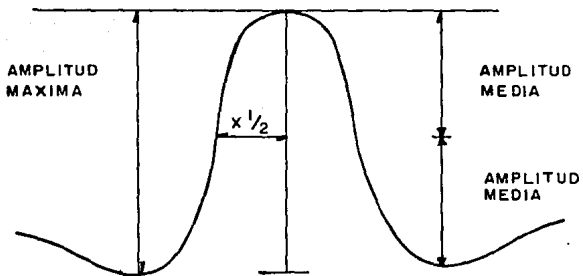
P= LONGITUD DE PETER'S

Figura 9. Método de Peter's.



P. M.-LONGITUD DE LA PENDIENTE MAXIMA

Figura 10. Método de la Pendiente Recta Máxima.



$$x_{max} = 2x \frac{1}{2}$$

Figura 11. Método de la "X" Media.

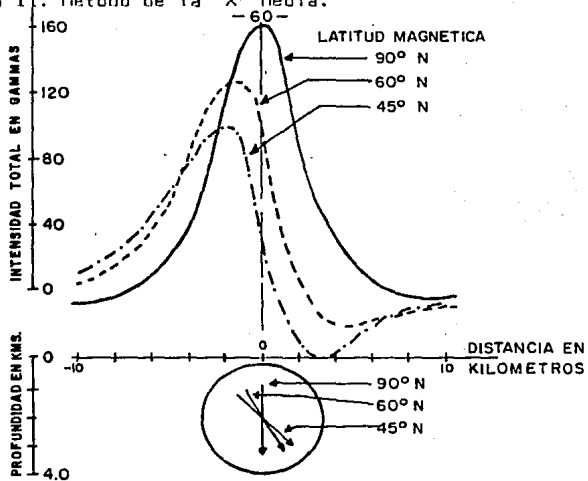


Figura 12. Método de Reducción al Polo.

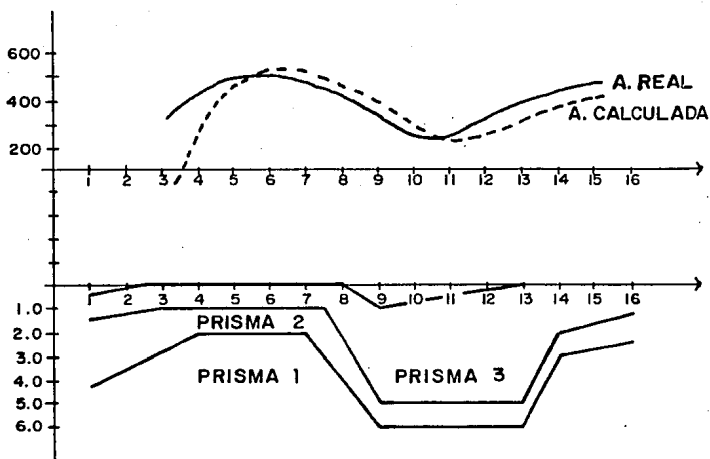


Figura 13. Método de Talwani.

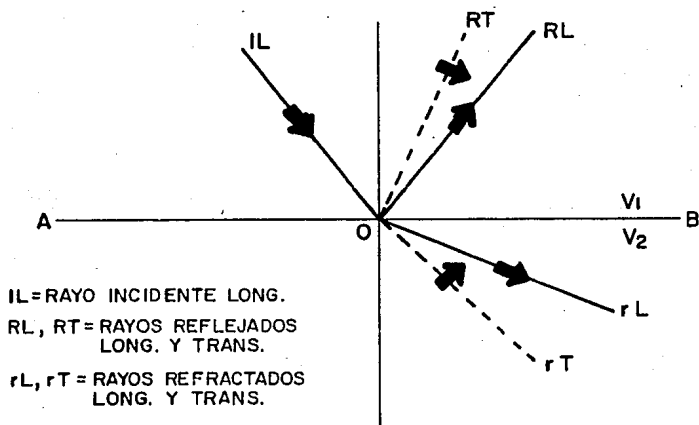


Figura 14. Ley de Snell (Reflexión y Refracción).

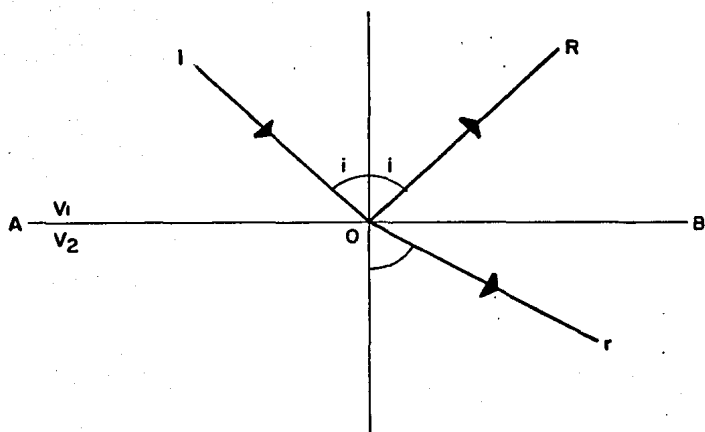


Figura 15. Relación entre los Rayos Incidente, Reflejado y Refractado.

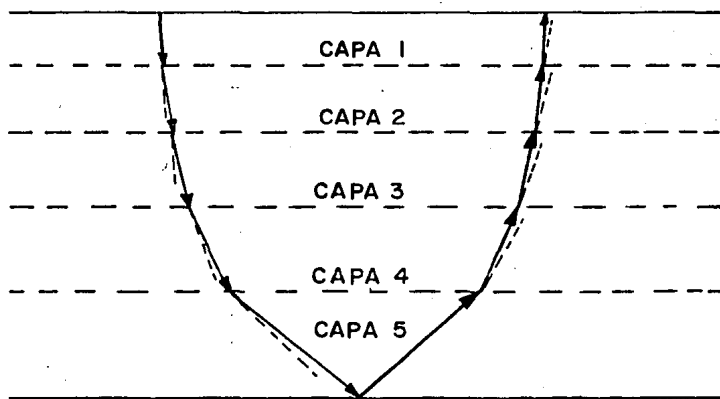


Figura 16. Trayectoria Real de la Onda Sísmica.

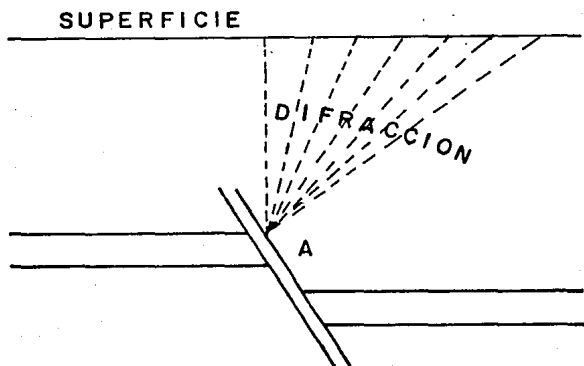


Figura 17. Detección de las Ondas Difractadas.

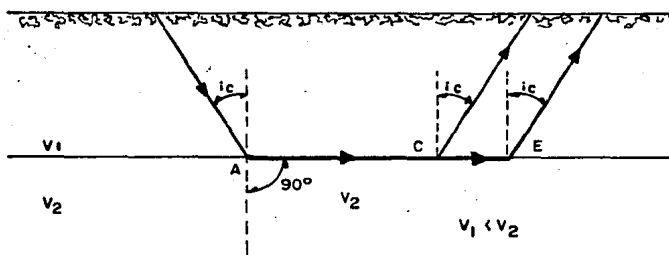


Figura 18. Angulo Crítico para la Refracción Total.

BIBLIOGRAFIA

- 1) BACA U., MANUEL.
"INTRODUCCION A LA GRAVIMETRIA" (PRIMERA PARTE).
BOLETIN DE LA ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE
EXPLORACION.
VOLUMEN XII, NUMERO 1.
MEXICO, 1971.
- 2) BACA U., MANUEL.
"INTRODUCCION A LA GRAVIMETRIA" (SEGUNDA PARTE).
BOLETIN DE LA ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE
EXPLORACION.
VOLUMEN XII, NUMERO 2.
MEXICO, 1971.
- 3) BELLO N., MARCO A.
"INFORME DE ACTIVIDADES REALIZADAS EN EL ENTRENAMIENTO EN
BRIGADAS SISMOLOGICAS DE VIBROSEIS Y DINAMITA".
SUBDIRECCION DE TECNOLOGIA DE EXPLORACION.
INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO.
MEXICO, 1980.
- 4) BELLO N. MARCO; CERON F. ALEJANDRO.
"INTERPRETACION GRAVIMETRICA Y MAGNETOMETRICA
BIDIMENSIONAL DE LA PORCION CENTRAL DE LA CUENCA DE
VERACRUZ".
TESIS PROFESIONAL.
ESCUELA SUPERIOR DE INGENIERIA Y ARQUITECTURA.
INSTITUTO POLITECNICO NACIONAL.
MEXICO, 1981.
- 5) CANTOS FIGUEROA, J.
"TRATADO DE GEOFISICA APLICADA".
LITOPRINT, SEGUNDA EDICION.
MADRID, 1974.
- 6) DIVISION DE SISMOLOGIA.
"CURSO INTRODUCTORIO DE SISMOLOGIA".
SUBDIRECCION DE CAPACITACION.
INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO.
MEXICO, 1984.
- 7) DIVISION DE SISMOLOGIA.
"PROBLEMAS SUPERFICIALES Y CORRECCIONES".
SUBDIRECCION DE CAPACITACION.
INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO.
MEXICO, 1984.

- 8) DOBRIN, MILTON B.
"INTRODUCCION A LA PROSPECCION GEOFISICA".
EDICIONES OMEGA, S.A. TERCERA EDICION.
BARCELONA, 1975.
- 9) GALVAN, R.; JARAMILLO, G.; JUAREZ, A.; NAVIA, A.;
ROBERT, E.; SALGADO, H.; ZALAPA, D.
"ELECTRICIDAD Y MAGNETISMO" (APUNTES).
SECCION DE FISICA, COORDINACION DE MATERIAS PROPEDEUTICAS.
FACULTAD DE INGENIERIA.
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO.
MEXICO, 1978.
- 10) GARCIA, J.; MENDEZ, E.; SANDOVAL, S.; VILLELA, A.
"EL METODO SISMOLOGICO DE REFRACCION".
CURSO PARA INGENIEROS DE NUEVO INGRESO A PEMEX.
TAMPICO, 1984.
- 11) GERENCIA DE INFORMACION Y RELACIONES LABORALES.
"EL PETROLEO".
PETROLEOS MEXICANOS.
MEXICO, 1984.
- 12) GOMEZ G., ORLANDO.
"REGISTROS DE POZOS".
PARTE 1. TEORIA E INTERPRETACION.
MEXICO, 1975.
- 13) GRIFFITHS, D. H.; KING, R. F.
"GEOFISICA APLICADA PARA INGENIEROS Y GEOLOGOS".
EDITORIAL PARASNIS.
MADRID, 1972.
- 14) HALLIDAY, DAVID; RESNICK, ROBERT.
"FISICA" (PARTE II).
EDITORIAL C.E.C.S.A. EDICION ACTUALIZADA.
MEXICO, 1979.
- 15) KERR, PAUL F.
"MINERALOGIA OPTICA"
Mc GRAW-HILL BOOK COMPANY, INC.
MADRID, 1975.

- 16) LEET, L.; JUDSON, S.
"FUNDAMENTOS DE GEOLOGIA FISICA".
EDITORIAL LIMUSA.
MEXICO, 1979.
- 17) Mc KINSTRY, HUGH E.
"GEOLOGIA DE MINAS".
EDICIONES OMEGA, S.A. CUARTA EDICION.
BARCELONA, 1977.
- 18) MENDEZ H. EFRAIN.
"INTRODUCCION A LA GEOFISICA" (APUNTES).
UNIVERSIDAD AUTONOMA DE SAN LUIS POTOSI.
SAN LUIS POTOSI, 1986.
- 19) MORELOS, R. A.
"INTERPRETACION AEROMAGNETICA BIDIMENSIONAL DEL AREA SUR-
DESTE DEL ESTADO DE MICHOACAN".
TESIS PROFESIONAL.
ESCUELA SUPERIOR DE INGENIERIA Y ARQUITECTURA.
INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO.
MEXICO, 1983.
- 20) NETTLETON, L. L.
"ELEMENTARY GRAVITY AND MAGNETICS FOR GEOLOGISTS AND
SEISMOLOGISTS".
MONOGRAPH SERIES # 1.
SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS.
1971.
- 21) PARASNIS, D. S.
"PRINCIPIOS DE GEOFISICA APLICADA".
EDITORIAL PARANINFO.
MADRID, 1970.
- 22) PARASNIS, D. S.
"GEOFISICA MINERA".
EDITORIAL PARANINFO.
MADRID, 1971.
- 23) PASILLAS, J.; RODRIGUEZ, T.; CASTRO, E.
"EL METODO SIMICO".
TESIS PROFESIONAL.
INSTITUTO TECNOLOGICO DE CIUDAD MADERO.
CIUDAD MADERO, 1984.

- 24) TODD, DAVID K.
"HIDROLOGIA" (AGUA SUBTERRANEA).
EDITORIAL PARANINFO.
MADRID, 1973.