



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

División en Ciencias de la Tierra

**DESARROLLO Y APLICACIONES DE LOS
REGISTROS ACÚSTICOS**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEOFÍSICO
P R E S E N T A:
RUÍZ MARTÍNEZ MIGUEL ANGEL**



DIRECTOR: ING. JOSÉ BERNARDO MARTELL ANDRADE

MÉXICO, D.F.

MARZO 2012



AGRADECIMIENTOS

A mi alma matter la Universidad Nacional Autónoma de México y a su Facultad de Ingeniería, por la formación recibida y por haberme permitido conocer su grandeza.

A mi director de tesis el Ing. Bernardo Martell, por su tiempo, atención y apoyo para la culminación de este trabajo de tesis.

A mis sinodales, Ing. Enrique Del Valle, Ing. Manuel Villamar, Dr. Héctor Sandoval y el Ing. Ricardo Castrejón por su valioso tiempo, enseñanzas y apoyo.

Al Ing. Luis Rodríguez por su valiosa cooperación y disposición para compartir sus conocimientos.

A mis padres porque siempre han estado a mi lado brindándome su apoyo y su tiempo, por haberme impulsado a salir adelante en momentos difíciles, por su enorme paciencia y cariño. Muchas gracias por todo.

A mi familia y en especial para aquellos que tuvieron la atención de tratarme como a un hijo y me han guiado toda la vida y a quienes con sus consejos me ayudaron a tratar de ser mejor persona en todos los sentidos.

A mis amigos con los cuales he compartido la experiencia de la vida académica y han sido parte importante de este proceso.



	Página
AGRADECIMIENTOS	i
ÍNDICE	ii
INTRODUCCIÓN	1
RESUMEN	2
CAPITULO 1 FUNDAMENTOS DE LA GEOFÍSICA DE POZO	3
1.1 Desarrollo Histórico de los Registros Geofísicos de Pozo	3
1.2 Influencia de los Fluidos de Perforación	5
1.3 Gravímetro de Pozo	12
1.4 Sísmica de Pozo	12
1.4.1 <i>Check Shot</i>	13
1.4.2 Perfil Sísmico Vertical (VSP)	14
1.4.3 Sísmica Durante la Perforación (SWD)	24
CAPITULO 2 CONCEPTOS BÁSICOS EN LA INTERPRETACIÓN PETROFÍSICA	28
2.1 Propiedades Petrofísicas	28
2.2 Evaluación de Litología, Porosidad y Saturaciones	36
CAPITULO 3 REGISTROS CONVENCIONALES PARA DETERMINAR PROPIEDADES PETROFÍSICAS	47
3.1 Registros de Resistividad	47
3.1.1 Microrregistros de Resistividad	49
3.1.2 Registros de Conducción de Corriente	52
3.1.3 Registros de Inducción	58
3.2 Registros de Litología	63



3.3 Registros de Índice de Porosidad	75
 CAPITULO 4 DESARROLLO DE LOS REGISTROS ACÚSTICOS	 86
4.1 Conceptos de Propagación de Ondas en Pozos	86
4.2 Primeros Dispositivos	98
4.3 Herramienta Sónica de un solo Receptor	99
4.4 Herramienta Sónica de Dos Receptores	101
4.5 Herramienta Sónica Compensada BHC (<i>Borehole Compensated</i>)	103
4.6 Herramienta Sónica de Espaciamiento Largo (LSS)	107
4.7 Herramienta Sónica Digital	109
4.8 Herramienta Sónica Dipolar DSI (<i>Dipole Sonic Imager</i>)	110
4.9 Escáner Sónico	112
4.10 Procesamiento de la Señal	120
4.10.1 Formas de Onda	121
4.10.2 Registros de Cementación: Registro de Densidad Variable(VDL) y Registro de Adherencia de Cemento (CBL)	125
4.10.3 Coherencia	129
4.11 Anisotropía	130
4.12 Heterogeneidad	135
 CAPITULO 5 APLICACIONES	 137
 CAPITULO 6 CONCLUSIONES	 155
 BIBLIOGRAFÍA	 157



INTRODUCCIÓN

El objetivo principal de la mayor parte de los registros de pozos que se toman en la actualidad es determinar si una formación contiene hidrocarburos así como también las características litológicas de la formación que los contiene. En el pasado, con anterioridad a la invención de los registros geofísicos de pozos, prácticamente la única manera de conocer las propiedades fundamentales de las rocas, era mediante la inspección y análisis directo de las muestras de roca cortadas por la barrena (recortes y núcleos) y pruebas de formación y producción; hoy en día, muchas de estas operaciones mecánicas, que llevan tal objetivo, no han sido suprimidas totalmente pero ésta información se obtiene indirectamente a través de la interpretación de los registros de pozos.

El descubrimiento y la producción de hidrocarburos en forma eficaz y efectiva requieren de conocer las rocas y fluidos de un yacimiento y de las formaciones adyacentes. Para lograr este objetivo, se concibieron tres mediciones de campos petroleros básicas: electromagnéticas, nucleares y acústicas. Con los avances registrados en el diseño de las herramientas y en la adquisición, procesamiento e interpretación de datos, cada tipo de medición evolucionó para generar información adicional y diferente. Pero quizás ninguna de ellas alcanzó el grado de desarrollo logrado como la medición acústica o sónica. En sus primeros días, las mediciones sónicas eran relativamente simples. Comenzaron como una forma de ajustar las señales sísmicas a las capas de las rocas. Hoy en día las mediciones sónicas revelan un gran número de propiedades de los yacimientos y de las rocas atravesadas en un pozo. Pueden utilizarse para inferir la porosidad primaria y secundaria, permeabilidad, litología, mineralogía, presión de poro, la invasión, anisotropía, el tipo de fluido, la magnitud y dirección de los esfuerzos, presencia y alineación de las fracturas, la calidad de la adherencia entre la cementación y la tubería de revestimiento.



RESUMEN

Los hidrocarburos son una fuente de energía no renovable y actualmente son muy demandados a nivel mundial, su hallazgo y explotación cada vez es más complicada. Hoy en día, se necesita explorar el subsuelo empleando métodos geofísicos que nos permiten medir las propiedades petrofísicas.

Los grandes avances tecnológicos han permitido la evolución del diseño de las herramientas y *software* con los cuales se hace la adquisición, procesamiento e interpretación de los datos para generar información.

El estudio presentado en esta tesis tiene como finalidad proporcionar una introducción a la historia de la adquisición de registros sísmicos, su evolución y los principios básicos de funcionamiento de las herramientas y su actualidad.

Para la realización de este trabajo se dividió en 6 capítulos. En el primer capítulo hace mención sobre el desarrollo general de los Registros Geofísicos de Pozo así como la importancia de los fluidos de perforación y las zonas de interés donde se realizan las mediciones. En el segundo capítulo se hace una revisión de los conceptos básicos sobre las propiedades petrofísicas que posteriormente nos ayudaran a realizar la evaluación e interpretación de los Registros. El tercer capítulo trata sobre los Registros Convencionales para determinar algunas propiedades petrofísicas. En el cuarto capítulo se hace el estudio histórico de las herramientas acústicas así como su evolución. El quinto capítulo muestra una aplicación de los registros acústicos. El sexto capítulo son las conclusiones a las cuales se llega en este trabajo de tesis.



CAPÍTULO 1 FUNDAMENTOS DE LA GEOFÍSICA DE POZO

1.1 Desarrollo Histórico de los Registros Geofísicos de Pozo

Se define un registro geofísico de un pozo como: “Toda aquella obtención gráfica de una característica de las formaciones atravesadas por un pozo en función de la profundidad” (R. Desbrandes).

En 1924, C.E. Van Orstrand reportó medidas exactas por medio de termómetros de máxima. Actualmente se ocupan termistores para obtener dichas lecturas. Estos registros se utilizan en el área de producción petrolera y geotermia.

Dentro de los registros de exploración, los primeros experimentos de prospección del subsuelo se llevaron a cabo en 1912 por Conrad Schlumberger, y consistieron en enviar una corriente eléctrica introduciéndola al subsuelo entre dos varillas metálicas, y en dibujar sobre un plano las líneas de potencial constante observadas en la superficie. Las formas de éstas indicaron la naturaleza y configuración geométrica de los distintos cuerpos atravesados por el campo eléctrico. De 1912 a la Primera Guerra Mundial, el método mejoró la técnica de medición, así como la interpretación de los resultados. En 1920, Conrad y su hermano se dedicaron de lleno a la prospección. El primer registro eléctrico se realizó el 5 de septiembre de 1927 por H. G. Doll en Alsace-Lorraine, Francia; en esta ocasión se aplicó el método desarrollado por los hermanos Schlumberger, en un pozo vertical. La ventaja de éste fue que se tuvo un control más detallado de los valores de resistividad aparente y éstos eran una representación excelente de la columna geológica.

A partir de ésta fecha hasta nuestros días se han desarrollado equipos que tratan de obtener, en forma casi directa, los valores exactos de las propiedades físicas y químicas de las rocas atravesadas por el agujero.

En 1939 se comenzó a trabajar con las propiedades radiactivas de las rocas. En esa época el conocimiento de esta propiedad era muy pobre y se utilizaba el registro de rayos gama para determinar cualitativamente la litología (arcillosidad



de las rocas) y para la correlación geológica; la ventaja de este instrumento fue que se pudo tomar en agujero adorado y llegó a ser de gran utilidad en pozos donde nunca antes se había corrido un registro.

En 1941 se observó que los registros eléctricos eran inadecuados para encontrar zonas porosas en calizas masivas y se introdujo el *registro de neutrones*, el cual basa su principio en emitir neutrones que interactúan con el hidrógeno de la formación, relacionándolo directamente con la porosidad.

En 1948, se utilizó corriente alterna para registrar pozos que se perforaban con lodos base aceite, a esto se le denominó *registro de inducción*. Como el problema no implicaba invasión por filtrado de lodo acuoso, la profundidad de investigación de ésta herramienta era reducida.

En 1949 se desarrolló el *registro de guarda* o *laterolog*, que trata de medir la resistividad verdadera de la formación en lodos muy salados o altamente conductivos. El principio en que se basa es el de enfocar la corriente por medio de un gran número de electrodos, con el propósito de tener mayor resolución vertical en capas delgadas.

Por éstas fechas también se comenzaron a medir las propiedades acústicas de las rocas, cuantificando el tiempo de tránsito de estas mismas y relacionándolo con su porosidad. En la actualidad es una herramienta indispensable en la evaluación de formaciones.

En 1952 se desarrollaron los registros microenfocados con el propósito de medir la resistividad de la zona lavada o la influencia de la resistividad del filtrado de lodo. Otra herramienta que infiere la porosidad se desarrolló en 1953 con el nombre de *registro de densidad*. Con dicha herramienta pudo precisarse la densidad de la roca en el lugar, ayudando al geofísico a determinar tanto las variaciones de ésta con la profundidad en la prospección gravimétrica como la porosidad de la misma. La herramienta ha evolucionado en la forma de realizar las lecturas y últimamente se utiliza el *registro litodensidad*, el cual proporciona una idea de la litología.



El *registro de doble inducción* (1963), que es una composición de varios tipos de sondas del arreglo de Inducción Convencional, mide a dos radios de investigación, lo mismo que el *registro doble laterolog*, ocupándose en formaciones de muy baja porosidad.

En 1970 dio comienzo la era del procesamiento de los registros. El uso de las computadoras hizo posible analizar con mayor detalle la información brindada por los registros.

Las herramientas de registro se combinan para obtener la mayor información posible en una sola corrida. Actualmente se han desarrollado una serie de herramientas con el propósito de conocer mejor las propiedades físicas de las rocas, así como determinar algunos parámetros indispensables para evaluar los yacimientos.

Existen herramientas acústicas de espaciamiento largo que determinan parámetros elásticos de las rocas y también otras herramientas que miden propiedades electromagnéticas de las rocas para inferir porosidad y saturación de agua sin necesidad de ocupar registros resistivos. Así mismo, las herramientas espectrales de rayos gama o inducidos permiten conocer el tipo de minerales radiactivos y los elementos que componen la roca. Finalmente, las compañías de servicio están introduciendo registros procesados en los cuales se aplican varios algoritmos para conocer el contenido de minerales, el tipo de fluido y sus características, entre otras cosas.

1.2 Influencia de los Fluidos de Perforación.

Durante el proceso de perforación las rocas son alteradas por la trituración y por el tipo de fluido que sirvió como lubricante, ocasionando en las formaciones porosas y permeables infiltraciones del fluido de perforación. En muchos de los casos, la infiltración o invasión proporciona bastante información que servirá para la interpretación de los datos obtenidos en el registro. Generalmente, un pozo se perfora con lodo, que tiene la función principal de ser lubricante y servir de peso



para contrarrestar la presión hidrostática. La manera en que se perfora el pozo afecta las condiciones del registro, particularmente en la resistividad del fluido de la formación, diámetro del agujero e invasión del filtrado del lodo en la vecindad del pozo.

La influencia del lodo de perforación en la respuesta de los registros dependerá de varios factores que a continuación se describen.

Tamaño del agujero. En formaciones arenosas, el diámetro del agujero disminuye por el hecho de que cierta cantidad del fluido que contiene el lodo (filtrado del lodo) penetra a la formación desplazando hacia adentro el fluido de ésta. La pared del pozo actúa como colador, impregnándose la parte sólida del lodo sobre la superficie, con lo cual se forma una capa llamada enjarre que ocasiona la disminución del diámetro. En la respuesta de la herramienta, a mayor diámetro de agujero habrá mayor volumen de lodo alrededor de la herramienta; esto puede ocasionar que la señal inducida no penetre completamente a la formación y que la señal natural se distorsione.

Tipo y densidad del lodo. Los registros funcionan de acuerdo con el tipo de lodo. Por un lado, las señales acústicas se transmiten pobremente en un agujero lleno de aire y a la vez la corriente eléctrica no se conduce en aire o aceite; un lodo salado afectará la señal de conductividad en el registro de inducción; por otro lado, las herramientas enfocadas de resistividad superan esta limitación y dan buenos resultados. La salinidad del lodo afecta a la conductividad, resistividad e índice de hidrógeno. Por lo que respecta al tipo de lodo, el agua es el fluido más utilizado, aunque el aceite y gas también se ocupan. Otros materiales se agregan al fluido base para darle peso, viscosidad y enjarre. Las partículas sólidas se clasifican como coloides (0.005 a 1 μm), limo (1 a 50 μm) y arenas (50 a 420 μm). La viscosidad se controla agregando bentonita u otras arcillas. El tamaño de las partículas o el volumen de barita determinan la densidad del fluido (las partículas de arena trabajan como abrasivos en las bombas y la tubería). Sales y



componentes orgánicos se agregan para reducir los posibles derrumbes de las lutitas, minimizar la disolución de la sal o anhidrita, y controlar las propiedades de los fluidos a altas presiones y temperaturas. La densidad del lodo se controla para mantener la presión en el fondo del agujero lo suficientemente alta, de tal forma que los fluidos de la roca no entren en el agujero. Cerca de la superficie es posible perforar con agua o aun con aire, pero a medida que se profundiza, se requiere de un fluido más pesado. A altas densidades aumenta el riesgo de que la roca se fracture y se adhiera a la tubería. La densidad del lodo aumenta naturalmente a medida que las partículas de diámetro pequeño se incorporan al lodo. Si la presión en el agujero disminuye respecto a la de la formación, se le agrega barita. Un lodo de alta densidad en el agujero aumenta la flotabilidad de la sonda de registro, de tal manera que deben agregarse contrapesos para transportarla al fondo del agujero. En agujeros de diámetros pequeños y altamente inclinados, se vuelven más difíciles. La alta densidad de la barita ocasiona que los rayos gamma se atenúen bastante.

Invasión del filtrado de lodo. La respuesta de las formaciones porosas y permeables a la invasión depende de la calidad, tipo de lodo utilizado y de las formaciones perforadas. La figura 1 muestra tres perfiles de resistividad diferentes que van de la zona lavada a la zona virgen, para el caso de lodos dulces donde $R_{xo} > R_t$ es la línea continua. Frecuentemente ocurre que en formaciones de alta porosidad con alta saturación de hidrocarburos, dentro de la zona invadida, el filtrado desplaza más rápido al hidrocarburo que al agua. Esto crea un anillo con una resistividad menor que R_{xo} o R_t , como se muestra en la línea discontinua de la figura 1. Es un fenómeno que dura poco tiempo.

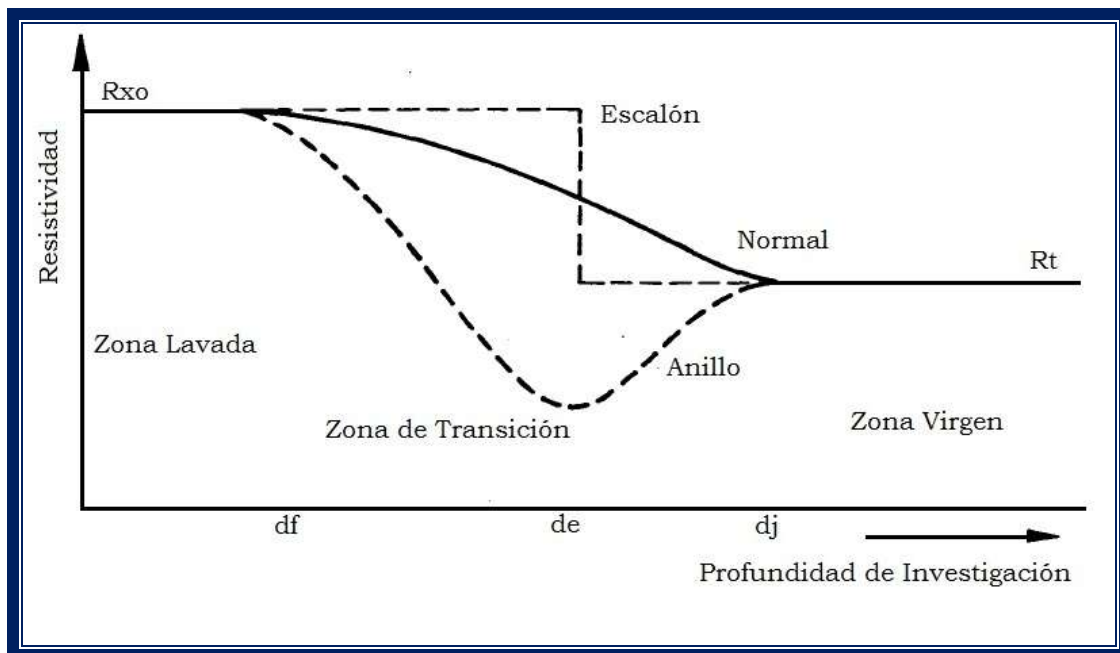


Figura 1. Gráfica de perfiles de resistividad. (Arroyo, 1985)

Características del filtrado de lodo. En estudios de laboratorio se ha demostrado que la acumulación de infiltración del lodo a través del enjarre es proporcional a la raíz cuadrada del tiempo de exposición de la acción de la filtración; aunque para grandes exposiciones existe una cierta cantidad que se desvía de ésta ley. Ya que el enjarre es el resultado de la precipitación de la parte sólida contenida en el lodo, su espesor es también proporcional a la raíz cuadrada del tiempo de exposición, la permeabilidad y porosidad del enjarre se encontró que es función de la presión diferencial existente entre el agujero y la formación, así como del contenido de sal del fluido de perforación. Cuando se incrementa la presión diferencial, al principio hay un decremento muy rápido en la permeabilidad y porosidad del enjarre; a presiones diferenciales de alrededor de 50 atm, la porosidad y permeabilidad del enjarre alcanzan valores asintóticamente estables. El electrolito o contenido de sal del fluido de perforación también afecta la permeabilidad y porosidad del enjarre. Otros experimentos han mostrado que la permeabilidad del enjarre aumenta de una manera constante cuando se le agrega



cloruro de sodio al lodo de perforación. Los lodos salados tienen una mayor pérdida de filtrado.

La porosidad del enjarre indica una relación variable del contenido del electrólito en el fluido de perforación. En principio, la porosidad puede disminuir muy rápido con el aumento de cloruro de sodio y más tarde incrementarse rápidamente. El aumento en la permeabilidad y porosidad del enjarre con la salinidad del lodo se atribuye a una agregación de las partículas sólidas contenidas en el lodo, lo cual reduce su superficie específica.

Es recomendable que exista un contraste entre las resistividades del filtrado del lodo R_{mf} y la resistividad del agua R_w para apreciar la diferencia en las lecturas de resistividad en las curvas que detectan la zona lavada, de transición y virgen.

La resistividad del filtrado del lodo se mide en la superficie. Se toma una muestra de lodo, de preferencia del que regresa a la superficie, se pasa una muestra a través de un filtro de papel y se mide la resistividad con un resistivímetro. El valor de R_{mf} se determina a la temperatura del fluido y su valor se coloca en el encabezado del registro. Muchos de los pozos son perforados con lodos de baja salinidad que tienen valores de R_{mf} en un rango de 0.4 a 20 ohm-m a la temperatura superficial.

Durante la perforación convencional de un pozo, por el efecto de las características de los fluidos (comúnmente llamados lodos) de perforación que se utilizan, y la presión que se ejerce sobre la formación, hay un efecto de invasión. La presión hidrostática que el lodo de perforación debe ejercer en todo momento en el fondo del pozo, debe ser superior o igual a la posible presión de las formaciones que el pozo vaya atravesando. Lo anterior tiene como consecuencia que en formaciones porosas y permeables se produce una filtración de la fase líquida que compone el lodo, hacia adentro de la formación, constituyendo lo que se denomina como filtrado de lodo. Como resultado de esa filtración, las partículas sólidas de lodo se adhieren a la pared del pozo, formando lo que se conoce como película de lodo o enjarre.

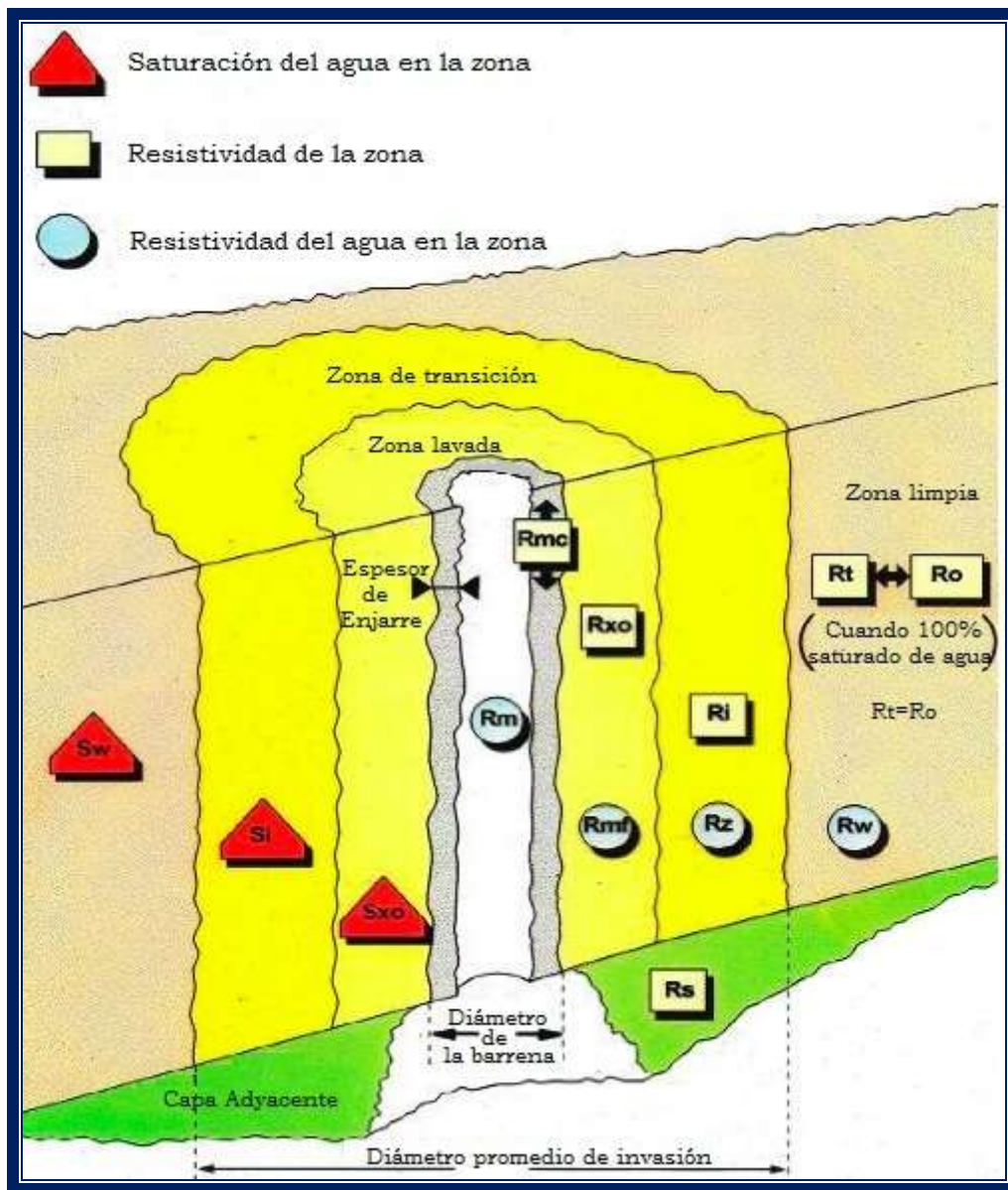


Figura 1.1. Esquema de las zonas invadidas por el filtrado de lodo. (Martell, 2008)

De la pared del pozo hacia adentro de la formación, se distinguen varias zonas (figura 1.1). Se tienen en primer término el lodo de resistividad R_m , seguida por el enjarre de lodo de resistividad R_{mc} , luego la zona barrida o lavada de resistividad R_{xo} . En esta zona se tendrán, además del filtrado de lodo, hidrocarburos residuales, ya que el desplazamiento de los hidrocarburos por el agua del filtrado de lodo no es 100% efectiva. La siguiente es la zona de transición. En ocasiones



se puede notar la presencia de un anillo de baja resistividad a cierta distancia de la pared del pozo dentro de la formación, que correspondería al confinamiento de agua intersticial de la formación que fue desplazada por el filtrado de lodo.

Finalmente se tiene la zona no invadida o virgen, que comienza en donde termina la zona de transición. La resistividad de esta zona es la resistividad verdadera de la formación y se designa como R_t .

Tipo de formación. La respuesta de una formación a la invasión será en función del grado de porosidad y permeabilidad de ésta. Se observa una invasión profunda en formaciones con baja porosidad y permeabilidad. Este es el caso de las calizas, dolomías y arenas altamente cementadas. En formaciones con porosidades y permeabilidades altas se observa una invasión somera. Estas relaciones parecen contrarias a lo esperado, pero examinándolas detalladamente son razonables. Como se considera un mismo lodo de perforación en las diferentes formaciones, la pérdida del filtrado del lodo está condicionada sólo por el lodo, y se considera constante si en todos los casos está controlada por las condiciones de la presión diferencial del filtrado y la presión de la formación. En formaciones con alta porosidad existe mayor espacio para llenar la zona invadida y por lo tanto el frente de la zona de invasión avanza más lentamente. Después de cierto tiempo, la razón de avance del frente de invasión puede retroceder hacia el agujero de acuerdo con la cantidad de difusión iónica en el agua de formación. En formaciones con baja porosidad este retroceso de difusión no puede ocurrir. Una razón más amplia para invasión somera en formaciones con alta porosidad y permeabilidad es la segregación gravitacional que toma lugar entre el filtrado del lodo dulce de baja densidad y el agua contenida en la formación que es más pesada por la salinidad.

En tales casos, el filtrado del lodo dulce forma un cono invertido alrededor del agujero. En formaciones de alta porosidad, el frente de invasión puede retroceder hacia el agujero a cuenta de la difusión iónica.



1.3 Gravímetro de Pozo

Los métodos gravimétricos miden las fluctuaciones del campo de gravedad terrestre debido a una desigual distribución de masas en el interior de la Tierra. Consiste en medir y explicar las anomalías que las variaciones de la densidad en el subsuelo se generan sobre el campo gravitatorio terrestre.

Se utilizan especialmente para la localización de domos de sal, con frecuencia relacionados con el petróleo. Ello se debe a que la sal tiene una densidad mucho menor que otros tipos de sedimentos y las acumulaciones salinas se señalan con un mínimo gravimétrico.

Midiendo la fuerza de la gravedad en los pozos de sondeo a distintas profundidades, se puede determinar el valor medio de la densidad de las rocas comprendidas entre los puntos de observación en su estratificación natural, lo cual garantiza una interpretación geológica más veraz del levantamiento gravimétrico terrestre. Además, las mediciones de la fuerza de gravedad en los pozos abastecen de material para calcular las constantes elásticas de las rocas (impedancia acústica, módulo de Young, coeficiente de Poisson, etc) y permiten correlacionar los perfiles de los pozos.

La creación de gravímetros de pozo ha requerido vencer una serie de dificultades técnicas. Ante todo, la exactitud de las observaciones debe de ser suficientemente elevada. El gravímetro de pozo debe de funcionar con una fidelidad al elevar la presión desde una a varios centenares de atmósferas y la temperatura en varias decenas de grados. Considerables dificultades surgen en relación con el hecho de que las dimensiones del gravímetro las limitan los diámetros y los ángulos de la inclinación de los pozos.

1.4 Sísmica de Pozo

Los registros de sísmica de pozo surgieron fundamentalmente de la necesidad de los intérpretes y programadores de pozos de vincular los tiempos de tránsito



sísmicos con las profundidades de los pozos medidas desde unidades de cable eléctrico o con equipos de perforación.

Los levantamientos de sísmica de pozos se encuentran actualmente entre las técnicas más versátiles de mediciones de fondo de pozo utilizadas en el campo petrolero. Históricamente, el beneficio principal aportado por estos levantamientos ha sido la vinculación de las imágenes sísmicas de superficie basadas en el tiempo con los registros de pozos basados en la profundidad. Sin embargo, los levantamientos de sísmica de pozos de nuestros días se han expandido más allá de una simple correlación tiempo-profundidad. El amplio espectro de energía sísmica que se registra hoy en día, se combina con las diversas geometrías actualmente posibles de los levantamientos de sísmica de pozos para ofrecer resultados de los que no se disponía previamente. A partir de estos datos, se obtiene información importante sobre la profundidad, el alcance y la heterogeneidad de los yacimientos, además del contenido de fluidos, las propiedades mecánicas de las rocas, la presión de poro, el desempeño de los métodos de recuperación mejorada de petróleo, la anisotropía elástica, la geometría de las fracturas inducidas, y la orientación y densidad de las fracturas naturales.

1.4.1 Check Shot

Una medición de sísmica de pozo conocida como tiro de prueba de velocidad permite realizar una conversión de tiempo a profundidad precisa. Los tiros de prueba de velocidad eran muy comunes en la década de 1940. Con esta técnica, un receptor sísmico colocado mediante cable en profundidades conocidas en el pozo, registra el tiempo de tránsito del primer arribo directo que se propaga desde una fuente ubicada en la superficie hasta el receptor. La correlación tiempo-profundidad genera un modelo de velocidad local. Para convertir los datos sísmicos adquiridos en escala de tiempo a escala de profundidad, a veces pueden requerirse varios tiros de prueba de velocidad efectuados sobre topes de



formaciones específicas en el pozo, a los efectos de confeccionar un modelo de velocidad adecuado.

Si la geología es simple, el modelo de velocidad puede ser de utilidad para una gran extensión. Sin embargo, como la velocidad sísmica varía con la litología, la presión y el contenido de fluidos, las complejidades del subsuelo reducen la validez del modelo local a solamente cierta distancia del pozo.

En los raros casos en que el perfil sónico no ha sido registrado, puede recurrirse a un perfil de resistividades profundas, que suelen tener cierta proporcionalidad general con los perfiles de velocidad. Se hacen varios disparos de la fuente por cada profundidad de anclaje de la herramienta (que contiene al receptor) y luego se suman las señales para aumentar la relación señal/ruido. Se mide el tiempo de arribo de la onda directa a cada profundidad y se obtiene así una ley tiempo/profundidad, (Ley de Velocidad Sísmica de pozo).

A partir de un registro *check shot* se obtiene únicamente el tiempo y la profundidad de las primeras llegadas de la ondícula.

1.4.2 Perfil Sísmico Vertical (VSP)

Un perfil sísmico vertical (VSP por sus siglas en inglés, *Vertical Seismic Profile*) es una técnica en la cual una señal sísmica generada en la superficie es grabada por receptores (geófonos) que se encuentran en las paredes del pozo. El VSP consiste básicamente de un solo elemento: la traza sísmica. Esta traza es similar a la obtenida en los disparos de calibración con la diferencia de que ahora no sólo se va a emplear el primer pulso de la traza sino todo el tren de onda con varios segundos de información.

Originalmente, los perfiles VSP consistían de receptores que se desplegaban en un pozo vertical para registrar las señales más básicas provenientes de una fuente sísmica en la superficie. Las innovaciones que ofrecen los perfiles VSP modernos han sido el resultado del registro de más información y la expansión de las geometrías de los levantamientos con herramientas de adquisición mejoradas.



Los levantamientos de sísmica de pozos se clasifican usualmente por la geometría del levantamiento, que es determinada por el desplazamiento de la fuente, la trayectoria del pozo y la profundidad del arreglo de receptores. La geometría del levantamiento determina el rango de echados (buzamientos) de las interfaces y el volumen del subsuelo del que se pueden generar imágenes.

VSP Sin Desplazamiento de la Fuente (*Zero-Offset*)

El VSP sin desplazamiento de la fuente básico comprende un arreglo de receptores sísmicos de pozos y una fuente cercana al pozo. En la mayoría de los casos (a menos que los echados de las formaciones sean muy pronunciados), este levantamiento registra las reflexiones provenientes de una ventana estrecha alrededor del pozo. La salida estándar de un VSP sin desplazamiento de la fuente es un apilamiento de trazas, creado mediante la suma de las señales VSP que siguen de inmediato a los primeros arribos para formar una sola traza sísmica.

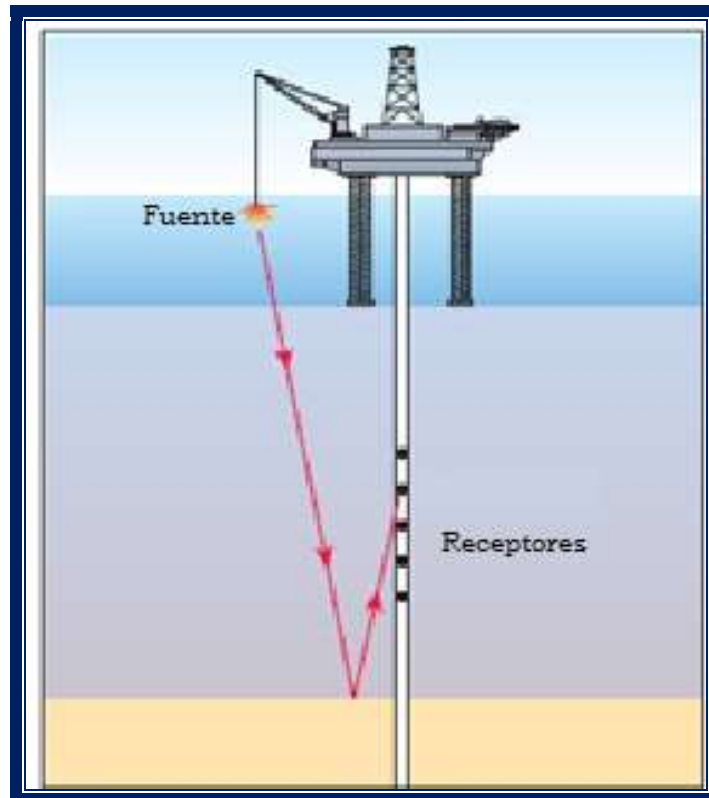


Figura 1.2. Levantamiento VSP sin desplazamiento de la fuente. (Blackburn, 2007)



Esa traza se reproduce varias veces, para mayor claridad, y para su comparación con las imágenes de la sísmica de superficie.

El procesamiento arroja las velocidades de las formaciones en diferentes profundidades, que pueden vincularse a las propiedades derivadas de los registros de pozos e interpretarse para la detección y la predicción de zonas sobrepresurizadas. El modelo de velocidad también puede utilizarse con el fin de generar trazas sintéticas a fin de identificar la presencia de múltiples en el procesamiento de la sísmica de superficie.

VSP De Pozo Desviado (*Walkabove*)

Otro tipo de VSP sin desplazamiento de la fuente es el conocido como VSP de pozo desviado, *walkabove*, o de incidencia vertical. Está diseñado para asegurar que la fuente se sitúe siempre directamente por encima de los receptores desplegados en un pozo desviado u horizontal. Este levantamiento adquiere una imagen 2D de la región que se encuentra por debajo del pozo. Además de las velocidades de las formaciones y de una imagen para la correlación con los datos sísmicos de superficie, los beneficios de este tipo de VSP incluyen una buena cobertura lateral y la identificación de fallas y del echado por debajo del pozo.

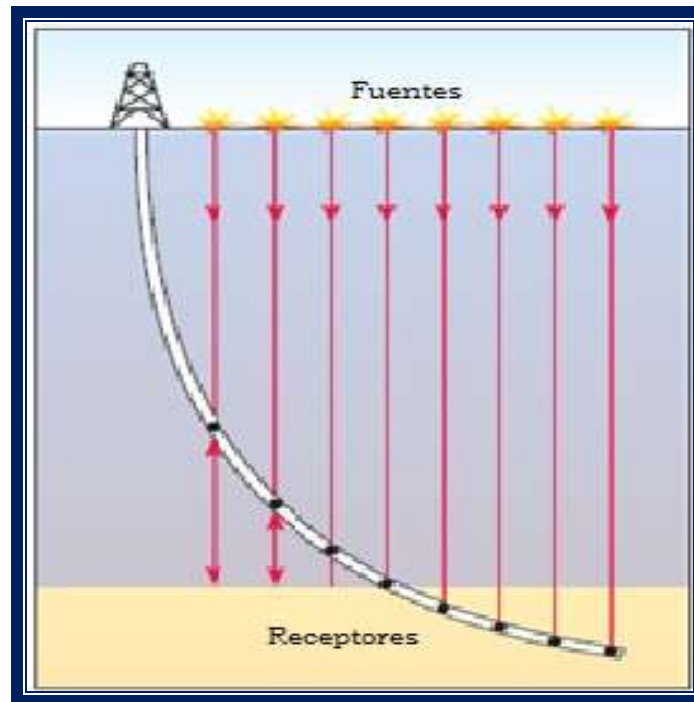


Figura 1.3. Levantamiento VSP de pozo desviado. (Blackburn, 2007)

VSP Con Desplazamiento (*Walkaway*)

Los perfiles VSP con desplazamiento de la fuente se adquieren utilizando una fuente colocada a una distancia horizontal respecto del pozo, produciendo nuevamente una imagen 2D. Los arreglos de receptores son desplegados en el pozo en un amplio rango de profundidades. El desplazamiento incrementa el volumen del subsuelo representado por las imágenes y mapea los reflectores a una distancia con respecto al pozo, que está relacionada con el desplazamiento y las velocidades del subsuelo. El volumen de iluminación agregado mejora la utilidad de la imagen para su correlación con las imágenes sísmicas de superficie y para la identificación de fallas y del echado, alejados lateralmente del pozo. Además, dado que la conversión de las ondas *P* a ondas *S* se incrementa con el desplazamiento, un VSP con desplazamiento de la fuente permite el análisis de las ondas de corte, de la variación de la amplitud con el desplazamiento (AVO, por sus siglas en inglés *Amplitud Versus Offset*), y de la anisotropía. El grado en que



las ondas P se convierten a ondas S depende del desplazamiento y de las propiedades de las rocas en las interfaces.

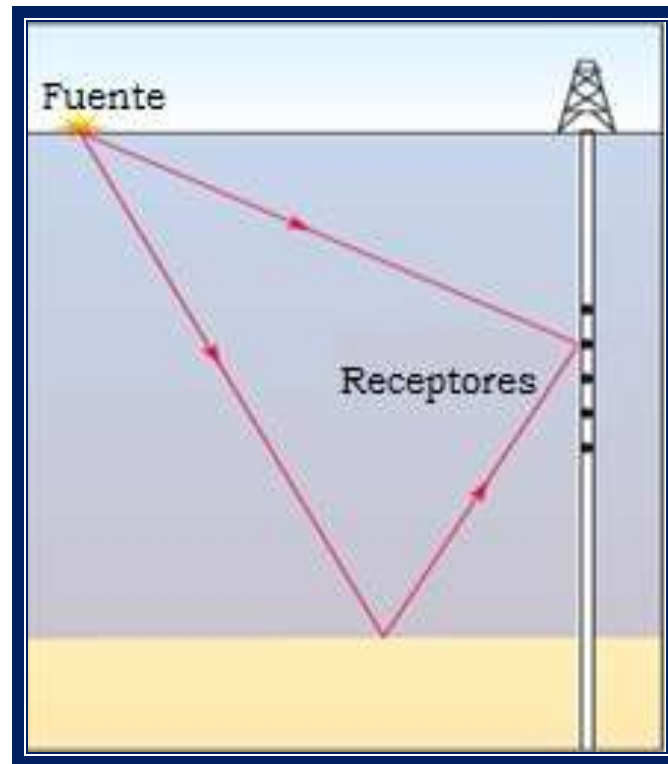


Figura 1.4. Levantamiento VSP con desplazamiento de la fuente. (Blackburn, 2007)

VSP Con Desplazamiento Sucesivo de la Fuente (*Walkaway*)

Los perfiles VSP con desplazamiento sucesivo de la fuente (*walkaway*) son similares a los perfiles VSP con desplazamiento de la fuente en cuanto a que la fuente se encuentra desplazada con respecto a la incidencia vertical, pero la geometría de adquisición en cierto modo se invierte. El arreglo de receptores de pozo permanece fijo, mientras que la fuente se aparta del mismo o “se desplaza” con un rango de desplazamientos. El rango de desplazamientos en un VSP con desplazamiento sucesivo de la fuente es particularmente útil para el estudio de los efectos de las ondas de corte, de la variación AVO y de la anisotropía. Y, dado que pueden iluminar un gran volumen del subsuelo, los perfiles VSP con desplazamiento de la fuente y con desplazamiento sucesivo de la fuente son elementos útiles en el diseño de los levantamientos sísmicos de superficie.

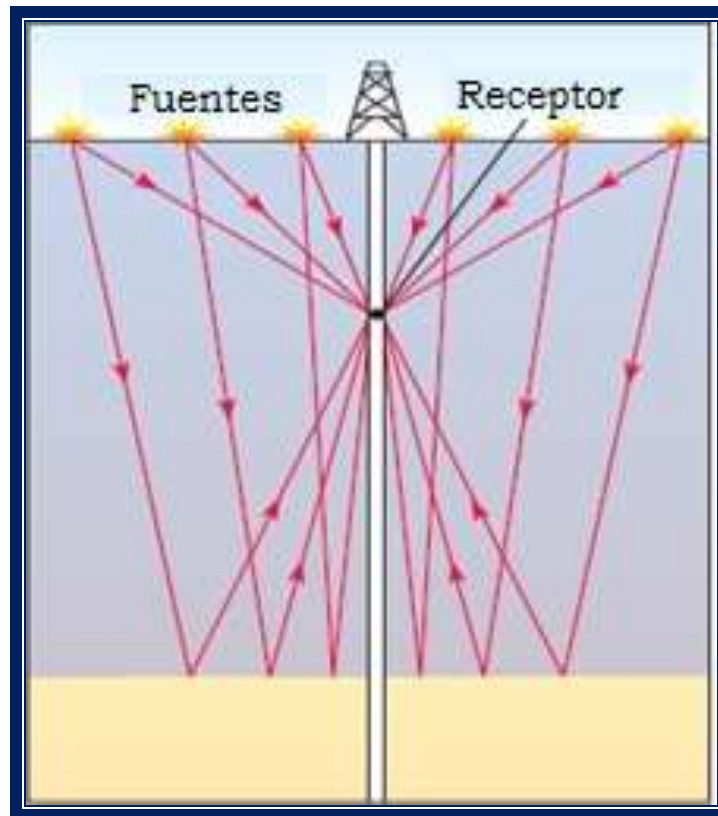


Figura 1.5. Levantamiento VSP con desplazamiento sucesivo de la fuente.
(Blackburn, 2007)

VSP Con Proximidad de Domo de Sal

Un VSP más especializado es el levantamiento de proximidad de la sal, donde la fuente se coloca sobre un domo salino y el receptor se instala en distintas posiciones en un pozo adyacente al domo salino. Los tiempos de tránsito se registran y combinan con otros datos requeridos, tales como la ubicación exacta de la roca circundante, y la distancia a la cima del domo salino. Como resultado del procesamiento se construye un perfil del domo salino, lo que permite al operador determinar la distancia lateral del pozo a la sal. También puede aportar información sobre la forma del domo salino, lo cual contribuye a la búsqueda de trampas de hidrocarburos a lo largo de sus flancos.

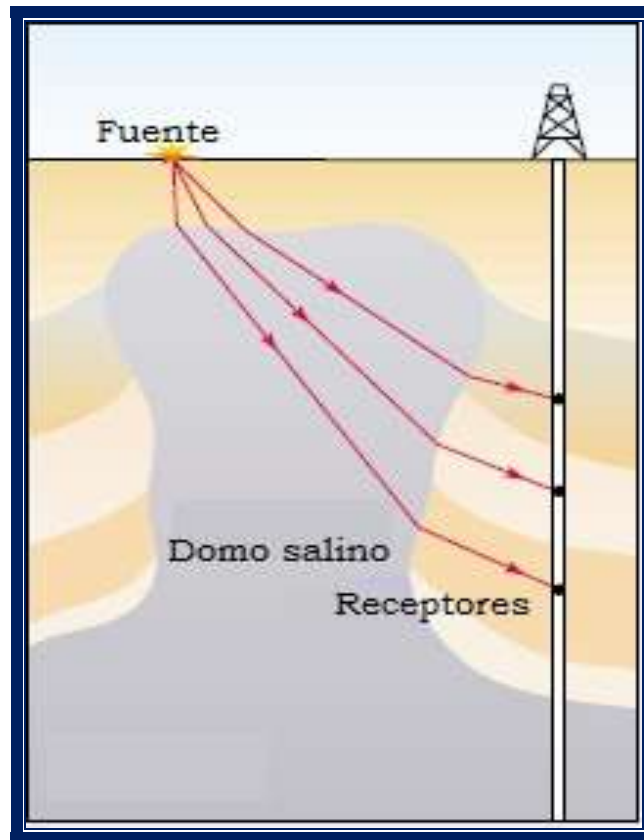


Figura 1.6. Levantamiento VSP con proximidad de domo de sal. (Breton, 2002)

VSP 3D

Los perfiles VSP 3D pueden adquirirse en tierra y en áreas marinas. La adquisición de VSP marinos 3D es similar a la de los levantamientos marinos de sísmica 3D de superficie y puede seguir un esquema de líneas paralelas o círculos concéntricos alrededor de un pozo. Los perfiles VSP tridimensionales proveen imágenes del subsuelo de alta resolución para aplicaciones de exploración y desarrollo, y requieren procesos de modelado y planeación detallados previos a las operaciones.

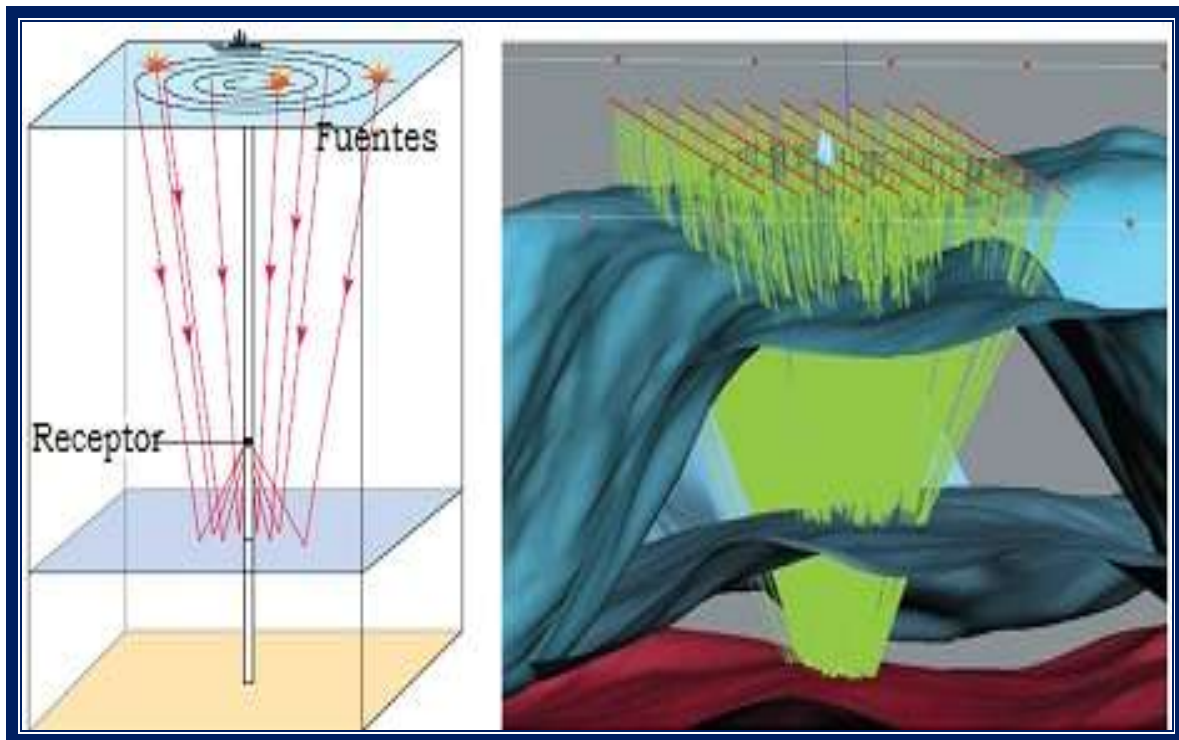


Figura 1.7. Levantamiento VSP 3D. Las líneas verdes son los rayos trazados desde la fuente hasta el receptor. Los pozos están posicionados en los triángulos celestes de la superficie. Las superficies azules corresponden al tope y la base de un cuerpo salino. (Blackburn, 2007)

Además de producir imágenes de mayor resolución que los métodos sísmicos de superficie, los perfiles VSP 3D pueden rellenar áreas de las que los levantamientos sísmicos de superficie no pueden generar imágenes debido a la interferencia de la infraestructura de la superficie o las condiciones dificultosas del subsuelo, tales como la presencia de gas somero que perturba la propagación de las ondas P .

VSP Con Microsismos

Se instalan sensores sensibles de componentes múltiples en un pozo de observación, registrando los eventos microsísmicos causados por los tratamientos de fracturamiento hidráulico. El procesado de datos determina la localización de eventos y la visualización permite monitorear el avance de las operaciones de estimulación. Los sistemas necesitan registrar por periodos largos.

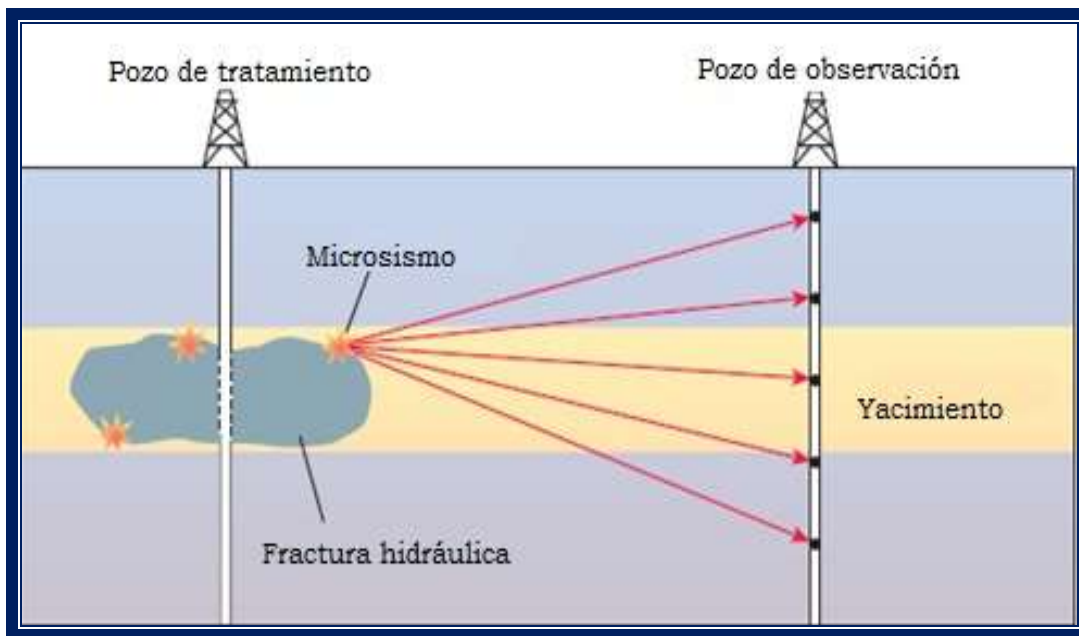


Figura 1.8. Levantamiento VSP por microsismos. (Blackburn, 2007)

VSP (*Walkaround*)

El VSP *walkaround* está diseñado para caracterizar la dirección y la magnitud de la anisotropía que surge de las fracturas naturales alineadas. En este levantamiento, las localizaciones de las fuentes desplazadas abarcan un gran arco circular para explorar la formación desde un amplio rango de azimuts. Las fracturas inducidas hidráulicamente también pueden ser monitoreadas utilizando métodos de sísmica de pozos. Mientras se crea la fractura en el pozo de tratamiento, un arreglo de receptores de componentes múltiples colocado en un pozo de observación registra la actividad microsísmica generada por el proceso de fracturamiento. La localización de los eventos microsísmicos inducidos hidráulicamente requiere un modelo de velocidad preciso. El mapeo de la extensión de la fractura con el tiempo ayuda a monitorear el avance de los tratamientos de estimulación y permite la comparación entre las fracturas logradas y las fracturas planeadas. La información en tiempo real sobre el alcance y la orientación de la fractura promete ayudar a los ingenieros de operaciones de estimulación a optimizar los tratamientos. Esto por el hecho de permitirles



modificar regímenes y volúmenes de bombeo cuando las fracturas observadas difieren del plan.

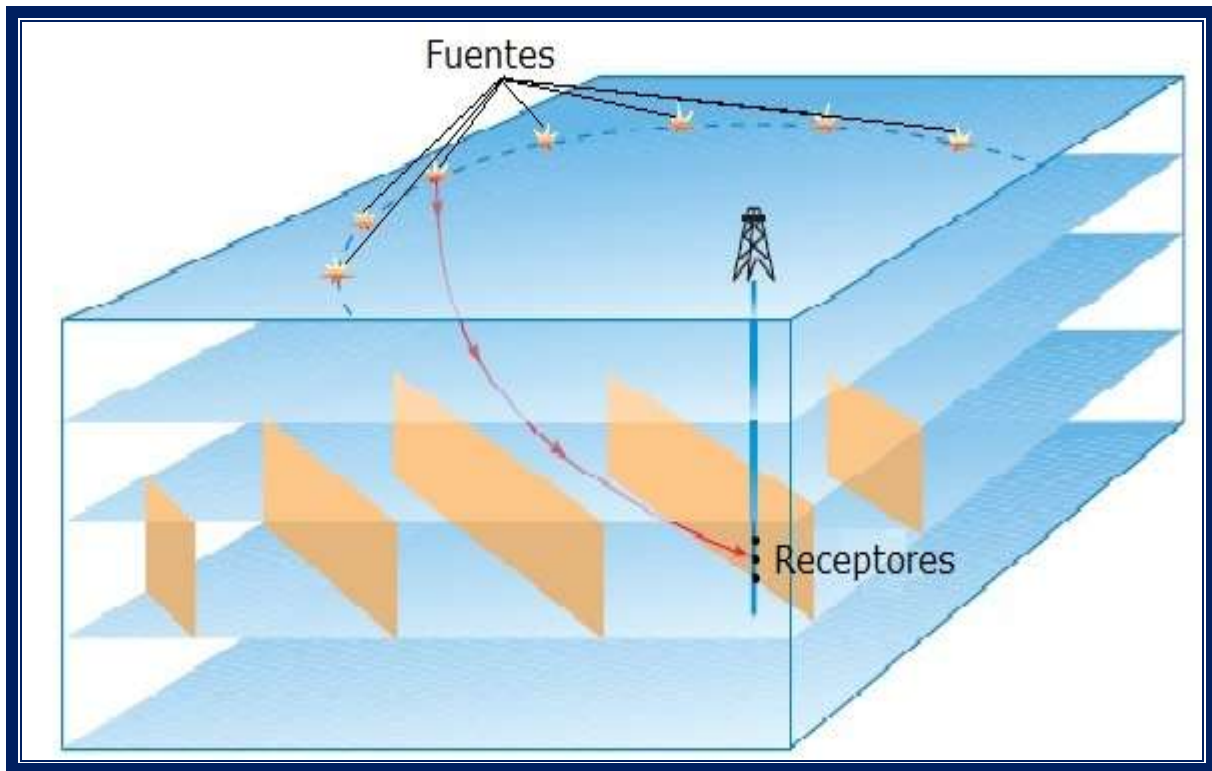


Figura 1.9. Levantamiento VSP con la fuente desplazada a varios azimuts (*Walkaround*).
(Blackburn, 2007)

VSP (*Crosswell*)

La propagación de las señales sísmicas entre los pozos genera otro tipo adicional de perfil sísmico de pozo, conocido como levantamiento sísmico entre pozos (*crosswell VSP*). En estos levantamientos, las fuentes sísmicas de fondo de pozo, tales como los vibradores de fondo, se despliegan a profundidades seleccionadas en un pozo, y emiten señales en dirección a un arreglo de receptores colocado en otro pozo. Dado que la dirección existente entre la fuente y el receptor es subparalela a los bordes de las capas, la mayoría de las trayectorias de rayos se propaga sin reflejarse. Los datos registrados son procesados para extraer información sobre las velocidades presentes en la región entre los pozos. Dado



que los datos de los levantamientos sísmicos entre pozos no contienen mucha información sobre los reflectores, los bordes de las capas del modelo de velocidad inicial utilizado para procesar tales datos, habitualmente se obtienen de los registros sísmicos o los perfiles VSP estándar. Una limitación de este tipo de levantamiento es la distancia máxima permitida entre los pozos (el valor habitual es de algunos miles de metros) que varía con el tipo de roca, la atenuación, y la intensidad y el contenido de frecuencia de la fuente.

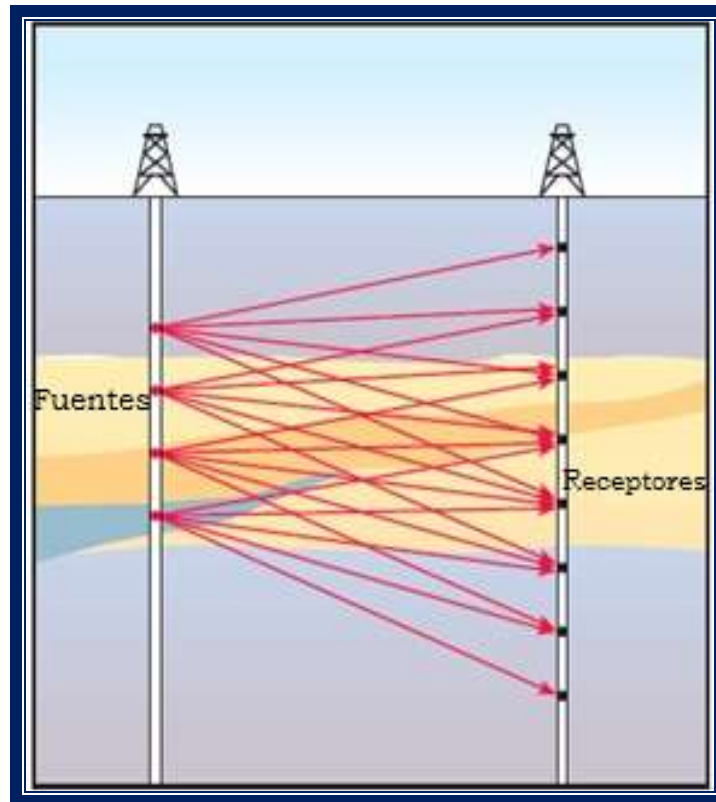


Figura 1.10. Levantamiento VSP (*CrossWell*) entre pozos con las fuentes en un pozo y los receptores en otro. (Blackburn, 2007)

1.4.3 Sísmica Durante la Perforación (SWD)

La sísmica durante la perforación (SWD, por sus siglas en inglés *Seismic While Drilling*), se refiere a las técnicas sísmicas realizadas mientras la sarta de perforación se encuentra dentro del pozo; ya sea, durante la perforación, durante la maniobra o mientras se conecta la tubería. La adquisición de datos sísmicos



durante la perforación provee información de velocidad de alta calidad, en tiempo real, para asistir a los ingenieros de perforación en la toma de decisiones. Estos métodos utilizan el pozo para adquirir los datos durante la perforación, sin modificar o demorar el proceso. Los métodos de adquisición de datos sísmicos durante la perforación proveen información de la relación tiempo-profundidad en tiempo real. Las compañías operadoras actualizan los modelos de velocidad, facilitando la revisión frecuente de las profundidades objetivo y la identificación de riesgos de perforación a la vez que reducen las incertidumbres a medida que la barrena se acerca al objetivo. Las compañías pueden determinar la posición de la barrena en la sección sísmica de superficie con respecto a los horizontes geológicos observados, garantizando una selección más precisa de las profundidades de los revestimientos y de extracción de núcleos. Con el tiempo, estas técnicas se han vuelto más accesibles para el perforador. Como sucede con la evolución de sus contrapartes operadas a cable, la calidad de los datos sigue mejorando y sus aplicaciones se han multiplicado, así como también se ha ampliado el abanico de entornos operativos.

El Método *Drill-Bit Seismic*

Las primeras mediciones sísmicas adquiridas durante la perforación fueron obtenidas utilizando una técnica en la que la barrena actúa como fuente de energía sísmica de fondo de pozo, es decir, la inversa de las configuraciones de VSP con cable. Al penetrar las capas de roca, la barrena de tres conos actúa como una fuente bipolar y envía la energía sísmica hacia la formación. Por otra parte, las vibraciones axiales que se propagan por la columna perforadora son detectadas por un acelerómetro instalado en la mesa rotativa superior, ubicada en el piso del equipo de perforación. Estos datos se utilizan para construir una imagen de la columna perforadora; es decir, una imagen sísmica de los componentes de la sarta de perforación. Esta imagen se emplea para correlacionar las señales en el procesamiento posterior. La energía transmitida hacia la formación genera ondas sísmicas que se propagan directamente o por reflexión hasta los receptores ubicados en la superficie. Los receptores de superficie pueden ser geófonos o hidrófonos. La barrena emite continuamente ondas sísmicas hacia los receptores de superficie, pero para extraer información de la relación tiempo-



profundidad, los especialistas en procesamiento deben conocer el carácter y la sincronización de la señal generada en la barrena. Los geofísicos construyen imágenes sísmicas o VSP's a partir de las reflexiones contenidas en las trazas sísmicas adquiridas durante la perforación, las cuales ofrecen la posibilidad de ver lo que esta adelante de la barrena. Combinados con imágenes VSP obtenidas previamente con cable, los VSP's obtenidos con la técnica *Drill-Bit Seismic* permiten ampliar la gama de aplicaciones para incluir también la detección de zonas sobrepresionadas y otros riesgos de perforación.

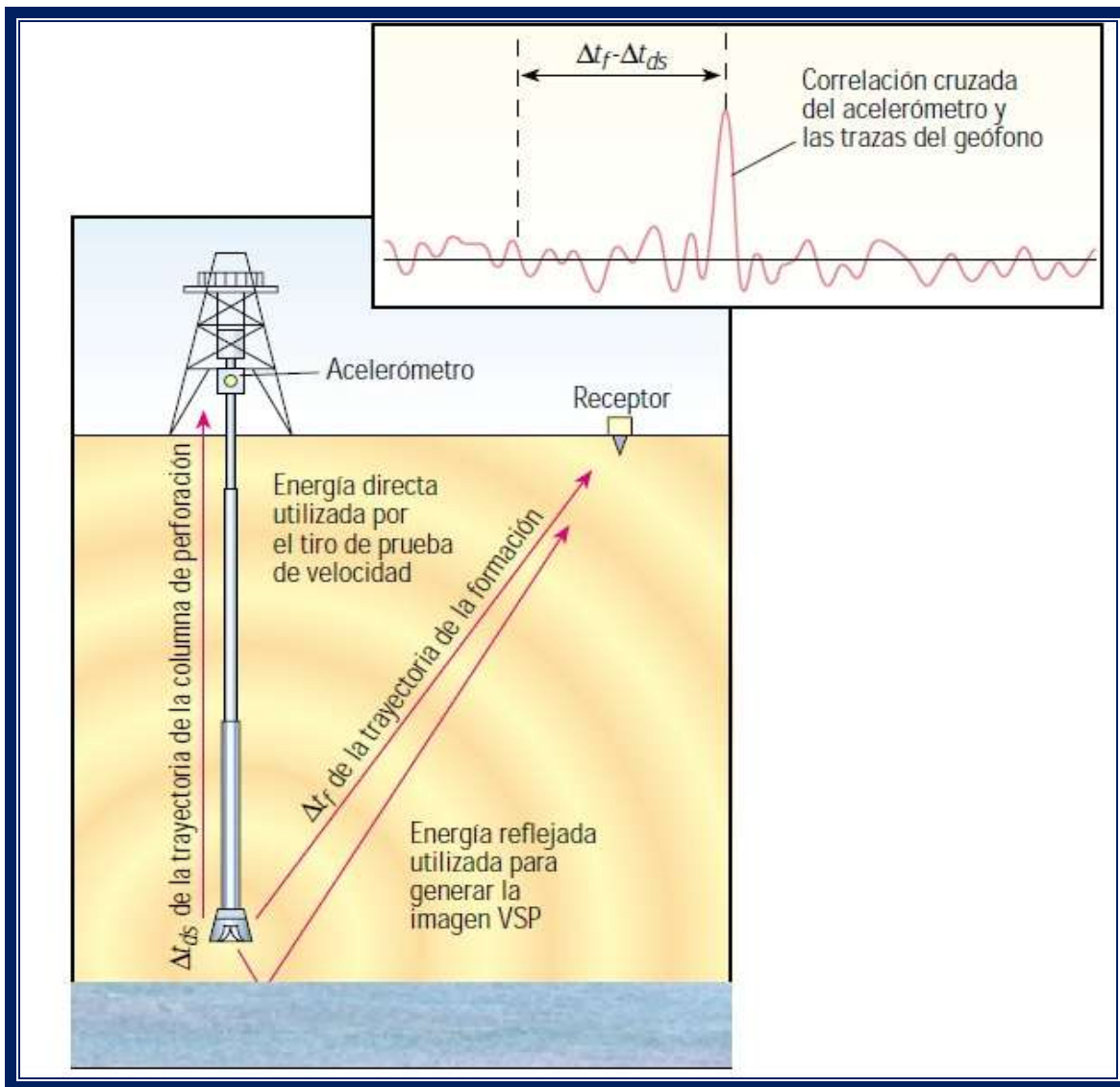


Figura 1.11. Levantamiento con el método *Drill-Bit Seismic* y sus componentes.

(Breton, 2002)



La técnica *Drill-Bit Seismic* no es aplicable en todos los casos. Solo funciona de un modo efectivo con barrenas de tres conos que generan vibraciones axiales en la formación y a través de la sarta de perforación. Las barrenas de un compuesto policristalino de diamante no transmiten tanta energía a la formación porque pulverizan la roca. La profundidad del agua puede constituir un inconveniente cuando se utiliza esta técnica en áreas marinas. La ubicación precisa de los arreglos de receptores se dificulta a medida que aumentan la profundidad del agua y las corrientes oceánicas, a pesar de que se han obtenido buenos datos en profundidades de hasta 1200 m [3940 pies] con equipos especiales y mayor complejidad operativa. Por otra parte, la atenuación de la señal de la columna perforadora debido a la fricción que esta ejerce sobre las paredes del pozo, impide la utilización confiable de esta técnica en pozos cuya desviación es mayor a 65 grados. La calidad de los datos también puede deteriorarse sustancialmente en formaciones no consolidadas, sobre todo cuando el peso sobre la barrena es menor a 4540 kg [10,000 lbm]. A pesar de estas limitaciones, el método *Drill-Bit Seismic* ha permitido a las compañías operadoras optimizar el proceso de perforación con un impacto mínimo sobre las operaciones.



CAPITULO 2 CONCEPTOS BÁSICOS EN LA INTERPRETACIÓN PETROFÍSICA

2.1 Propiedades Petrofísicas

El objetivo de la interpretación de los registros de pozos es la evaluación de la productividad de las formaciones encontradas por la perforación.

En la industria petrolera se tiene como objetivo localizar hidrocarburos y dar la pauta para seguir perforando otros pozos en el área de interés, a partir del cálculo de las propiedades petrofísicas; asimismo, contribuir a la comprensión del comportamiento del yacimiento y proporcionar una descripción detallada de este mismo.

La información que proporcionan los registros de pozos es muy valiosa para determinar las características y propiedades físicas de las rocas que son atravesadas por el agujero.

La información que se puede obtener de los registros geofísicos es de mucha utilidad desde el punto de vista tanto cualitativo como cuantitativo.

Análisis o estudios cualitativos. Estos estudios generalmente permiten mediante el uso de uno o varios tipos de registros, resolver los siguientes problemas, con la ayuda de la demás información aportada por el pozo.

- Definir si hay hidrocarburos.
- Cuantos horizontes existen con hidrocarburos.
- Columna geológica.
- Si las formaciones probables productoras de hidrocarburos son permeables.
- Los límites de las formaciones, de acuerdo con las variaciones de espesores.
- Correlaciones de pozo a pozo para la elaboración de planos estructurales.
- Determinación de fallas estructurales.
- Definir, por correlación con los registros de otros pozos, si el pozo será productor de gas o aceite.



- Si hay posibilidad de encontrar otros horizontes productores a mayor profundidad.
- Si fueron ya probados, en todos los pozos, todos los horizontes con posibilidades de ser productores.

Análisis o estudios cuantitativos. Consisten básicamente en la obtención de la porosidad y la saturación de agua y por consecuencia la saturación de hidrocarburos en los yacimientos así como su permeabilidad. Con ayuda de estos estudios cuantitativos, en conjunto con los estudios cualitativos e información adicional de los yacimientos se pueden a su vez elaborar estudios o tomar decisiones, sobre lo siguiente:

- Cantidad de hidrocarburos existentes en los yacimientos encontrados por el pozo y qué cantidad de ellos puede recuperarse.
- Si es costeable la terminación del pozo.
- A qué profundidad deberá cementarse la última tubería de revestimiento.
- Intervalo(s) que deberán perforarse para explotar el pozo.
- Si el pozo origina a su vez la perforación de otros pozos, hacia qué rumbo y distancia deberán perforarse éstos y qué profundidad deberán tener.

Siendo un registro, propiamente un perfil de las formaciones que atraviesa el pozo, es conveniente describir aunque sea someramente algunas de las principales características geológicas y físicas de las rocas, tanto de aquellas en las cuales se encuentran almacenados los hidrocarburos, como de las que sirven actualmente de sello a los yacimientos o estuvieron asociadas con su origen.

De acuerdo con la definición tradicional, un registro geofísico de pozo es la representación digital o analógica de una propiedad física que se mide contra la profundidad. A diferencia de los otros métodos geofísicos (gravimétricos, sismológicos, electromagnéticos y eléctricos) que operan sobre la superficie de la Tierra, los registros de pozos se realizan en agujeros de diámetros que varían de 10 a 100 cm.



El registro geofísico representa alguna propiedad física o química del sistema roca-fluido como: la resistencia al paso de la corriente, radiactividad natural, transmisión de ondas acústicas, respuesta de neutrones por efecto de contenido de hidrógeno, temperatura, contraste de salinidades entre fluidos, etc. Estas propiedades se detectan con instrumentos llamados sondas, las cuales son cilindros de metal que tienen en el interior circuitos electrónicos muy sofisticados y delicados. El equipo que se utiliza en registros geofísicos se ha vuelto más complejo conforme avanzan las necesidades de detectar mayor cantidad de recursos del subsuelo; también existen equipos sencillos que se usan para fines geohidrológicos, geotécnicos y mineros. Actualmente en la industria petrolera se ocupan equipos que cuentan con una computadora para realizar ciertos procesos durante la operación de campo.

Los tipos de rocas, que suelen servir como receptáculo a los yacimientos de hidrocarburos y fluidos asociados, en los campos petroleros mexicanos, son: arenas y areniscas, calizas, dolomías y rara vez en rocas ígneas o metamórficas. Las rocas que sirven como sello a los yacimientos de hidrocarburos generalmente son las lutitas, evaporitas y las formaciones compactas.

Por lo general, casi todas las rocas sedimentarias se han formado de materiales que han sido acarreados de un cierto lugar de origen a un nuevo lugar de depósito, pudiendo variar la distancia a que se ha movido ese material, desde unos cuantos metros hasta cientos de kilómetros. Los agentes de transporte pueden ser el agua corriente, el viento y la acción de la gravedad, principalmente. Los lodos, o partículas de material no aglutinadas, usualmente se llaman sedimentos. A los materiales consolidados o compactados a través del tiempo geológico, se les llama rocas sedimentarias. Las rocas constituidas por granos o partículas de material se llaman rocas clásticas.

Otros tipos de rocas sedimentarias son de origen químico, entre estas se encuentran algunos tipos de calizas y dolomías.

A continuación se describe brevemente los diferentes tipos de rocas sedimentarias antes mencionadas.



Arenas y areniscas: están constituidas principalmente por granos de cuarzo. El material cementante más común en el caso de las areniscas puede ser el sílice, o el carbonato de calcio. Las arenas se pueden graduar desde arenas completamente sueltas hasta arenas compactadas; el material aglutinante en este caso puede ser la arcilla. La mayor parte de las arenas y areniscas se formaron en mares someros en lugares cercanos a la costa.

Lutitas: son principalmente arcillas, que se han endurecido hasta alcanzar el grado de rocas. Las lutitas pueden cambiar gradualmente hasta convertirse en areniscas finas o bien, cuando hay presencia de carbonato de calcio, se pueden convertir en calizas arcillosas. Las lutitas se forman en aguas profundas, de allí lo extremadamente fino de las partículas de que están constituidas, éstas son frecuentemente capas delgadas como láminas con textura regularmente uniforme. Generalmente, las lutitas constituyen la parte no comercial de un campo petrolero; sin embargo, en algunas regiones del mundo, se han encontrado yacimientos de lutitas aceitíferas que generalmente se explotan por métodos de minas o con pozos en agujero abierto perforados paralelos a la estratificación.

Calizas: la mayor parte de las calizas son de origen marino, y a su formación contribuyen, directa e indirectamente, tanto animales como plantas marinas, tales como corales, crinoides, moluscos y cierto tipo de protozoarios y algas; en virtud de esto, las calizas están constituidas principalmente de mineral de calcita y químicamente reaccionan como tales. Las texturas de las calizas varían desde masas no consolidadas de conchas, hasta rocas compactas y cristalinas.

Las calizas ricas en arcilla se conocen como margas. Las rocas carbonatadas que contienen Ca y Mg son calizas dolomíticas o dolomitas. Las calizas oolíticas generalmente están constituidas por una masa de pequeñas concreciones, cada una de las cuales a su vez está constituida por capas superpuestas alrededor de un pequeño núcleo. Cada grano aumenta de tamaño conforme es arrastrado por las corrientes. Las calizas oolíticas pueden formarse en aguas someras.

Sal: este tipo de roca sedimentaria está íntimamente asociado con el origen de las estructuras geológicas llamadas domos salinos. Su origen tuvo lugar por la



precipitación de sales debida a la evaporación natural del agua, en mares casi cerrados.

Para comprender la interpretación petrofísica de los registros, es necesario primeramente conocer algunas nociones fundamentales de las rocas. Uno de los objetivos principales es la determinación de la porosidad y saturación de fluidos en las rocas.

Porosidad. La porosidad de una roca es una medida de la cantidad de los espacios internos que son capaces de almacenar fluidos. Se define también como la relación que existe entre los espacios en rocas llenos con algún fluido y el volumen total de ésta.

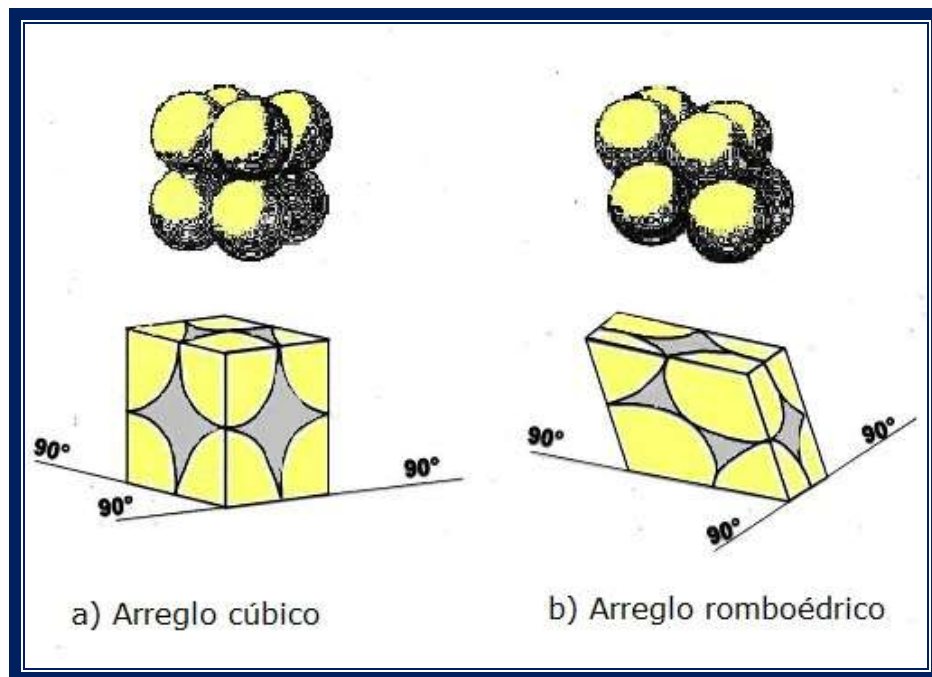


Figura 2. Límites de la porosidad con diferentes arreglos de granos. (Gómez, 1975)

Otra definición es que la porosidad es el volumen de poros o huecos que contiene una unidad volumétrica de formación (figura 2).

$$\phi = \frac{\text{Volumen vacío}}{\text{Volumen total de la roca}} \quad (1)$$



Generalmente, para los cálculos, ϕ está expresada en fracción. Para obtenerla en por ciento, basta multiplicar por 100.

La porosidad se puede clasificar en porosidad primaria y porosidad secundaria:

Porosidad Primaria: es aquella que se desarrolla durante el proceso de depósito de los sedimentos o del origen de las rocas, dentro de este grupo quedan comprendidas las porosidades intergranulares de las arenas y areniscas y la porosidad oolítica de algunas calizas (figura 2.1).

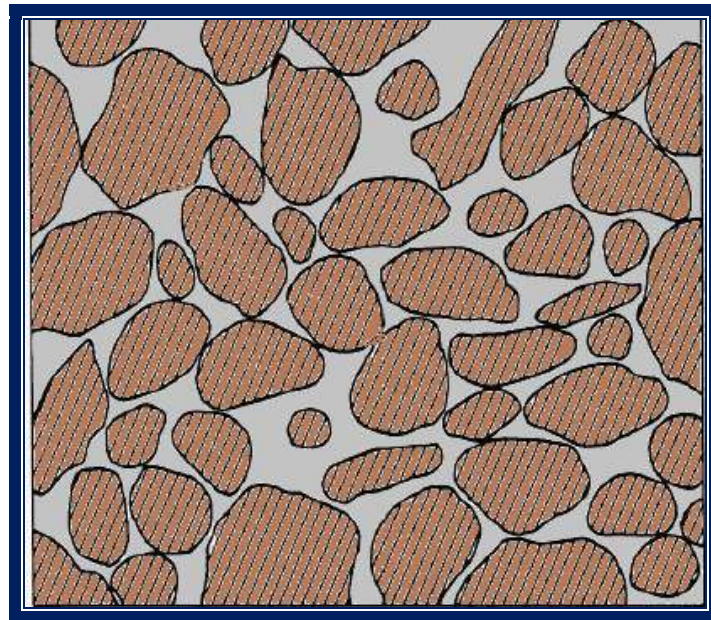


Figura 2.1. Porosidad primaria. (Martell, 2008)

En un arreglo cúbico la porosidad obtenida teóricamente resulta de 46% mientras que para un arreglo hexagonal es de 25.96%. Las porosidades reales están modificadas por factores tales como la forma de los granos diferentes a las formas esféricas y el material cementante principalmente.

Porosidad Secundaria: es aquella que se desarrolla con posterioridad al proceso de depósito de los sedimentos y puede ser debido a fracturas, galerías, vóculos que se forman por disolución en algunas calizas, entre otros (figura 2.2).

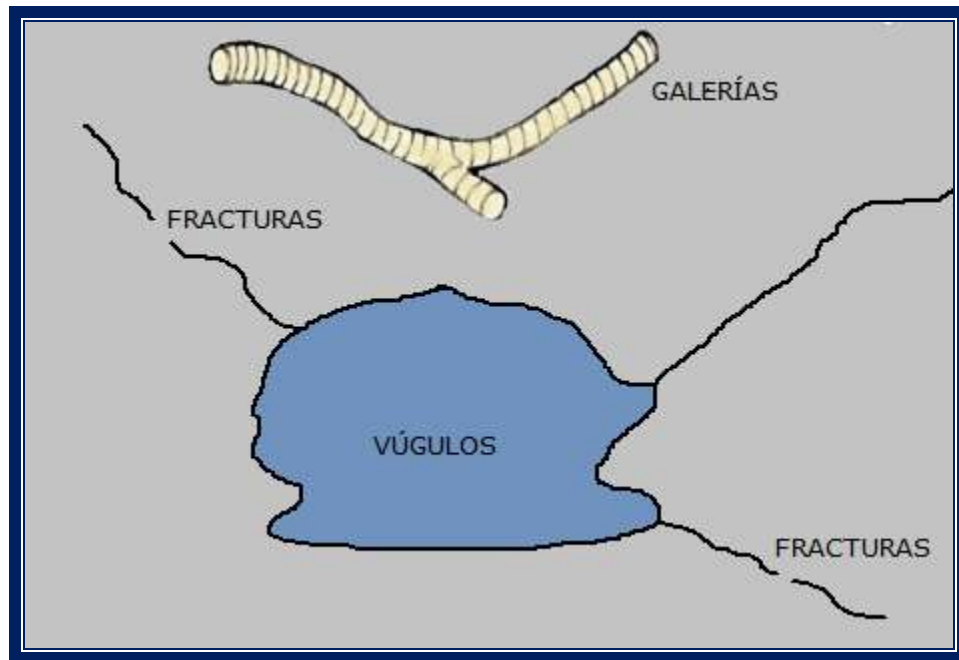


Figura 2.2. Porosidad secundaria. (Martell, 2008)

Saturación de fluidos. Es la fracción del volumen del poro de una roca que está lleno con un fluido; su expresión es:

$$S = \frac{\text{Volumen del fluido}}{\text{Volumen del poro}} \quad (2)$$

Se llama saturación de agua, S_w , de una roca, al cociente que resulta de dividir el volumen poroso ocupado por el agua, V_w , entre el volumen total de poros y se expresa por:

$$S_w = \frac{V_w}{V_p} \quad (3)$$

La parte del volumen poroso ocupado por los hidrocarburos (aceite y/o gas), será la saturación de hidrocarburos, que se designará por S_o , ya que se trate de aceite, gas o ambos fluidos.

$$S_o = \frac{V_{hc}}{V_p} = (1 - S_w) \quad (4)$$

Lo mismo que la porosidad, ambas saturaciones se pueden expresar en fracción o en por ciento.



Permeabilidad: la permeabilidad se puede definir como la facilidad con que los líquidos fluyen a través de los poros conectados o intercomunicados de una roca. En el código API (*American Petroleum Institute*), se establece que la permeabilidad es una propiedad del medio poroso y también una medida, tanto de la capacidad del medio para transferir fluidos como de la magnitud del flujo del fluido por unidad de gradiente hidráulico.

En una determinada muestra de roca y con cualquier líquido homogéneo, la permeabilidad será una constante, siempre y cuando el líquido no interactúe con la roca.

La unidad de permeabilidad es el Darcy; sin embargo, por cuestiones prácticas comúnmente se utiliza la milésima parte: el milidarcy (md). El símbolo de la permeabilidad es la letra K.

La roca debe contener fracturas, capilares o poros interconectados para ser permeable, de tal forma que existe cierta relación entre la porosidad y la permeabilidad. Por lo general, una permeabilidad mayor se acompaña de una porosidad mayor; sin embargo, esto no es una regla absoluta.

Las lutitas y ciertas clases de arenas tienen altas porosidades; sin embargo, sus granos son tan pequeños que los caminos que permiten el paso de los líquidos son escasos y tortuosos, por ello sus permeabilidades suelen ser muy bajas.

Otras rocas, como las calizas, pueden presentar pequeñas fracturas o fisuras de una gran extensión. La porosidad de estas rocas será baja, pero la permeabilidad de una fractura puede ser muy grande. En consecuencia, las calizas fracturadas pueden tener bajas porosidades, pero permeabilidades muy altas.



2.2 Evaluación de litología, porosidad y saturaciones

Las lecturas de los registros de índice de porosidad no solamente dependen de la porosidad sino también de la litología de la formación y el fluido contenido.

Cuando los parámetros litológicos de la matriz de roca (Δt_{ma} , ρ_{ma} , ϕ_{ma}) son conocidos, se puede deducir de estos registros, corregidos adecuadamente, en formaciones acuíferas limpias, valores correctos de porosidad. Bajo estas condiciones en un registro único, ya sea de neutrones, densidad o sónico, bastarían para determinar la porosidad.

La determinación exacta de la porosidad se hace más difícil cuando se desconoce la litología de la matriz de roca o si ésta consiste de dos o más minerales en proporciones desconocidas. La interpretación es aún más complicada cuando la influencia sobre los registros, del fluido en los poros en la parte de la formación investigada por las herramientas difiera apreciablemente de la del agua.

Los registros de índice de porosidad responden en forma diferente e independiente a distintas composiciones de la matriz de roca y a la presencia de hidrocarburos. Combinaciones de estos registros pueden dar más información sobre la formación y su contenido que la que se puede obtener de un solo registro. Si una formación consiste de solamente dos minerales conocidos, dos registros de índice de porosidad, uno de los cuales sería el registro de neutrones, bastarán para determinar las proporciones de los minerales en la matriz de roca y para obtener un mejor valor de porosidad. Si se conoce que la litología es más compleja, pero consiste solamente de cuarzo, caliza, dolomita y anhidrita se puede determinar también un valor relativamente exacto de la porosidad con esos mismos dos registros de índice de porosidad; sin embargo no puede determinarse las fracciones de los minerales en la matriz a menos que se conozca la litología.

Las mediciones de los registros neutrónico, de densidad y sónico dependen no sólo de la porosidad (\emptyset) sino también de la litología de la formación, del fluido en los poros y, en algunos casos, de la geometría de la estructura porosa. Cuando se conoce la litología y, en consecuencia, los parámetros de la matriz (t_{ma} , ρ_{ma} ,



ρ_{ma}), pueden obtenerse los valores correctos de porosidad con base en dichos registros (corregidos debido a efectos ambientales) en formaciones limpias saturadas de agua.

En esas condiciones, cualquier registro, ya sea el de neutrón, el de densidad o, si no hay porosidad secundaria, el sísmico, puede utilizarse a fin de determinar la porosidad.

La determinación exacta de la porosidad resulta más difícil cuando se desconoce la litología de la matriz o ésta consiste de dos o más minerales en proporciones desconocidas.

La determinación se complica todavía más cuando la respuesta de los líquidos de los poros localizados en la porción de la formación, que la herramienta está investigando, varía de manera notable de aquella del agua. En especial, los hidrocarburos ligeros (gas) pueden influir de manera importante en los tres registros de porosidad.

Inclusive, la naturaleza o tipo de la estructura porosa, afecta la respuesta de la herramienta. Los registros de neutrón y de densidad responden a la porosidad total, esto es, la suma de la porosidad primaria (intergranular o intercristalina) con la porosidad secundaria (cavidades, fisuras, fracturas). Sin embargo, los registros sísmicos tienden a responder sólo a la porosidad primaria de distribución uniforme. A fin de determinar cuándo se presenta cualquiera de estas complicaciones, se necesitan más datos que aquellos que proporciona un solo registro de porosidad. Por fortuna, los registros de neutrón, de densidad y sísmico responden de manera diferente a los minerales de la matriz, a la presencia de gas o aceites ligeros, y a la geometría de la estructura porosa.

Se pueden utilizar combinaciones de esos registros y el factor fotoeléctrico, P_e , la medición del registro de Litodensidad y las mediciones de Torio, Uranio y Potasio tomadas del registro de espectrometría de rayos gamma naturales NGS, con el propósito de determinar las mezclas de matrices o fluidos complejos y así proporcionar una determinación más exacta de la porosidad.

La combinación de mediciones depende de la situación. Por ejemplo, si una formación se compone de dos minerales conocidos en proporciones



desconocidas, la combinación de los registros neutrónicos, de densidad y sección transversal fotoeléctrica podrá definir las proporciones de los minerales, además de dar un mejor valor de la porosidad.

Si se sabe que la litología es más compleja, pero sólo consiste de cuarzo, caliza, dolomía y anhidrita, puede deducirse un valor muy aproximado de la porosidad con base, otra vez, en la combinación de densidad y de neutrón.

Las gráficas de interrelación son una manera conveniente de mostrar cómo varias combinaciones de registros responden a la litología y la porosidad. También proporcionan un mejor conocimiento visual del tipo de mezclas que la combinación podrá determinar mejor.

La gráfica M-N

En mezclas minerales más complejas, se facilita la interpretación de la litología gracias al uso de la gráfica M-N. Ésta combina los datos de los tres registros de porosidad para proporcionar las cantidades M y N que dependen de la litología. M y N son sólo las pendientes de las líneas individuales de litología en las gráficas sónico-densidad y neutrón-densidad respectivamente.

Así, M y N son esencialmente independientes de la porosidad, por lo que con la gráfica es factible identificar la litología (figura 2.3).

M y N se definen como:

$$M = 0.01 \left(\frac{\Delta t_f - \Delta t}{\rho_b - \rho_f} \right) \quad (5)$$

$$N = \frac{\phi N_f - \phi N}{\rho_b - \rho_f} \quad (6)$$

En el caso de lodos dulces, $t_f = 189$, $\rho_f = 1$ y $\phi N_f = 1$

La porosidad del neutrón se expresa en unidades de porosidad de caliza. Se utiliza el coeficiente 0.01 para hacer los valores de M compatibles con la escala de N. En combinación con las gráficas de interrelación que usan otros pares de registros de porosidad y mediciones sensibles a la litología, la gráfica de M-N



contribuye a la selección de la litología probable. Se necesita esa información para la determinación final de las fracciones de porosidad y litología.

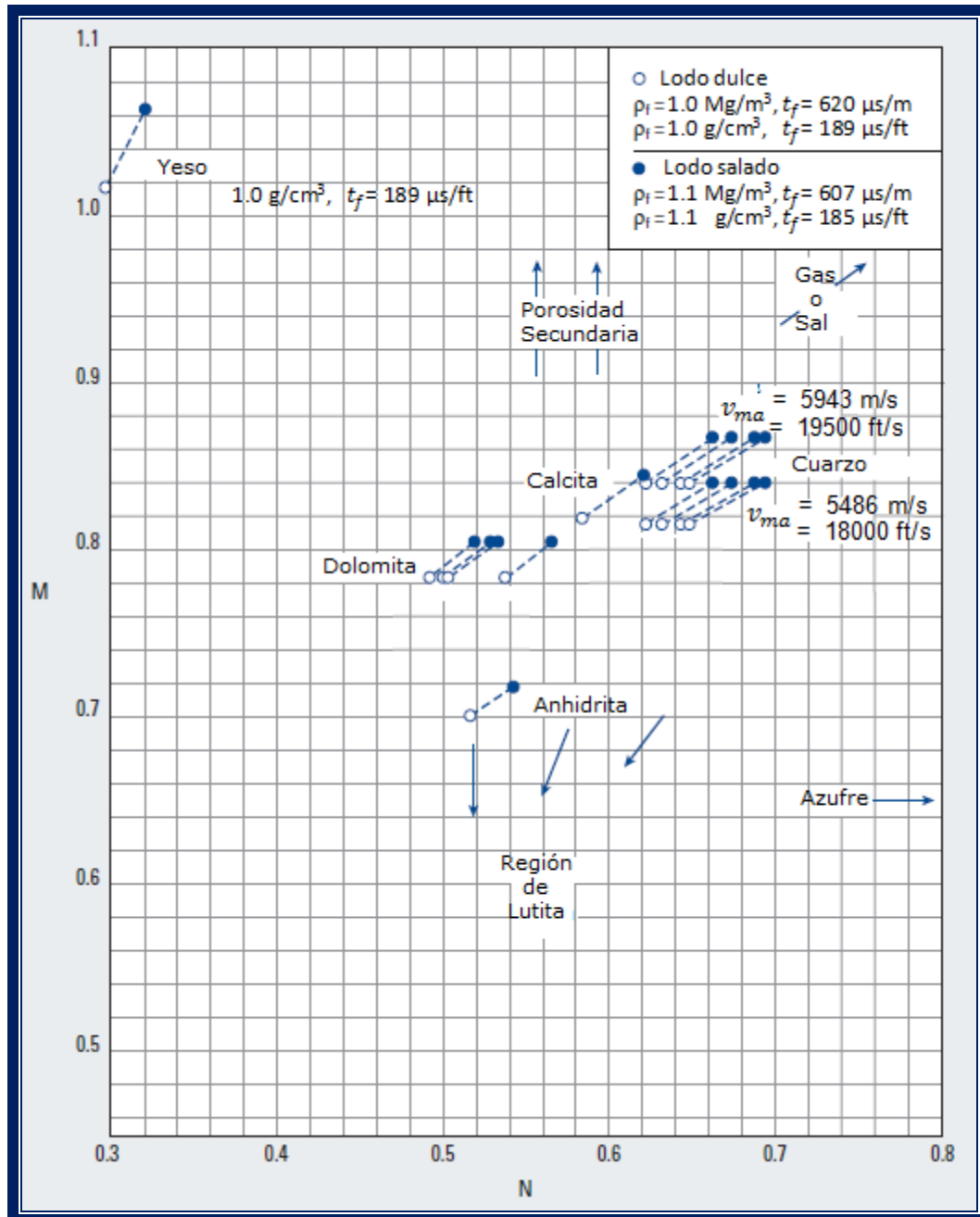


Figura 2.3. Gráfica M-N para la identificación de minerales. (Cartas de interpretación Schlumberger, 2009)



La gráfica MID

Para utilizar el registro MID, se necesitan tres datos. Primero, se debe determinar la porosidad total aparente, \emptyset_{ta} , por medio de las gráficas neutrón-densidad (curvas azules) y neutrón-sónico (curvas rojas) más apropiadas (figura 2.4).

Para graficar los datos localizados sobre la curva de la arenisca en dichos diagramas, se define la porosidad total aparente por medio de una proyección vertical.

Después, se calcula un tiempo aparente de tránsito de matriz, t_{maa} y una densidad granular aparente ρ_{maa} :

$$\rho_{maa} = \frac{\rho_b - \emptyset_{ta} \rho_f}{1 - \emptyset_{ta}} \quad (7)$$

$$t_{maa} = \frac{t - \emptyset_{ta} t_f}{1 - \emptyset_{ta}} \quad (8)$$

$$t_{maa} = t - \frac{(\emptyset_{ta})(t)}{c} \quad (9)$$

Donde:

ρ_b : densidad total tomada del registro de densidad.

t : tiempo de tránsito a intervalos tomado del registro sónico.

ρ_f : densidad del fluido de los poros.

t_f : tiempo de tránsito del fluido de los poros.

\emptyset_{ta} : porosidad total aparente.

c : constante ($c \equiv 0.68$).

La porosidad total aparente no es necesariamente la misma en las ecuaciones. Para la ecuación de t_{maa} , se usa el valor obtenido de la gráfica neutrón-sónico. Para la ecuación ρ_{maa} se usa el valor obtenido de la gráfica neutrónica de densidad. Puede utilizarse la figura 2.4 donde se puede resolver de manera gráfica ρ_{maa} y t_{maa} , recurriendo a la relación empírica entre tiempo de tránsito y porosidad observada en el campo. La mitad noreste (parte superior a la derecha) de la gráfica da la solución del tiempo de tránsito aparente t_{maa} . La mitad suroeste



(parte inferior izquierda de la misma gráfica) resuelve la densidad granular aparente de la matriz, ρ_{maa} .

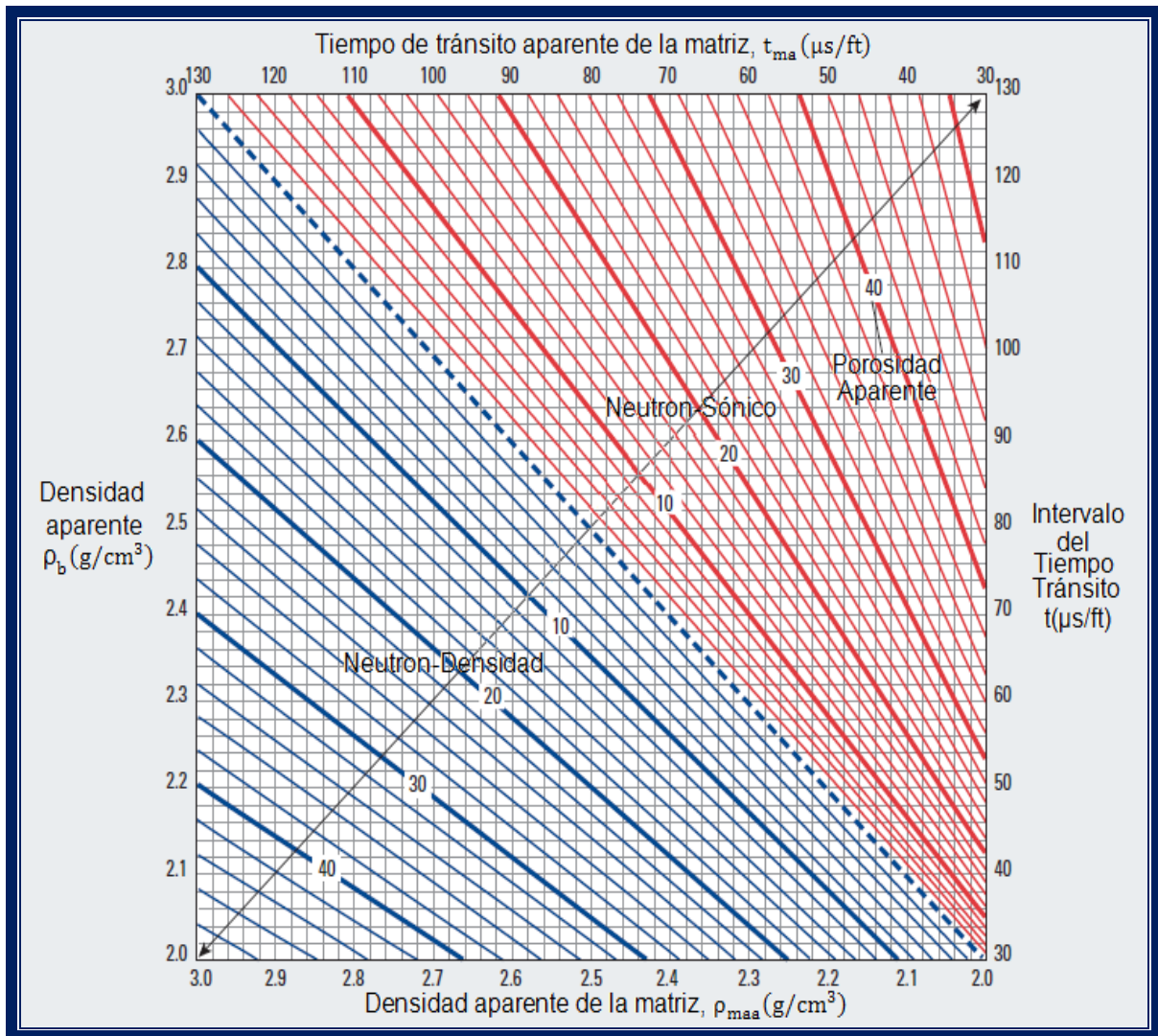


Figura 2.4. Gráfica para determinar el factor fotoeléctrico volumétrico aparente de una matriz. (Cartas de interpretación Schlumberger, 2009)

La gráfica del tiempo de tránsito aparente por intervalos de la matriz y la densidad granular aparente en la gráfica MID identificarán la mineralogía de la roca por su proximidad a los puntos marcados en el diagrama. En la figura 2.5, los minerales de matriz más comunes (cuarzo, calcita, dolomita, anhidrita) se grafican en las posiciones señaladas. Las mezclas minerales se grafican en sitios entre los puntos correspondientes de minerales puros. Quizá se observen las tendencias litológicas



al graficar muchos niveles sobre una zona y estudiar cómo se agrupan en la gráfica con respecto a los puntos de minerales.

La presencia de gas cambia los puntos graficados al noreste de la gráfica MID. Los cambios de los puntos de porosidad secundaria van en dirección del tmaa disminuido; esto es, a la izquierda. Para el registro CNL, las lutitas tienden a graficarse en la región superior al punto de anhidrita.

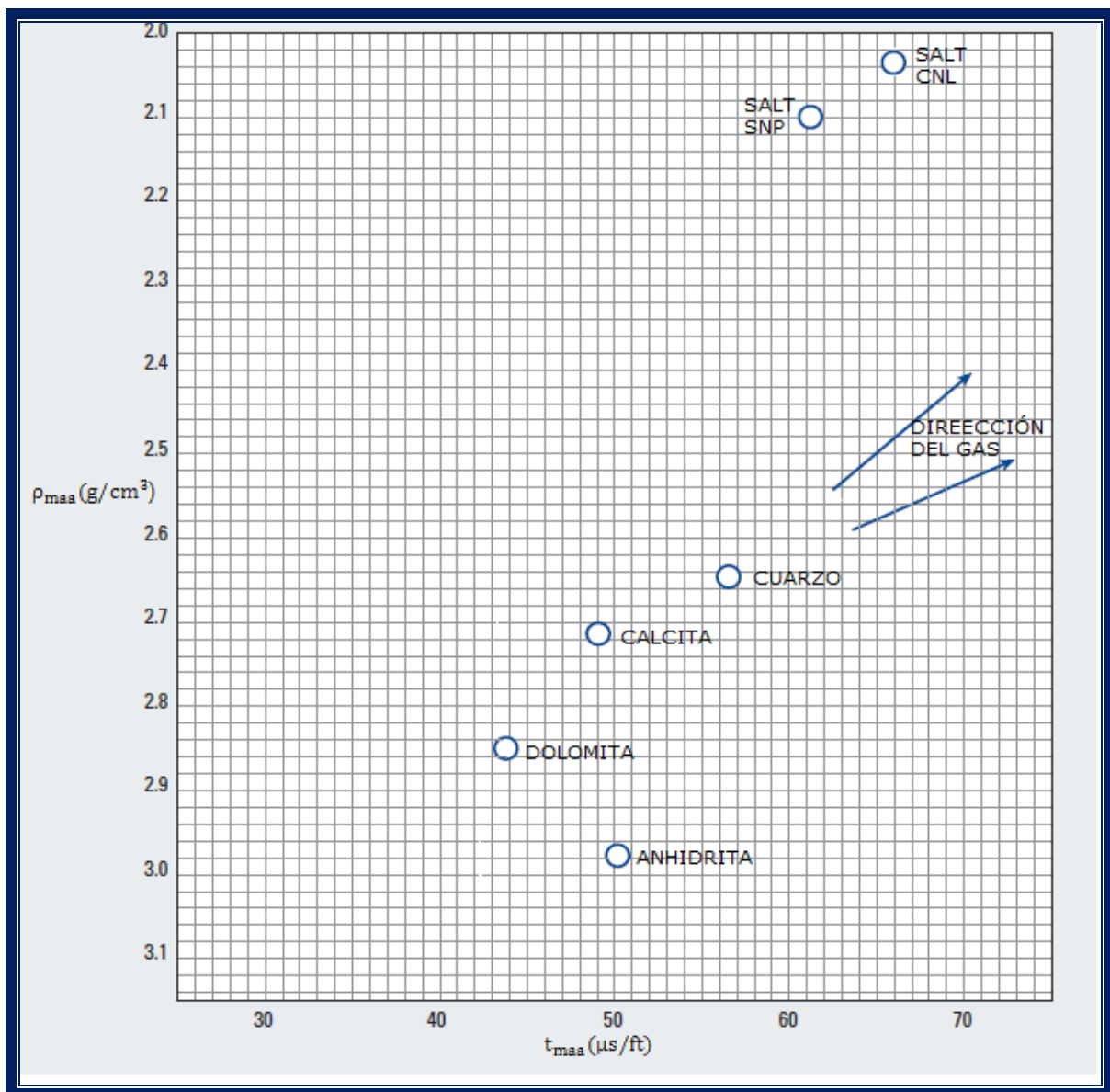


Figura 2.5. Gráfica MID para establecer el tipo de mineral predominante en la formación.
(Cartas de interpretación Schlumberger, 2009)



Gráfica MID ρ_{maa} en función de U_{maa}

Otra técnica de graficación para identificar la litología utiliza datos que se obtienen el registro de litodensidad. Esta técnica representa la densidad granular aparente de la matriz, ρ_{maa} , y la sección transversal volumétrica y aparente de la matriz U_{maa} (en barnios por centímetro cúbico) figura 2.6.

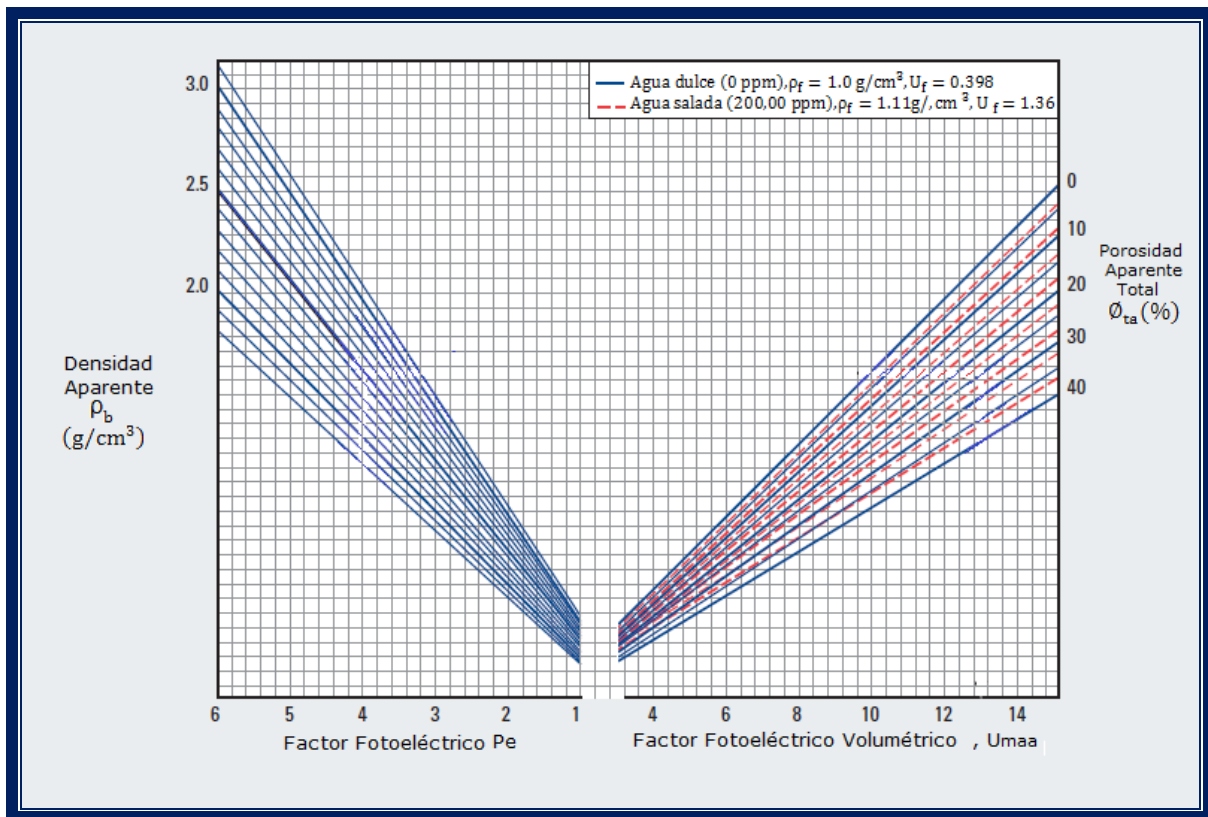


Figura 2.6. Gráfica para determinar el Factor Fotoeléctrico volumétrico aparente de la matriz. (Cartas de interpretación Schlumberger, 2009)

La sección transversal volumétrica aparente de la matriz se calcula con base en el índice de la sección transversal fotoeléctrica y a las mediciones de la densidad total.

$$U_{maa} = \frac{P_e \rho_e - \Phi_{ta} U_f}{1 - \Phi_{ta}} \quad (10)$$



Donde:

P_e es el factor de absorción fotoeléctrica

ρ_e es la densidad de electrones, $\left(\rho_e = \frac{\rho_b + 0.1883}{1.0704}\right)$

Φ_{ta} es la porosidad total aparente.

La figura 2.7 muestra la tabla del índice de absorción fotoeléctrica, la densidad total y la sección transversal volumétrica de los minerales y fluidos comunes. En caso de los minerales, el valor descrito es el de matriz (ρ_{ma} , U_{ma}). En el caso de los fluidos, se da el valor de fluido (ρ_f , U_f). La figura 2.8 muestra la ubicación de dichos minerales.

Mineral o Fluido	P_e	Sp.gr	pb_{LOG}	U
Cuarzo	1.81	2.65	2.64	4.78
Calcita	5.08	2.71	2.71	13.8
Dolomita	3.14	2.87	2.88	9
Anhidrita	5.05	2.96	2.98	14.9
Halita	4.65	2.17	2.04	9.68
Siderita	14.7	3.94	3.89	55.9
Pirita	17	5	4.99	82.1
Barita	267	4.48	4.09	1065
Agua (dulce)	0.358	1	1	0.398
Agua (100K ppm NaCl)	0.734	1.06	1.05	0.85
Agua (200K ppm NaCl)	1.12	1.12	1.11	1.36
Petróleo ($n(CH_2)$)	0.119	ρ_o	1.22 ρ_o -.118	0.136 ρ_o
Gas (CH_4)	0.095	ρ_g	1.33 ρ_g -.188	0.119 ρ_g

Figura 2.7. Tabla de Índice de absorción fotoeléctrica, densidad total y sección transversal de los minerales y fluidos comunes. (Ramos, 2001)



En el diagrama de ρ_{maa} en función de U_{maa} , el triángulo que abarca los tres minerales de matriz común de cuarzo, calcita y dolomita se ha graduado de acuerdo con los porcentajes de cada mineral.

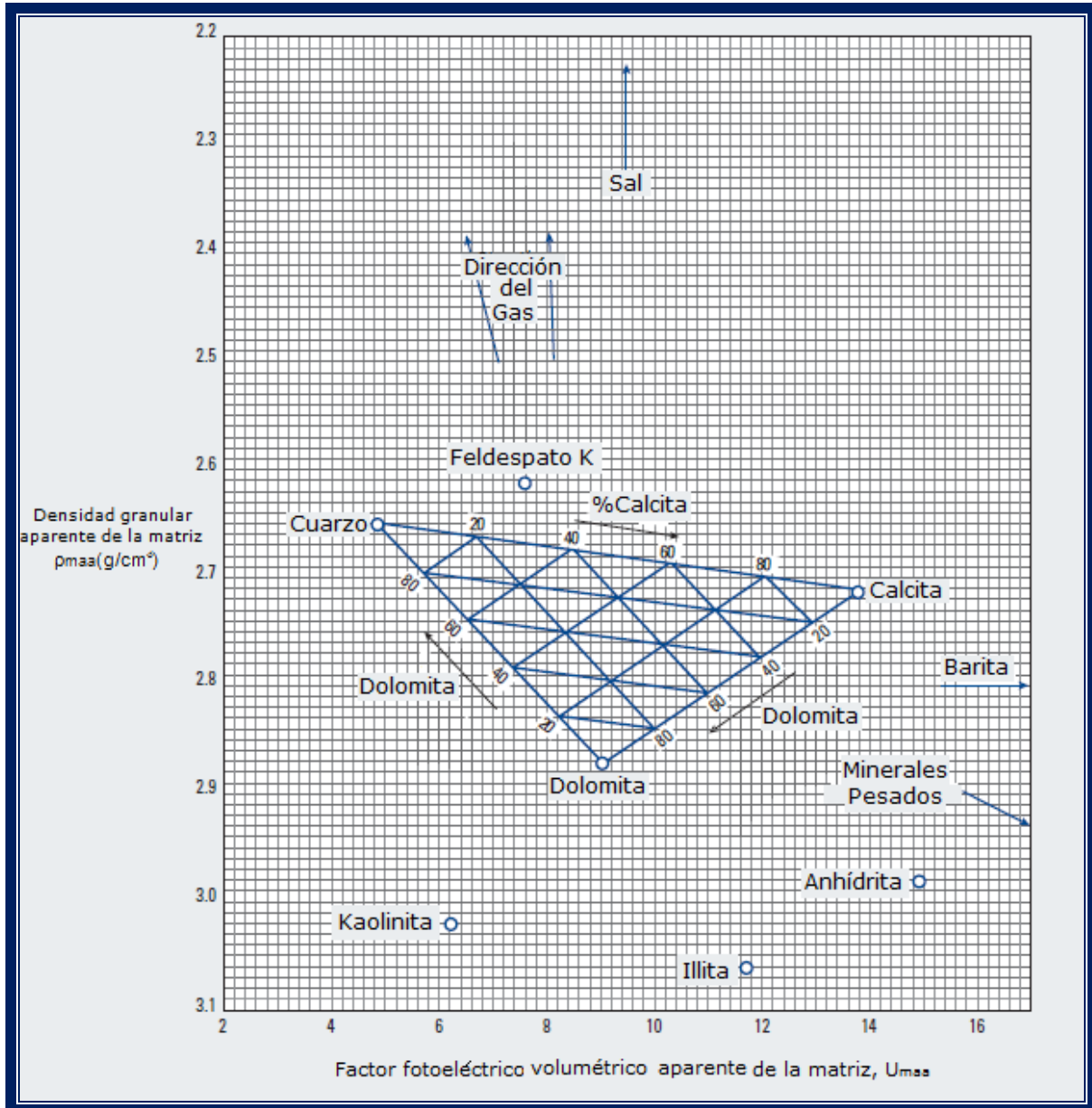


Figura 2.8. Gráfica de identificación de matriz. (Cartas de interpretación Schlumberger, 2009)

Por ejemplo, un punto que muestra una densidad granular aparente de la matriz de 2.76 g/cm^3 y una sección transversal volumétrica de $10.2 \text{ barnios/cm}^3$ se definirá en el diagrama como 40% de calcita, 40% de dolomita y 20% de cuarzo, si



no existen otros minerales y los poros están saturados de líquido. En esta gráfica doble, la saturación de gas desplaza puntos a la parte superior del diagrama y los minerales pesados desplazan los puntos a la derecha. Las arcillas y lutitas se grafican debajo del punto de dolomita.



CAPITULO 3 REGISTROS CONVENCIONALES PARA DETERMINAR PROPIEDADES PETROFÍSICAS

3.1 Registros de Resistividad

Las primeras herramientas de resistividad estaban compuestas por la combinación de cuatro electrodos (dos de corriente y dos de potencial) a diferentes espaciamientos. El espaciamiento de estos electrodos dio varias profundidades de penetración de corriente (figura 3).

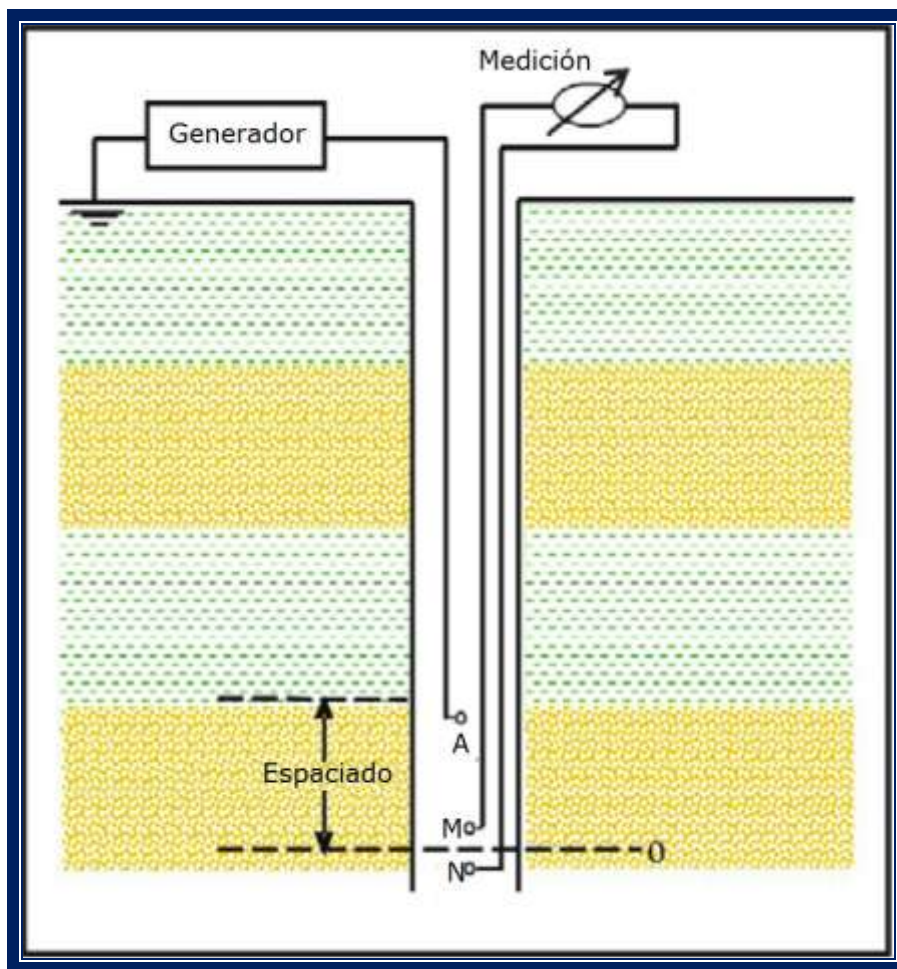


Figura 3. Esquema de la herramienta de *resistividad lateral*, arreglo básico.
(Ramos, 2001)

Las herramientas modernas incluyen varios electrodos que enfocan la corriente dentro de la formación y que reducen los efectos de capas adyacentes y de



agujero (figura 3.1). Dependiendo del espaciamiento entre electrodos, se obtienen diferentes profundidades de investigación. Estos sistemas son los llamados *laterolog* o *de guarda*, que son efectivos en situaciones donde la resistividad del lodo es menor que la del agua de formación y se utilizan en lodos salados.

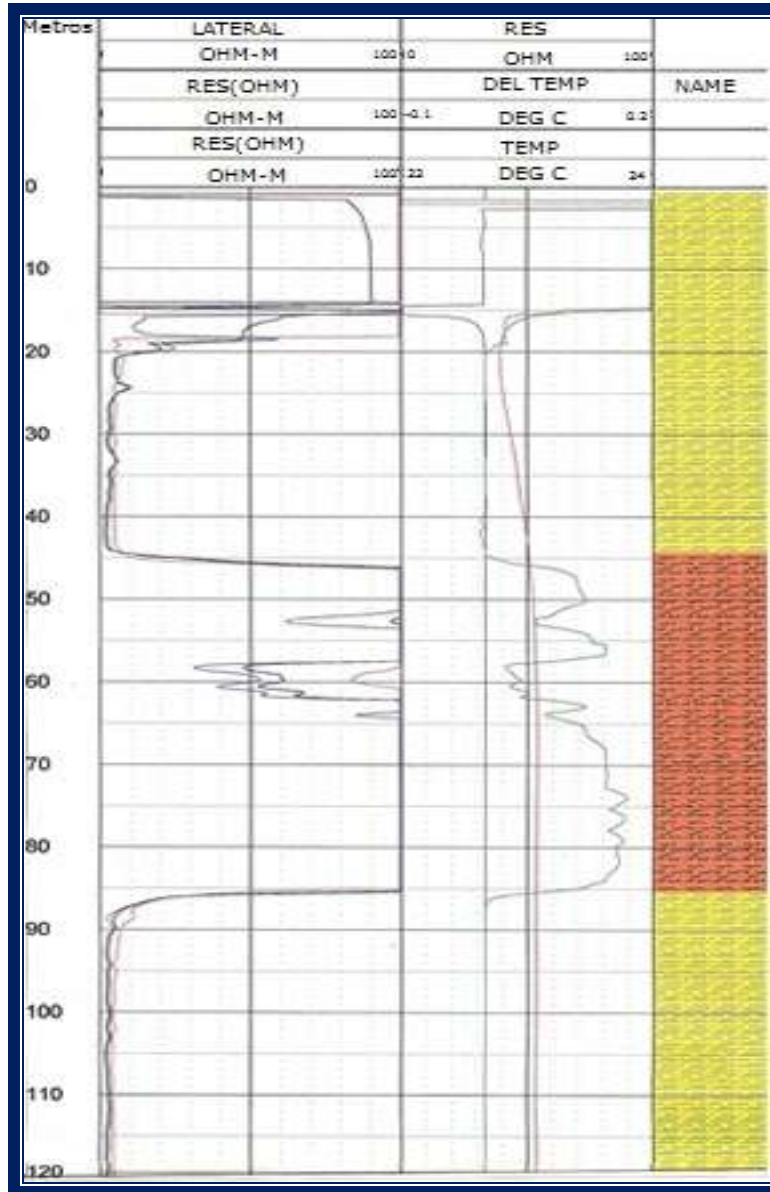


Figura 3.1. Curva de un registro eléctrico. (Ramos, 2008)

Aunque el tamaño del agujero y el espesor de la capa no afectan considerablemente su respuesta, estos efectos son lo bastante pequeños que los datos obtenidos se consideran como verdaderos. Asimismo, estos registros han sido de gran utilidad en carbonatos.



La resistividad también se mide con herramientas que tienen bobinas. La ventaja de este sistema es que se pueden obtener datos en agujero vacío o en lodos base aceite. A estas herramientas se les conoce como *registros de inducción*. Los *registros de inducción* utilizan un conjunto de bobinas para enfocar la corriente eléctrica en la formación. La separación de las bobinas proporciona diferentes profundidades de investigación, con las cuales se pueden observar efectos de invasión. Este tipo de registros son eficaces en formaciones de baja resistividad y se utilizan en secuencias de arena-lutita. Los sistemas de doble inducción son más efectivos. Los efectos de agujero son mínimos, excepto cuando el lodo es muy salado. Asimismo, las herramientas de inducción miden la conductividad.

Existen varias herramientas que van en patines y sirven para obtener un valor pegado a la pared del pozo. Estas herramientas obtienen los microregistros *microlog*, *microlaterolog*, *microproximidad* y *microesférico enfocado*. Tienen muy poca profundidad de investigación y están diseñadas para medir la resistividad de la zona lavada, R_{xo} . A este tipo de registros se les conoce como herramientas resistivas de índice de porosidad, porque la relación de resistividades R_{xo} y la resistividad del filtrado del lodo R_{mf} proporciona el factor de formación.

3.1.1 Microrregistros de Resistividad

Herramientas *Microlog*

Es una herramienta instalada en un patín que se pega a la pared del pozo. Obtiene dos medidas de resistividad: micronormal 2" y microinversa 1" x 1".

Con estas curvas se pueden determinar zonas porosas y permeables de acuerdo con la deflexión que tengan; cuantifica R_{xo} . Su funcionamiento es similar al registro eléctrico convencional (ES).

Tres electrodos tipo botón van montados en un patín de hule, cuya superficie se presiona contra la pared del agujero por un sistema de presión de tipo hidráulico. Los electrodos están separados 1" y se combinan eléctricamente en dos configuraciones que operan de manera simultánea (figura 3.2).

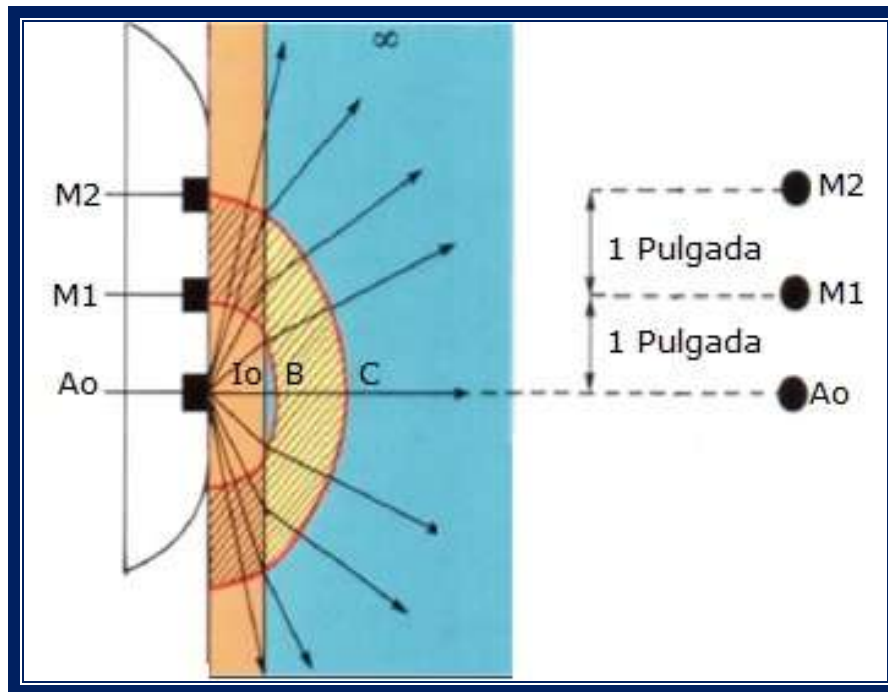


Figura 3.2. Herramienta *Microlog* y líneas de corriente. (Ramos, 2008)

La herramienta *Microlog* fue la primera herramienta de índice de porosidad que empezó a medir R_{xo} .

Herramientas *Microenfocadas*

Estas herramientas de microrresistividad se diseñaron con el propósito de eliminar los problemas que presentaba la herramienta *microlog*. Existen tres modelos de estas herramientas que operan en función del tipo de lodo y de las condiciones de agujero que existan.

Microlaterolog. Su principio de funcionamiento es semejante al LL7, descrito más adelante. El arreglo de electrodos está montado en un patín de hule. El electrodo central A_0 está rodeado por tres anillos concéntricos que constituyen los electrodos M_1 , M_2 y A_1 . Una corriente constante I_0 fluye de A_0 para regresar en el conector. La corriente variable permite que M_1 y M_2 tengan el mismo potencial, forzando a que la corriente I_0 fluya perpendicular a la cara del dispositivo a una distancia muy corta.



Como I_0 es constante, el potencial V_0 de M_1 y M_2 es proporcional a la resistividad de la formación (figura 3.3).

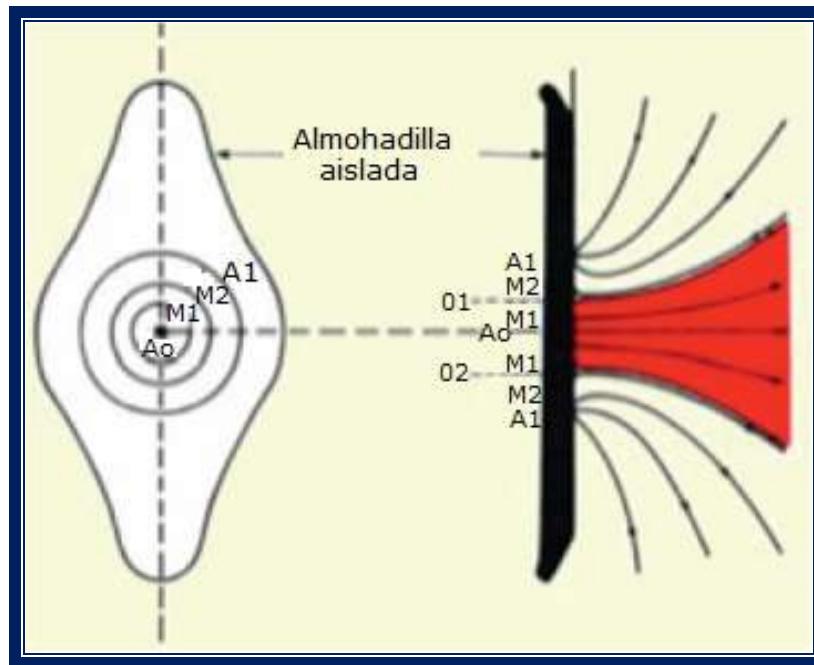


Figura 3.3. Patín de Microlaterolog, electrodos (izquierda) y líneas de corriente (derecha).
(Ramos, 2008)

Proximidad. Utiliza electrodos rectangulares con un centro común montados en un patín de hule que se aplica contra la pared del agujero, el espaciamiento entre los electrodos es mayor, lo cual permite obtener valores de R_{xo} eliminando prácticamente la influencia del enjarre (figura 3.4).

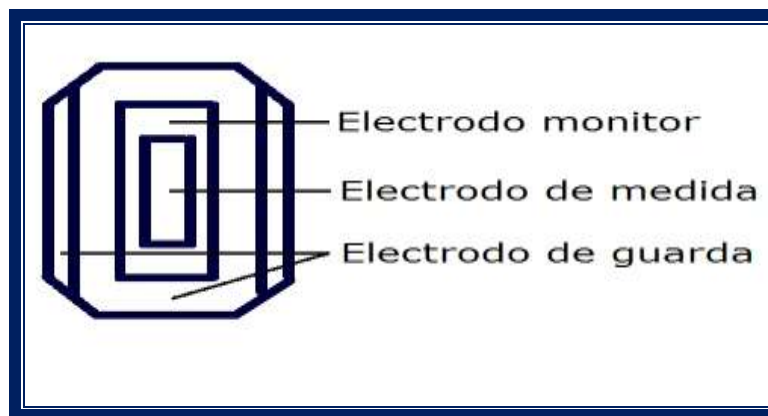


Figura 3.4. Arreglo de los electrodos de la herramienta de Proximidad. (Arroyo, 1985)



Microesférico enfocado. Esta herramienta va montada en un patín de hule, es menos sensitiva al enjarre y toma lecturas someras, puede combinarse con otras herramientas (figura 3.5).

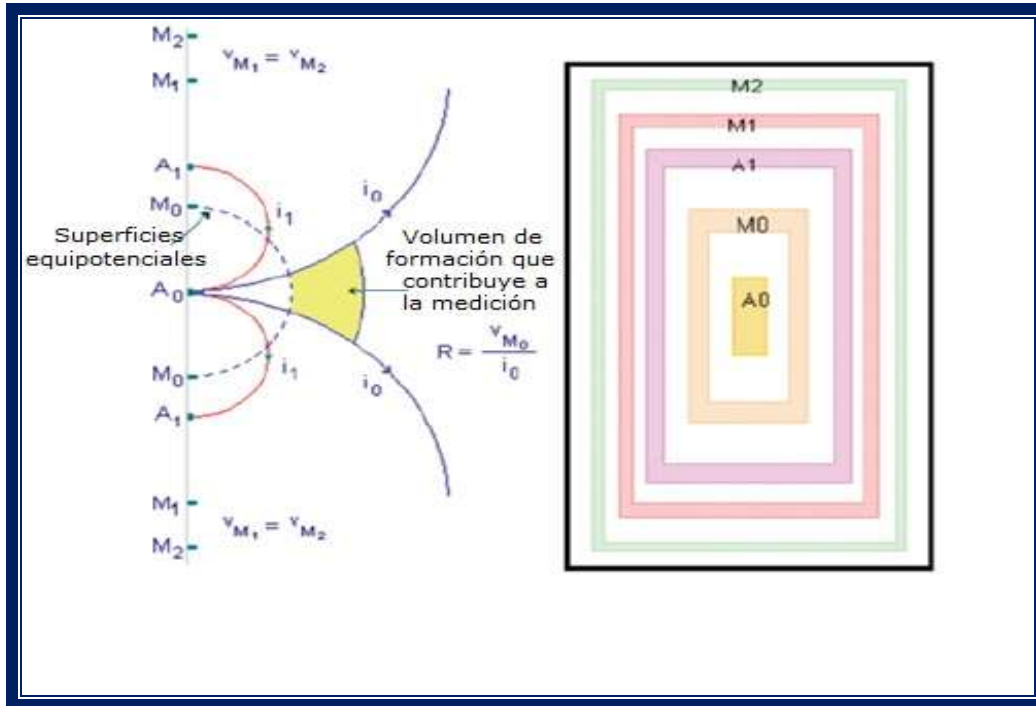


Figura 3.5. Herramienta Microesférico enfocado y arreglo de los electrodos. (Ramos, 2008)

3.1.2 Registros de Conducción de Corriente

El pozo y las formaciones adyacentes pueden afectar de manera considerable las respuestas de los sistemas eléctricos convencionales de registro. Dichas influencias se minimizan por medio de una familia de herramientas de resistividad que utiliza corriente de enfoque para controlar la trayectoria que sigue la corriente de medición.

Estas herramientas utilizan un sistema de electrodos múltiples arreglados para forzar la corriente dentro de la formación. Las ventajas que presentan es que operan en lodos muy salados, tienen excelente resolución vertical e independencia de capas adyacentes. Hay dos arreglos típicos: el *laterolog* 3 o LL3 que emplea un sistema de tres electrodos y otro que utiliza 7 (*laterolog* 7 o LL7) ó 9 electrodos, llamados LLd y LLs. Ambos arreglos operan bajo el mismo principio.



Sistema *Laterolog* 3 o LL3

Los electrodos de enfocamiento A_1 y A_2 son del orden de 1.50 m de longitud y están conectados en corto. El electrodo A_0 puede tener 0.60m, 0.30m o 0.15m de longitud. La operación consiste en enviar una corriente i_0 a través del electrodo A_0 de potencial fijo. Por A_1 y A_2 se envían corrientes de enfocamiento que se ajustan automáticamente para mantener a los electrodos al mismo potencial. En este sistema el espesor de la lámina de corriente i_0 que se genera es de 0.30 m (figura 3.6).

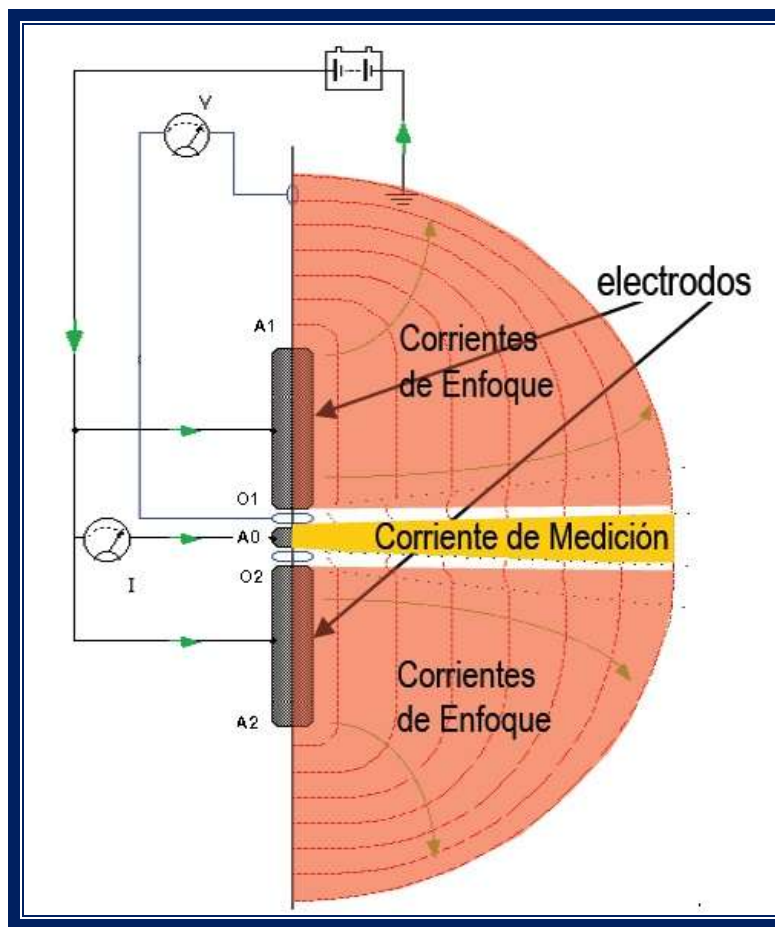


Figura 3.6. *Laterolog* 3. (Ramos 2008)

Sistema *Laterolog* 7 o LL7

La sonda incluye un electrodo central A_0 y tres pares de electrodos M_1 y M_2 ; M'_1 y M'_2 y A_1 y A_2 . Cada par de electrodos está dispuesto simétricamente respecto a A_0 .



y conectados en corto. A través de A_0 se envía una corriente de intensidad constante i_0 . Por A_1 y A_2 se distribuyen corrientes de la misma polaridad de la que sale por A_0 . La intensidad de estas corrientes se ajusta automáticamente, de manera que los dos pares de electrodos M_1 M_2 y M'_1 y M'_2 siempre estén a un mismo potencial. La caída de potencial se mide entre los pares de electrodos M_1 y M_2 y M'_1 y M'_2 y un electrodo muy alejado, para fines prácticos en el infinito. Como la corriente i_0 es constante y la distancia entre los electrodos también, la diferencia de potencial variará directamente con la resistividad de la formación (figura 3.7).

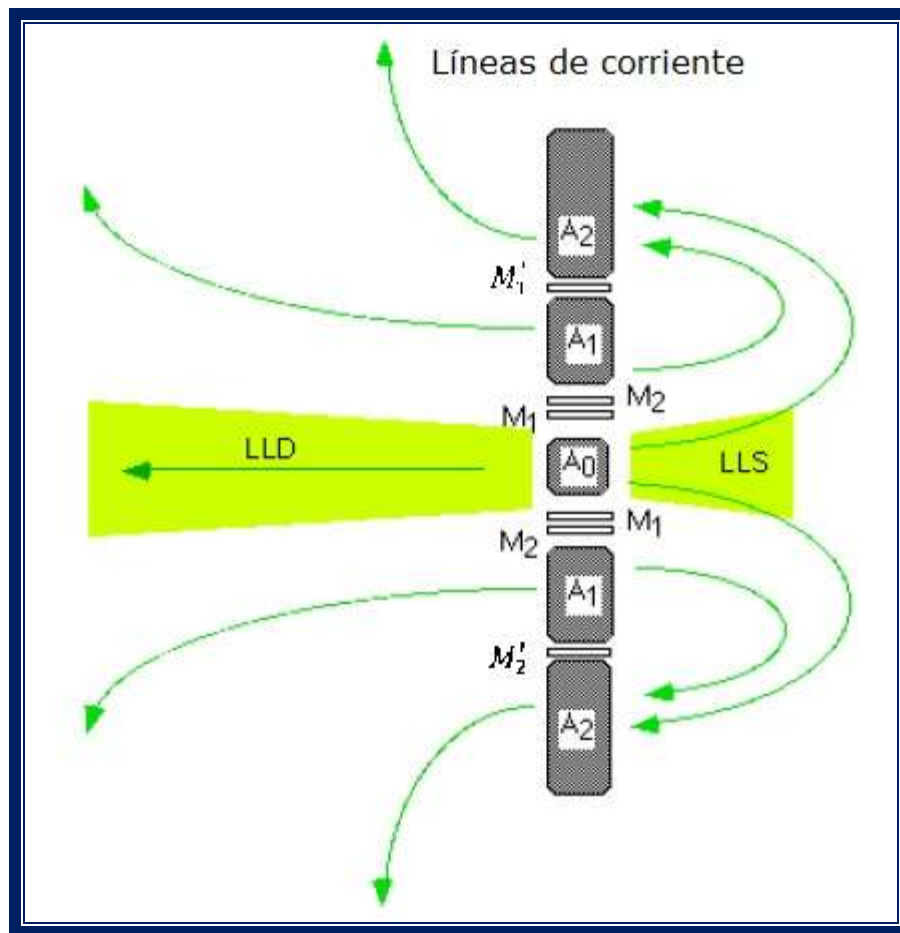


Figura 3.7. *Laterolog 7*. (Ramos, 2008)

Con este sistema se elimina el problema que afecta a los registros convencionales de resistividad, cuando las formaciones son de resistividad mucho más alta que la del lodo.



Laterolog 8

Es una curva de radio de investigación somera, se usa en vez de la normal corta. Se registra con electrodos pequeños que van en la misma sonda con que se obtiene el *registro de doble inducción*. Su principio de operación es muy semejante al LL7. La diferencia está en que el espaciamiento entre los electrodos es menor. El espesor de la lámina de corriente i_0 es de 0.35m y la distancia entre los electrodos de enfocamiento es poco menor de 1.0m. Da una definición vertical más marcada. Obtiene valores de R_{xo} aceptables.

Herramienta de *Doble Laterolog* o DLL

El sistema de enfocamiento *doble laterolog* se diseñó para eliminar problemas y defectos de los sistemas LL3 y LL7.

Presenta la ventaja de leer a mayor profundidad, además de tener integrada una curva de investigación somera, utiliza nueve electrodos. La herramienta DLL está compuesta por un *laterolog profundo* (LLd) y un *laterolog somero* (LLs) que se registran simultáneamente. El LLd es semejante al LL7, utiliza dos conjuntos de electrodos (A_1 y A_2) que producen un mayor enfocamiento y radio de investigación. El LLs mide R_i , también semejante al LL7, sólo que la corriente de A_0 regresa a A_1 , reduciendo la profundidad de investigación (figura 3.8).

Con la herramienta *Doble Laterolog* se puede efectuar simultáneamente dos mediciones de resistividad, una somera y otra profunda, gracias al empleo de dos corrientes de diferentes frecuencias: 180 Hertz para la primera y 35 Hertz para la segunda. Bajo condiciones normales, el valor de resistividad medido por la *Laterolog Somera* (LSS) corresponde a las zonas lavada e invadida, mientras que el de la *Laterolog Profunda* (LLD) corresponde a la zona virgen, con alguna influencia de la zona invadida.

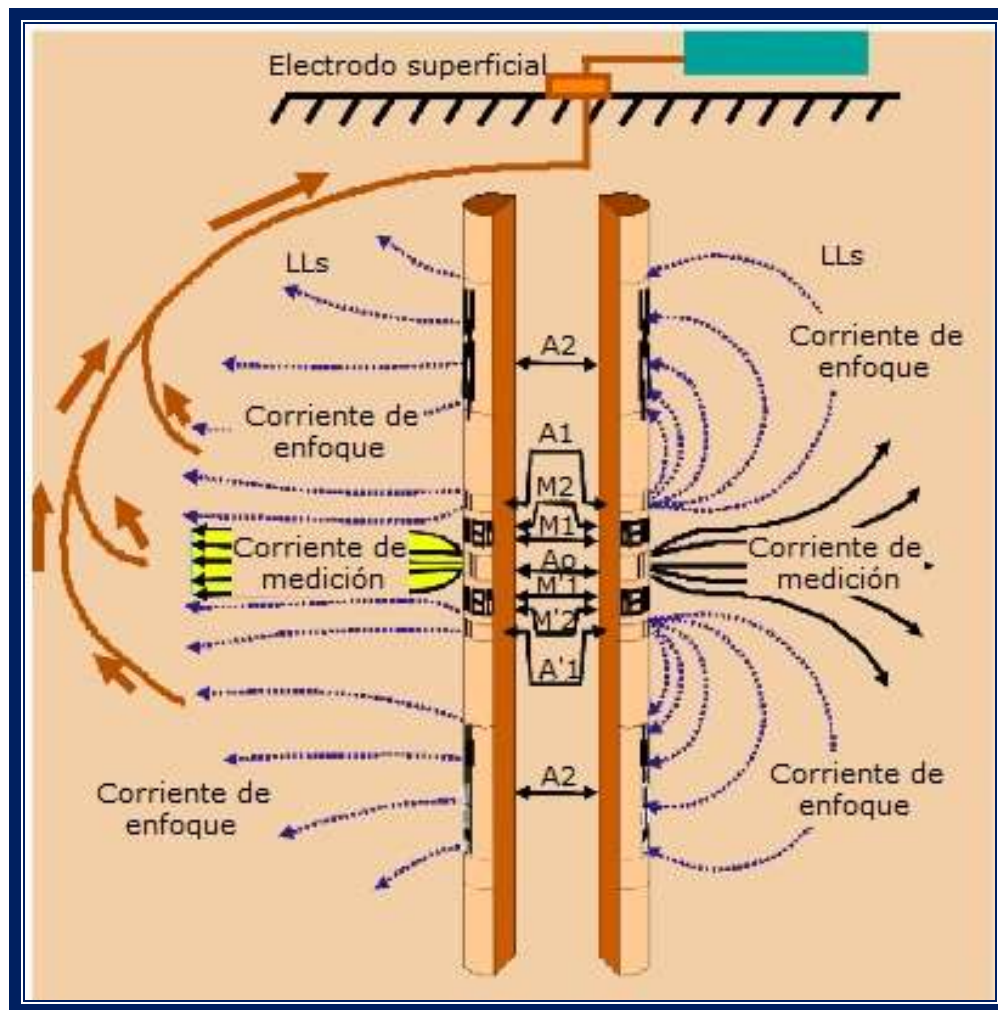


Figura 3.8. Herramienta *Doble Laterolog*. (Ramos, 2008)

Ambas mediciones dependen del diámetro de invasión y de los valores relativos de la resistividad del filtrado (R_{mf}) y la del agua de la formación (R_w).

En formaciones con capas delgadas, las respuestas del LLS y del LLD, en cuanto a resolución se refieren, son semejantes, ya que manejan el mismo arreglo de electrodos. La mejor característica del *Doble Laterolog* es su resolución vertical, que es de aproximadamente 1 pie. La figura 3.9 muestra la curva de un *registro de doble laterolog*.

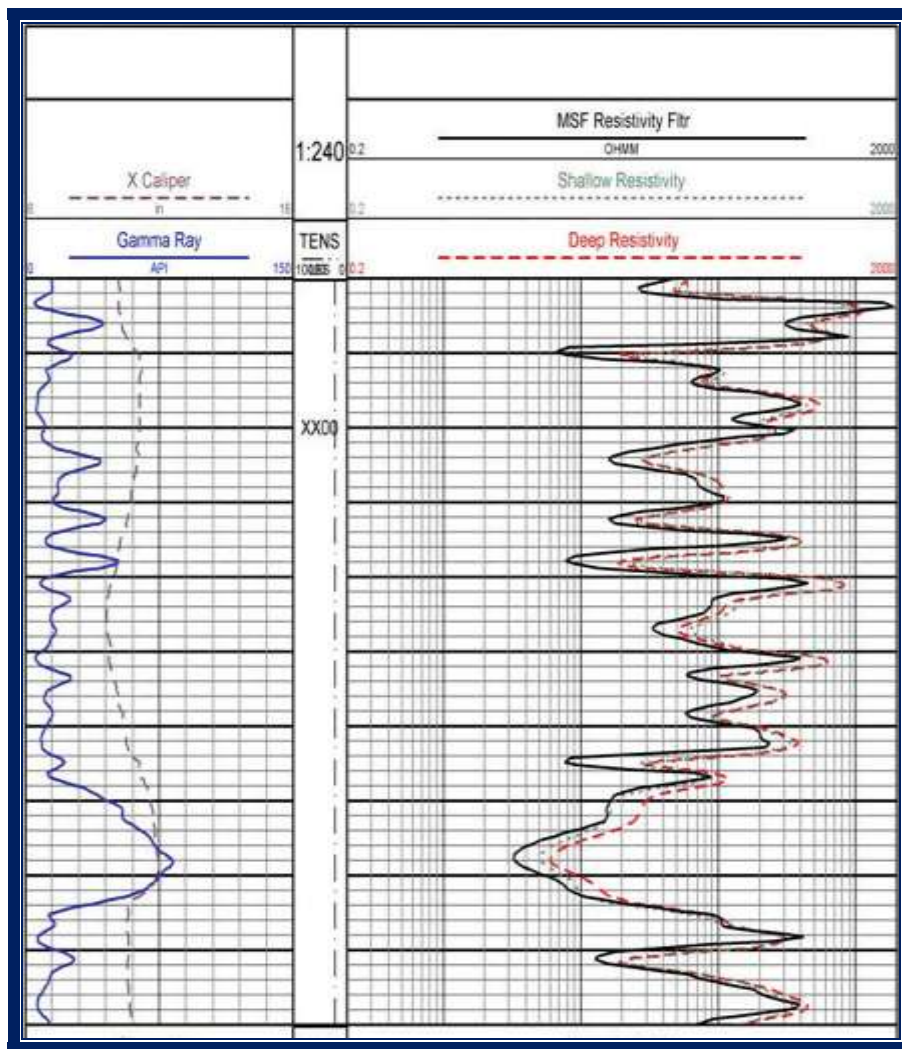


Figura 3.9. Registro *Doble Laterolog*. (Weatherford, 2009)

El equipo *Doble Laterolog* es muy útil cuando hay que registrar formaciones con resistividades contrastantes, sin embargo tiene una limitación, el equipo no opera en pozos con fluido de perforación (lodo) base aceite, o con aire.

El *Doble Laterolog* se recomienda cuando se utiliza lodos salados base agua, cuando se requiere una buena definición de espesores de capa y cuando el rango de resistividades a medir es amplio (hasta 40 000 ohm-metro).



3.1.3 Registros de Inducción

Estas herramientas miden la conductividad de la formación. La unidad de medida es el milimho/m. Una corriente de 20 KHz alimenta a la bobina transmisora. El campo electromagnético que se genera alrededor de la sonda, induce en el terreno corrientes eléctricas que circulan en anillos coaxiales al eje de la sonda; éstas corrientes a su vez, generan su propio campo magnético e inducen una señal en la bobina receptora cuya intensidad es proporcional a la conductividad del terreno (figura 3.10).

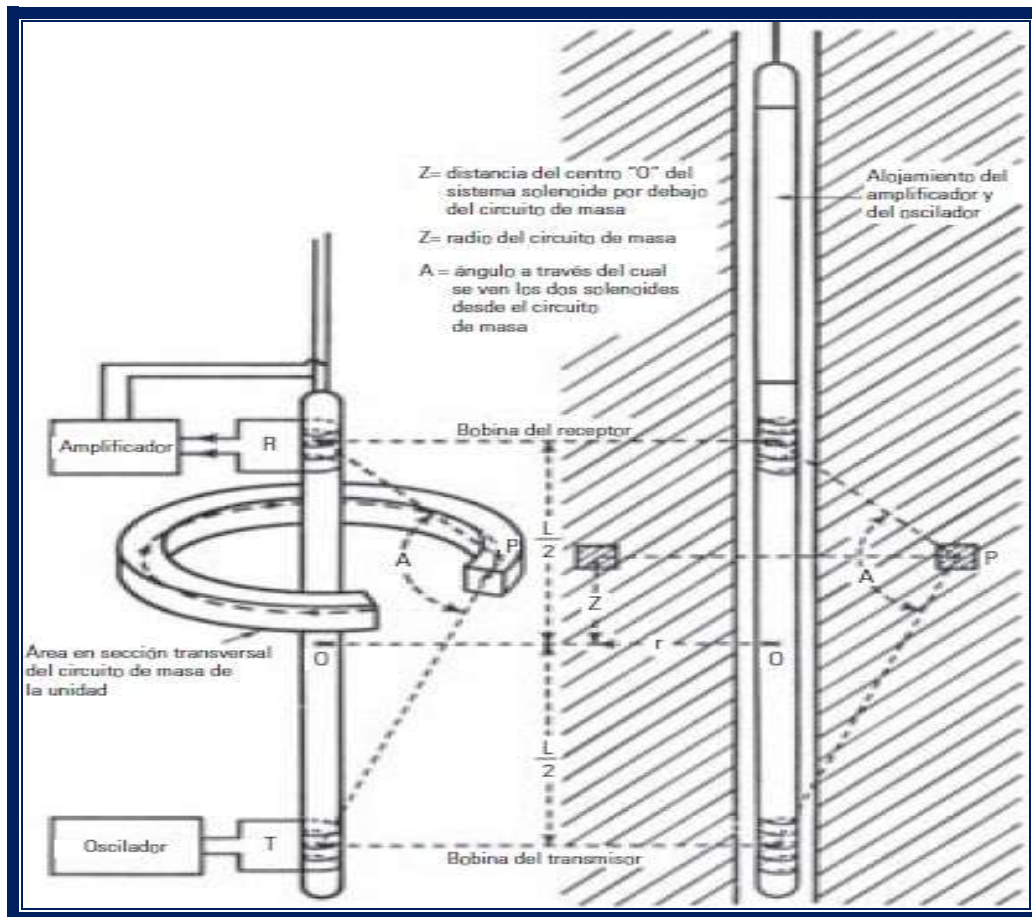


Figura 3.10. Principio de la Herramienta de Inducción. (Anderson, 2008)

Las herramientas prácticas utilizan un arreglo de bobinas que sirven para minimizar las contribuciones y maximizar la profundidad de penetración y resolución vertical. Típicamente, existen herramientas con seis o más bobinas separadas 40" de las bobinas principales.



Estas herramientas tienen la ventaja de que pueden utilizarse en pozos que contienen lodo base aceite, aire, o bien lodos dulces. Se pueden determinar límites entre capas, resistividad verdadera de la zona virgen R_t y correlación entre pozos.

Herramienta AIT (*Array Induction Tool*)

Esta herramienta está diseñada para medir la conductividad de la formación, de tal manera que la señal de la herramienta penetra a través de zonas irregulares e invadidas alrededor del pozo para llegar a la zona no contaminada de la formación.

Tiene respuesta en un amplio rango de ambientes resistivos y puede funcionar en cualquier tipo de fluido, incluyendo lodos base aceite (lodos de emulsión inversa) y como resultado se obtienen imágenes de invasión, resistividad del agua de formación y contenido de fluidos.

Las mediciones inductivas fueron originalmente sustitutos de las herramientas laterales (inoperables en lodos base aceite), en donde las herramientas laterales funcionan mal debido a que se requiere un contacto directo con el lodo para proporcionar un acoplamiento de la corriente a la formación. Sin embargo, de acuerdo con su evolución, las nuevas herramientas inductivas trabajan bajo diferentes ambientes de perforación.

Su principio de funcionamiento es que un campo electromagnético que se genera alrededor de la sonda por la circulación de la corriente, induce en la formación corrientes eléctricas que circulan en anillos coaxiales al eje de la sonda. Estas corrientes, a su vez, generan su campo magnético e inducen una fuerza electromotriz en la bobina receptora, cuya intensidad es proporcional a la conductividad de la formación e inversamente proporcional a su resistividad.

El principio del sistema inductivo está constituido por una bobina transmisora, excitada por una corriente alterna y una bobina receptora. El voltaje inducido en la bobina receptora puede ser visto como un voltaje vectorial, para el cual la magnitud y fase están en función de la conductividad de la formación (figura 3.11).



El voltaje inducido en una bobina receptora de radio a , con N_R vueltas y el espaciado receptor-transmisor L se puede expresar como:

$$V_R = \frac{2N_T N_R I_T (\pi a^2)^2}{4\pi} \frac{(i\omega\mu)}{L^3} (1 - ikL) e^{ikL} \quad (11)$$

El voltaje inducido en la bobina receptora a través de la ecuación anterior es un número complejo y está desfasado de la corriente I_T .

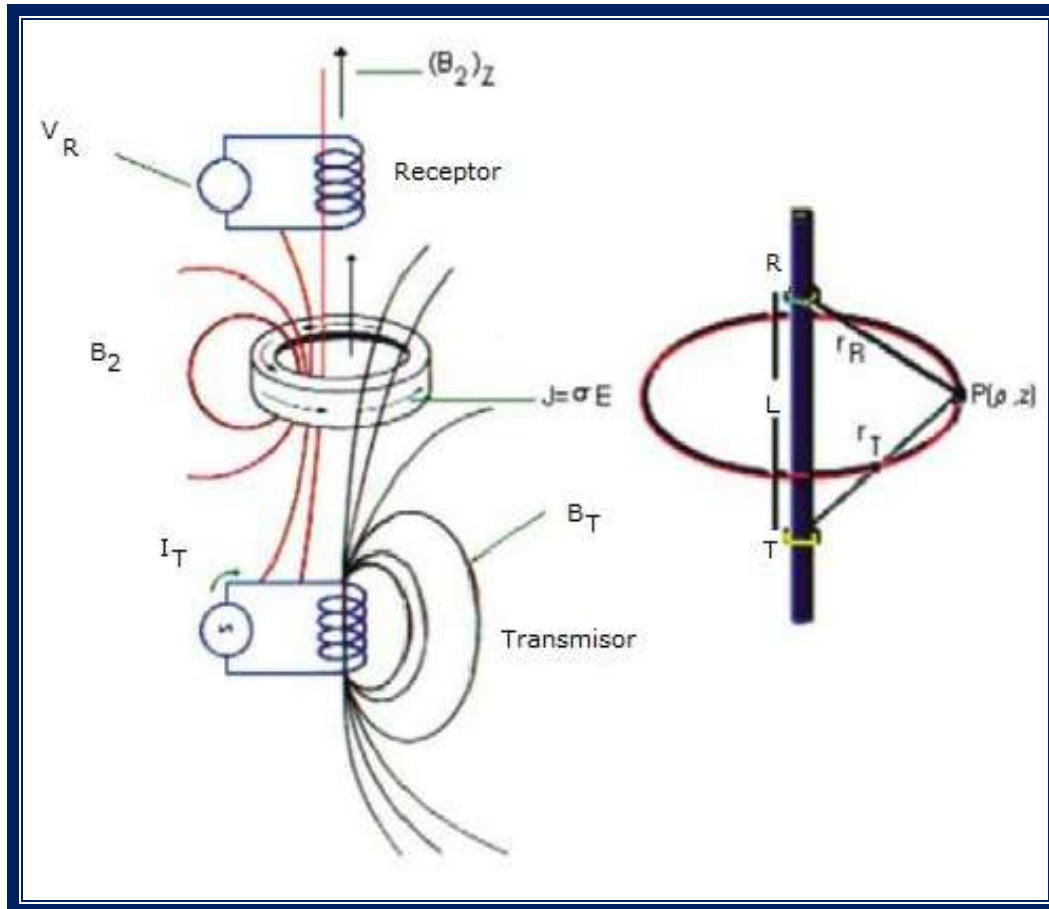


Figura 3.11. Principio de Medición de una Herramienta Inductiva. (Ramos, 2008)

Sus componentes real e imaginario están referidos como componentes resistiva (señal R) y reactiva (señal X), respectivamente, en analogía al uso de la teoría de circuitos de corriente alterna.

El término real es una función lineal de la conductividad de la formación, certificando en esta forma que la herramienta inductiva mide paralelamente la conductividad.



El término imaginario es la cuadratura de la corriente del transmisor, y es independiente de la conductividad. Esta componente es la inductancia mutua que existe entre transmisor y receptor.

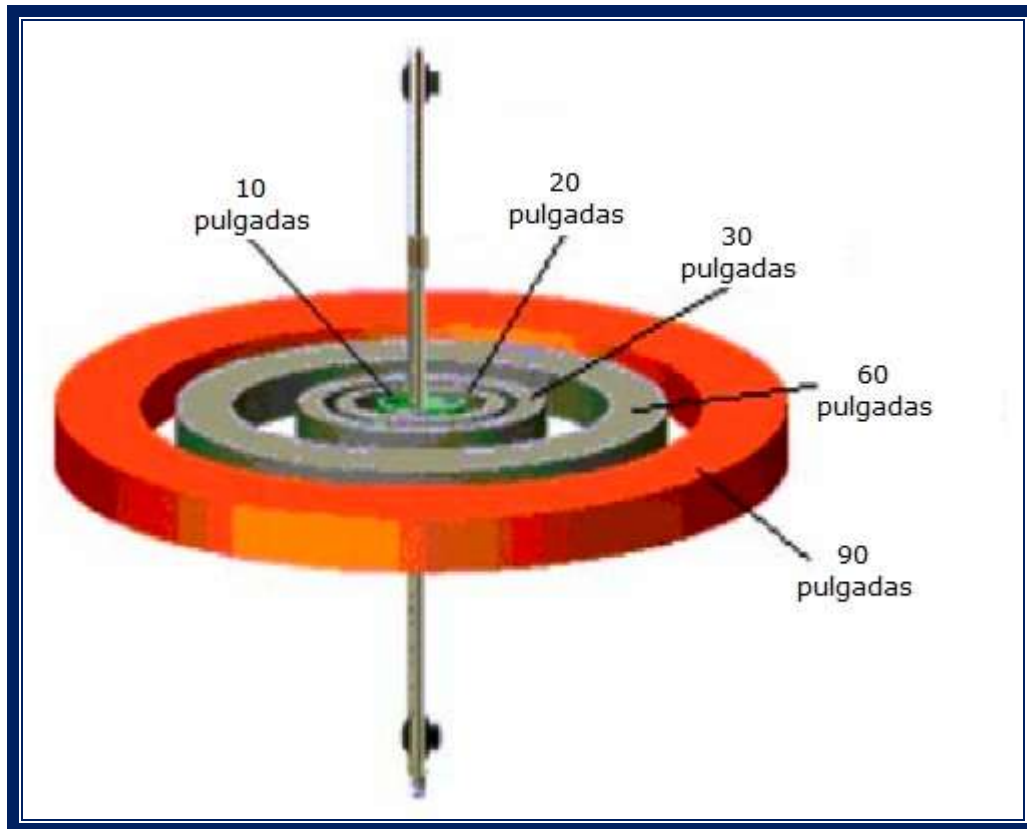


Figura 3.12. Profundidades de Investigación de la Herramienta AIT. (Ramos, 2008)

Para las herramientas AIT-B y AIT-H, su principio de medición es el siguiente: cada una de estas configuraciones tiene arreglos independientes (transmisor-receptor) balanceados, con espaciamientos de 6 a 72 pulgadas. A través de esta disposición, se obtienen 28 mediciones que se corrigen en tiempo real, las cuales son adquiridas a intervalos de 3 pulgadas. Estas 28 mediciones se corrigen por efectos de pozo y se combinan con funciones ponderadas, tanto en dirección radial como en profundidad, para producir un conjunto de cinco curvas o perfiles con una correlación amplia respecto a su resolución vertical 10", 20", 30", 60" y 90" a partir del centro del pozo (figura 3.12).



Los perfiles tienen la misma respuesta vertical y pueden ser graficados en 3 diferentes resoluciones: 1 pie para evaluaciones de capas finas, y a 2 y 4 pies, para una fácil correlación con otros registros existentes.

El procesamiento no lineal, en tiempo real, prácticamente elimina efectos ambientales, de manera que pueden obtenerse perfiles confiables aún en presencia de pozos de forma irregular o con una invasión extrema. La figura 3.13 muestra la curva del registro AIT.

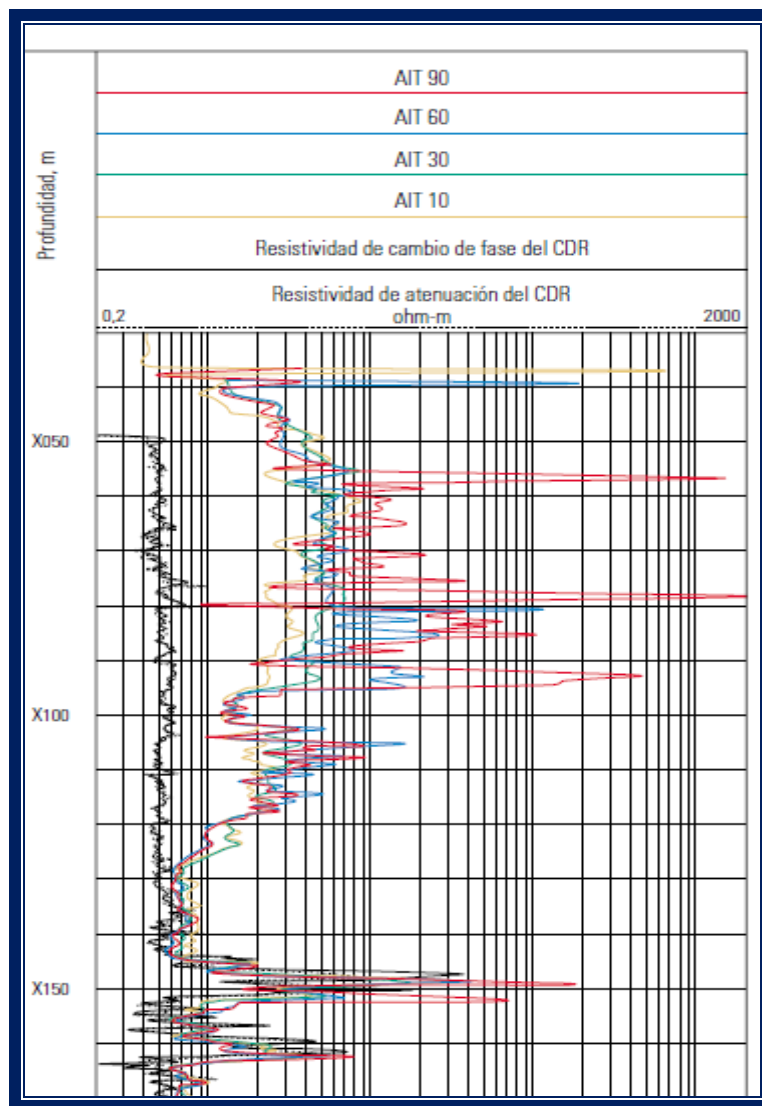


Figura 3.13. Curva del Registro AIT. (Cuvillier, 2000)



Un número importante de datos auxiliares pueden obtenerse a partir de estos cinco perfiles, incluyendo resistividad de la zona virgen, resistividad de la zona lavada y tres parámetros nuevos: invasión-límite radial de la zona lavada, límite radial de la invasión y volumen del filtrado.

La información del perfil se puede presentar también como una imagen a color de la resistividad, adicionalmente se utiliza la fórmula de Archie y la porosidad, como imagen a color de resistividad de agua aparente.

Especificando la resistividad del agua de formación y la resistividad del filtrado, en conjunto con la descripción de invasión, es posible obtener una imagen a color de la saturación de agua.

3.2 Registros de Litología

Registro de Potencial Espontáneo SP. El *registro de potencial espontáneo* (SP, por sus siglas en inglés, *Spontaneous Potential*) es una medición de un fenómeno físico que ocurre de manera natural en las rocas. La curva de SP registra el potencial eléctrico (voltaje) producido por la interacción del agua de formación, el fluido de perforación conductivo y las rocas.

El registro SP mide la diferencia entre el potencial eléctrico de un electrodo móvil en el pozo y el potencial eléctrico de un electrodo fijo en la superficie, en función de la profundidad (figura 3.14).

En presencia de lutitas, el registro SP por lo general, define una línea más o menos recta, que se denomina línea base de lutitas.

En presencia de formaciones permeables, la curva muestra variaciones con respecto a la línea base de lutitas: en los estratos con espesor mayor, estas variaciones tienden a alcanzar un valor esencialmente constante, definiendo así una línea denominada de arenas. La deflexión de la curva en el registro puede ser a la izquierda (negativa) o a la derecha (positiva), dependiendo principalmente de las salinidades relativas del agua de formación y del filtrado de lodo.

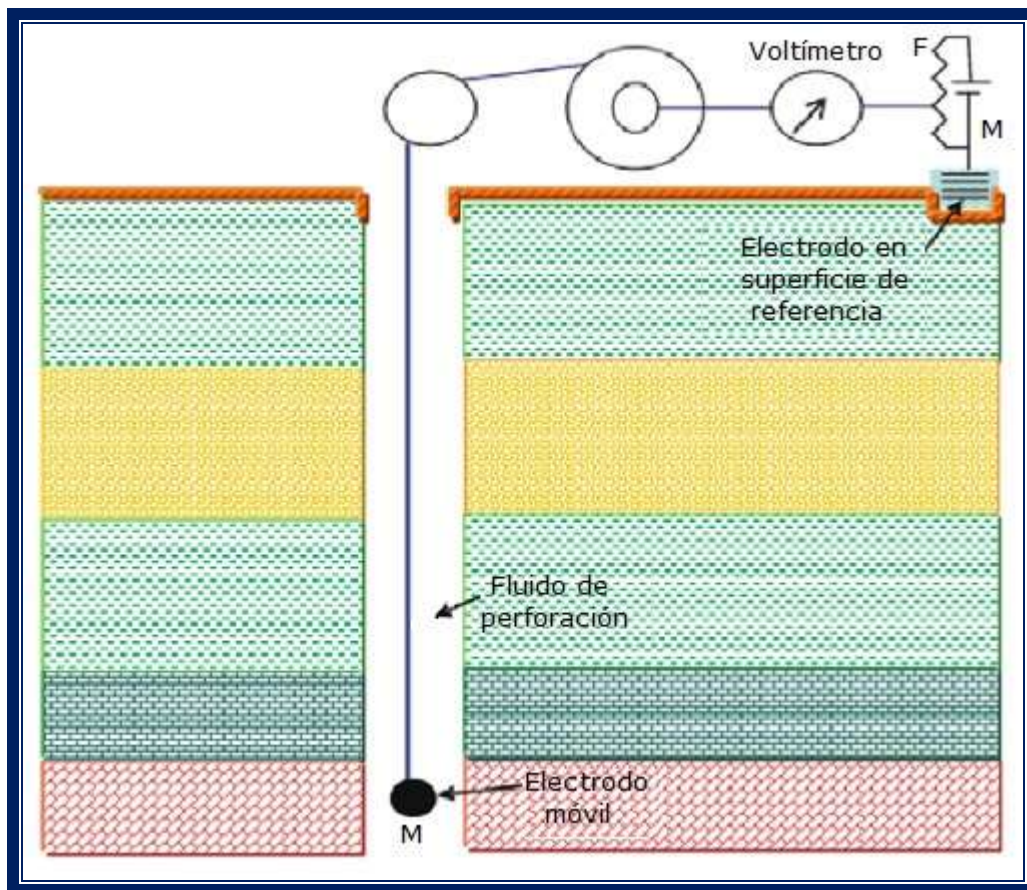


Figura 3.14. Circuito esquemático para obtener el registro SP. (Ramos, 2008)

Si la salinidad del agua de formación es mayor que la del filtrado de lodo, la deflexión es a la izquierda. Por el contrario, si la salinidad del filtrado de lodo es mayor que la del agua de formación, la deflexión de la curva es a la derecha (figura 3.15).

La posición de la línea de referencia de lutitas en el registro no tiene un significado útil para propósitos de interpretación. El ingeniero operador que toma el registro, elige la escala de sensibilidad del SP y la posición de la línea de referencia de lutitas, de manera que las deflexiones de la curva permanezcan en el carril del SP. El registro del SP se mide en milivoltios (mV).

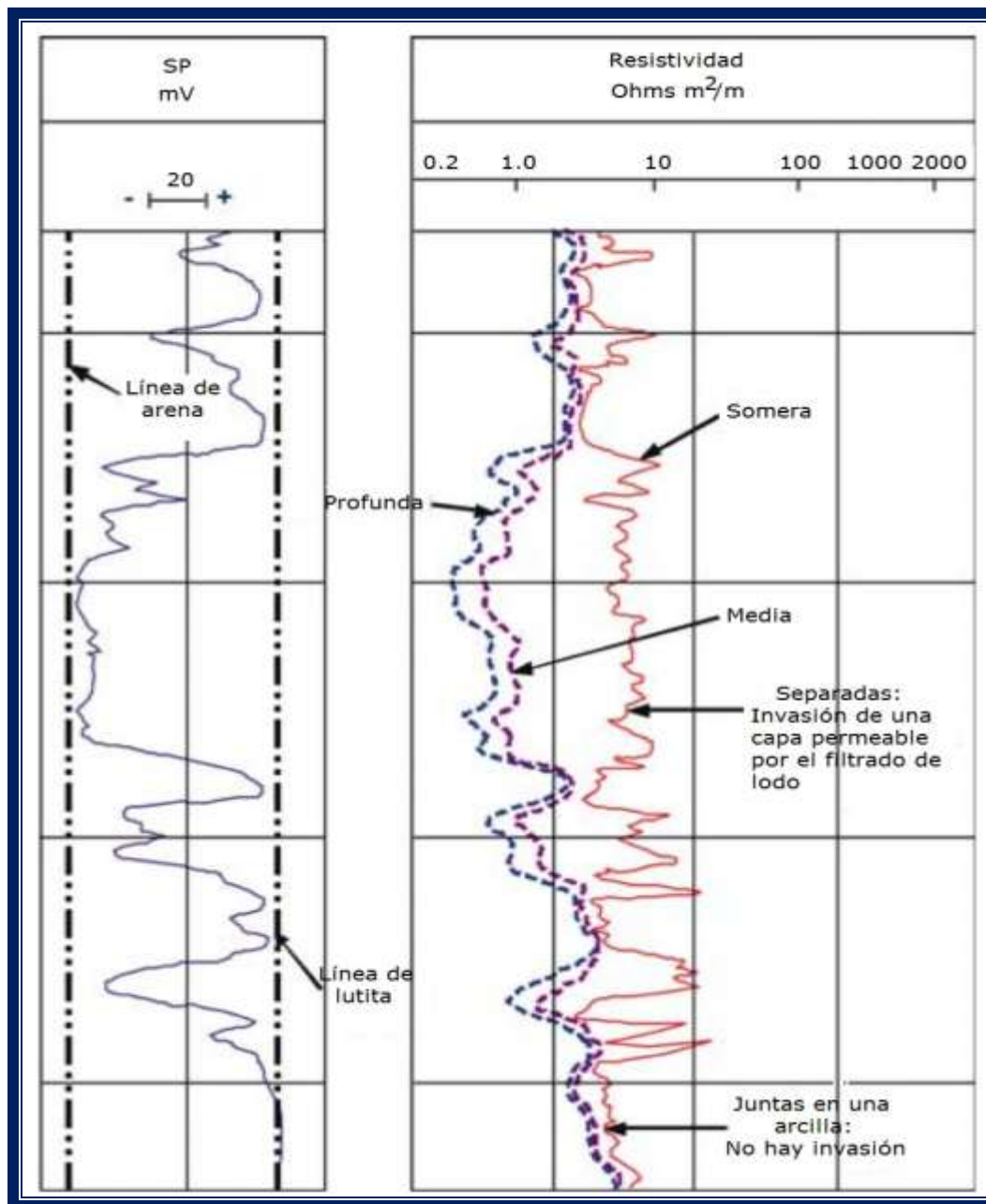


Figura 3.15. Registro de SP en una serie de lutitas y areniscas. (Ramos, 2008)

No se puede registrar una curva de SP en pozos con tubería de revestimiento (TR) o tubería de producción (TP) metálica, o cuando se utilizan fluidos de perforación (comúnmente lodo de perforación) no conductivos, ya que en estos casos no se proporciona una conductividad eléctrica entre el electrodo del SP y la formación. Adicionalmente, si las resistividades del filtrado de lodo y la del agua de



formación son casi iguales, las deflexiones de la curva del registro SP serán muy pequeñas y por lo tanto, no significativas.

Las deflexiones de la curva del registro SP resultan de las corrientes eléctricas que fluyen en el lodo del pozo. Estas corrientes se deben a fuerzas eléctricas en las formaciones, las cuales tienen un origen electroquímico y electrocinético.

Componente Electroquímico del SP. Considérese una formación permeable con estratos gruesos de lutita arriba y abajo; supóngase también que los dos electrolitos presentes, filtrado de lodo y agua intersticial de formación, sólo contienen cloruro de sodio (NaCl). Debido a la estructura laminar de la arcilla y a las cargas eléctricas en las láminas, las lutitas son permeables a los cationes Na^+ pero impermeables a los aniones Cl^- . Solamente los cationes Na^+ (cargas positivas) pueden moverse de la solución de NaCl más concentrada a la menos concentrada. Este movimiento de iones cargados constituye una corriente eléctrica, y la fuerza que causa que se muevan constituye un potencial a través de la lutita E_m .

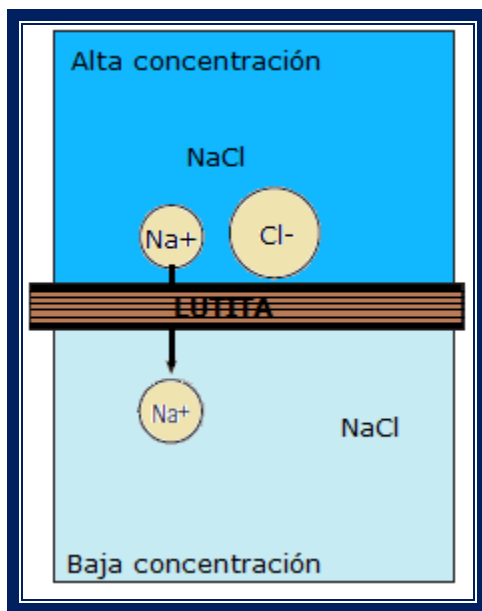


Figura 3.16. Comportamiento del Na y Cl con una membrana imaginaria. (Arroyo, 1985)

En la mitad superior de la figura 3.16 se muestra la dirección del flujo de la corriente que corresponde al paso de iones Na^+ a través de la lutita adyacente,



desde el agua de formación más salina en la capa, hasta el lodo de perforación menos salino.

Debido a que las lutitas sólo dejan pasar a los cationes, éstas actúan como membranas selectivas de iones, y por esta razón, el potencial a través de la lutita se llama potencial de membrana E_m .

Otro componente del potencial electroquímico se produce en el límite de la zona invadida, donde el filtrado de lodo y el agua de formación están en contacto directo. Aquí, los iones Na^+ y Cl^- pueden moverse de cualquiera de las soluciones a la otra, dependiendo de la concentración, es decir, como los iones Cl^- tienen una movilidad mayor que los de Na^+ , el resultado neto de esta difusión de iones es un flujo de cargas negativas (iones Cl^-) de la solución más concentrada a la menos concentrada. Generalmente, la solución de mayor concentración es la del agua de formación.

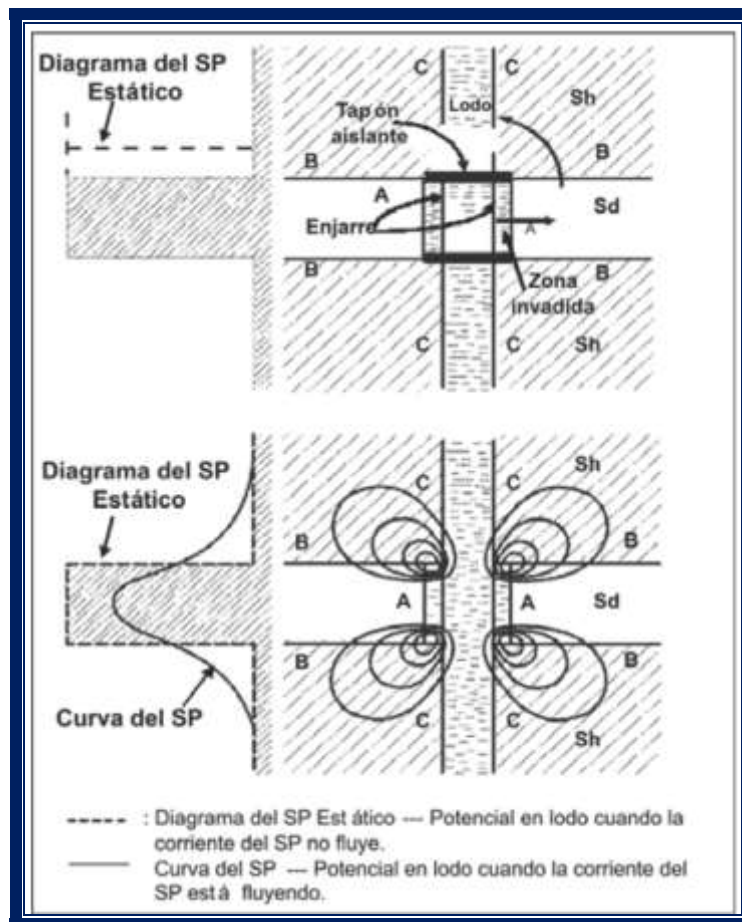


Figura 3.17. Distribución del potencial y corriente. (Ramos, 2008)



Esto equivale a un flujo de corriente convencional en la dirección opuesta, indicado por la flecha recta A en la mitad superior de la figura 3.17. La corriente que fluye a través del empalme entre soluciones de salinidad diferente se produce por medio de una fuerza electroquímica, que recibe el nombre de potencial de contacto líquido E_j . La magnitud del potencial de contacto líquido E_j , corresponde a la quinta parte del valor del potencial de membrana E_m .

Si la formación permeable no es arcillosa, la fuerza electroquímica total E_c , que corresponde a estos dos fenómenos, es igual a $E_j + E_m$, y se puede expresar como:

$$E_c = -K \log \frac{a_w}{a_{mf}} \quad (12)$$

Donde a_w y a_{mf} son las actividades químicas de las dos soluciones (agua de formación y filtrado de lodo) a la temperatura de la formación. K es un coeficiente de proporcionalidad a la temperatura absoluta, que para soluciones de agua de formación y filtrado de lodo, con NaCl es igual a 71 a 25°C (77°F). La actividad química de una solución es aproximadamente proporcional a su contenido de sal (es decir, a su conductividad). Si las soluciones contienen cantidades sustanciales de sales diferentes al NaCl, el valor de K a 77°F puede ser distinto de 71.

Si la formación permeable contiene algo de lutita o arcilla dispersa, la fuerza electroquímica total y las deflexiones del SP, serán reducidas, ya que la arcilla en una formación permeable produce una membrana electroquímica de polaridad opuesta a la de la capa de lutita adyacente.

Componente Electrocinética del SP. Un potencial electrocinético E_k (que también se conoce como potencial de corriente o potencial de electrodo de filtración), se produce cuando un electrolito fluye a través de un medio poroso, permeable y no metálico. La magnitud del potencial electrocinético se determina por varios factores, entre los cuales se encuentran la presión diferencial que produce el flujo y la resistividad del electrolito.



En el pozo se produce una fuerza electrocinética, E_{kmc} , por el flujo del filtrado de lodo a través de enjarre depositado en la pared del pozo frente a las formaciones permeables. En la práctica no se genera una fuerza electrocinética a través de la formación permeable en sí. Esto es porque prácticamente toda la presión diferencial entre el pozo y la formación inalterada (virgen), se expande a través del enjarre menos permeable. Cualquier presión diferencial a través de la formación, por lo general, no es lo suficientemente grande para producir una fuerza electrocinética considerable.

Sin embargo, una fuerza electrocinética, E_{ksh} , puede producirse a través de la lutita, y que puede tener suficiente permeabilidad para permitir una pequeña filtración de flujo desde el lodo.

Cada una de estas fuerzas electrocinéticas contribuyen a una lectura más negativa del SP frente a la capa permeable y a la lutita, respectivamente. Por lo tanto, la contribución neta a la deflexión del SP (medida desde la línea base de lutitas) es la diferencia entre las contribuciones de los efectos electrocinéticos del enjarre y de la lutita. En la práctica, estas fuerzas electrocinéticas son similares en magnitud, y por lo tanto, la contribución electrocinética neta a la deflexión del SP es casi siempre muy pequeña y, por lo general, se considera insignificante. Esto es particularmente cierto si el agua de formación es más bien salina (con una resistividad a 0.1 ohm-m) y la presión diferencial tiene un valor normal de sólo unos cuantos cientos de libras por pulgada cuadrada (ps) o menor.

Sin embargo, sí es posible que los efectos electrocinéticos se vuelvan más importantes en los casos de diferenciales de presión anormalmente altos (por ejemplo, en formaciones agotadas de baja presión o cuando se utilizan lodos de perforación muy pesados). En estos casos, las fuerzas electrocinéticas pueden ser muy significativas y es posible que los efectos electrocinéticos de la capa de lodo y de la lutita no se eliminen el uno al otro.

También se pueden observar efectos electrocinéticos importantes en formaciones de muy baja permeabilidad (menos de unos cuantos *milidarcy*) en las que una parte apreciable del diferencial de presión se aplica a través de la formación. Si la permeabilidad de la formación es tan baja que prácticamente no



se forma un enjarre, la mayor parte del diferencial de presión entre la presión de los poros de la formación y la presión hidrostática de la columna de lodo, se aplica a la formación. Si el agua de formación es de baja salinidad, si el lodo es resistivo y además la formación es limpia y tiene algo de porosidad, el efecto electrocinético puede ser bastante grande, algunas veces excede los -200mV.

Estos efectos poco frecuentes son difíciles de detectar, sin embargo las condiciones que favorecen su existencia nos deben prevenir sobre la posibilidad de la aparición de un potencial electrocinético de un valor considerable. Cuando esto ocurre, la deflexión de la curva del registro de SP no se puede utilizar para calcular un valor confiable de resistividad del agua de formación R_w .

Registro de Rayos Gamma Naturales. Todas las formaciones geológicas contienen cantidades variables de material radioactivo, cuya magnitud depende de sus características individuales. El *registro de rayos gamma naturales* es un registro de la radioactividad de las rocas, producto de la desintegración natural de las pequeñas cantidades de elementos radioactivos que contienen. Las lutitas normalmente contienen mayor cantidad de material radioactivo que las arenas, areniscas y calizas, por lo tanto, una curva de rayos gamma naturales indicará la diferencia en radioactividad entre uno y otro tipo de roca.

Se puede entonces decir que es un registro de la litología de las formaciones atravesadas por un pozo, siendo su función principal substituir o complementar al registro del potencial espontáneo que también es un registro litológico. De hecho la curva de *rayos gamma* es muy similar a la curva de *potencial espontáneo*, con la cual es correccionable. Este registro se puede tomar simultáneamente con otros, ya sean también radioactivos a de resistividad, en agujeros abiertos, vacíos o llenos con lodos de cualquier tipo.

La radioactividad natural de las formaciones proviene de los siguientes tres elementos presentes en las rocas: uranio (U), torio (Th) y potasio (K).

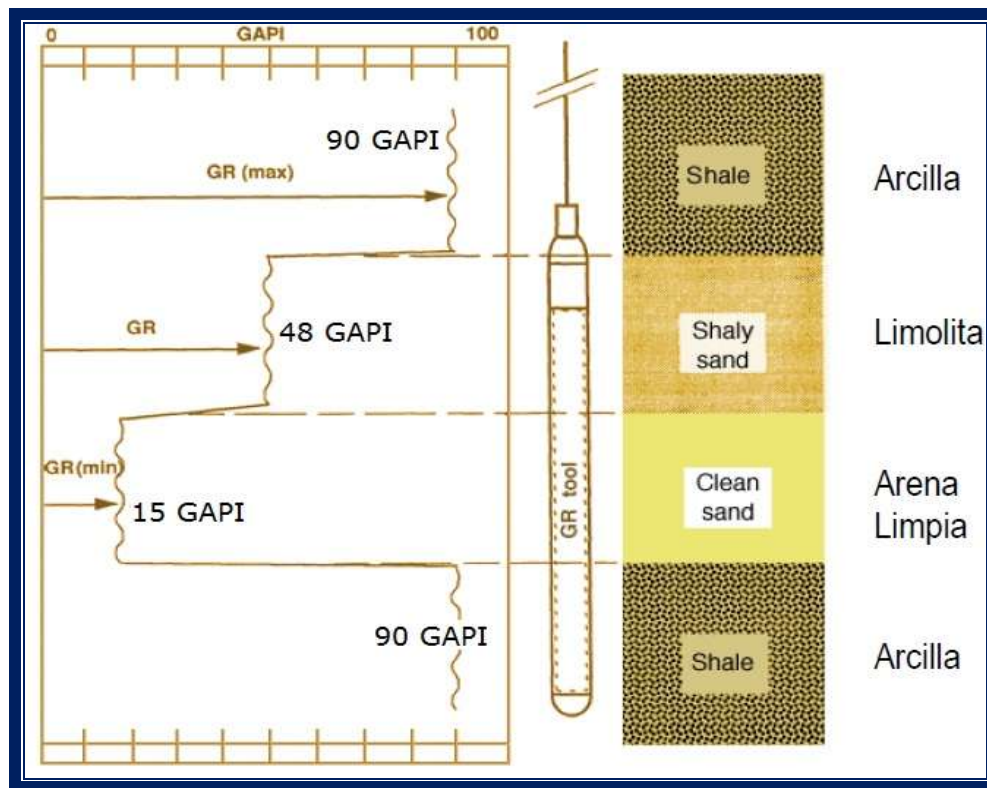


Figura 3.18. Herramienta de Rayos Gamma y su respuesta típica. (Ramos, 2008)

El decaimiento de estos elementos genera la emisión continua de rayos gamma naturales, los que pueden penetrar varias pulgadas de roca y también pueden ser medidos utilizando un detector adecuado dentro del pozo, generalmente un detector de centelleo (“*Scintillation-Detector*”), con una longitud de 20 a 30 cm. Este detector genera un pulso eléctrico por cada rayo gamma observado. El parámetro registrado es el número de pulsos por segundo registrados por el detector (figura 3.18).

Este registro es muy útil para identificar zonas permeables debido a que los elemento radioactivos mencionados tienden a concentrarse en las lutitas o “*shales*” (impermeables), siendo muy poco frecuente encontrarlos en areniscas o carbonatos (permeables).

El registro de GR puede aplicarse para:

- Detectar capas permeables
- Determinar la arcillosidad de las capas



- Evaluar minerales radioactivos
- Definir los minerales radioactivos
- Correlación con registros a pozo revestido
- Correlación pozo a pozo

Registro de Espectroscopía de Rayos Gamma. Este registro mide la cantidad de rayos gamma y su nivel de energía y permite determinar las concentraciones en la formación de los elementos Potasio, Torio y Uranio.

La mayor parte de la radiación por rayos gamma en la Tierra, se origina por la desintegración de tres isótopos radiactivos: el Potasio 40 (K^{40}) con una vida media de 1.3×10^9 años, el Uranio 238 (U^{238}) con una vida media de 4.4×10^9 años, y el Torio 232 (Th^{232}) con una vida media de 1.4×10^{10} años.

El Potasio 40 se desintegra directamente en Argón 40 estable con una emisión de 1.46 MeV de rayos gamma. Sin embargo, el Uranio 238 y el Torio 232, se desintegran sucesivamente a través de una larga secuencia de distintos isótopos antes de llegar a isótopos estables de Plomo.

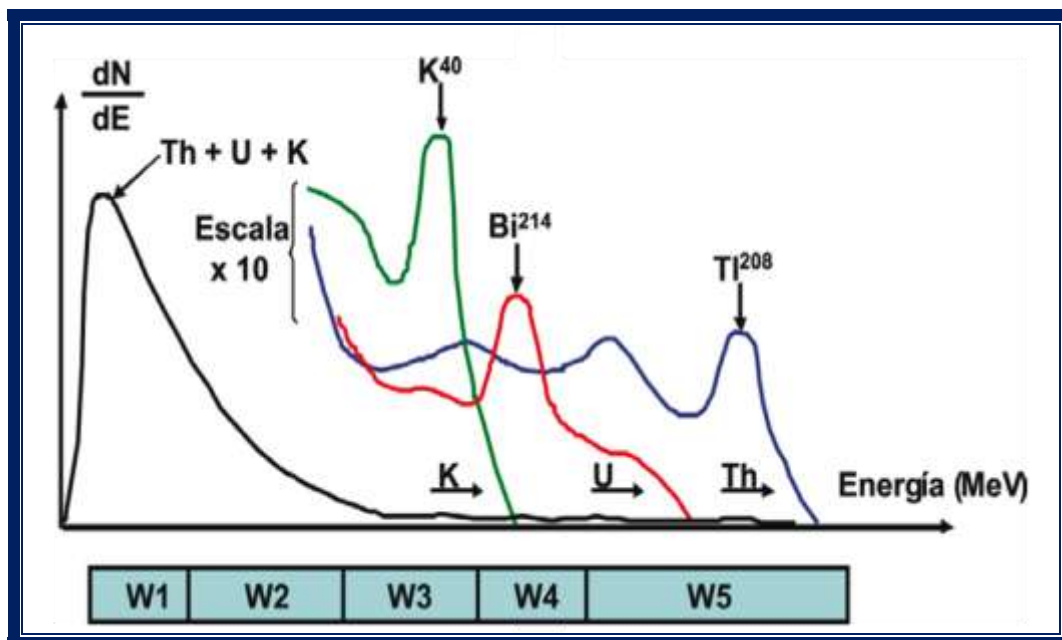


Figura 3.19. Curvas de respuesta de Potasio, Torio y Uranio. (Ramos, 2008)

Como resultado, se emiten rayos gamma de muy diferentes energías y se obtienen espectros de energía complejos, como lo muestra la figura 3.19. Los picos



característicos en la serie del Torio a 2.62 MeV y en las series de Uranio a 1.76 MeV, se deben a la desintegración del Talio 208 y del Bismuto 214, respectivamente.

Generalmente se supone que las formaciones están en equilibrio secular, es decir que los isótopos hijos se desintegran en la misma proporción en la que son producidos por los isótopos padres. Esto significa, que las proporciones relativas de elementos padres e hijos en una serie en particular, permanecen bastante constantes. Por lo tanto, al considerar la población de rayos gamma en una parte particular del espectro, es posible deducir la población en cualquier otro punto. De ésta manera se puede determinar la cantidad de isótopos padres.

Una vez que se conoce la población de isótopos padres, también se puede encontrar la cantidad de isótopos no radiactivos. La proporción entre Potasio 40 y Potasio total es muy estable y constante en la Tierra, mientras que, a excepción del Torio son muy raros, por lo que se puede no tomarlos en cuenta. Las proporciones relativas de los isótopos de Uranio dependen en cierta forma del medio ambiente y también hay un cambio gradual debido a sus distintas vidas medias; en la actualidad la proporción de Uranio 238 a Uranio 235 es cerca de 137.

El principio de medición de la herramienta NGS utiliza un detector de centelleo de ioduro de sodio, contenido en una caja sellada a presión que durante el registro se mantiene contra la pared del pozo por medio de un resorte inclinado.

Los *rayos gamma* emitidos por la formación casi nunca alcanzan al detector directamente. Más bien, están dispersos y pierden energía por medio de tres interacciones posibles con la formación: efecto fotoeléctrico, dispersión de *Compton*, y producción de pares. Debido a estas interacciones y a la respuesta del detector de centelleo de ioduro de sodio los espectros originales mostrados en la figura 3.19 se convierten en los espectros más difusos que se observan en la misma.

La parte de alta energía del espectro detectado se divide en tres ventanas de energía, W3, W4 y W5. Cada una cubre un pico característico de las tres series de



radiactividad. Conociendo la respuesta de la herramienta y el número de conteos en cada ventana, es posible determinar las cantidades de Torio 232, Uranio 238 y Potasio 40 en la formación.

Hay relativamente pocos conteos en la gamma de alta energía donde es mejor la discriminación máxima, por lo tanto, las mediciones están sujetas a grandes variaciones estadísticas, aun con bajas velocidades de registro.

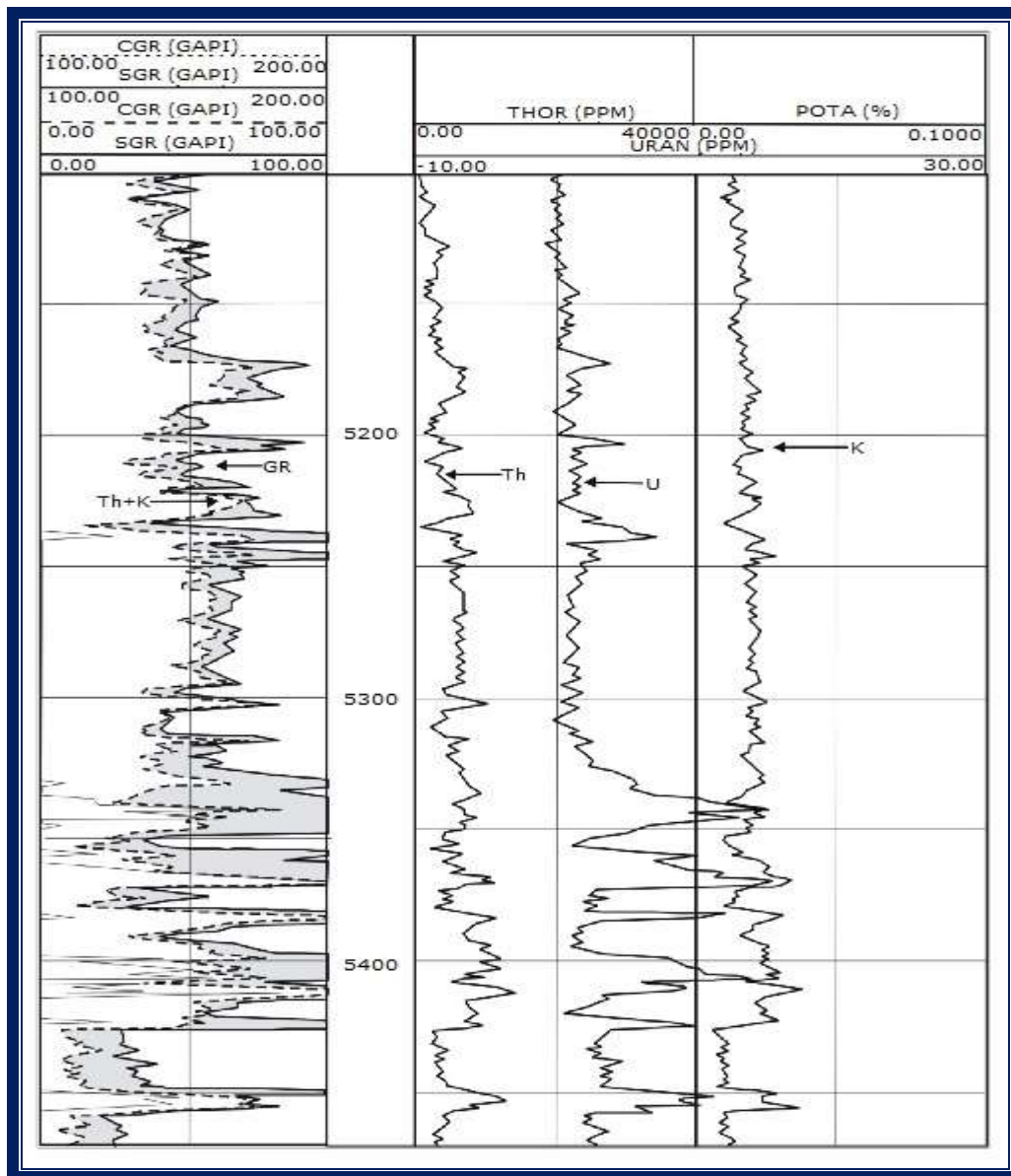


Figura 3.20. Curva del Registro NGS (Espectroscopía de Rayos Gamma Natural).
(Ramos, 2008)



Al incluir una contribución de energía con alta velocidad de conteo de la parte baja del espectro (ventanas W1 y W2), pueden reducirse estas grandes variaciones estadísticas en las ventanas de alta energía por un factor de 1.5 a 2. Las estadísticas se reducen aún más por otro factor de 1.5 a 2, utilizando una técnica de filtrado que compara los conteos a una profundidad particular con los valores anteriores, de tal manera que los cambios irrelevantes se eliminen y al mismo tiempo se retengan los efectos de los cambios en la formación.

La figura 3.20 muestra la curva del *registro de espectroscopía de rayos gama natural*.

3.3 Registros de Índice de Porosidad

Registro de Densidad. Es un dispositivo instalado en un patín que se pega a la pared y cuenta con una fuente de *rayos gamma* y dos receptores. El flujo de *rayos gamma* en los receptores es función de la densidad electrónica de la matriz de la roca (figura 3.21). Con este registro se determina indirectamente la densidad de la roca. La densidad del electrón está en relación con la densidad del elemento sólo si el número de protones es igual al de neutrones. Cuando esto no ocurre, deben realizarse correcciones. La densidad que se mide en la roca es:

$$\rho_b = \rho_{f\phi} + (1 - \phi)\rho_{ma} \quad (13)$$

Para convertir los valores de densidad a porosidad, se necesita asumir una densidad de roca y fluido. La densidad del fluido depende de la salinidad y puede tomar valores de 1.0 a 1.1 gr/cc.

Se puede detectar con ayuda de otros registros la presencia de gas en la formación. El detector de espaciamiento corto se utiliza para compensar el espesor del enjarre y la rugosidad del agujero. La presentación del registro incluye una curva de ρ_b y una $\Delta\rho_b$, la cual es la cantidad de corrección que fue necesaria aplicar al registro (figura 3.22).



Figura 3.21. Herramienta de Densidad. (Ramos, 2008)

Este registro es uno de los más efectivos y útiles en la industria de registros de pozos. Se utiliza para determinar la porosidad para la evaluación de las formaciones y proporciona un valor muy exacto de la porosidad efectiva en arenas arcillosas.

En combinación con otras herramientas da información sobre litología, contenido de arcillas, saturación de fluidos y espesor de enjarre. Cuando se utiliza con el *registro sísmico* se pueden determinar módulos de elasticidad para propósitos de ingeniería civil y reflectividad acústica para la exploración sísmica. Con los datos de densidad se puede determinar la compactación como resultado de una sobrepresión y predecir zonas sobre o bajo presionadas.

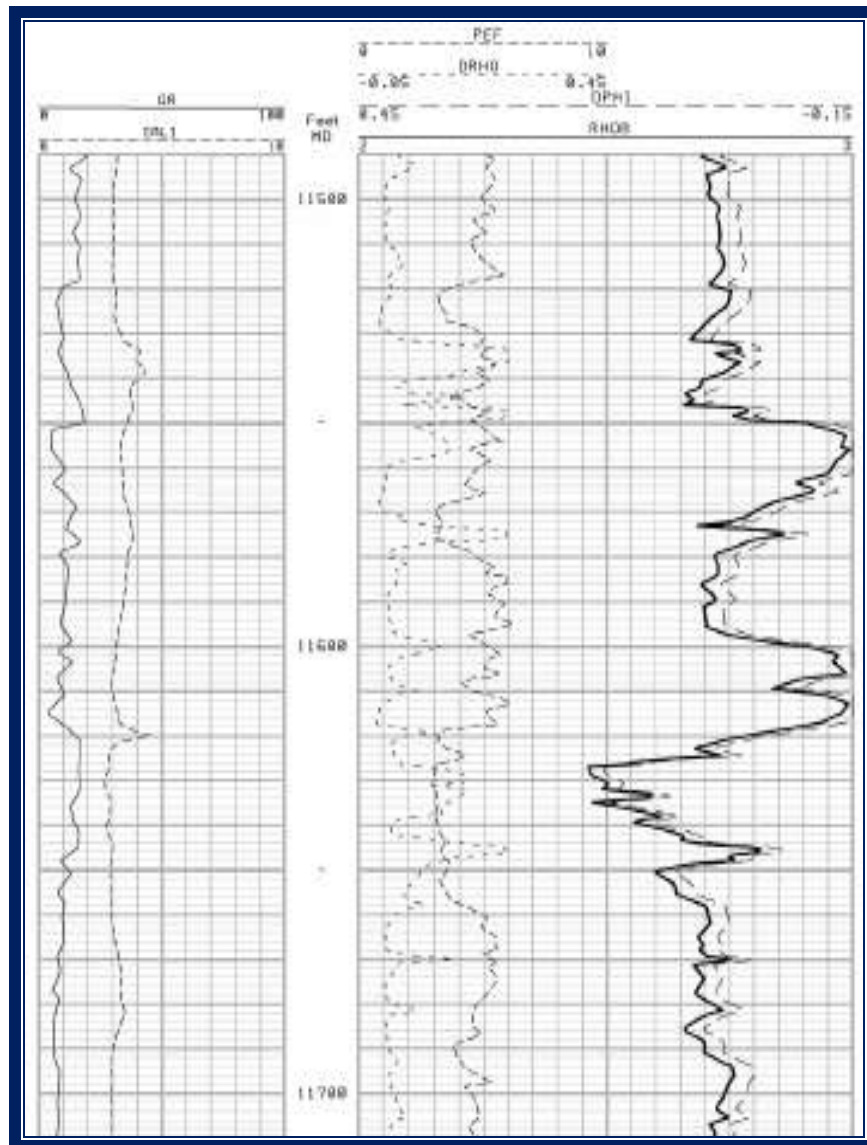


Figura 3.22. Registro de Densidad. (Weatherford, 2009)

Registro de Litodensidad. La herramienta de *litodensidad* (LTD), hace una identificación litológica por medio de la medición del índice de absorción fotoeléctrica, el cual es la cuantificación de la capacidad del material de la formación de absorber radiación electromagnética, mediante el mecanismo de absorción fotoeléctrica.

Este parámetro es función directa del número atómico promedio de la formación (Z) y depende poco de la porosidad y del fluido existente.

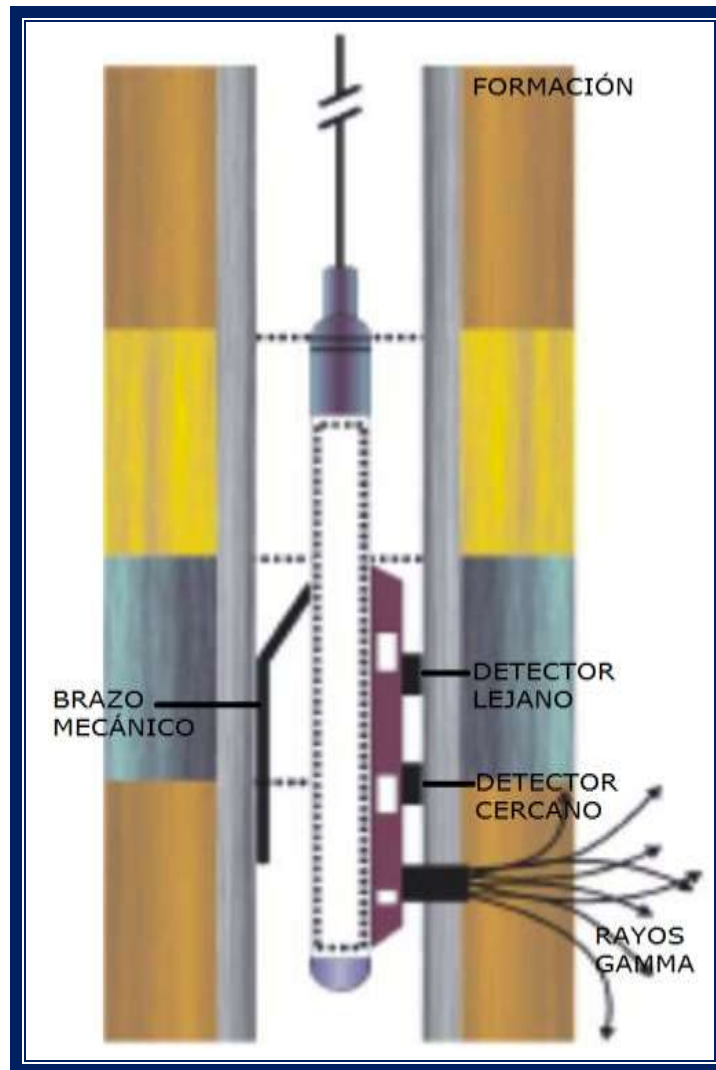


Figura 3.23. Herramienta de Densidad Compensada. (Ramos, 2008)

El sistema de medición consta de una fuente radiactiva y dos detectores montados en un patín, el cual los mantiene pegados a la formación con un brazo mecánico, eliminando mucho el efecto del pozo sobre la medición, el cual es originado por el lodo de perforación presente entre la formación y el sistema de medición (figura 3.23).

La cápsula radiactiva emite hacia la formación rayos gamma de energía constante (662 KeV), los cuales, dado el nivel de energía con que son emitidos, interactúan con los diferentes componentes de las rocas, principalmente mediante la dispersión *Compton*.



Después de sufrir varias dispersiones, los *rayos gamma* regresan al pozo, en donde son contados por los detectores. Puesto que el conteo obtenido para cierto nivel de energía es función del número de electrones por centímetro cúbico, y éste se puede relacionar con la densidad real del material existente entre la fuente y el detector, es posible determinar la densidad en función del conteo de los detectores.

El número de colisiones en el efecto *Compton* está directamente relacionado con el número de electrones de la formación. En consecuencia, la respuesta de la *herramienta de densidad* está determinada esencialmente por la densidad de los electrones (número de electrones por centímetro cúbico) de la formación.

La densidad de los electrones está relacionada con el volumen real, r_b , que a su vez depende de la densidad del material de la matriz de la roca, la porosidad de la formación y la densidad de los fluidos que llenan los poros.

La relación entre la densidad y el conteo es inversa, es decir, conforme se incrementa la densidad, el conteo disminuye, y viceversa. Aunque la densidad se puede derivar del conteo de un solo detector, el sistema de dos detectores se usa para que, con el conteo del segundo detector, se corrija la medición por el efecto adverso del enjarre o la rugosidad del pozo.

Si se tiene una formación homogénea y un contacto perfecto entre el patín y la pared del pozo, las densidades medidas con los dos detectores son iguales ($\rho_{LS} = \rho_{SS}$), si las densidades obtenidas son diferentes ($\rho_{LS} \neq \rho_{SS}$), se requiere hacer una corrección ($\Delta\rho$), la cual se calcula en función de la diferencia de las dos densidades:

$$\Delta\rho = F(\rho_{LS} - \rho_{SS}) \quad (14)$$

La densidad corregida por el efecto de pozo se obtiene sumando esta corrección a la densidad medida con el detector más lejano a la fuente, ya que la medición del detector cercano está más afectada por el pozo:

$$(\rho_b = \rho_{LS} + \Delta\rho) \quad (15)$$

Los conteos en las ventanas de altas energías del detector lejano se usan para evaluar la densidad de la formación, ya que la dispersión *Compton* es el efecto



predominante a este nivel. Por otro lado, existe en el mismo detector una ventana de baja energía en la cual, por el nivel considerado, los *rayos gamma* están fuertemente sujetos a la absorción fotoeléctrica. El conteo en esta ventana se utiliza para evaluar el índice de absorción fotoeléctrico (PEF).

Existen tres mecanismos por los cuales los *rayos gamma* pierden su energía cuando interaccionan con la materia: efecto fotoeléctrico, efecto *Compton* y producción de pares.

Efecto Fotoeléctrico. Este se presenta cuando un rayo gamma transfiere toda su energía a un electrón orbital de un átomo, esto ocurre cuando la energía del fotón es menor de 100 KeV. Como el fotón es únicamente energía, simplemente desaparecerá y como la energía impartida al electrón orbital es cinética, el electrón será sacado de su órbita, emitiéndose un rayo X fluorescente, cuando la vacante es ocupada por un electrón de una órbita superior (figura 3.24).

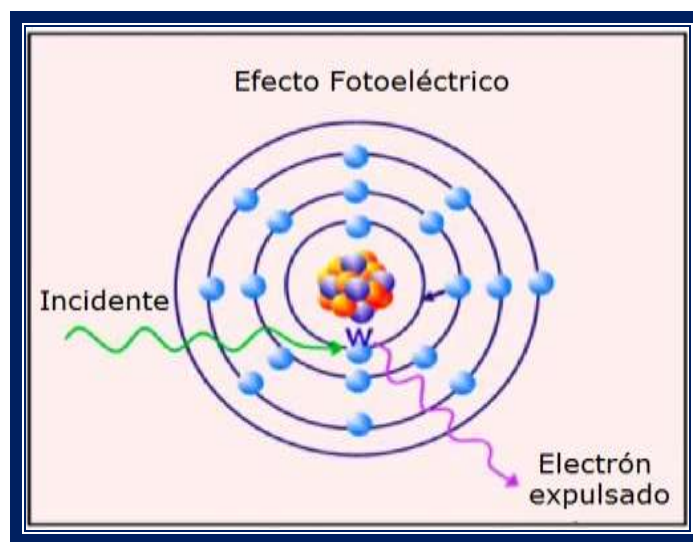


Figura 3.24. Efecto Fotoeléctrico. (Ramos, 2008)

Efecto *Compton*. En este caso se tiene sólo una pérdida parcial de energía, se presenta principalmente en el rango de 65 KeV a 2 MeV, el *rayo gamma* interactúa con un electrón orbital transfiriendo parte de su energía y cambiando de dirección, es decir, que sale dispersado. El electrón liberado produce ionización secundaria y el fotón continuará perdiendo energía a través de otras interacciones *Compton*, hasta desaparecer por el efecto fotoeléctrico (figura 3.25).

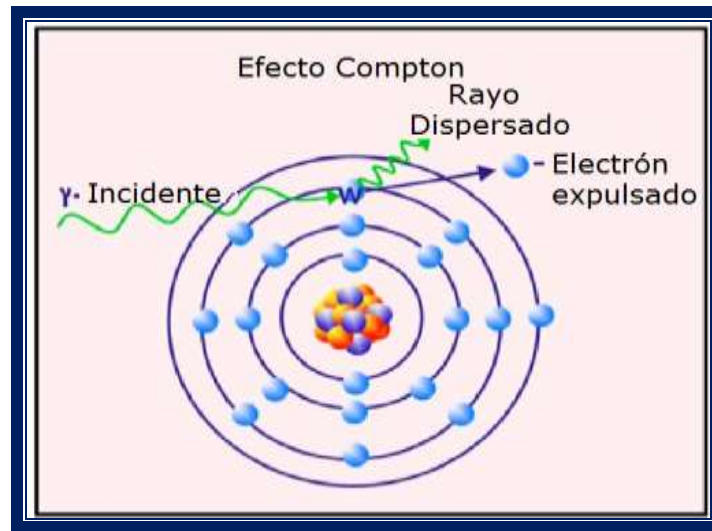


Figura 3.25. Efecto Compton. (Ramos, 2008)

Producción de pares. Este tipo de interacción es más rara que las anteriores. De hecho, es imposible, a menos que el *rayo gamma* tenga cuando menos 1.02 MeV y sólo se vuelva importante para energías de 2 MeV o más. En la producción de pares, un fotón gamma se aniquila en la vecindad del núcleo, originando la creación de un electrón y un positrón, cuya masa se creará a partir de la energía del fotón:

$$\left(m = \frac{E}{C^2} \right) \quad (16)$$

Si el fotón tiene más de 1.02 MeV de energía requeridos para crear la masa de las dos partículas, el excedente se transformará en la energía cinética del electrón y el positrón, los cuales viajarán produciendo pares de iones secundarios, hasta perder toda su energía cinética.

Al encontrar el positrón una carga opuesta (electrón), ambos se atraerán y se aniquilarán entre sí, convirtiéndose la masa de cada uno en energía pura, generando dos rayos gamma e aniquilación de 0.51 MeV (figura 3.26).

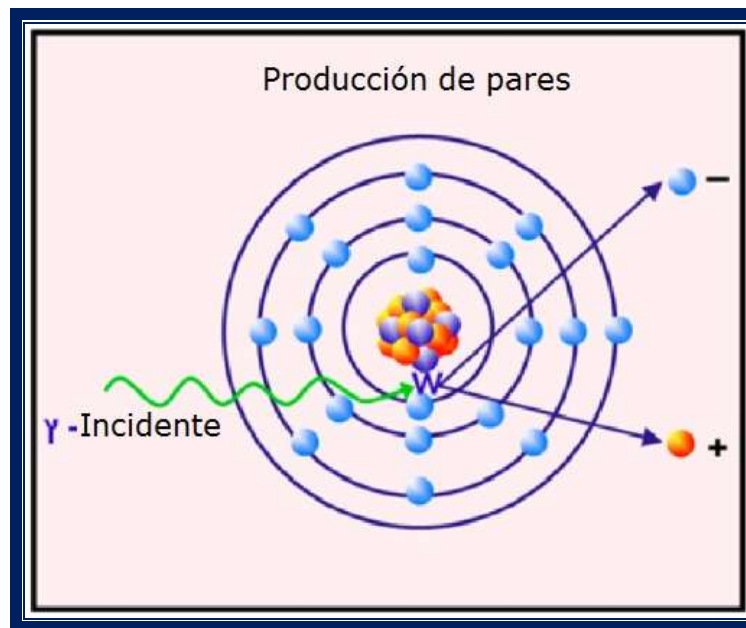


Figura 3.26. Producción de Pares. (Ramos, 2008)

Registro de Neutrones. El registro de neutrón mide el índice de hidrógeno de la formación, expresado como ϕN o porosidad neutrón en unidades de porosidad o pu (*“porosity-units”*). Para ello una fuente radioactiva natural de neutrones es colocada en la herramienta de registro antes de bajar al pozo. Los neutrones que la formación deja llegar a dos detectores ubicados a algunas pulgadas de la fuente en la herramienta de registro, permiten obtener el índice de hidrógeno de la formación. Existen los siguientes tipos de detectores: de neutrones epitermales (herramientas SNP ó *“Sidewall Neutron Porosity”* y APS ó *“Accelerator Porosity Sonde”*), neutrones termales (herramienta CNT ó *“Compensated Neutron Porosity”*), neutrones termales y rayos *gamma* de captura (antigua herramienta GNT ó *“Gamma- Neutron Tool”*).

Los neutrones emitidos por la fuente se dispersan en el pozo y en la formación alrededor de la herramienta.

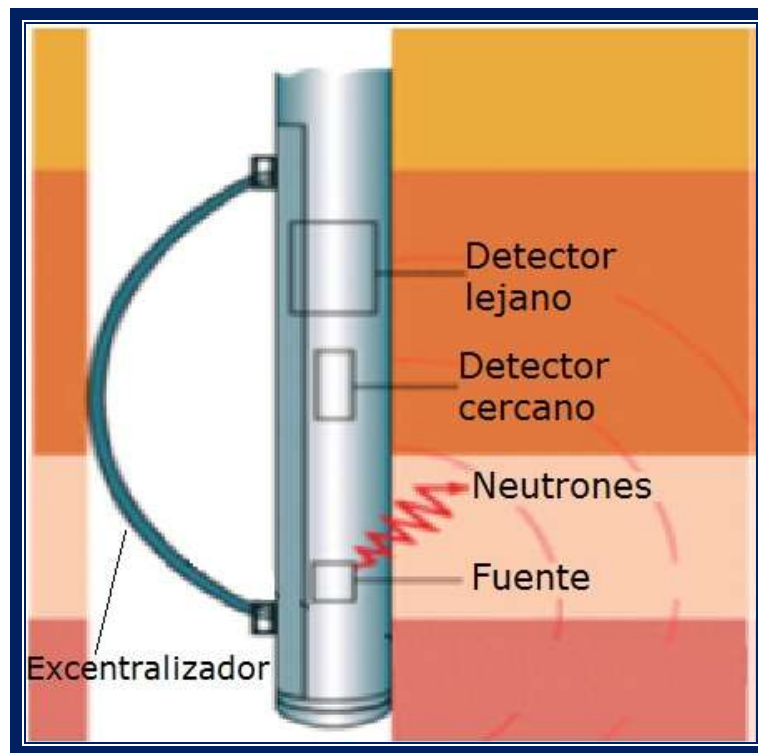


Figura 3.27. Herramienta de Neutrones. (Ramos, 2008)

Existe un descentralizador elástico apoyando la generatriz de la herramienta que pasa por la fuente radioactiva contra la pared del pozo para maximizar la cantidad de neutrones en la formación y minimizar la cantidad de neutrones en el pozo (figura 3.27).

Existen cuatro tipos de interacción entre los neutrones y la formación: la “*dispersión elástica*” en la cual el neutrón sufre una colisión con el núcleo de los átomos de la formación y rebota observando las leyes de la conservación de la energía y del momento; la “*dispersión inelástica*” en la cual el núcleo es excitado por la colisión con el neutrón y regresa a su estado energético emitiendo un *rayo gamma*; la captura en la cual el núcleo absorbe el neutrón emitiendo un *rayo gamma* y, por último, la activación en la cual el núcleo absorbe el neutrón emitiendo un *rayo beta*, un *rayo gamma* y un neutrón.

El registro de neutrón aprovecha la dispersión elástica, en la cual los neutrones sufren sucesivas colisiones con los núcleos de la formación hasta que pierden suficiente energía para ser absorbidos por la formación. Cuando son emitidos por



la fuente, los neutrones tienen una energía muy alta, de 2 MeV; después de sucesivas colisiones con los núcleos de la formación, su energía disminuye hasta alcanzar el nivel epitermal (aproximadamente de 10 eV hasta 0.4 eV) y finalmente alcanzan el nivel termal (aproximadamente 0.025 eV) en el cual son absorbidos por la formación.

La figura 3.28 muestra la respuesta de la herramienta de neutrones.

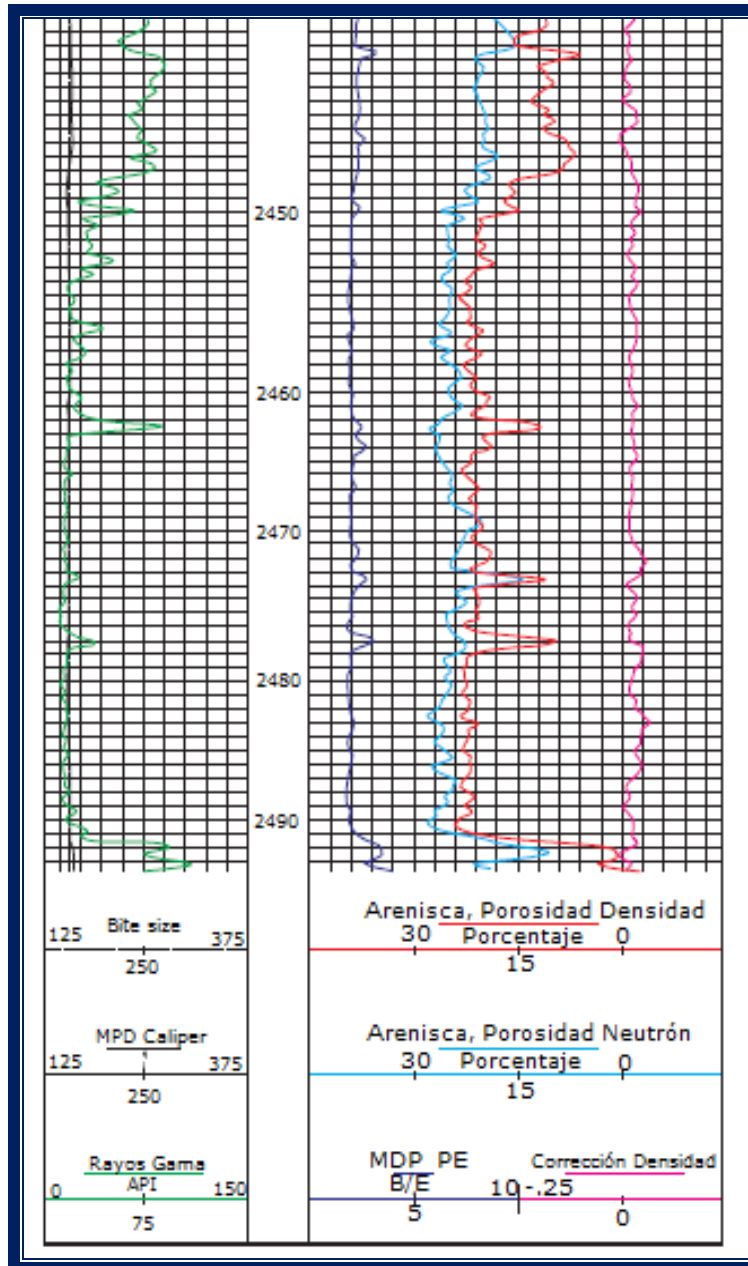


Figura 3.28. Registro de doble neutrón. (Weatherford, 2009)



Existen dos elementos que se destacan en relación a la dispersión elástica de neutrones:

Hidrógeno: entre los elementos más frecuentemente encontrados en las formaciones, el hidrógeno tiene el menor número atómico con valor igual a 1 (misma masa que el neutrón), lo que identifica al hidrógeno como el elemento más eficiente en la dispersión elástica (el próximo elemento, oxígeno, tiene número atómico con valor igual a 6); todos los otros elementos tienen masa mayor que el neutrón lo que facilita el rebote sin transferencia de energía. En zonas con alto contenido de hidrógeno los neutrones alcanzarán el nivel epitermal y luego termal con mucha rapidez. Por esta razón se dice que la herramienta de neutrón mide el índice de hidrógeno de la formación.

Cloro: entre los elementos más frecuentemente encontrados en las formaciones, el cloro tiene la mayor sección transversal de captura para neutrones termales, con valor igual a 31.6 barns (el próximo elemento, hidrógeno, tiene sección transversal de captura con valor igual a 0.3 barns). En zonas con alto contenido de cloro, los neutrones termales serán absorbidos por la formación con mucha rapidez. Los detectores pueden ser de dos tipos: pueden medir la población de neutrones epitermales en la formación o pueden medir los rayos gamma de captura emitidos por la formación durante la absorción de neutrones termales.

El tercer *registro de índice de porosidad* es el *registro sónico compensado* pero sobre él se discutirá ampliamente en el siguiente capítulo.



CAPÍTULO 4 DESARROLLO DE LOS REGISTROS ACÚSTICOS

4.1 Conceptos de Propagación de las Ondas Sísmicas

Los registros acústicos, están basados en ciertas propiedades físicas de la materia. Antes de entrar en pleno al estudio de tales registros, se repasan varias propiedades.

Si dentro de una masa de cualquier material elástico, un agente físico desplaza momentáneamente una de sus moléculas o partículas una cierta distancia de equilibrio, la molécula tenderá a regresar a su posición original en cuanto cesa la acción del agente perturbador; esta molécula a su vez transmite su movimiento a las moléculas vecinas, ocasionando un movimiento vibratorio u oscilatorio que se llama onda elástica, onda acústica u onda sónica; se dice entonces que la onda se propaga. En términos generales se puede decir que el movimiento vibratorio de estas partículas obedece las leyes de un movimiento armónico simple y que, por lo tanto, el desplazamiento de la partícula con respecto al tiempo se puede representar por medio de una curva seno o senosoide (figura 4).

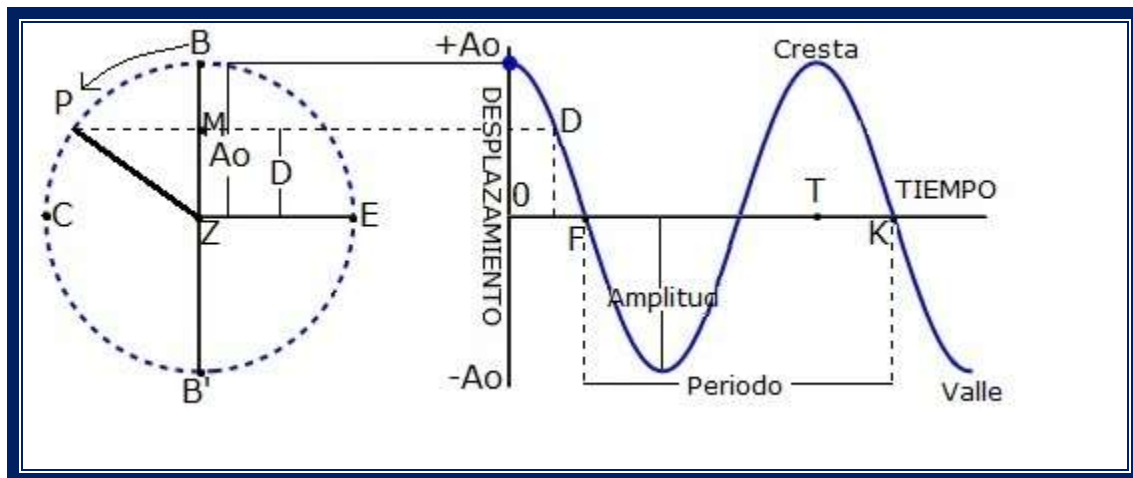


Figura 4. Representación gráfica del movimiento armónico de una partícula. (Gómez, 1975)



cierta inercia. Por lo tanto, se puede decir que cada partícula tiene desplazamientos positivos y negativos. Las crestas o cimas representan los desplazamientos positivos máximos y las depresiones o valles, los desplazamientos negativos máximos. Una onda completa o ciclo, es el tramo de curva seno comprendida entre los puntos tales como los F y K, comprende una cresta con su correspondiente depresión; y es correspondiente con el desplazamiento de la partícula de Z a B', de B' a Z, de Z a B y de B a Z.

Se llama frecuencia de un movimiento oscilatorio, al número de veces que la partícula efectúa una revolución completa alrededor del punto Z en la unidad de tiempo, se puede decir también que es el número de veces que se produce un tramo de una curva seno tal como de F a K, también en la unidad de tiempo.

Se entiende por período, el tiempo que tarda una partícula en hacer una oscilación completa. La distancia ZB que se desplaza la partícula, igual a A_0 , se llama amplitud de onda. En un medio homogéneo, esta amplitud disminuye a medida que aumenta la distancia del punto considerado desde la fuente de disturbio elástico.

Se entiende por longitud la distancia entre dos crestas o depresiones consecutivas.

La longitud de onda depende de las características, tanto del medio a través del cual se transmite, como de la fuente de disturbio. Para un medio de velocidad acústica constante, la longitud de onda varía inversamente con la frecuencia. Para una frecuencia constante, la longitud de onda se incrementa con el aumento de velocidad acústica del medio.

Se llama frente de onda al lugar geométrico de los puntos alcanzados por una onda en un tiempo dado.

Algunas veces los rayos acústicos pueden incidir muy cerca de las aristas de algunos cuerpos de rocas. Entonces sucede que solamente una parte de los rayos acústicos se refleja o se refracta; otros rayos se vuelven curvos rodeando la arista;



se dice que los rayos se difractan o que hay difracción. Si las dimensiones del cuerpo de roca sobre el cual inciden los rayos acústicos son más pequeñas que la longitud de onda, la energía acústica se dispersa; se dice que hay dispersión (figura 4.1).

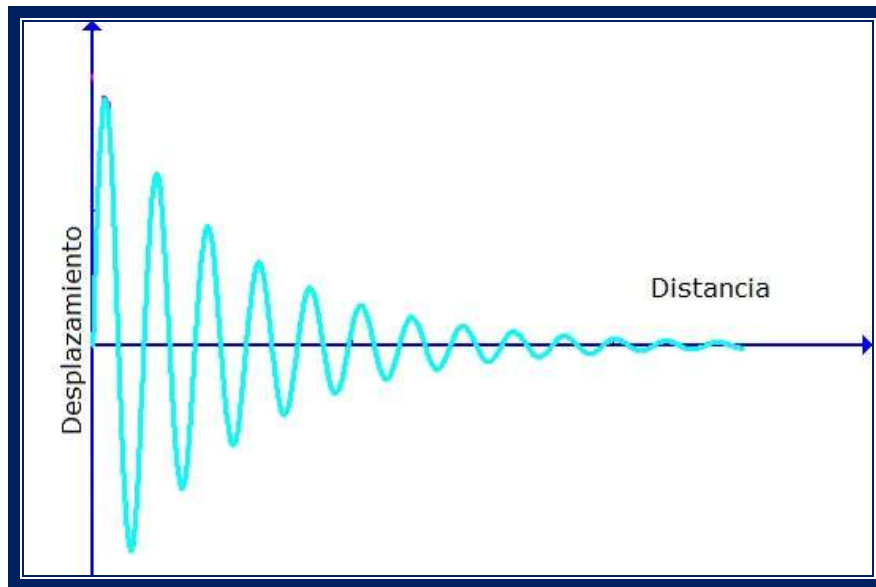


Figura 4.1. Desplazamiento y atenuación de la oscilación de una partícula. (Gómez, 1975)

Las ondas que viajan a través del interior de la Tierra se denominan ondas de cuerpo. Las ondas de cuerpo a su vez se denominan ondas primarias (ondas P) y ondas secundarias (ondas S).

Fuentes Monopolares

En sus primeros días, las mediciones sónicas eran relativamente simples. Comenzaron como una forma de ajustar las señales sísmicas a las capas de las rocas. Hoy, las mediciones sónicas revelan una multitud de propiedades de yacimientos y pozos. Pueden utilizarse para inferir: la porosidad primaria y secundaria, la permeabilidad, la litología, la mineralogía, la presión de poro, la invasión, la anisotropía, el tipo de fluido, la magnitud y dirección de los esfuerzos,



la presencia y alineación de las fracturas, la calidad de la adherencia entre la cementación y la tubería de revestimiento y sus variaciones, cambios y contratos. Los cambios introducidos en las mediciones sónicas están mejorando nuestra capacidad para determinar algunas de estas propiedades. La precisión se está incrementando en las mediciones básicas, que implican la estimación de las lentitudes (inversas de la velocidad) de las ondas compresionales (P) y de corte (S). Las variaciones producidas en la lentitud también están siendo caracterizadas en forma más completa, lo que conduce a comprender mejor el cambio de las propiedades mecánicas de las formaciones con la distancia y la dirección.

Las propiedades de las formaciones a menudo varían direccionalmente, de manera que para ser descritas en forma completa, deben ser medidas en tres dimensiones. El pozo posee un sistema natural de coordenadas 3D cilíndricas: axial, o a lo largo del pozo; radial, o perpendicular al eje del pozo; y azimutal, o alrededor del pozo.

Un transmisor monopolar emite energía desde de su centro hacia todas las direcciones por igual. Desde un transmisor monopolar colocado en el centro del pozo, un frente de onda esférico recorre una distancia corta a través del fluido del pozo hasta que se encuentra con la pared del mismo. Parte de esa energía se vuelve a reflejar en el pozo y otra parte hace que las ondas se propaguen en la formación. La dirección de propagación de las ondas es siempre perpendicular al frente de onda.

Este caso simple asume además que la formación es homogénea e isotrópica y que la herramienta sónica en sí no produce otro efecto sobre la propagación de las ondas. El ambiente cilíndrico 3D del pozo complica su análisis, que puede simplificarse examinando un plano vertical a través del eje de un pozo vertical. En el sistema 2D resultante, los frentes de onda se convierten en círculos y se propagan en un plano. En un mundo 3D, los frentes de onda se propagan por todas partes desde la fuente y rodean el pozo en forma simétrica.



En la simplificación 2D, cuando el frente de onda generado en el lodo de perforación se encuentra con la pared del pozo, produce tres nuevos frentes de onda. Un frente de onda reflejado regresa hacia el centro del pozo a una velocidad V_m . Las ondas compresionales, ondas P , y las ondas de corte, ondas S , son transmitidas o refractadas a través de la interfaz existente entre el lodo y la pared del pozo y viajan en la formación a las velocidades V_p y V_s , respectivamente. Éste es el caso más simple correspondiente a una formación dura o rápida, donde $V_p > V_s > V_m$.

La combinación de estas ondas secundarias en el pozo crea un nuevo frente de onda lineal denominado onda de cabecera (*head wave*). Esta primera onda cónica generada en el lodo se conoce como onda de cabecera compresional y su arribo a los receptores se registra como el arribo de las ondas P . La onda P que penetra en la formación se conoce como onda de cuerpo (*body wave*) y su penetración en la formación continua a menos que un reflector la envíe nuevamente hacia el pozo, momento en el cual se denomina onda P reflejada.

Trazado de Rayos

Otra forma de visualizar cómo viajan los frentes de ondas P y S cerca del pozo es a través de la técnica de trazado de rayos. Estrictamente hablando, la técnica de trazado de rayos es válida solamente cuando la longitud de onda es mucho menor que el diámetro del pozo, o cuando los frentes de onda pueden representarse como planos en lugar de esferas o conos.

Un rayo es simplemente una línea perpendicular a un frente de onda, que muestra la dirección de viaje. Una trayectoria de rayos entre dos puntos indica la trayectoria de viaje más rápida. Los cambios de la trayectoria de rayos se producen en las interfaces y siguen la *ley de Snell*; representada en una ecuación que relaciona los ángulos con los que los rayos viajan a ambos lados de una interfaz con sus propias velocidades de propagación (figura 4.2).

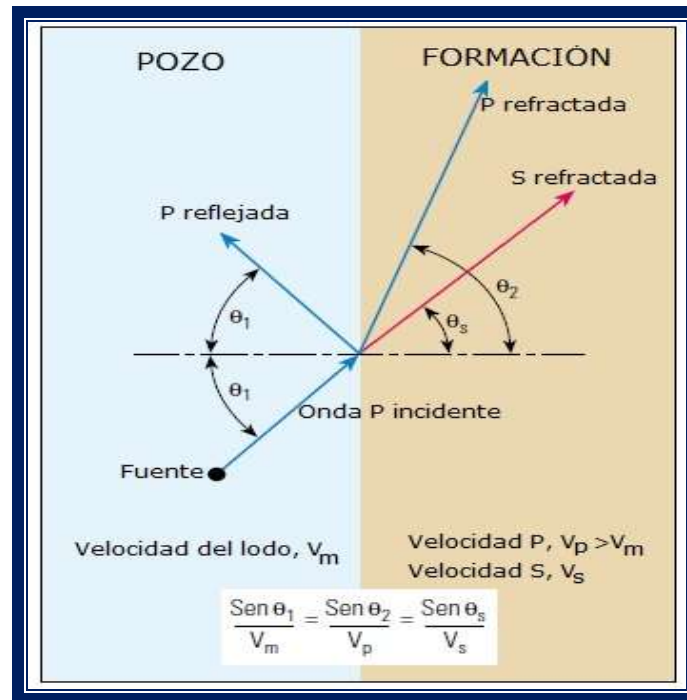


Figura 4.2. Ley de Snell. (Haldorsen, 2006)

La técnica de trazado de rayos es útil para entender por dónde viajan las ondas y para modelar los fundamentos del diseño de las herramientas sónicas, tales como la determinación del espaciamiento entre transmisores y receptores (TR) que se requiere para asegurar que la trayectoria en la formación sea más rápida que la trayectoria directa en el lodo, para los tamaños de pozos y las velocidades de ondas P y S de formaciones habituales (figura 4.3).

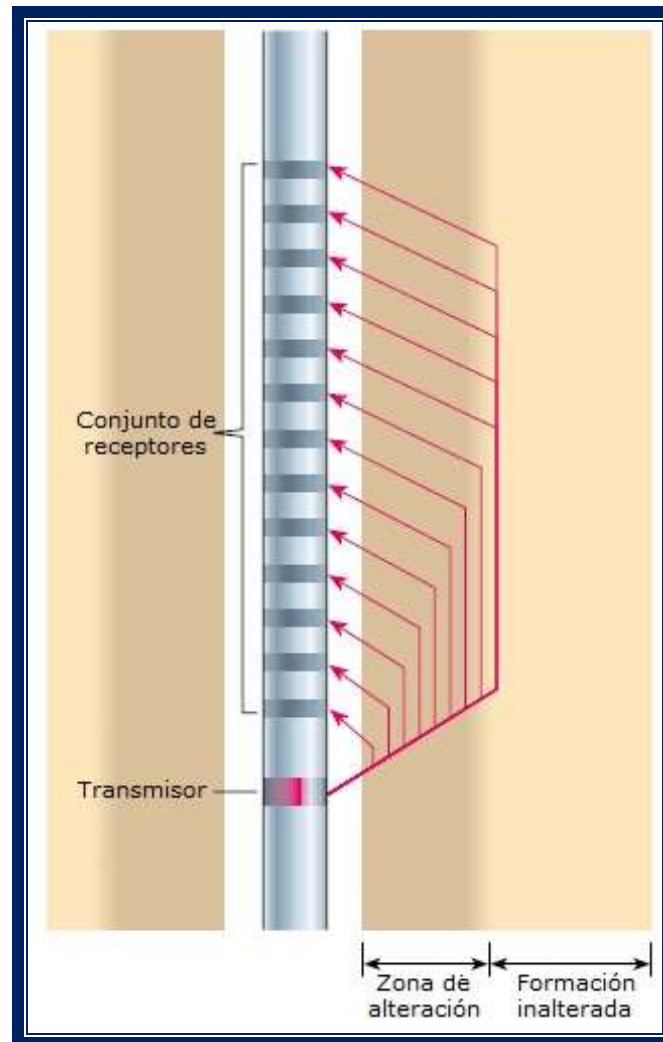


Figura 4.3. Técnica de trazados para determinar el arreglo TR de la herramienta.
(Haldorsen, 2006)

Esto asegura que la herramienta mida las propiedades de la formación en vez de medir las propiedades del lodo del pozo. La técnica de trazado de rayos también ayuda a describir la relación entre el espaciamiento TR y el espesor de la zona alterada en la región vecina al pozo y el contraste de velocidad. Además, se utiliza en técnicas de inversión, tales como la reconstrucción tomográfica que resuelve los modelos de lentitud, si se dispone de información sobre el tiempo de arribo.



Fuente Dipolar

Un transmisor dipolar emite energía en una dirección preferida. La fuente dipolar excita principalmente las ondas flexurales, además de las ondas de cabecera compresionales y de corte.

Habitualmente, una herramienta diseñada para generar ondas flexurales contiene dos fuentes dipolares orientadas en forma perpendicular entre sí a lo largo de los ejes X e Y de la herramienta. Los transmisores dipolares se disparan por separado. Primero se dispara el dipolo X y se registra una forma de onda flexural. Luego se dispara el dipolo Y, obteniéndose una medición independiente. La onda flexural viaja a lo largo del pozo en el plano de la fuente dipolar que la generó. El movimiento de las partículas de la onda flexural es perpendicular a la dirección de propagación de la onda, en forma similar a las ondas S, y la lentitud de las ondas flexurales se relaciona con la lentitud de las ondas S. La extracción de la lentitud de las ondas S a partir de los datos de ondas flexurales es un proceso de pasos múltiples. Las ondas flexurales son dispersivas, lo que significa que su lentitud varía con la frecuencia. En muchos conjuntos de formas de ondas flexurales es posible ver el cambio de la forma de onda a lo largo del conjunto de receptores, ya que las diferentes componentes de frecuencia se propagan a diferentes velocidades.

Ecuaciones de Respuesta

Los dispositivos sónicos fueron los primeros en poder determinar las velocidades sísmicas. Estos registros de velocidades continuas son ampliamente usados en el desarrollo y exploración de campos petroleros, una vez que se descubrió que un valor de porosidad fiable de una formación puede ser extraída de la respuesta de un registro. El valor recíproco de las mediciones de las herramientas sónicas convencionales es la velocidad de las ondas compresionales. Este parámetro es llamado intervalo de tiempo de viaje, Δt , o tiempo de retraso, y es expresado en



microsegundos por pie. La porosidad de formaciones consolidadas se relaciona con Δt por la ecuación de *Wyllie*:

$$\phi = \frac{(\Delta t - \Delta t_{ma})}{(\Delta t_f - \Delta t_{ma})} \quad (17)$$

Donde Δt_{ma} y Δt_f son el tiempo de retraso de la matriz y del fluido de poro, respectivamente.

La ecuación anterior se obtiene con un modelo físico simplificado, sobreestimando la porosidad en formaciones no consolidadas. En éstas formaciones la ecuación anterior se modifica de la siguiente forma:

$$\phi = \frac{\left[\frac{(\Delta t - \Delta t_{ma})}{(\Delta t_f - \Delta t_{ma})} \right]}{B_{cp}} \quad (18)$$

Donde B_{cp} es un factor de corrección de la compactación relacionada empíricamente con el promedio del tiempo de retraso de la lutita adyacente, Δt_{sh} , así:

$$B_{cp} = \frac{\Delta t_{sh}}{100} \quad (19)$$

En general, Δt y ϕ pueden ser relacionadas por la siguiente ecuación lineal:

$$\Delta t = A + B\phi \quad (20)$$

Esta relación está determinada por la correlación de la respuesta del registro a las principales porosidades. Los coeficientes A y B no corresponden a los parámetros físicos definidos, pero dependen de la matriz y de la compresibilidad del poro. Si la relación de *Wyllie* prevalece, entonces tenemos:

$$A = \Delta t_{ma} \quad (21)$$

$$B = (\Delta t_f - \Delta t_{ma}) \quad (22)$$

La presencia de porosidad secundaria como por ejemplo vórgulos y fracturas complica la evaluación cuantitativa de los registros sínicos. En tales casos, los modelos producidos por encima de una porosidad aparente solo reflejan la porosidad primaria (intergranular).



La velocidad de las ondas elásticas a través de una litología dada es una función de la porosidad. Wyllie propuso una ecuación simple para describir este comportamiento y lo llamó “Ecuación del Tiempo Promedio”.

Puede estar escrito en términos de la velocidad o Δt :

$$\frac{1}{V} = \frac{\phi}{V_p} + \frac{(1-\phi)}{V_{ma}} \quad (23)$$

$$\Delta t = \phi \Delta t_p + (1-\phi) \Delta t_{ma} \quad (24)$$

$$\phi_s = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_p - \Delta t_{ma}} \quad (25)$$

Donde Δt es el tiempo de tránsito en la formación de interés, Δt_p atraviesa 100% el fluido en los poros y Δt_{ma} es el que atraviesa el 100% de la matriz de roca, ϕ es la porosidad, las velocidades son análogas. Una lista de valores de entrada de estas ecuaciones para litologías y fluidos comunes se da en la siguiente tabla (figura 4.4).



Material		$\Delta t(\mu s/pie)$	$V_p(pie/seg)$
Sólidos no porosos	Anhidrita	50.0	20.000
	Calcita	49.7	20.120
	Cemento	83.3	12.000
	Dolomía	43.5	23.000
	Granito	50.7	19.700
	Yeso	52.5	19.000
	Caliza	47.6	21.000
	Cuarzo	52.9	18.900
	Cuarcita	55.6	18.000
	Sal	66.6	15.000
	Acero (espesor infinito)	50.0	20.000
	Tubería	57.0	17.500
Rocas porosas saturadas de agua	Dolomitas 5-20%	50.0-66.6	20.000-15.000
	Calizas 5-20%	54.4-76.9	18.500-13.000
	Areniscas 5-20%	62.5-86.9	16.000-11.500
	Arenas (no consolidadas) 20-35%	86.9-111.1	11.500-9.000
	Lutitas	58.8-143.0	17.000-7.000
Líquidos	Agua pura	208.0	4.800
	Agua(100.000 mg/L deNaCl)	192.3	5.200
	Agua promedio	189.0	5.300
	Petróleo	238.1	4.200
	Lodo	189.0	5.300
Gases	Hidrógeno	235.3	4.250
	Metano	666.6	1.500

**Figura 4.4. Tabla de valores para uso de la ecuación del Tiempo Promedio de *Wyllie*.
(Ramos, 2008)**

La ecuación de *Wyllie* del Tiempo Promedio da una porosidad que está sobreestimada en formaciones no consolidadas (indicada por la regla empírica de que los estratos adyacentes de lutitas dan valores por arriba de los 100 microsegundos por pie). Una corrección empírica B_{cp} es entonces aplicada:

$$\phi_s = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_p - \Delta t_{ma}} \times \frac{1}{B_{cp}} \quad (26)$$

Donde B_{cp} es aproximadamente igual al valor de Δt en las lutitas adyacentes dividido por 100.



Ecuación de *Raymer-Hunt*

Otro método para calcular la porosidad de un registro sísmico fue propuesto por Raymer-Hunt. Esto está expresado como:

$$\frac{1}{\Delta t} = \frac{\phi}{\Delta t_p} + \frac{(1-\phi)^2}{\Delta t_{ma}} \quad (27)$$

Esto proporciona una porosidad con una precisión superior sobre todo el rango geológicamente razonable para Δt . La ecuación de respuesta de *Raymer-Hunt* establece una relación de segundo grado entre el tiempo de tránsito Δt medido y la porosidad ϕ de la formación, que puede dar mejores resultados en zonas variando entre valores bajos y altos.

La figura 4.5 muestra la ecuación de *Raymer-Hunt* para algunas litologías típicas.

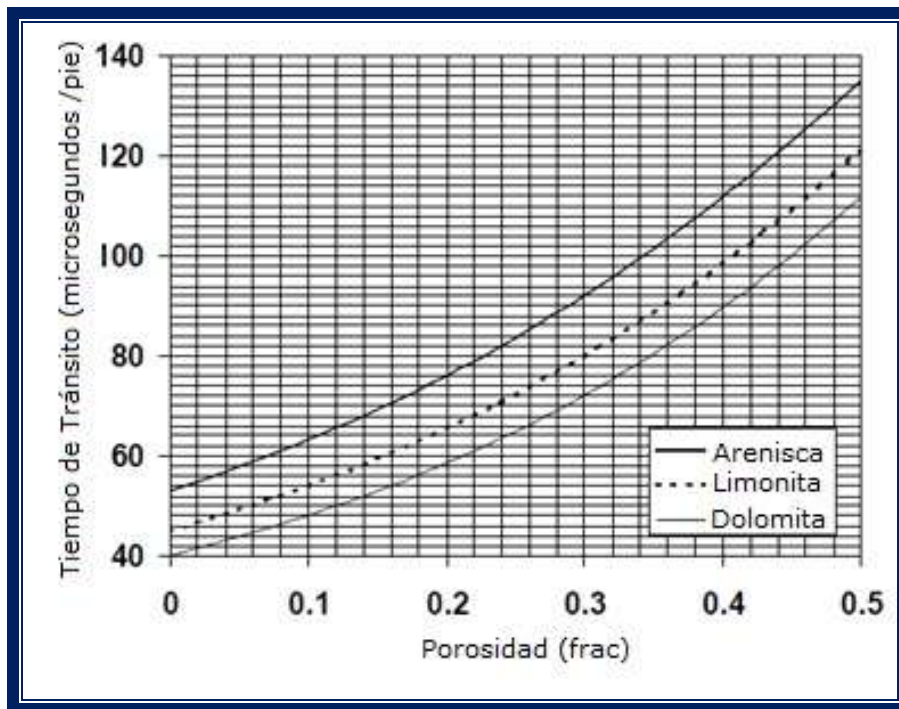


Figura 4.5. Ecuación de *Raymer-Hunt* para calcular la porosidad del Tiempo de Tránsito.

Los datos utilizados son. $\Delta t=53$ (matriz de arenisca), 45(matriz de limonita), 40 (matriz de dolomita), 186(fluido), todos en $\mu s/ft$. (Bassiouni, 1994)



4.2 Primeros Dispositivos

En una patente otorgada en el año 1935, Conrad Schlumberger especificó cómo podría utilizarse un transmisor y dos receptores para medir la velocidad del sonido en un intervalo corto de roca penetrado por un pozo (figura 4.6). Sostenía que la velocidad y la atenuación del sonido permitirían caracterizar la litología. Su invento falló porque ni los ingenieros especialistas en adquisición de registros, ni la tecnología de la época podían detectar la breve diferencia de tiempo (decenas de microsegundos, μs) existente entre las señales que viajan a la velocidad del sonido y los receptores separados por unas pocas pulgadas. Durante la Segunda Guerra Mundial, surgieron los componentes electrónicos necesarios para medir los tiempos tan pequeños, lo que hizo posible la adquisición de registros sísmicos.

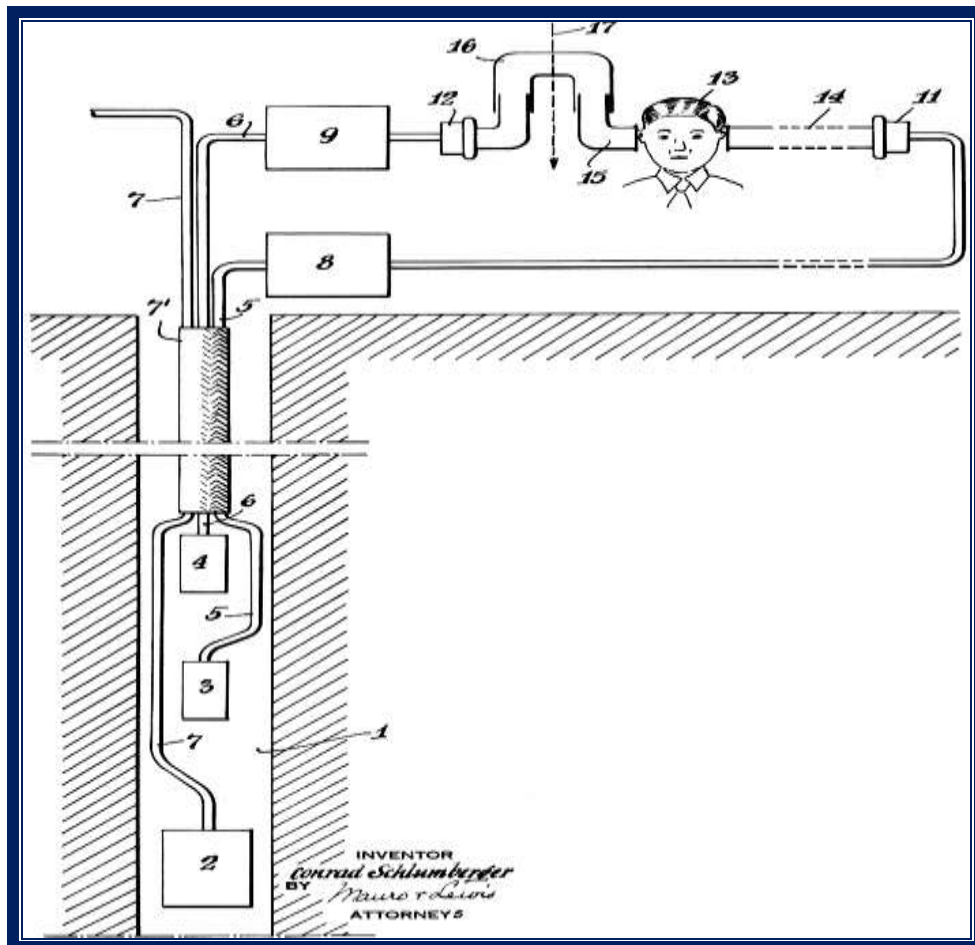


Figura 4.6. Ilustración de la patente de Conrad Schlumberger. (Arroyo, 2006)



4.3 Herramienta Sónica de un sólo Receptor

Según una fuente, la primera aplicación de los registros sónicos en campos petroleros correspondió a la localización de las conexiones de la tubería de revestimiento y tuvo lugar en 1946.

La mayor parte del resto de las fuentes históricas indican que las primeras aplicaciones sónicas aparecieron después de los experimentos de 1948 a cargo de Humble Oil Research, seguida por Magnolia Petroleum Company y Shell. Estas compañías diseñaron dispositivos con el fin de recolectar información de velocidad sónica para la conversión de tiempo a profundidad de las secciones sísmicas de superficie y para la correlación de las secciones sísmicas de superficie con las interfaces litológicas.

Las primeras herramientas sónicas estaban equipadas con un sólo receptor, en este sistema, un pulso es iniciado en el transmisor situado a una distancia desde el receptor, L_s (llamado espaciamiento). El tiempo medido t_{log} , es entre el inicio del pulso y el primer arribo de la energía acústica en el receptor (figura 4.7).

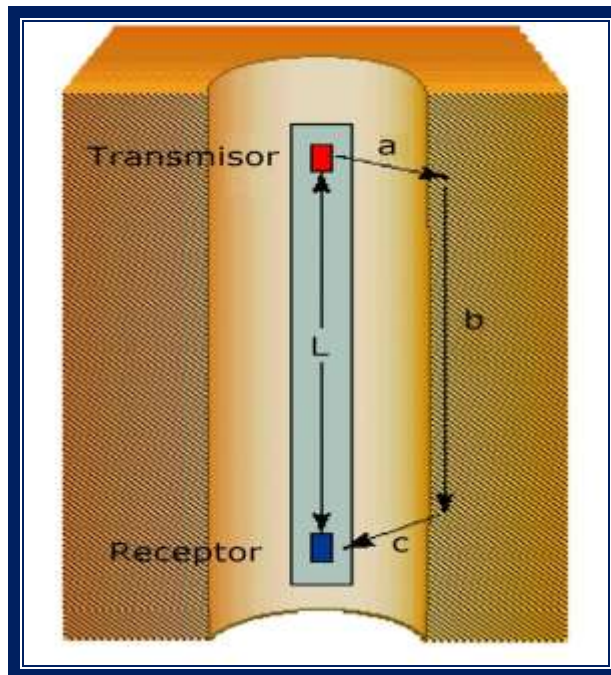


Figura 4.7. Herramienta sónica de un solo receptor. (Ramos, 2001)



En su forma más simple, una herramienta sónica consta de un transmisor que emite un pulso de sonido y por lo menos dos receptores a cierta distancia del transmisor. El sonido se propaga a partir del transmisor a través del lodo, la formación y nuevamente el lodo hasta los receptores donde se detecta como un pulso de presión.

Las herramientasónicas están diseñadas con ranuras de tal forma que el sonido viaja más lentamente a través de ella que de la mayoría de formaciones. Como resultado de ello, en un pozo abierto, la primera llegada por lo general corresponde a la onda compresional en la formación.

El registro sónico es una grabación del intervalo de tiempo de tránsito, Δt o tiempo de retraso en una parte de la formación contra la profundidad.

El tiempo de retraso que tiene una formación depende de su litología, porosidad y de los fluidos de los poros. El registro sónico principalmente es aplicado para la calibración del tiempo sísmico, mecánica de rocas y evaluación de la formación, especialmente para estimar la porosidad.

Las fórmulas para obtener la lentitud o tiempo de retraso tomando como referencia la figura son las siguientes:

$$Lentitud \ (Slowness) = \Delta t = \frac{1}{v} = \frac{Tiempo \ (\mu seg)}{Distancia \ (pies)} \quad (28)$$

$$Lentitud \ (Slowness) = \Delta t = \frac{a + b + c}{L_s} \quad (29)$$

El transmisor es por lo general un cilindro de material piezo-eléctrico o magnetostrictivo. Un pulso eléctrico es aplicado en el transmisor, lo mueve y genera una onda de presión en el fluido que rodea a la herramienta. Los receptores, generalmente hechos de material piezo-eléctricos, tienen la forma de cilindros, o de discos apilados. Los receptores son hidrófonos y generan una señal eléctrica correspondiente a la variación de presión alrededor de la herramienta.



Para los tamaños comunes de pozos, la frecuencia de la señal recibida es en el rango de 10 a 20 KHz. En esta forma básica, un circuito electrónico (osciloscopio) detecta la señal cuando pasa por arriba del umbral seleccionado, indicando el arribo de una onda y proporcionando este tiempo de viaje al receptor.

Para mediados de la década de 1950, las compañías de servicios y las compañías petroleras obtenían datos con herramientas de adquisición de registros sísmicos con el fin de generar sismogramas sintéticos para su comparación con las secciones sísmicas de superficie.

En 1957, habiendo concedido la licencia de la patente de Humble, Schlumberger introdujo la primera herramienta sónica, es decir la herramienta de adquisición de registros de velocidad (VLT, por sus siglas en inglés), para el mejoramiento de la interpretación sísmica. El primer artículo de la compañía Magnolia Petroleum había insinuado la posibilidad adicional de utilizar las velocidades sísmicas para determinar la porosidad y la litología, pero fueron los científicos de la división de investigación de Gulf Oil Corporation quienes publicaron por primera vez las observaciones experimentales que confirmaron el enlace. En poco tiempo, la demanda de aplicaciones de adquisición de registros de porosidad superó a la de las aplicaciones sísmicas.

4.4 Herramienta Sónica de dos Receptores

El sistema de dos receptores fue introducido para remover la contribución del lodo de la respuesta de las herramientas sísmicas.

La herramienta consiste en un transmisor y tres receptores ubicados a 3, 4 y 6 ft del transmisor (figura 4.8).

El pulso de disparo de la energía acústica en cada receptor dispara la respuesta del sistema. Un sistema de dos receptores puede considerarse como un cronómetro exacto. La diferencia de tiempos en el cronómetro comienza cuando la



energía acústica arriba al primer receptor y se detiene cuando arriba al segundo receptor.

El tiempo indicado por el reloj es el tiempo necesario para que la onda de sonido recorra una longitud de la formación igual al espaciamiento entre los dos receptores, normalmente de 1 pie.

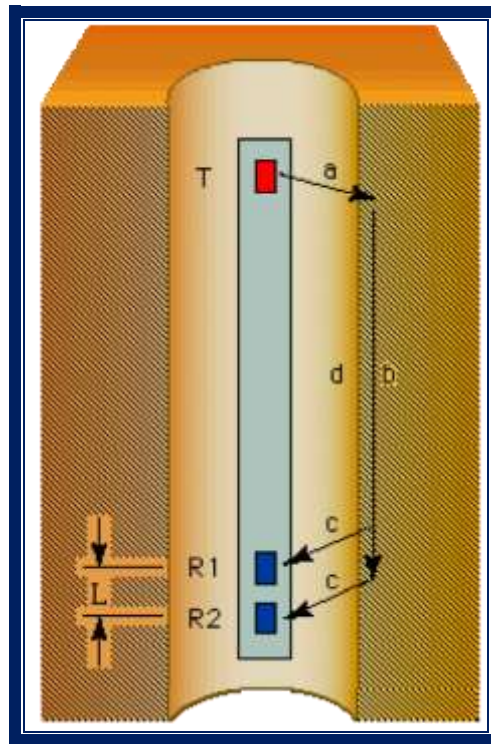


Figura 4.8. Herramienta sónica de dos receptores. (Ramos, 2001)

El tiempo de arribo t_1 y t_2 en los dos receptores puede ser expresado como:

$$t_1 = \left(\frac{a}{V_m} \right) + \left(\frac{b}{V_f} \right) + \left(\frac{c}{V_m} \right) \quad (30)$$

$$t_2 = \left(\frac{a}{V_m} \right) + \left(\frac{b}{V_f} \right) + \left(\frac{d}{V_f} \right) + \left(\frac{e}{V_m} \right) \quad (31)$$

Donde: a, b, c, d, e: son las trayectorias de las ondas acústicas.

Asumiendo que el tamaño del pozo es constante y la herramienta es paralela a la pared del pozo obtenemos: $a=c=e$ y $d=L$



Sumando las ecuaciones:

$$t_1 + t_2 = \left[\left(\frac{a}{V_m} \right) + \left(\frac{b}{V_f} \right) + \left(\frac{c}{V_m} \right) \right] + \left[\left(\frac{a}{V_m} \right) + \left(\frac{b}{V_f} \right) + \left(\frac{d}{V_f} \right) + \left(\frac{e}{V_m} \right) \right] \quad (32)$$

Obtenemos:

$$t_2 - t_1 = \frac{L}{V_f} \quad (33)$$

$$\Delta t = \frac{t_2 - t_1}{L} \quad (34)$$

El tiempo indicado en la ecuación:

$$t_2 - t_1 = \frac{L}{V_f} \quad (35)$$

es libre de la contribución de la trayectoria del lodo proporcionado por las condiciones de las ecuaciones $a=c=e$ y $d=L$, las cuales no se cumplen para sonda inclinada y cavernas.

4.5 Herramienta Sónica Compensada BHC (*Borehole Compensated*).

Para principios de la década de 1960, las primeras herramientas sónicas habían adquirido decenas de miles de registros y los ingenieros emprendieron el diseño de una herramienta de segunda generación para abordar tres problemas: la durabilidad de la herramienta de sonda inclinada y la debilidad de la señal en presencia de irregularidades en el pozo, y la alteración en la región vecina al pozo (cavernas). El problema de la durabilidad de la herramienta surgió porque las primeras herramientas empleaban caucho para aislar los receptores de los transmisores, impidiendo así que las ondas sonoras no deseadas se propagaran en el interior de la herramienta y que las señales deseadas quedaran registradas. No obstante, el caucho tendía a absorber el gas de las formaciones gasíferas, provocando la expansión y la separación de la herramienta al llegar a la superficie. La herramienta se reforzó mediante el reemplazo del caucho por acero, pero luego debió ranurarse la cubierta, para que la trayectoria de las ondas sónicas que



viajaban a través del acero fuera más larga que las trayectorias que atravesaban la formación y volvían a los receptores. Muchas herramientas sónicas modernas siguen presentando ranuras y surcos para retardar los arribos de las señales (conocidos como arribos de la herramienta) que viajan estrictamente a través de la herramienta.

La salida para el segundo problema, es decir registros pobres en pozos irregulares, fue sugerida por el ingeniero de Shell responsable de la primera herramienta sónica de esa compañía. Su arreglo compensador por efectos de pozo de receptores y transmisores no sólo eliminó el problema de la señal pobre en zonas lavadas, sino que removi6 los efectos de la inclinaci6n y la excentricidad de la herramienta sobre la respuesta del registro. Con la resoluci6n de dos de los tres problemas que importunaban a las herramientas previas, Schlumberger incorpor6 esta idea en el dise1o, totalmente en acero, de la herramienta sónica compensada por efectos del pozo (BHC, por sus siglas en ingl6s), introducida en 1964.

La herramienta BHC contenía dos transmisores y cuatro receptores. Junto con la tecnología BHC, surgió la capacidad de visualizar las formas de ondas registradas en un osciloscopio instalado en el camión de adquisici6n de registros. En la pantalla aparecían no sólo los arribos primarios (P), u ondas compresionales, sino también los arribos secundarios (S), u ondas de corte, y los arribos de ondas posteriores.

La medici6n del intervalo del tiempo de tránsito con la herramienta ubicada en el pozo asume que el tiempo de viaje a través del lodo es el mismo para cada receptor. Esto no puede ser cierto en el caso de variaciones en el diámetro del pozo o que la sonda este inclinada.

Para compensar este efecto del pozo se utiliza una técnica de compensaci6n o BHC. En este caso, a partir de una medici6n hecha con un transmisor inferior a los



receptores, una configuración simétrica es agregada, que consta de dos receptores y un transmisor superior situado encima de ellos.

Los receptores adicionales están situados junto a los originales, por lo que miden el mismo intervalo de tiempo de tránsito superior e inferior. Un simple cálculo geométrico muestra que el efecto de las diferentes longitudes de las trayectorias del lodo causadas por los cambios del tamaño del pozo y la inclinación de la sonda se minimiza con la medición BHC (figura 4.9).

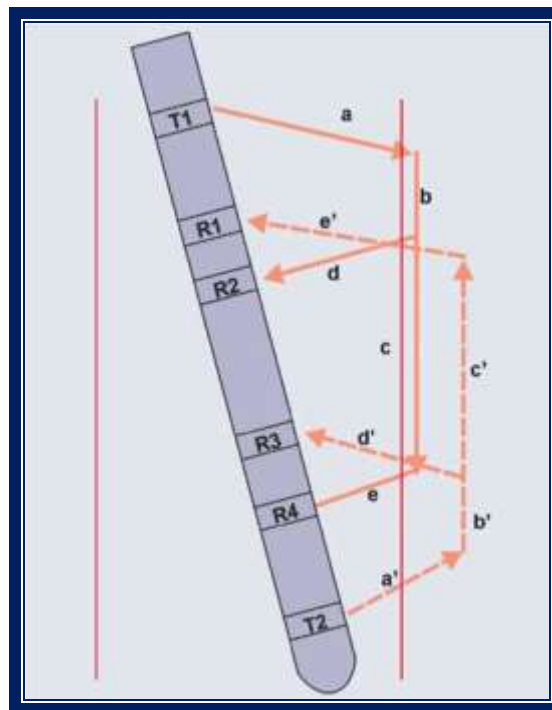


Figura 4.9. Compensación por inclinación de sonda. (Ramos, 2008)

Un inconveniente de la herramienta con un espaciamiento corto transmisor-receptor (TR) es que la profundidad de investigación es poca. Algunas formaciones de lutitas pueden ser alteradas por el contacto prolongado con el lodo de perforación y se desarrolla un gradiente lateral de velocidad. El sonido viaja más lentamente en una zona alterada cerca del pozo, mientras más lejos del pozo, más allá de cualquier zona alterada, el sonido viaja con la velocidad verdadera de la formación.



Similares variaciones de velocidad radial se producen en algunas rocas no consolidadas y en el *permafrost*. En el caso de pozos profundos o cuando la formación al lado del pozo ha sido alterada, la medición hecha por una herramienta de espaciamiento corto puede leer diferentes velocidades a la de la formación original.

Herramientas sínicas con espaciamiento grande TR son necesarias para superar estos efectos y leer las propiedades de la formación original más allá de la zona alterada (figura 4.10).

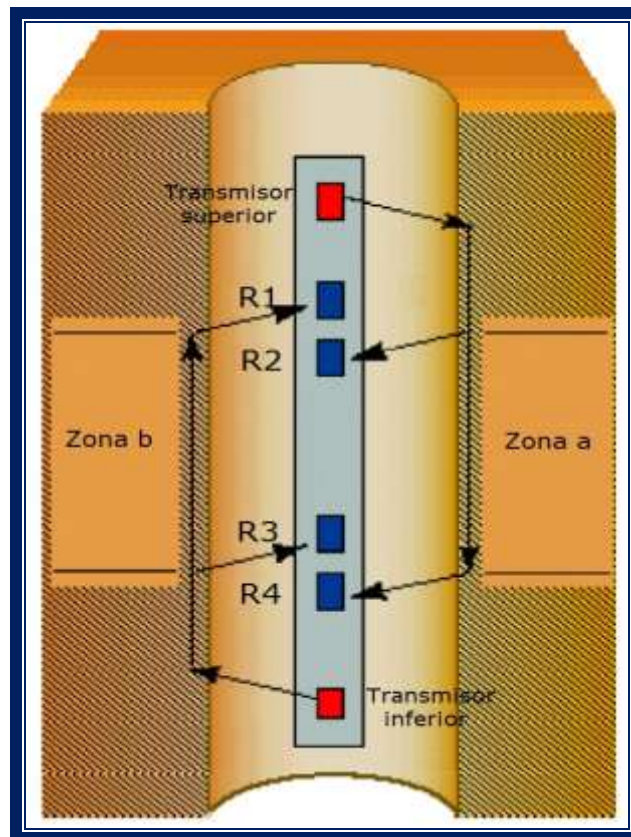


Figura 4.10. Herramienta sínica compensada. (Ramos, 2001)



4.6 Herramienta Sónica de Espaciamento Largo (LSS)

El hecho de reconocer la importancia de las ondas de corte convirtió al período correspondiente a mediados de la década de 1960 en un momento de intensa actividad relacionada con la expansión de las aplicaciones sísmicas. Los especialistas de Shell propusieron el empleo de la relación entre la velocidad de ondas P y la velocidad de ondas S , como indicador de la litología y además utilizaron los registros sísmicos para predecir zonas sobrepresionadas.

Se han evaluado el uso de las amplitudes de las ondas P y S para localizar las fracturas. Si bien se habían propuesto éstas y otras aplicaciones para las ondas de corte, los sistemas de adquisición de registros de la época registraban solamente el tiempo de arribo de la onda P . La forma de onda en sí, incluyendo los arribos de las ondas P , S y posteriores, no se registraba. Otra desventaja de la herramienta BHC era su incapacidad para medir con precisión el tiempo de tránsito de un estrato de la formación en zonas invadidas, alteración de lutitas y daño inducido por la perforación. El espaciamento de 0.9 a 1.5 m [3 a 5 pies] entre transmisores y receptores (TR) capturaba solamente las ondas que se propagaban en la zona alterada, dejando sin explorar la zona inalterada lejos del pozo. Incrementando el espaciamento a 2.4 y 3.7 m [8 y 12 pies], la herramienta Sónica de Espaciamento Largo LSS mejoró la respuesta del registro en las lutitas alteradas. Las velocidades sísmicas de la formación inalterada son más representativas del yacimiento en su estado natural y proveen sismogramas sintéticos que se ajustan mejor a las trazas sísmicas de superficie. El espaciamento TR largo además estiraba el tren de ondas recibidas, separando las ondas P , S y de otro tipo, en paquetes de energía reconocibles.

La herramienta sónica de espaciamento largo consiste en dos transmisores con 2 ft. de separación, con 8 ft. entre la parte superior del transmisor y el último



receptor (figura 4.11). Con este arreglo de 8 ft / 10 ft y 10ft / 12 ft el intervalo del tiempo de tránsito puede ser medido.

Debido al mayor espaciamiento TR, esta medida es mucho menos afectada por alteraciones de la formación que la herramienta de BHC.

No hay un transmisor por arriba de los receptores para mantener el tamaño de la sonda dentro de los límites aceptables. Por lo tanto, una verdadera medición de BHC no es posible. Sin embargo, una profundidad derivada de BHC (DDBHC) puede ser medida.

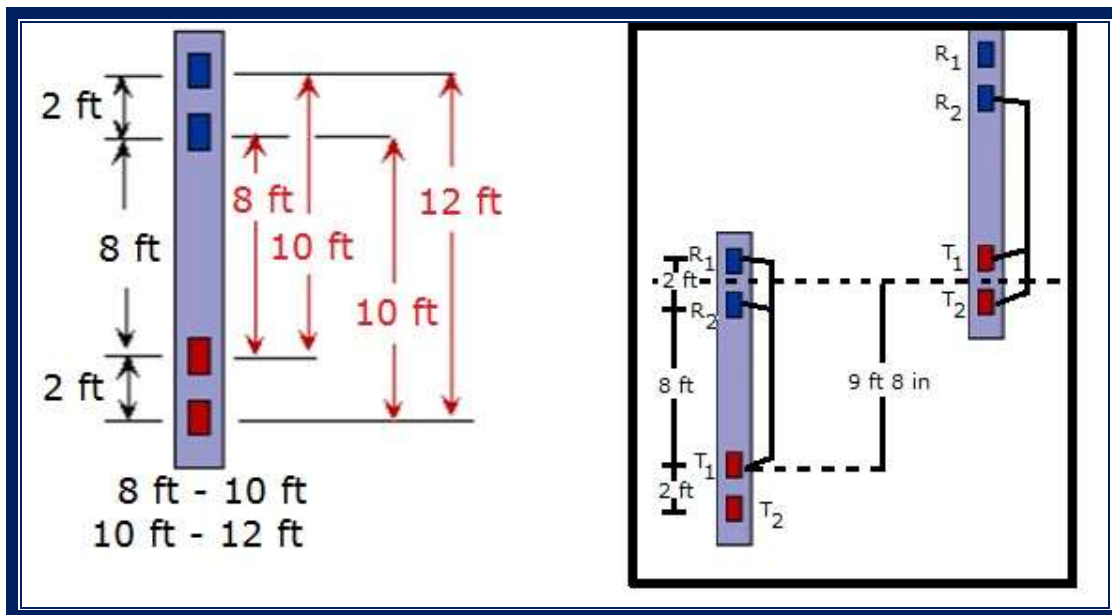


Figura 4.11. Herramienta sónica de espaciamiento largo. (Ramos, 2008)

El nombre de profundidad derivada proviene del hecho que la combinación de receptores y valores de Δt del transmisor son obtenidos de diferentes profundidades dentro del pozo. La implicación es que el movimiento de la herramienta debe ser razonablemente suave para asegurar una buena medida.

También el aumento del espaciamiento TR da lugar a arribos más débiles y la medida de LSS de 10 ft/ 12 ft especialmente Δt , es más propenso que haya un salto de ciclo que en 3 ft/ 5 ft en mediciones BHC.



El mejoramiento de la exactitud de las mediciones de LSS en lutitas y en pozos grandes es particularmente importante para propósitos de calibración sísmica.

4.7 Herramienta Sónica Digital

Los esfuerzos por capturar la forma de onda completa se intensificaron, lo que condujo al desarrollo de herramientas que registraban formas de ondas digitales de un arreglo de receptores.

La primera versión comercial de esta tecnología de Schlumberger, introducida en la década de 1980, se denominó herramienta de velocidad sónica de forma de onda completa *Array-Sonic*. La adquisición de registros de forma de onda completa dio origen a una diversidad de nuevas técnicas de procesamiento. El fin de la década de 1980 fue testigo de la ejecución de experimentos con fines de investigación con una herramienta sónica digital de segunda generación (SDT).

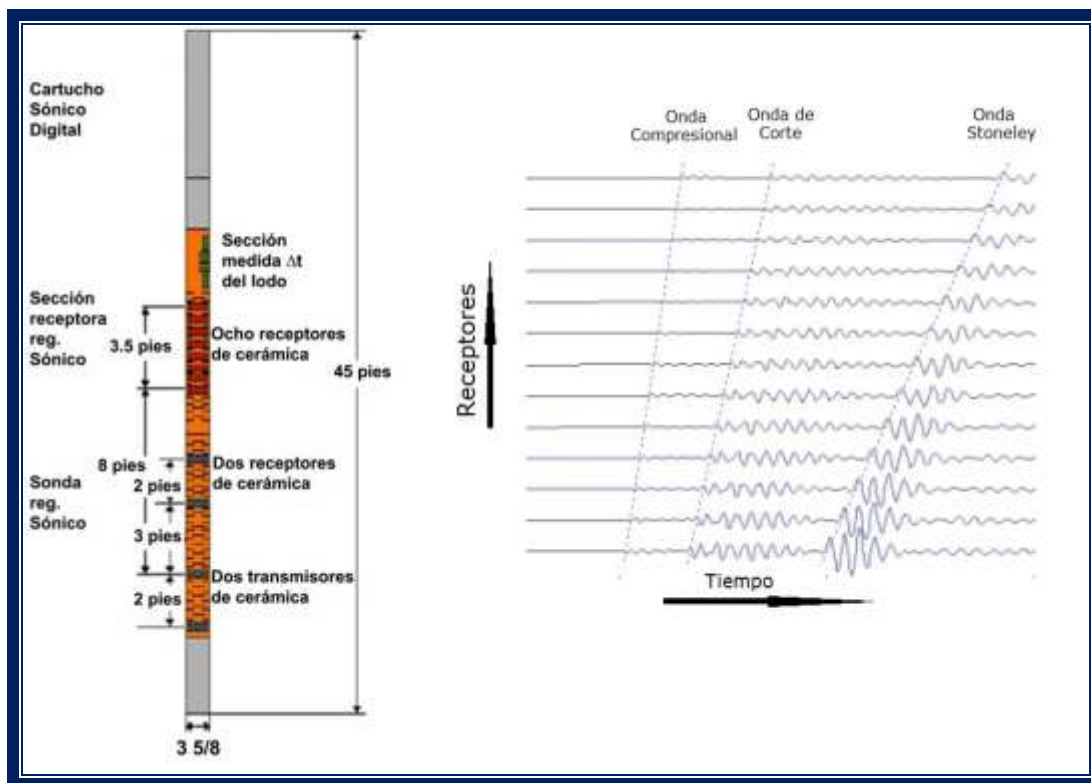


Figura 4.12. Herramienta sónica digital y ejemplo del arreglo de forma de onda.
(Ramos, 2008)



La energía sónica emitida desde el transmisor impacta la pared del pozo. Esto origina una serie de ondas en la formación y en su superficie. El análisis del tren de ondas complejo, proporciona la información concerniente a la disipación de la energía de sonido en el medio (figura 4.12).

La herramienta Sónico Digital permite la digitalización del tren de ondas completo en el fondo, de tal manera que se elimina la distorsión del cable. La mayor capacidad de obtención y procesamiento de datos permite el análisis de todos los componentes de la onda de sonido (ondas compresionales, transversales y *Stoneley*).

Las aplicaciones principales de la herramienta son:

- Calibración de datos sísmicos.
- Sismogramas sintéticos.
- Determinación de porosidad primaria y secundaria.
- Detección de zonas de gas.
- Detección de zonas de fracturas.
- Características mecánicas de las rocas.
- Estabilidad del pozo.
- Registro sónico de cemento.
- Determinación de estratos.

4.8 Herramienta Sónica Dipolar DSI (*Dipole Sonic Imager*)

El generador de Imágenes Sónico Dipolar DSI posee ocho conjuntos de cuatro receptores monopolares que pueden funcionar como receptores dipolares ortogonales y están provistos de una fuente monopolar y dos fuentes dipolares orientadas en sentido ortogonal (figura 4.13). Las fuentes dipolares generan ondas flexurales, lo que permite la caracterización de la anisotropía de la formación



y la lentitud de las ondas de corte, tanto en formaciones lentas como en formaciones rápidas.

A fines de la década de 1980, los investigadores de Schlumberger probaron una variedad de herramientas acústicas con receptores múltiples para comprobar su capacidad de generación de imágenes sísmicas; imágenes de tipo sísmico, lejos del pozo.

El primer servicio comercial de generación de imágenes sísmicas se corrió en 1996 pero el procesamiento implicaba un uso intensivo de tiempo y personal.

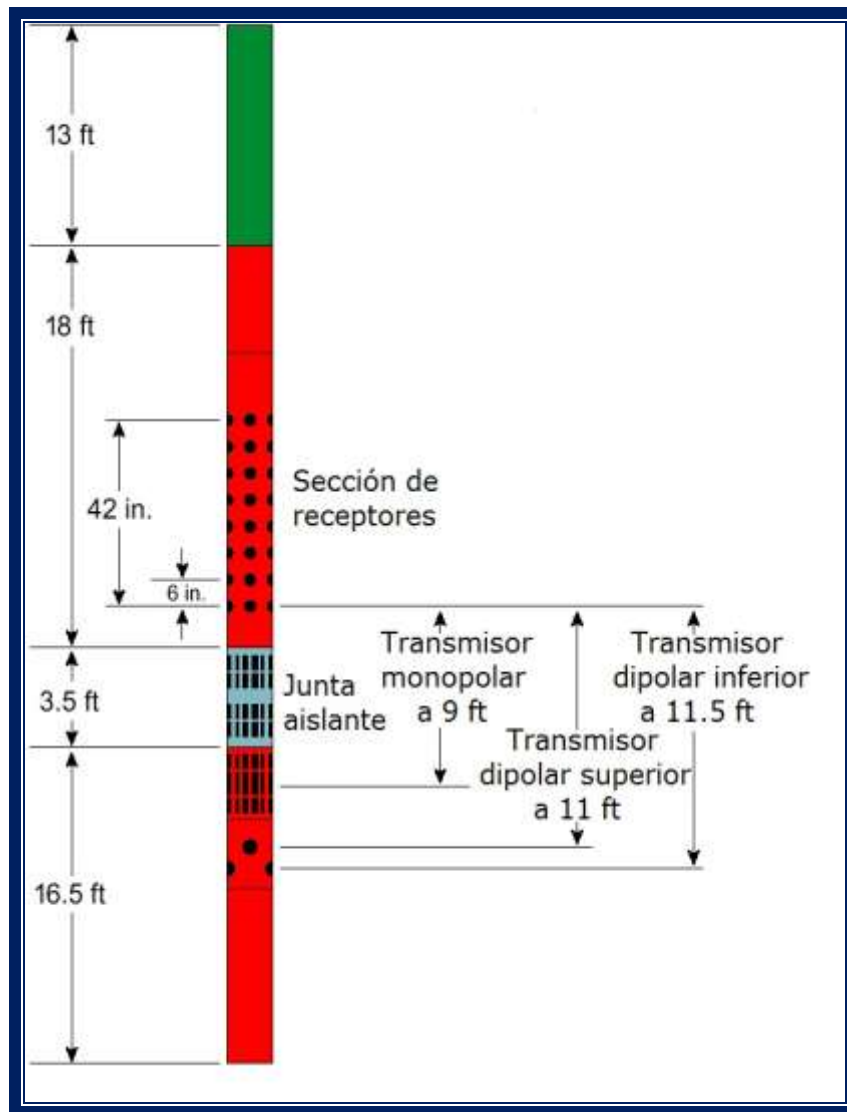


Figura 4.13. Herramienta sónica dipolar. (Ramos, 2008)



Modos del DSI:

Modo P y S: Son 8 formas de onda monopulares, provenientes de disparos del transmisor monopolar modulado con un pulso de alta frecuencia (alrededor de 14 KHz). La propagación monopolar se utiliza para medir el tiempo de tránsito de las ondas compresionales, y también el de la onda de corte en las rocas consolidadas. En el caso de las rocas no consolidadas, en las que el tiempo de tránsito de la onda de corte es mayor que el tiempo de tránsito del fluido del pozo, no se detecta ningún frente de onda de corte.

Modo dipolar superior e inferior: Se trata de 8 ondas dipolares, provenientes de uno de los transmisores dipolares (2.2 KHz). Las fuentes dipolares generan ondas “flexurales” que se transmiten con un tiempo de tránsito que está estrechamente relacionado con el de las ondas de corte.

Modo dipolar cruzado(o BCR): Es la adquisición de 32 formas de onda completas provenientes de ambos transmisores dipolares, alineados y cruzados.

Modo *Stoneley*: Se trata de 8 formas de ondas monopulares, provenientes de disparos del transmisor monopolar modulado con un pulso de baja frecuencia (alrededor de 1 kHz). La señal *Stoneley* en bajas frecuencias, es más fuerte y más sensible a las fracturas y a la permeabilidad.

4.9 Escáner Sónico

En el año 2005, la plataforma de barrido acústico Escáner Sónico combinó numerosas innovaciones del pasado e incorporó las mediciones radiales para explorar simultáneamente la formación con el fin de estimar las lentitudes en la región vecina al pozo y en el campo lejano. El amplio rango de frecuencias de los



transmisores monopolares y dipolares ofrece excelente calidad de formas de ondas en formaciones de todo tipo.

El objetivo principal de esta herramienta es medir buenas velocidades de las ondas de corte en cualquier tipo de formación y determinar la frecuencia a utilizar en un determinado tipo de formación (figura 4.14).

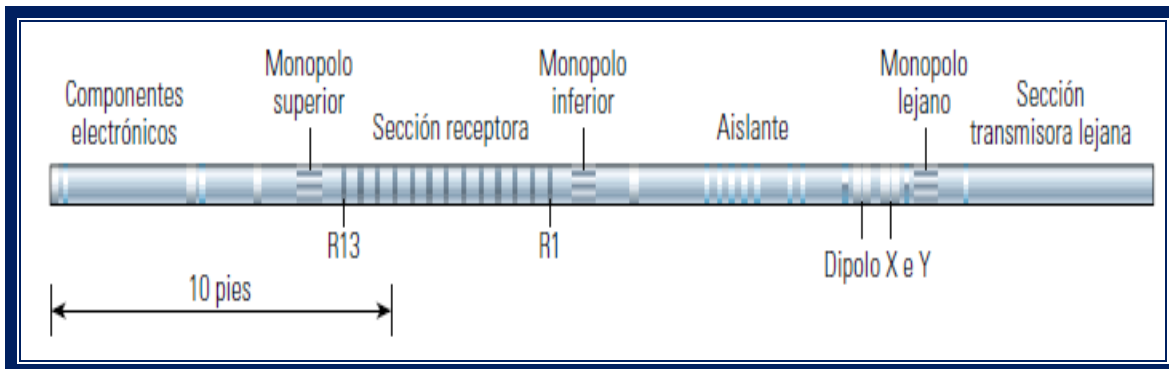


Figura 4.14. Herramienta escáner sónico. (Arroyo, 2006)

La geometría de los transmisores-receptores (TR) y la funcionalidad de la herramienta fueron diseñadas cuidadosamente para proporcionar mediciones de la lentitud de las ondas P, S, de *Stoneley* y flexurales, en profundidades de investigación radiales variables. Estos modos operan a una velocidad de adquisición de registros de 549 m/h [1,800 pies/h]. Para el escenario típico en el que las velocidades de las ondas compresionales y de corte presentes en las formaciones se incrementan con la distancia respecto del pozo, esto se logra aumentando el espaciamiento TR para explorar la formación más profundamente. La herramienta combina este enfoque de espaciamiento largo con el espaciamiento TR estrecho de un arreglo compensado por efecto de pozo y además incorpora receptores distribuidos en forma azimutal. La herramienta ofrece 13 estaciones axiales en un arreglo de receptores de 1.8 m [6 pies]. Cada estación posee ocho receptores colocados cada 45° alrededor de la herramienta, lo que resulta en un total de 104 sensores. En cada extremo del arreglo de receptores se instala un transmisor monopolar, y otro transmisor monopolar y dos transmisores dipolares orientados en sentido ortogonal se colocan un poco más



lejos en la herramienta. La herramienta genera ondas P y S claras, así como también el modo de *Stoneley* de baja frecuencia y la energía de alta frecuencia necesarios para la evaluación de la cementación.

Cada uno de los dos transmisores dipolares es un dispositivo vibratorio compuesto por un motor electromagnético instalado en un cilindro suspendido en la herramienta. Este mecanismo genera una señal dipolar de alta presión sin inducir vibraciones en la cubierta de la herramienta. La fuente vibratoria puede ser operada en dos modos: la fuente dipolar tradicional en modo de pulso produce un pulso profundo; la nueva fuente también produce una señal con un barrido de frecuencias (figura 4.15).

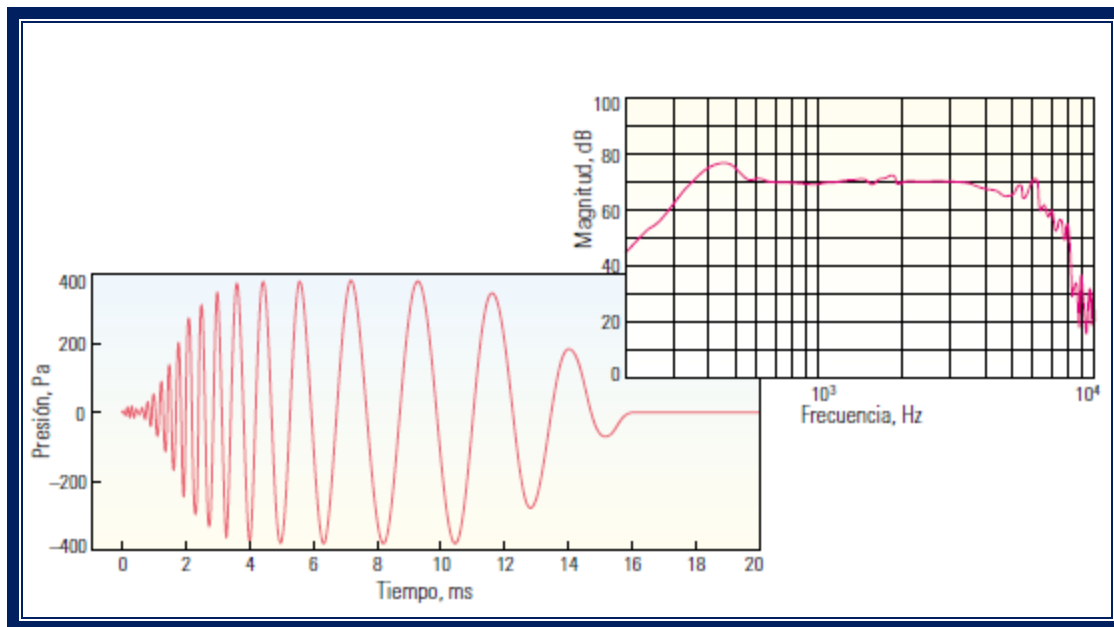


Figura 4.15. Barrido de frecuencias del escáner sónico. (Arroyo, 2006)

El modo de señal de barrido de frecuencias mantiene cada frecuencia con una duración mayor que las fuentes dipolares de banda angosta, lo que provee más energía dipolar a la formación. Las dos fuentes dipolares están orientadas en sentido ortogonal, una vibra en línea con el eje de referencia de la herramienta y la otra en un ángulo de 90° con respecto al eje. Estos dispositivos generan modos flexurales intensos; ondas que sacuden suavemente el pozo entero. Los modos flexurales se propagan por el pozo, hacia la superficie y hacia el fondo, y además penetran en la formación hasta diferentes profundidades que dependen de sus



frecuencias. El contenido de frecuencias (entre 300 Hz y 8 kHz) de la nueva fuente dipolar que produce una señal con un barrido de frecuencias excita los modos flexurales en todas las condiciones de pozos y formaciones, incluyendo las formaciones lentas y asegura una máxima relación señal-ruido. La nueva herramienta sónica produce formas de ondas P, S, de *Stoneley* y flexurales de mejor calidad que las herramientas sónicas anteriores. Un ejemplo tomado de una formación rápida típica del área marina de Noruega muestra formas de onda adquiridas de los transmisores monopolares y dipolares (figura 4.16).

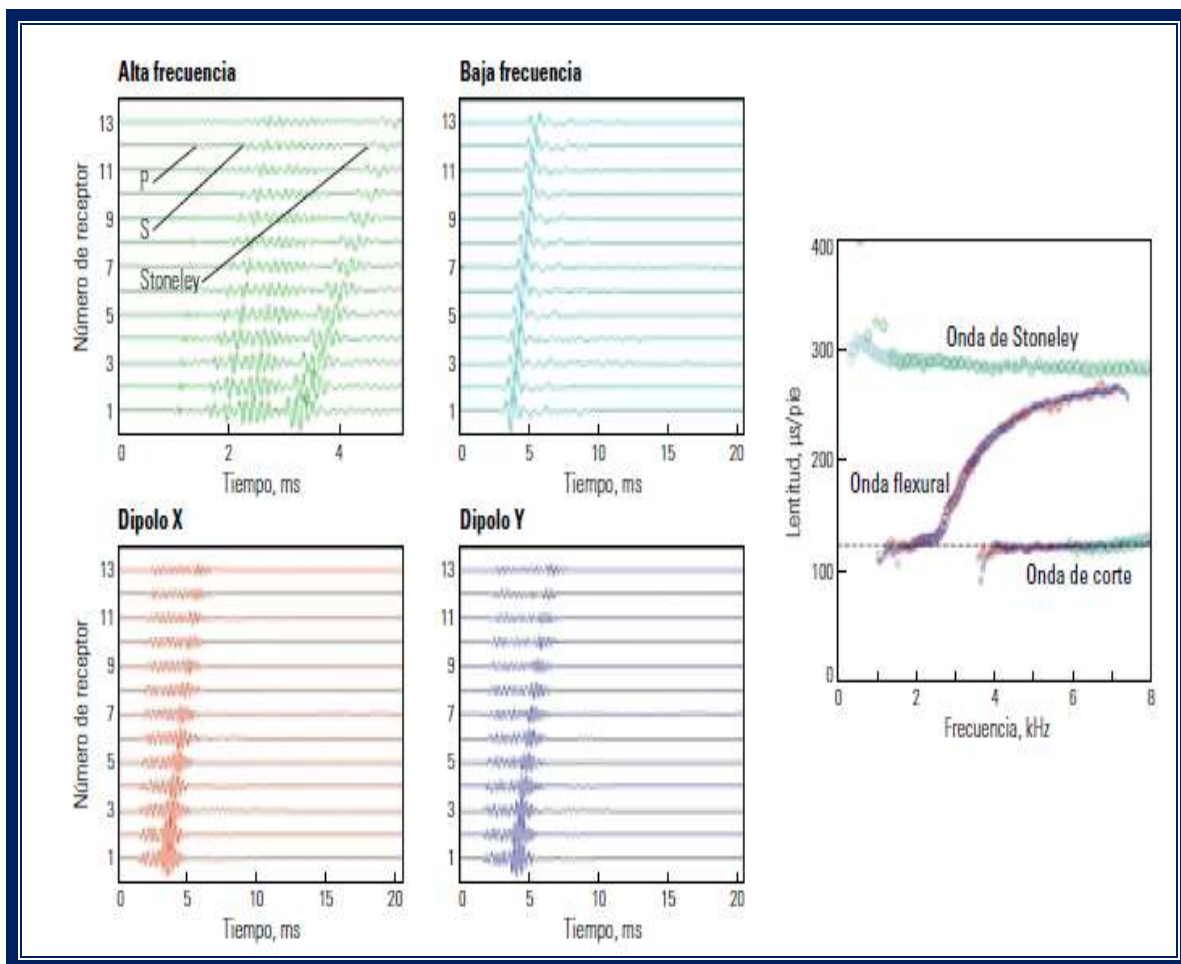


Figura 4.16. Formas de onda de una formación rápida. (Arroyo, 2006)

En las frecuencias altas, la fuente monopolar genera ondas P, S y de *Stoneley* claras, mientras que en las frecuencias bajas genera predominantemente ondas de *Stoneley*. Los transmisores dipolares X e Y generan ondas flexurales. Las curvas de dispersión muestran la lentitud en función de la frecuencia para los



arribos de ondas de corte no dispersivas, de ondas de *Stoneley* levemente dispersivas y de ondas flexurales altamente dispersivas. El límite de baja frecuencia de la curva de dispersión de las ondas flexurales se encuentra en línea con la lentitud de la onda cónica de corte y con la lentitud verdadera de las ondas de corte de la formación. Las dos curvas flexurales coinciden, lo que indica ausencia de anisotropía azimutal.

Las formas de onda provenientes de las mismas fuentes en una formación lenta de EUA exhiben diferencias evidentes, en comparación con los resultados de una formación rápida mostrando anisotropía (figura 4.17).

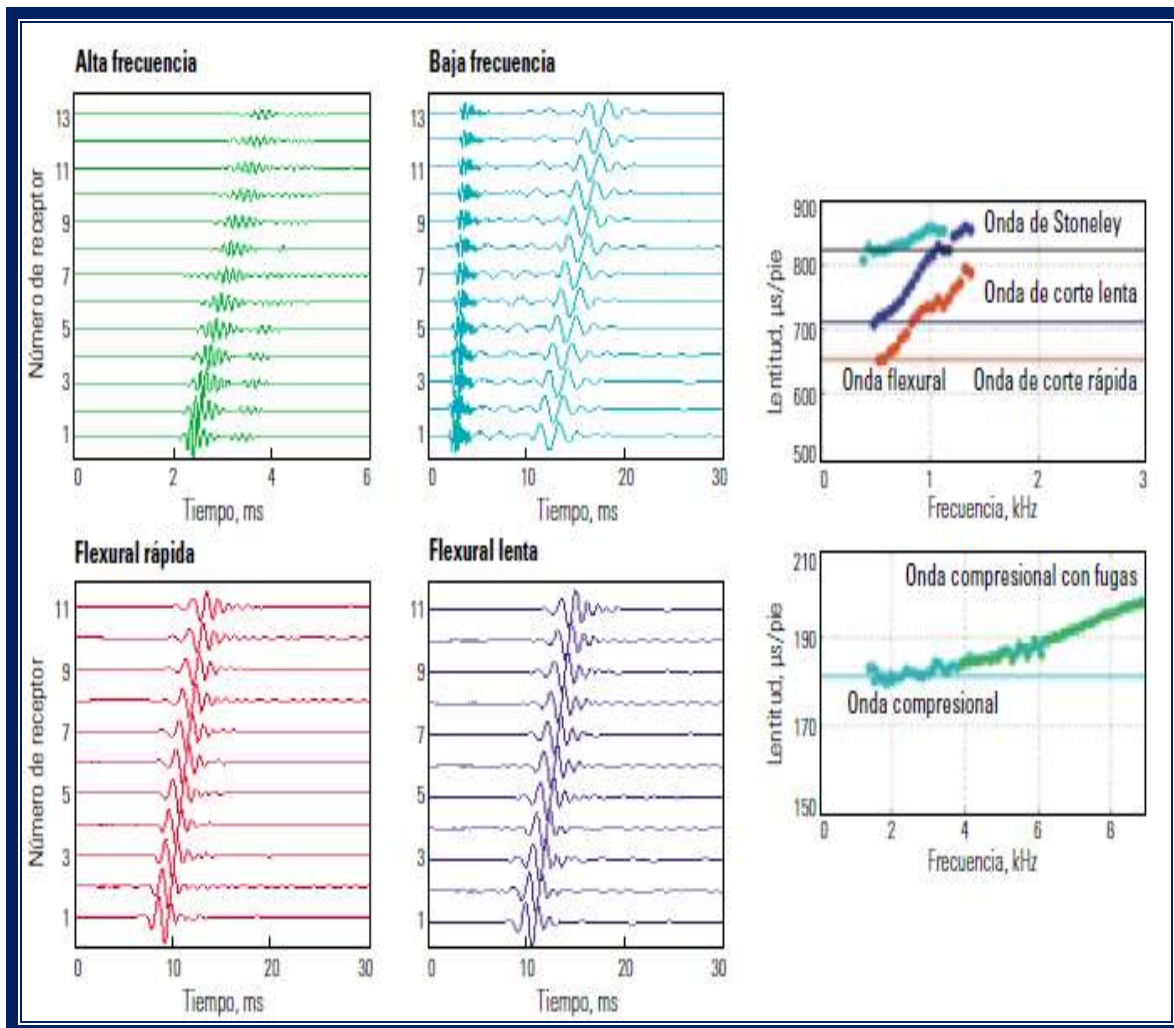


Figura 4.17. Formas de onda de una formación lenta. (Arroyo, 2006)



La fuente monopolar de alta frecuencia no genera ninguna onda de corte directa pero sí genera ondas compresionales con fugas. En las frecuencias bajas, la fuente monopolar nuevamente genera ondas de *Stoneley*, pero además se genera una fuerte onda compresional con fugas. Los transmisores dipolares X e Y generan ondas flexurales con la respuesta de baja frecuencia característica de una formación lenta. Los datos de dispersión incluyen el modo de *Stoneley* levemente dispersivo y la onda compresional con fugas pero ninguna onda cónica de corte, como es esperado en una formación lenta. En ausencia de ondas cónicas de corte, la lentitud de la onda de corte se estima del límite de baja frecuencia del modo flexural. El modo flexural no es tan dispersivo como en una formación rápida; sin embargo, es más dispersivo que aquel que es esperado en una formación isótropa homogénea. En la baja frecuencia, las dos curvas de dispersión de las ondas flexurales se nivelan en diferentes lentitudes, lo que indica la existencia de anisotropía azimutal. Las formas de ondas flexurales han sido rotadas matemáticamente en las direcciones de las ondas de corte rápidas y lentas. El análisis de las curvas de dispersión de las ondas flexurales provenientes de la herramienta clasifica las formaciones de acuerdo con el tipo de anisotropía, mediante la comparación de las curvas de dispersión observadas con las modeladas, asumiendo la presencia de una formación isótropa homogénea (figura 4.18).

En una formación isótropa homogénea, las ondas de corte no se dividen en una componente rápida y una componente lenta, de manera que las dos curvas de dispersión de las ondas flexurales observadas poseen respuestas sísmicas idénticas de lentitud *versus* frecuencia y se superponen con la curva modelada. En casos de anisotropía intrínseca, tales como las lutitas o las formaciones fracturadas, las curvas de dispersión de las ondas de corte rápidas y lentas están separadas en todos lados y tienden a la lentitud verdadera en la frecuencia cero. En formaciones que han experimentado daño inducido por la perforación y que están próximas a la falla, pero que de lo contrario son homogéneas e isótropas, las dos curvas de dispersión son idénticas aunque muestran una lentitud mucho



mayor en las frecuencias altas que la dispersión modelada para una formación isótropa homogénea.

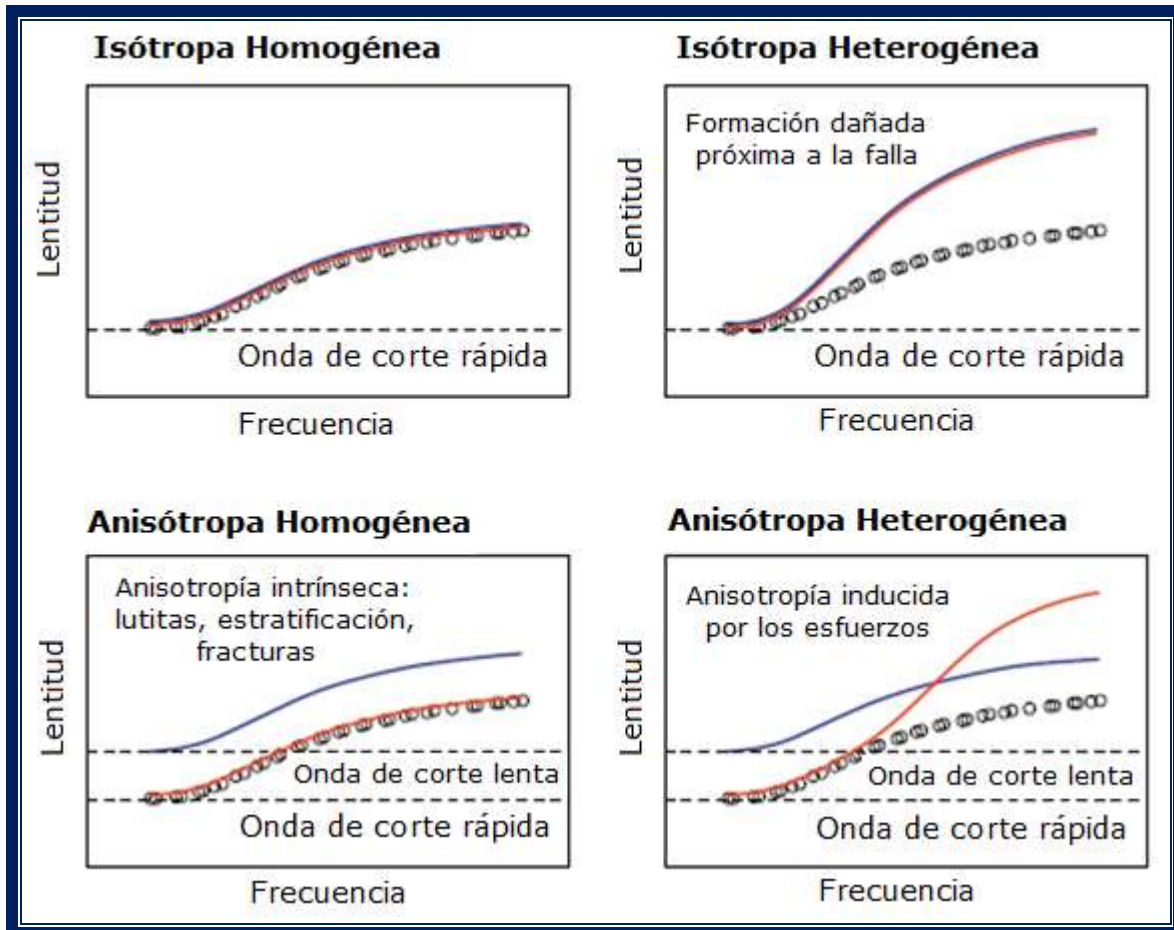


Figura 4.18. Curvas de dispersión de ondas flexurales para la clasificación de la anisotropía y heterogeneidad de las formaciones. (Arroyo, 2006)

En formaciones con anisotropía inducida por los esfuerzos, las curvas de dispersión de las ondas de corte rápidas y lentas se cruzan. Este rasgo característico es causado por las concentraciones de los esfuerzos en la región vecina al pozo. Estas relaciones simplificadas entre las curvas de dispersión resultan válidas cuando sólo un mecanismo físico controla el comportamiento de las ondas. Cuando los mecanismos involucrados son múltiples, por ejemplo si existe tanto anisotropía inducida por los esfuerzos como anisotropía intrínseca presente, las curvas pueden ser diferentes. Además de efectuar mediciones en



agujero descubierto, en formaciones isotropas, anisotropas, homogéneas y heterogéneas, la herramienta provee resultados de alta calidad detrás de la tubería de revestimiento.

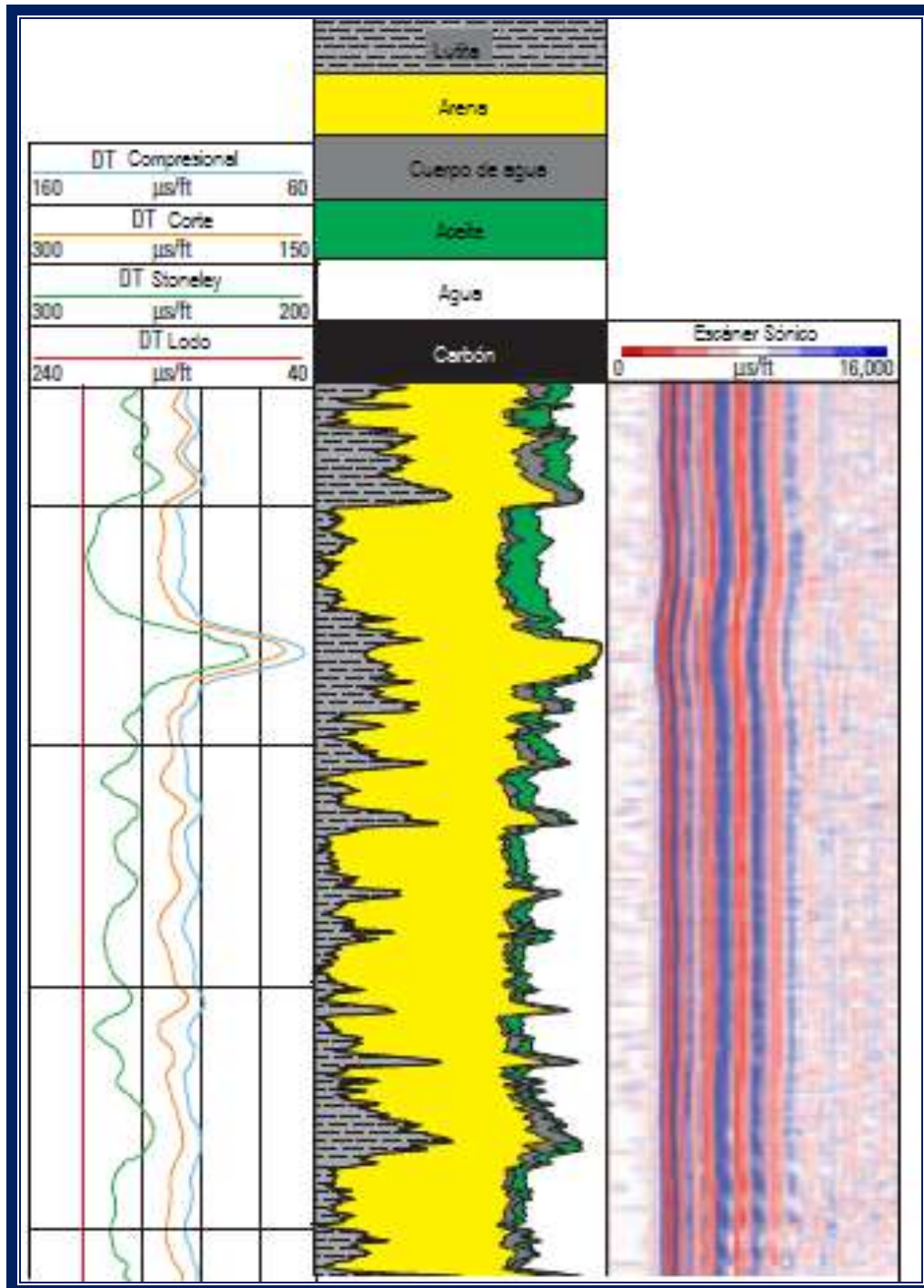


Figura 4.19. Imagen de un registro del Escáner Sónico. (Schlumberger, 2005)



El diseño mejorado de la herramienta registra formas de onda a través del revestimiento con una alta relación señal-ruido. Los poderosos transmisores y el gran ancho de banda disponible permiten la adquisición de datos de lentitud de las formaciones a través de la tubería de revestimiento y del cemento de espesor variable. La capacidad de medir las propiedades de las formaciones a través del revestimiento permite monitorear los efectos mecánicos de la producción sobre la formación productora. Muchas formaciones experimentan compactación, debilitamiento u otros cambios con el tiempo, como resultado del agotamiento de la presión o como consecuencia de la inyección de agua.

La figura 4.19 muestra una imagen del registro escáner sónico en la cual podemos ver que una de las aplicaciones que tiene es ser un primer reflector de las ondas P y S que llegan de la formación.

4.10 Procesamiento de la Señal

Los datos adquiridos con registros geofísicos de pozos proporcionan valiosa información sobre los parámetros petrofísicos de las formaciones y sus inmediaciones de una manera acertada. Con esta información se reduce el tiempo del proceso de perforación de los pozos.

El procesamiento de estos datos facilita la toma de decisiones acertadas y permite la revisión frecuente de las profundidades objetivo y la identificación de riesgos de perforación a la vez que reducen las incertidumbres a medida que la barrena se acerca al objetivo. Las compañías pueden determinar la posición de la barrena en la sección sísmica de superficie con respecto a los horizontes geológicos observados, garantizando una selección más precisa de las profundidades de los revestimientos y de extracción de núcleos. La calidad de los datos sigue mejorando y sus aplicaciones se han multiplicado, así como también se ha ampliado el abanico de entornos operativos así como el procesamiento de las señales.



4.10.1 Formas de Onda

Ondas Primarias o P

Las ondas de cuerpo se dividen en ondas P y S por su modo de viajar a través de los materiales. Las ondas P son ondas que empujan (comprimen) y tiran (expanden) de las rocas en la dirección de la propagación de la onda (figura 4.20).

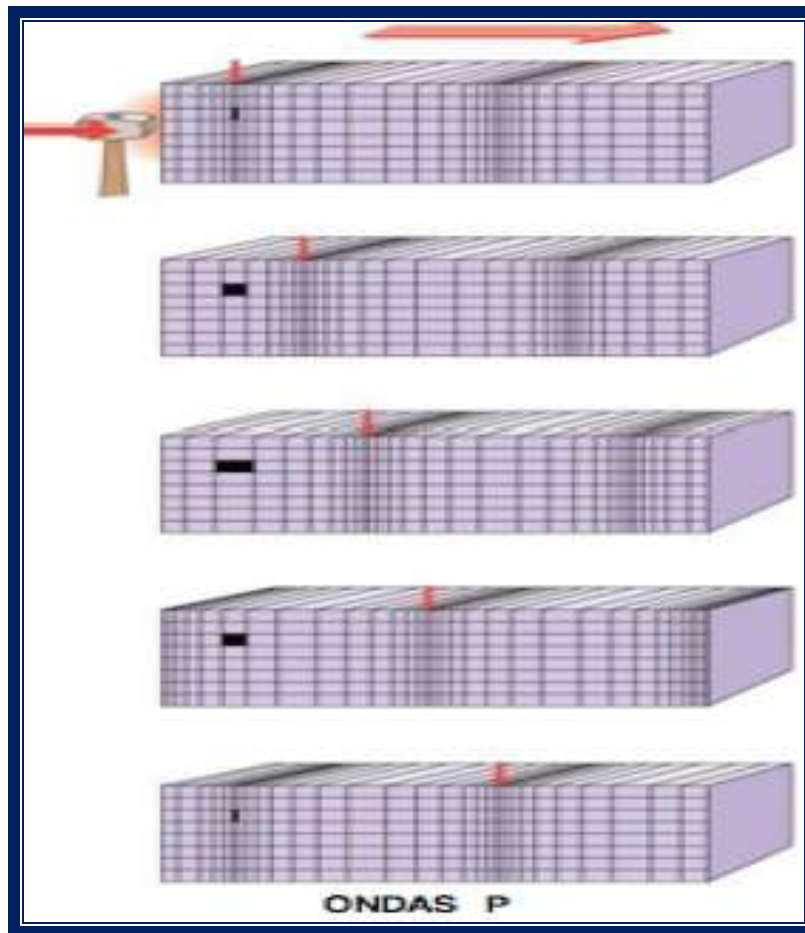


Figura 4.20. Esquema de la dirección de propagación de las ondas P. (Tarbuck, 2000)

Imaginemos que sujetamos a alguien por los hombros y lo sacudimos. Este movimiento de tirar y empujar es similar a como se desplazan las ondas P a través de la Tierra. Este movimiento ondular es análogo al generado por las cuerdas vocales humanas cuando mueven el aire para crear el sonido.

Los sólidos, los líquidos y los gases se oponen a un cambio de volumen cuando son comprimidos y recuperarán elásticamente su forma cuando cesa la fuerza. Por



consiguiente, las ondas P, que son ondas compresivas, pueden atravesar todos esos materiales.

Ondas Secundarias o S

Las ondas S “sacuden” las partículas en ángulos rectos con respecto a la dirección en la que viajan. Esto puede ilustrarse sujetando el extremo de una cuerda y sacudiendo el otro extremo. A diferencia de las ondas P, que cambian transitoriamente el volumen del material por el que viajan comprimiéndolo y expandiéndolo alternativamente, las ondas S cambian transitoriamente la forma del material que las transmite.

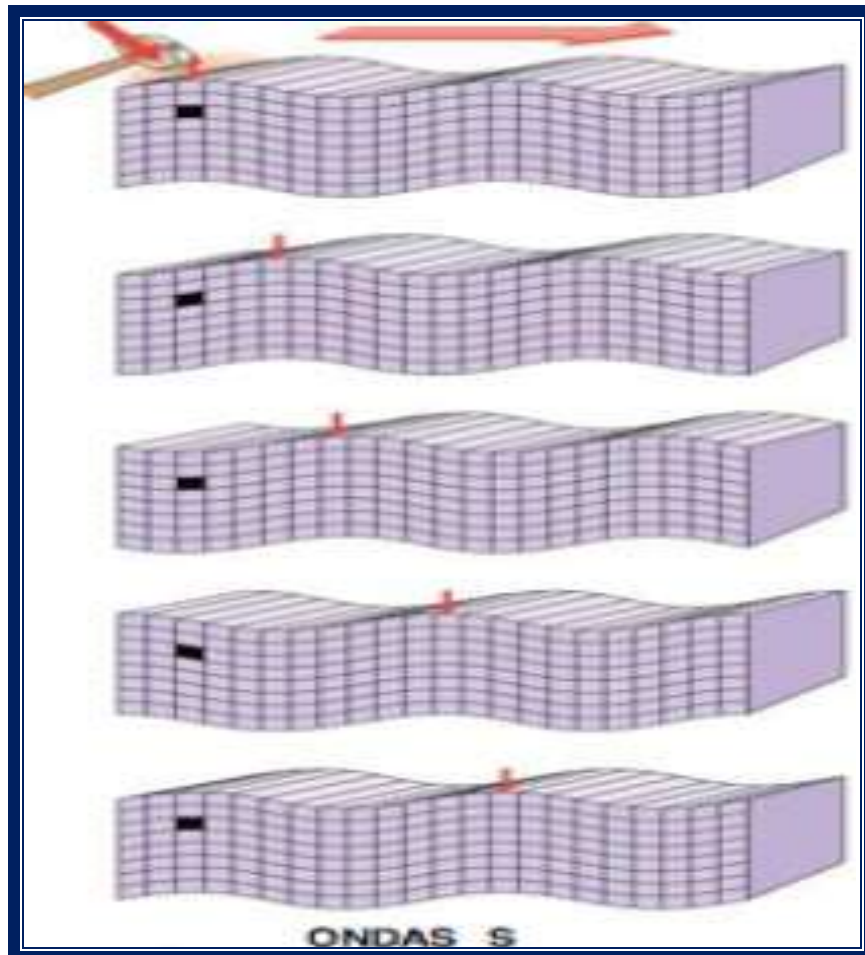


Figura 4.21. Esquema de la propagación de las ondas S. (Tarbuck, 2000)

Dado que los fluidos (gases y líquidos) no responden elásticamente a cambios de forma, no transmitirán las ondas S.



El movimiento de las ondas superficiales es algo más complejo. A medida que las ondas superficiales viajan a lo largo del suelo, hacen que se mueva éste y todo lo que descansa sobre él. Además de su movimiento ascendente y descendente, las ondas de superficie tienen un movimiento lateral similar a una onda S orientada en un plano horizontal (figura 4.21).

Ondas *Stoneley*

Los últimos arribos provenientes de una fuente monopolar son las ondas de interfaz o de superficie. Las ondas de superficie fueron propuestas por primera vez por Lord Rayleigh en 1885. Lord Rayleigh investigó la respuesta de un material elástico en contacto con un vacío en la superficie laminar y observó que una onda se propagaba a lo largo de la superficie con un movimiento de partículas, cuya amplitud se reducía con la distancia a la superficie; propiedad conocida como evanescencia.

En 1924, Stoneley observó las ondas que se propagaban en la interfaz existente entre dos sólidos y notó un tipo similar de onda de superficie. El caso particular correspondiente a un pozo lleno de fluido, es decir la interfaz entre un sólido y un líquido.

La onda de *Stoneley* aparece en casi todos los registros sónicos monopolares. Su velocidad es menor que las velocidades de las ondas de corte y las ondas de lodo y es levemente dispersiva, de manera que diferentes frecuencias se propagan a diferentes velocidades. El decaimiento de la amplitud de las ondas de *Stoneley* con la distancia que existe hasta la interfaz fluido-pozo también depende de la frecuencia; en las frecuencias altas, la amplitud decae rápidamente con la distancia existente hasta la pared del pozo. No obstante, en las frecuencias bajas (o en longitudes de ondas comparables con el diámetro del pozo) la amplitud de las ondas de *Stoneley* decae muy poco con la distancia que media hasta la pared del pozo.

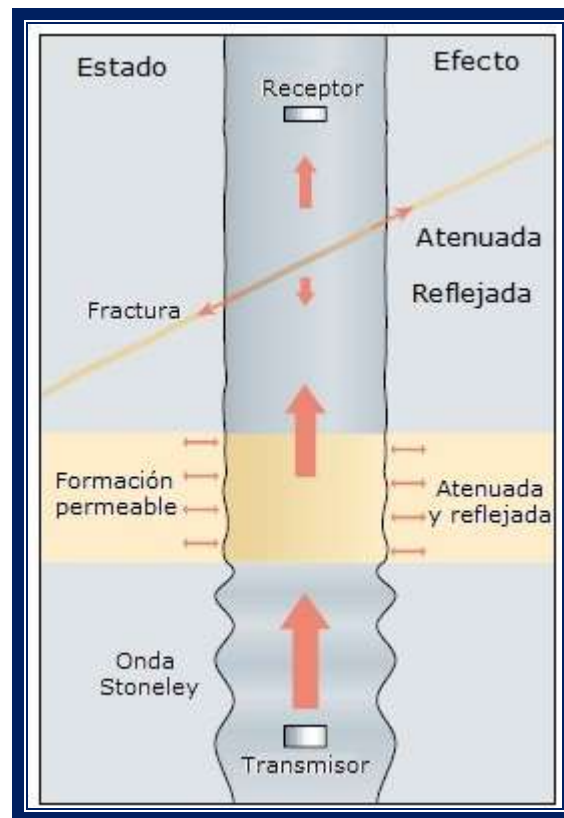


Figura 4.22. Propagación y atenuación de la onda *Stoneley* en el pozo. (Haldorsen, 2006)

En frecuencias suficientemente bajas, la amplitud es casi constante entre un lado del pozo y el otro, creando lo que se conoce como onda de tubo. La onda de *Stoneley* de baja frecuencia es sensible a la permeabilidad de la formación.

Cuando la onda encuentra fracturas o formaciones permeables, el fluido vibra respecto del sólido, causando disipación viscosa en estas zonas, lo que atenúa la amplitud de la onda y reduce su velocidad (figura 4.22). Las reducciones del nivel de energía y de la velocidad de las ondas de *Stoneley* varían con la frecuencia de las ondas. Los datos de la dispersión de las ondas de *Stoneley*, a lo largo de un ancho de banda de frecuencias grande, pueden invertirse para estimar la permeabilidad de la formación. Las fracturas abiertas también pueden hacer que las ondas de *Stoneley* vuelvan a reflejarse hacia el transmisor. La relación entre la energía reflejada y la energía incidente se correlaciona con la apertura de la



fractura. Esta técnica de detección de fracturas permeables funciona bien en formaciones duras.

Todas las ondas descritas precedentemente se propagan simétricamente por el pozo, hacia la superficie y hacia el fondo, y pueden ser detectadas por receptores monopolares; habitualmente hidrófonos. Los hidrófonos son sensibles a los cambios de presión en el fluido del pozo y poseen una respuesta omnidireccional; esto significa que responden del mismo modo a los cambios de presión desde cualquier dirección.

4.10.2 Registro de Cementación: Registro de Densidad Variable (VDL) y Registro de Adherencia de Cemento (CBL)

Los registros acústicos se han convertido en la herramienta más eficiente para detectar la presencia de cemento detrás de la tubería de revestimiento y evaluar la calidad de la adherencia entre la tubería de revestimiento y el cemento y entre el cemento y la formación. Los registros acústicos ayudan a indicar, de manera no intrusiva, el intervalo de profundidad en el que se colocó el cemento alrededor de la tubería de revestimiento, medir la impedancia acústica del cemento adherido a la tubería de revestimiento y cuantificar el porcentaje de circunferencia de la tubería adherido al cemento. Estas características proporcionan información acerca de las fallas presentes en el cemento, que pueden requerir medidas de remediación; usualmente una operación de inyección forzada en la que el cemento se hace pasar por los disparos al espacio anular para llenar los vacíos presentes a lo largo de las interfaces, entre la tubería de revestimiento y la formación. Los registros de adherencia del cemento (CBL) y los registros de densidad variable (VDL) se adquieren utilizando una herramienta de registros sónicos. Las herramientas CBL estándar, que comprenden las herramientas que miden la



amplitud o la atenuación de la señal, poseen una teoría común para la medición y la interpretación. El principio en que se basan consiste en medir la amplitud de una señal sónica producida por un transmisor que emite una onda acústica de 10 a 20 kHz, después de haber viajado a través de una sección de la tubería de revestimiento. Las mediciones en el registro CBL se presentan en milivoltios (mV) o como atenuación de decibele (dB), o de ambas maneras. El incremento de la atenuación indica una mejor calidad de la adherencia entre el cemento y la pared externa de la tubería de revestimiento. En los casos simples, la respuesta del registro interpretado puede proveer buena información sobre la calidad del cemento.

El registro de cementación CBL es un registro continuo y hecho en pozos entubados, la amplitud de la primera señal sónica llega a través de la tubería de revestimiento. Estas señales tienen una frecuencia resonante de 20 a 25 KHz. La amplitud de la primera señal puede variar dependiendo de las condiciones de la tubería de revestimiento y la cementación, desde, menos de un milivoltio hasta ver decenas de milivoltios.

La amplitud de la primera señal registrada, que llega a través del revestimiento, es mínima cuando la herramienta o sonda se encuentra frente a una tubería de revestimiento protegida por un anillo de cemento fraguado, con un espesor de más de 0.75 in y con optima adherencia a la tubería de revestimiento en toda su circunferencia. Esta amplitud mínima corresponde a una atenuación máxima. La respuesta de la herramienta de CBL a los cambios en atenuación sónica, depende en alto grado del espaciamiento entre transmisor y receptor.

Para atenuaciones mayores de aproximadamente 2.5 dB por pie lo que está en el intervalo de interés para la evaluación de la calidad de la cementación, un cambio en la amplitud registrada correspondiente a un cambio dado de atenuación, es mayor para espaciamientos cortos entre transmisor y receptor que para espaciamientos largos.



Para un registro CBL, el espaciamiento entre transmisor y receptor debe ser pequeño, para obtener un nivel de señal y una resolución máxima a altas atenuaciones, como también máxima resolución vertical, pero no tan pequeño que produzcan interferencias con las llegadas directas de ondas sonoras a través del lodo.

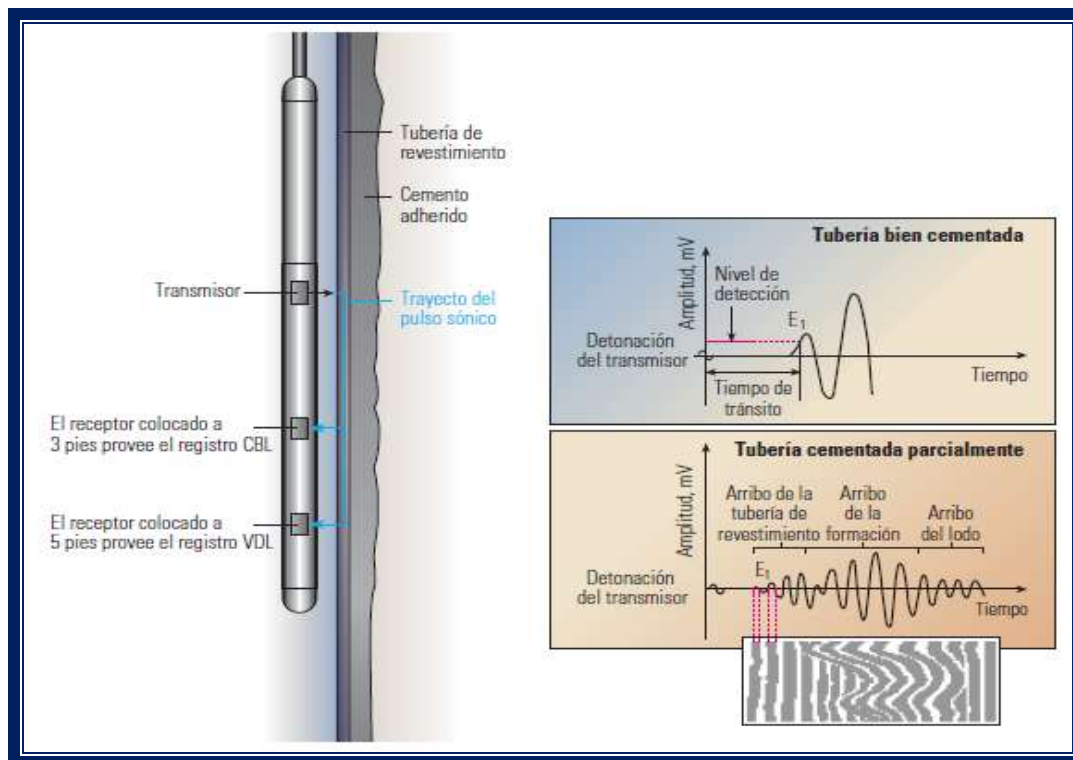


Figura 4.23. Herramienta CBL y VDL del cual se obtiene el tiempo de tránsito de la señal acústica y nos proporciona una visualización del registro VDL. (Bellabarba, 2008)

El perfil de densidad variable (VDL) es una señal de eje Z con modulación de intensidad que exhibe la amplitud de la forma de onda recibida mediante matices variables del blanco al negro. En la figura 4.23 se muestra el desarrollo del perfil VDL; el color negro representa una amplitud positiva elevada y el blanco una amplitud negativa; los matices de gris representan las diferentes intensidades de amplitud positiva. La ventaja de esta presentación consiste en que brinda una visión continua del pozo y permite identificar los arribos de *casing*, de formación y



de fluido; si estas señales pueden identificarse en forma individual, es posible establecer una determinación práctica de la presencia o ausencia de cemento.

La señal de *casing* en el perfil VDL se produce con un tiempo relativamente constante y se observa como líneas muy rectas que aparecen tempranamente en la presentación de la forma de onda. También es posible reconocer los arribos de fluido o de lodo como arribos de líneas relativamente rectas, pero se presentan en la sección tardía de la presentación. En general, los arribos de formación exhibirán cierto carácter (es decir, no serán rectos) y aparecerán en los intervalos de *casing* esperados.

Sin embargo, las formaciones duras de baja porosidad (formaciones rápidas) pueden mostrar tiempos de arribo homogéneos en un intervalo de profundidad y producirse al mismo tiempo o antes que los tiempos de arribo esperados para el *casing*. Por lo tanto, pueden ser más difíciles de reconocer; en cualquier caso, si en un intervalo se encuentran presentes los arribos de la formación, ello indica que existe una trayectoria acústica completa entre el instrumento y la formación, por lo tanto, se trata de un indicio de adherencia entre el *casing*, el cemento y la formación en ese intervalo.

La presentación VDL o de ondícula es el único método para evaluar la adherencia del cemento a la formación con un perfilaje de cemento.



4.10.3 Coherencia

Las lentitudes de las ondas pueden estimarse adecuadamente con mínima intervención humana, utilizando una técnica de procesamiento de señales que busca semejanzas (lo que en matemáticas se conoce como semblanza o coherencia) en las formas de ondas, a lo largo del conjunto de los 8 receptores receptores. El método comienza con un tiempo de arribo y un valor de lentitud asumidos para cada tipo de onda, para luego buscar el conjunto de formas de onda para el tiempo y la lentitud que maximizan la coherencia.

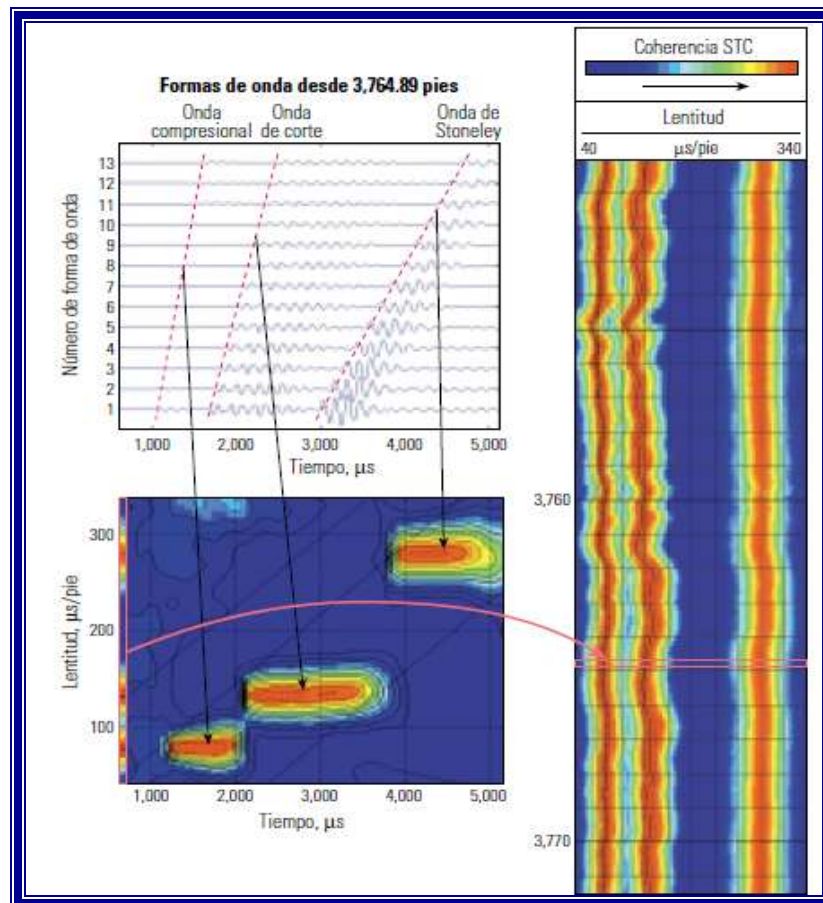


Figura 4.24. Procesamiento STC. (Haldorsen, 2006)

Los valores máximos correspondientes a la lentitud de las ondas compresionales, de corte y de *Stoneley*, representados gráficamente para cada profundidad, crean un registro de lentitud. Las dos dimensiones de una gráfica STC se comprimen



para generar una sola dimensión mediante la proyección de los picos de coherencia sobre el eje de lentitud (figura 4.24).

Esta banda vertical de coherencias codificadas en color, si se grafica horizontalmente en la profundidad correcta, forma un elemento de un registro de proyección STC; un resultado estándar de los registros sínicos.

4.11 Anisotropía

La alineación espacial de los granos minerales, las capas, las fracturas o el esfuerzo hace que la velocidad de las ondas varíe con la dirección de propagación; propiedad que se conoce como anisotropía. La información sobre la anisotropía también es necesaria toda vez que se requiere conocer la mecánica de las rocas. Las operaciones de perforación direccional, perforación en áreas tectónicamente activas, diseño de disparos (punzados, cañoneos) orientados, planeación de operaciones de fracturamiento hidráulico y desarrollo de planes de recuperación por mantenimiento de presión, requieren un conocimiento adecuado de la anisotropía elástica.

Los procesos naturales que producen la anisotropía, también hacen que ésta posea una de dos orientaciones principales: horizontal o vertical. Como primera aproximación, las capas horizontales crean un medio anisótropo que puede considerarse isótropo en todas las direcciones horizontales, pero que es anisótropo verticalmente.

Este tipo de medio se conoce como transversalmente isótropo con un eje de simetría vertical (TIV). De un modo similar, las fracturas verticales crean un medio anisótropo simplificado que puede ser considerado isótropo en cualquier dirección alineada con los planos de fracturas, y anisótropo en la dirección ortogonal a los



planos de fracturas. Este medio se conoce como transversalmente isótropo con un eje de simetría horizontal (TIH) (figura 4.25).

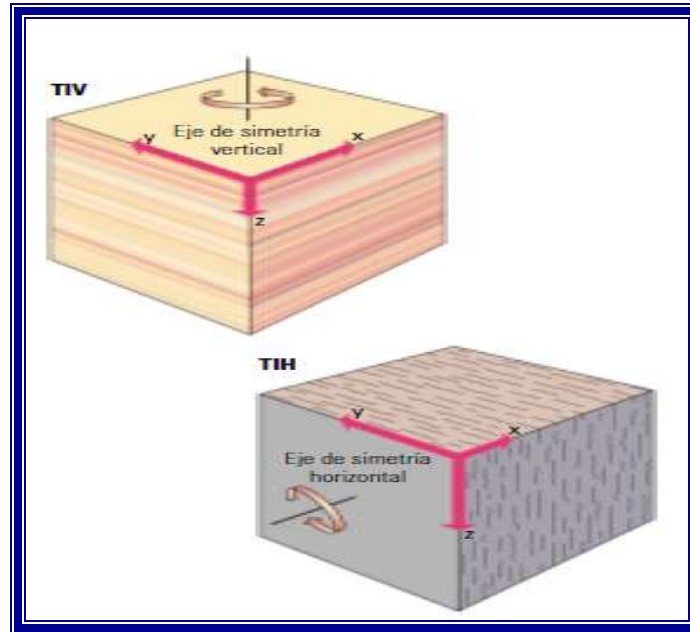


Figura 4.25. Geometría simplificada en la anisotropía elástica. (Haldorsen, 2006)

Las ondas sísmicas son sensibles a estas diferencias direccionales existentes en las propiedades de los materiales. Las ondas viajan más rápido cuando la dirección del movimiento de las partículas (polarización) es paralela a la dirección de mayor rigidez.

Las ondas compresionales poseen un movimiento de partículas en la dirección de propagación, de modo que las ondas P viajan más rápido en las direcciones paralelas a la estratificación y a las fracturas, y se propagan más lentamente cuando la dirección es perpendicular a la estratificación y a las fracturas. Las ondas de corte poseen un movimiento de partículas perpendicular a la dirección de propagación. En medios isótropos, el movimiento de las partículas de las ondas S está contenido en el plano que contiene las trayectorias de rayos P y S .

En los medios anisótropos, una onda S se separará en dos ondas de corte con diferentes polarizaciones y diferentes velocidades. La onda S polarizada en



sentido paralelo a la estratificación o a las fracturas que corresponde a la dirección de esfuerzos máximo y es más rápida que la onda S polarizada en sentido ortogonal con respecto a la estratificación o a las fracturas. Las ondas flexurales se comportan como las ondas S y por lo tanto se separan de la misma forma.

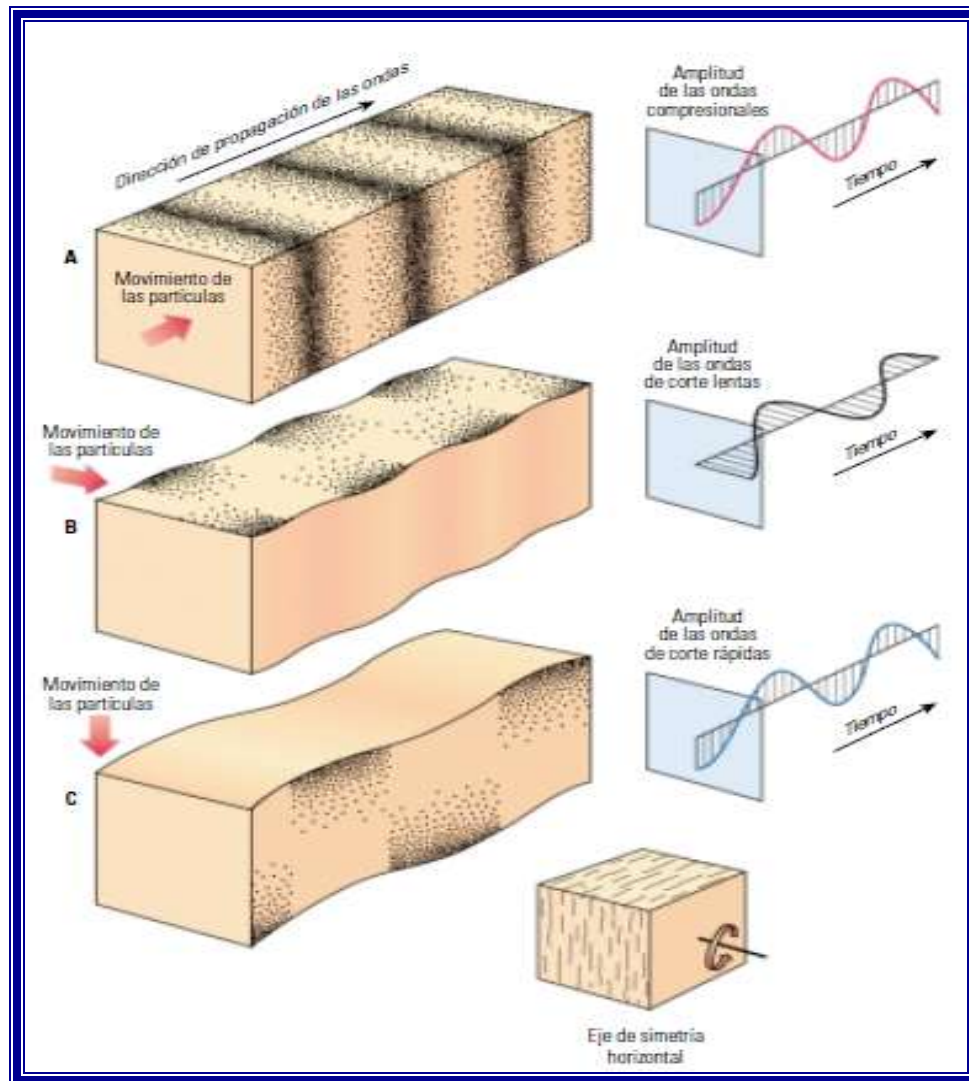


Figura 4.26. Movimiento y dirección de propagación de las ondas P y S en un medio anisótropo. (Haldorsen, 2006)

Los registros sísmicos pueden utilizarse para detectar y cuantificar la dirección y la magnitud de la anisotropía si la geometría de la herramienta y el eje de anisotropía están correctamente alineados (figura 4.26).



La polarización de las ondas S divididas por la anisotropía no puede ser detectada por un receptor monopolar unitario. Se requieren receptores direccionales. Se puede crear un receptor direccional adecuado mediante la sustitución de un receptor monopolar unitario por dos o más pares de receptores monopolares.

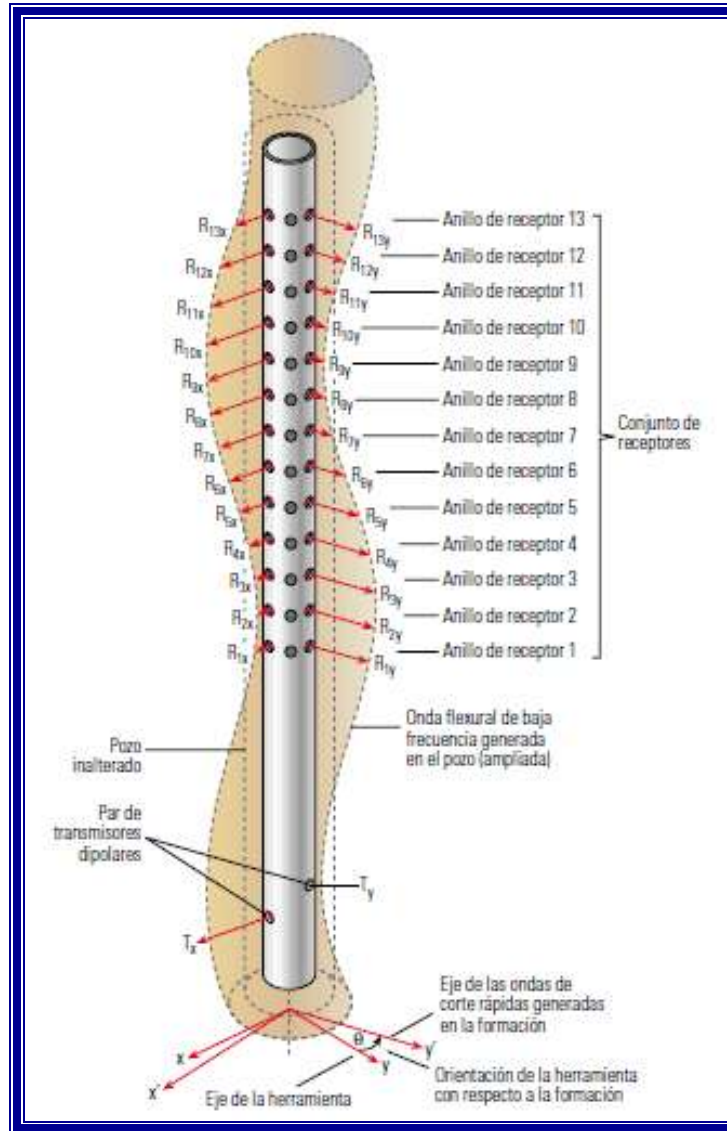


Figura 4.27. Respuesta en línea y fuera de línea en receptores distribuidos en forma azimutal de una onda flexural de pozo en una formación anisótropa. (Haldorsen, 2006)

Cada par de receptores monopolares actúa como un receptor dipolar. Para tener un registro correcto de las ondas flexurales, al menos un receptor dipolar se alinea con cada transmisor dipolar. Con cada disparo de la fuente dipolar, las señales



son registradas por el receptor dipolar orientado en línea (*inline*) con esa fuente y además por el receptor dipolar orientado fuera de línea (*crossline*).

En las formaciones isótropas, las ondas flexurales generadas por una fuente dipolar permanecen polarizadas en el plano de la fuente y se detectan solamente en el receptor dipolar alineado en ese plano. No obstante, en las formaciones anisotrópicas, la onda flexural se divide en una componente rápida y una componente lenta, alineadas con la anisotropía de la formación (figura 4.27).

A menos que los ejes de la herramienta estén alineados por coincidencia con las direcciones rápida y lenta de la formación, la energía de las ondas flexurales será registrada tanto por los receptores que están fuera de línea como por los receptores que están en línea con esa fuente.

Las direcciones, o azimuts, de las ondas de corte o de las ondas flexurales rápidas y lentas pueden verse en un registro dipolar cruzado. La creación de un registro dipolar cruzado constituye un proceso de pasos múltiples.

El primer paso implica la descomposición y recombinación de las formas de ondas adquiridas en todos los sensores, en cada estación receptora, para dar como resultado, en cada profundidad, cuatro formas de ondas correspondientes a las respuestas en línea y fuera de línea con los dos transmisores dipolares ortogonales. A continuación, estas formas de onda se rotan matemáticamente para colocarlas en un sistema de coordenadas consistente con las direcciones de la energía de forma de onda fuera de línea máxima y mínima. Luego, las formas de ondas correspondientes a las orientaciones de las ondas de corte rápida y lenta se someten a un procesamiento por semblanzas para obtener las lentitudes de dichas ondas. Las zonas con lentitudes de ondas de corte rápidas y lentas equivalentes son isótropas, mientras que las zonas con diferencias considerables entre las lentitudes de ondas de corte rápidas y lentas son altamente anisótropas.



4.12 Heterogeneidad

La alteración de las propiedades en la zona vecina al pozo puede hacer que las velocidades aumenten o disminuyan con respecto a la formación inalterada o de campo lejano. Normalmente, el daño inducido por la perforación reduce la rigidez de la formación, haciendo que las velocidades se reduzcan cerca del pozo. No obstante, cuando el fluido de perforación reemplaza al gas como fluido que rellena los poros, la formación resultante es más rígida, de manera que la velocidad compresional aumenta cerca del pozo. La alteración radial de las rocas y de los fluidos afecta las velocidades compresionales y de corte de diferentes maneras. La alteración que reduce la rigidez de la estructura de la roca, tal como el fisuramiento o el debilitamiento inducido por la perforación, hace que tanto la velocidad P como la velocidad S disminuyan. No obstante, los cambios producidos en el fluido que ocupa los poros poseen poco efecto sobre la velocidad S , mientras que la velocidad P puede variar sustancialmente. Por ejemplo, cuando el fluido de perforación reemplaza el gas, la velocidad de las ondas P aumenta, pero la velocidad de las ondas S permanece relativamente inalterada.

La caracterización completa de la heterogeneidad radial requiere el análisis de la variación radial de las lentitudes de las ondas compresionales y de corte. Un perfil radial de la lentitud de las ondas compresionales se genera a través de la recolección de datos de ondas P para profundidades de investigación múltiples; desde la región vecina al pozo hasta la formación de campo lejano inalterada. Esto demanda la obtención de registros con una gran diversidad de espaciamientos entre transmisores y receptores. Las técnicas de trazado de rayos invierten los arribos de las ondas compresionales refractadas para proveer el valor de lentitud de las ondas compresionales en función de la distancia al pozo. La diferencia entre la lentitud de las ondas compresionales en la región vecina al pozo y la lentitud de las ondas compresionales en el campo lejano se puede representar gráficamente junto con la profundidad de la alteración radial.



Algunas de las heterogeneidades cuya caracterización plantea más desafíos son aquellas que no intersectan al pozo. Puede tratarse de fracturas o fallas verticales situadas cerca de un pozo vertical o de interfaces sedimentarias que tienen lugar cerca de un pozo horizontal. La detección de tales heterogeneidades requiere un método que explore profundamente la formación y que permita detectar los cambios abruptos producidos en las propiedades de la misma.



CAPÍTULO 5 APLICACIONES

Una tecnología de dipolo cruzado se utilizó para evaluar una formación de carbonatos en el sureste de Nuevo México para determinar las tendencias de fracturas en un ambiente invadido (saturado) por agua. Las mediciones se realizaron por primera vez en pozo abierto, después en pozo entubado, antes y después de la estimulación de la fractura.

La estimulación de fracturas hidráulicas en pozos entubados puede ser efectivamente realizada por la presurización de las perforaciones a través del revestimiento. Pero la evaluación de los resultados de la estimulación presenta una tarea formidable. La presencia del revestimiento hace que sea difícil la evaluación y detección de la extensión vertical y el azimut de las fracturas estimuladas.

Fracturas naturales o estimuladas paralelas que intersecan un pozo crean un azimut de la anisotropía de las ondas de corte alrededor del pozo. La cantidad de anisotropía nos proporciona un indicador de la intensidad de la fractura y el azimut asociado con la polarización de la onda rápida de corte nos da el descubrimiento de fracturas abiertas. Para pozo abierto, la anisotropía por fracturas inducidas pueden ser medidas eficazmente con los registros acústicos de dipolo cruzado. La aplicación de esta tecnología en pozos con revestimiento puede ser obstaculizado por dos factores. La primera tiene que ver con el efecto del revestimiento y el cemento en las mediciones del dipolo cruzado, el segundo es la falta de un dispositivo eficaz para medir la orientación dentro del revestimiento.

Se han realizado modelados numéricos para mostrar que la herramienta de dipolo cruzado puede medir la anisotropía de la onda de corte a través del revestimiento y el cemento, siempre y cuando estén bien unidas con la formación. Un dispositivo giroscópico permite medir el azimut en pozos entubados. Con estas bases, se puede aplicar la tecnología de dipolo cruzado para el análisis en pozo entubado.



Un pozo en el sureste de Nuevo México fue elegido para evaluar la tecnología de dipolo cruzado en aplicaciones de pozo entubado. Este pozo fue perforado dentro de una formación de carbonatos a una profundidad aproximadamente de 6800 ft. Se realizaron los análisis petrofísicos en el pozo para obtener la información geológica inherente en el área. Este ejemplo está ubicado en el borde noroeste de la plataforma de la Cuenca Central y está limitado al oeste por la cuenca de Delaware y al este por la cuenca de Midland, y cerca de la plataforma noroeste con la tendencia de los arrecifes Capitán. Estas cuencas son parte de lo que constituyen la Cuenca del Pérmico.

El objetivo de esta prueba fue determinar la tendencia de las fracturas en este campo en un ambiente saturado de agua. En primer lugar, el registro en pozo abierto se llevó a cabo para localizar las zonas de interés y determinar la cantidad de anisotropía que existe antes del revestimiento del pozo.

El registro en pozo abierto encontró dos intervalos de interés cerca del fondo del pozo. Estos intervalos son de 6650 ft a 6770 ft y de 6168 ft a 6370 ft respectivamente. Después de que el pozo fue entubado, algunas mediciones del registro fueron repetidas para efectos de comparación. Los intervalos de interés se completaron después en dos etapas separadas. La primera etapa incluye sólo el intervalo de 6650 ft a 6770 ft. Fue fracturado hidráulicamente y marcado con tres isótopos radiactivos: escandio (Sc-46), iridio (Ir-92) y antimonio (Sb-124). El escandio fue bombeado con el fluido dentro de la perforación durante la estimulación de la fractura. La fractura fue subsecuentemente etiquetada como arena con iridio (Ir-92) y antimonio (Sb-124) ambos son *proppant*. Como se muestra en los resultados de análisis de trazadores (Figura 5.5 y 5.6) la mayor parte de las fracturas se localizó en el intervalo de 6646 ft a 6710 ft; la fractura aumentó 20 ft por debajo del fondo de perforación y hasta los 6545 ft con una gradual reducción de la migración hasta 6450 ft. La segunda etapa fue completada por los intervalos 6180 ft a 6370 ft los cuales fueron fracturados sin ningún isótopo radiactivo. Los trazadores radiactivos pueden ser detectados con un dispositivo de *rayos gama espectral* en pozo entubado y después de varias etapas de



fracturamiento hidráulico puedan ser monitoreadas sus migraciones verticales fuera de la perforación. Junto con las mediciones de pos-estimulación de *rayos gama espectral*, el *registro acústico de dipolo cruzado* fue repetido. Los resultados de este registro, junto con los de pozo abierto y la pre-estimulación de las corridas del registro en pozo entubado, fueron analizados para determinar la extensión vertical y el azimut de las fracturas estimuladas.

Mediciones de Dipolo Cruzado a Través del Revestimiento

Una herramienta acústica dipolar realiza mediciones direccionales por inducción y recepción de ondas flexurales a lo largo del pozo. Una herramienta de dipolo cruzado consiste de dos conjuntos de sistemas de transmisores-receptores dipolares frontales y separados 90° (figura 5). La herramienta de dipolo cruzado mide el azimut de la anisotropía de las ondas de corte alrededor del pozo. Esta anisotropía tiene dos direcciones ortogonales de polarización, conocida como direcciones de polarización de onda de corte rápida y lenta, respectivamente. La magnitud de la anisotropía es medida por la diferencia de velocidades de la onda de corte rápida y lenta.

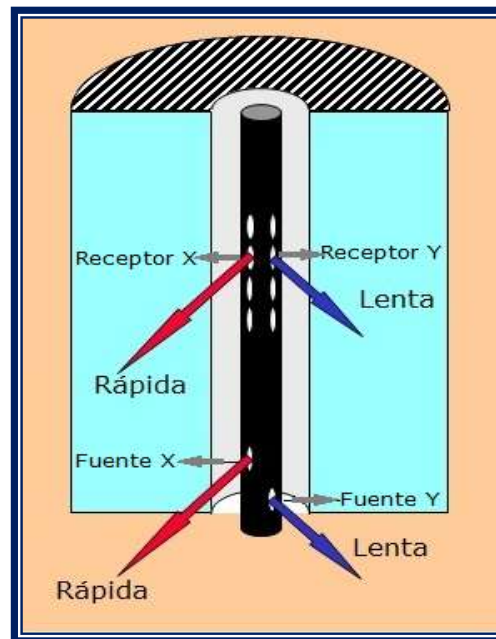


Figura 5. Diagrama que ilustra la configuración de la herramienta de dipolo cruzado.
(Tang, 2001)



Durante el registro de dipolo cruzado en una formación anisótropa, el movimiento de las ondas flexurales en el pozo inducidas por una fuente emisora se divide en ondas rápidas y lentas. Estas dos ondas son recibidas por arreglos de receptores en línea y cruzados en la herramienta. Para los receptores en línea, la sensibilidad máxima de recepción es en la dirección de vibración de la fuente, mientras que para los receptores cruzados, esta dirección de sensibilidad es perpendicular a la dirección de la fuente. La herramienta adquiere cuatro componentes de conjuntos de datos (dos en línea y dos cruzados). Estos datos son procesados con un método de inversión en un arreglo de forma de onda. Este método calcula las ondas de corte dipolar rápida y lenta de los datos de los cuatro componentes y se igualan con las ondas rápidas y lentas a través de la matriz para determinar la magnitud y azimuth de la anisotropía simultáneamente.

Las mediciones de anisotropía de dipolo cruzado en pozo abierto han sido utilizados efectivamente para estimar los azimuths del campo regional de esfuerzos y determinar la intensidad y orientación de las fracturas. Ha habido, sin embargo, muy pocas mediciones realizadas en pozo entubado. Esto puede atribuirse a dos factores principales. La primera es la preocupación por la incertidumbre del revestimiento y cemento en las mediciones del dipolo cruzado, y la segunda es la falta de un dispositivo para medir el azimuth de la herramienta en pozos entubados. La mayoría de herramientas de registros utilizan un dispositivo magnético para medir el azimuth de la herramienta en un pozo con respecto al norte magnético de la Tierra. Este dispositivo no opera dentro del revestimiento debido a que el metal del revestimiento oculta el campo magnético de la Tierra.

Las mediciones del azimuth de la herramienta en pozos entubados son ahora realizadas con una *girobrújula* que es un dispositivo comercial. Un giroscopio mantiene su orientación respecto al norte de la Tierra mientras que el armazón de la brújula se mueve o gira con la herramienta. Con este dispositivo se puede registrar la cantidad de rotación o azimuth de la herramienta en cada profundidad del registro.



Para apoyar los resultados de las mediciones en pozo entubado que se darán más adelante, se demuestra que las mediciones de anisotropía del dipolo cruzado a través del revestimiento pueden dar resultados válidos, especialmente en un caso de una formación rápida. Modelos numéricos han mostrado que las mediciones del dipolo a través del revestimiento y el cemento pueden obtener la velocidad de la onda de corte en la formación. Usando un modelo enfocado, podemos estudiar los efectos del revestimiento y el cemento en las mediciones de la anisotropía. Para ello se simulan ondas dipolares rápidas y lentas en una formación anisótropa antes y después del revestimiento.

La anisotropía azimutal puede ser modelado por cinco módulos elásticos: C_{11} , C_{13} , C_{33} , C_{44} y C_{66} . Los dos últimos módulos C_{44} y C_{66} gobiernan la propagación de las ondas de corte en dos direcciones ortogonales de polarización x y y . La propagación es en la dirección z a lo largo del pozo. Los dos módulos son $C_{44} = \rho v_{sy}^2$ y $C_{66} = \rho v_{sx}^2$.

Donde: ρ = densidad de la formación y V_{sx} y V_{sy} = velocidad de la onda de corte en la dirección de polarización x y y respectivamente.

El otro módulo puede ser calculado como $C_{13} = C_{11} - 2C_{66}$ y $C_{11} = C_{33} = \rho v_p^2$, donde V_p = velocidad de la onda compresional. Este tratamiento de no tomar en cuenta el efecto de la onda compresional no afectaría significativamente el resultado de la onda de corte dipolar modelado debido a que la propagación en la dirección z es controlado principalmente por C_{44} y C_{66} . Para el modelado se utilizó $\rho = 2670 \frac{Kg}{m^3}$ y $v_p = 5000 \frac{m}{s}$. Las dos velocidades de corte son $V_{sx} = 2500 \frac{m}{s}$ y $V_{sy} = 2350 \frac{m}{s}$, respectivamente. La anisotropía o la diferencia relativa entre V_{sx} y V_{sy} es alrededor de 6.2%. El pozo tiene un diámetro de 0.2184 m y se llena con agua.

La anisotropía de la onda de corte se ve claramente en el modelo de pozo entubado (figura 5.1) muestran el resultado del modelado de la forma de onda de un arreglo de cinco receptores a 3.35 m de distancia de la fuente. El espaciamiento del receptor es de 0.1524 m. La frecuencia de la onda central es de



3.5 Khz. De hecho la polarización de la onda de corte dipolar en la dirección x viaja más rápido que las ondas polarizadas en la dirección y. La diferencia relativa entre sus respectivas velocidades o tiempo de llegada es casi exactamente 6.2% como se especifica por los parámetros V_{sx} y V_{sy} del modelo.

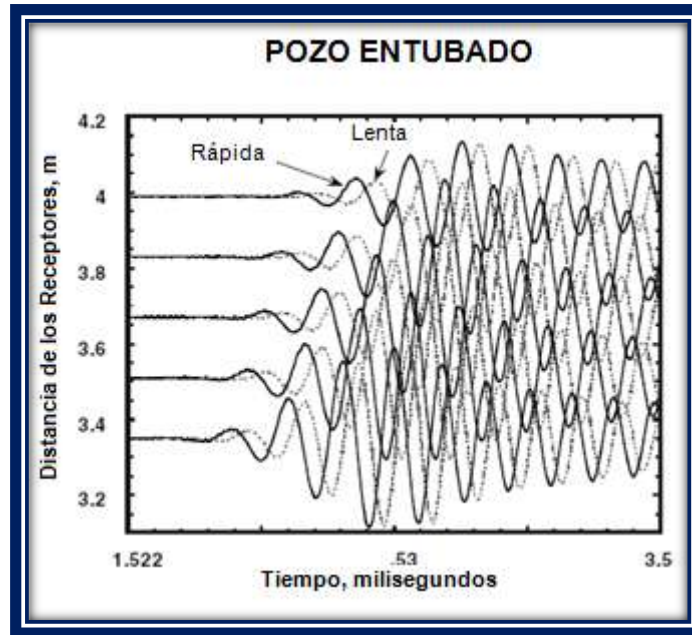


Figura 5.1. Modelado de una onda dipolar de corte rápida y lenta en pozo entubado en una formación anisótropa. (Tang, 2001)

Los efectos del revestimiento y el cemento pueden ser ahora evaluados. Un revestimiento de acero con un espesor de 0.00635 m ($v_p=6098 \frac{m}{s}$, $v_s=3354 \frac{m}{s}$ y $\rho=7500 \frac{Kg}{m^3}$) y una capa de cemento con un espesor de 0.0191 m ($v_p=2823 \frac{m}{s}$, $v_s=1729 \frac{m}{s}$ y $\rho=1920 \frac{Kg}{m^3}$) se colocan en el interior del pozo.

En el modelo de la forma de onda que se muestra en la figura 5.2. hay cambios de la forma de onda, amplitud y tiempo de llegada comparado con el caso de pozo entubado en la figura 5.1 la cual es causada por la presencia del revestimiento y cemento. A pesar de estos cambios, las ondas que apuntan en la dirección x todavía viajan más rápido que las ondas que apuntan en la dirección y. Por otra parte, la medidas de la anisotropía de las ondas rápida y lenta es de 6.2 % casi el mismo que el caso de pozo entubado.

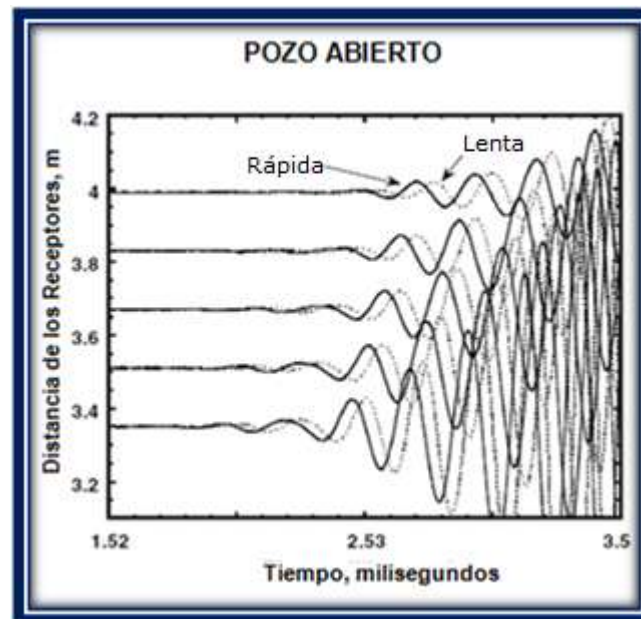


Figura 5.2. Modelado de una onda dipolar de corte rápida y lenta en pozo abierto en una formación anisótropa. (Tang, 2001)

Esto significa que la propagación de las ondas dipolares en pozo entubado es controlado en gran parte por las propiedades de las ondas de corte en la formación, aunque la forma de onda y amplitud son moduladas por la presencia del revestimiento y el cemento. En otras palabras, se puede determinar de manera confiable la anisotropía de las ondas de corte en la formación a través del revestimiento.

Con los ejemplos anteriores se demostró que este principio puede determinar la anisotropía a través del revestimiento. En la práctica, sin embargo, dos factores pueden limitar la aplicación en pozo entubado. La primera es la pobre adherencia del revestimiento con el cemento y la segunda es la contaminación de la onda Stoneley o de tubo. La pobre adherencia del cemento degradaría la calidad de la señal dipolar y en algunos casos (desacoplado del revestimiento) produce una onda flexural en el revestimiento que interfiere con la llegada de la onda dipolar de la formación. En pozo entubado es muy efectivo un generador y propagador de ondas de tubo. Incluso una herramienta dipolar poco descentralizada tiende a generar ondas de tubo en pozo entubado. El problema de la contaminación de las



ondas de tubo puede no ser importante en una formación rápida porque una onda dipolar de corte se separa de las ondas de tubo, debido a su rápida velocidad. En una formación lenta, sin embargo, las ondas dipolares se pueden superponer con las ondas de tubo y producir resultados erróneos de procesamiento. Por lo tanto, el registro dipolar cruzado a través del revestimiento se debe aplicar a formaciones rápidas con una buena adherencia del cemento.

Mediciones y Resultados en Pozo Abierto y Pozo Entubado

En esta sección se presenta los resultados de las mediciones. Para entender los resultados del análisis de dipolo cruzado, se explica con el ejemplo de pozo abierto de la figura 5.3. El rango de profundidad de la figura se extiende hasta la cima en la parte superior (6179 ft) y hasta la base en la parte inferior (6800 ft).

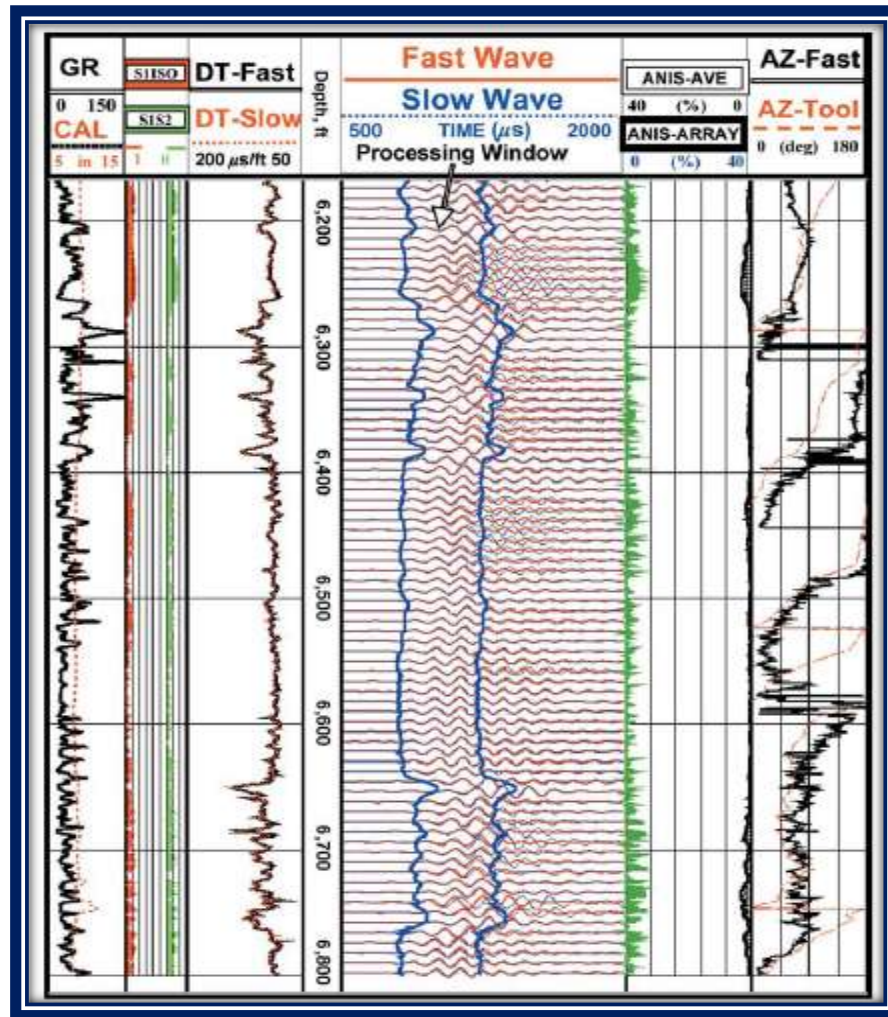


Figura 5.3. Resultados de las mediciones de dipolo cruzado en pozo abierto.
(Tang, 2001)

En la figura 5.3 y 5.4 tenemos las siguientes pistas o carriles:

Pista 1: Curvas de *rayos gama* y *caliper*.

Pista 2: Indicadores de calidad S1ISO y S1S2.

Pista 3: Tiempo de retraso de las ondas de corte rápida y lenta.

Pista 4: Superposición de las ondas de corte rápida y lenta así como la ventana de procesamiento.

Pista 5: Curvas de anisotropía.

Pista 6: Azimut de polarización de la onda de corte rápida contra el azimut de la herramienta.



La pista 1 muestra las curvas de *rayos gama* y *caliper*. El resto de las pistas muestran los resultados de anisotropía y las acompañan las curvas indicadoras de calidad que son los residuos de los errores de los datos adecuados S1ISO y S1S2, como se muestra en la pista 2. Un alto valor de S1ISO significa que la solución del azimut rápido (S1) se ajusta mejor a los datos significativamente que la solución de una formación isotrópica. La formación es por lo tanto anisótropa. Un alto valor de S1S2 significa que el azimut de la onda de corte rápida es estable, sin la ambigüedad de asumir los valores del azimut de la onda de corte lenta (S2).

El tiempo de inicio de la ventana del tiempo de viaje de la onda de corte es calculada a partir del tiempo de retraso de la onda de corte rápida y lenta mostrada en la pista 3.

La pista 4 muestra la superposición de las ondas de corte rápida y lenta y la ventana de procesamiento. Esta ventana contiene los datos de la forma de onda utilizados en el análisis.

La pista 5 muestra la anisotropía con dos resoluciones: ANIS-AVE (de derecha a izquierda) y ANIS-ARRAY (de izquierda a derecha). La última anisotropía es determinada sobre la apertura del arreglo de los receptores (2.5 ft; una resolución más alta), mientras que la curva está sobre el arreglo del transmisor central (11.5 ft, más robusto).

La pista 6 muestra el azimut de polarización de la onda de corte rápida contra el azimut de la herramienta. Un intervalo anisótropo tiende a tener un azimut de onda de corte rápida estable que es independiente a la rotación de la herramienta. Para formaciones isotropas, el azimut rápido no está definido, el azimut determinado tiende a seguir el de la herramienta. La división de las ondas de corte rápida y lenta también puede indicar la confiabilidad de la anisotropía determinada.

Para un proceso confiable, la ventana debe seguir la forma de onda. La anisotropía verdadera siempre debe corresponder a la división de las ondas rápida y lenta sobre la parte inicial de la forma de onda. Si la división ocurre más tarde, la



anisotropía puede ser causada por la dispersión de onda y/o un modo de interferencia.

Con esta elaboración, podemos ahora evaluar los resultados de las mediciones del dipolo cruzado para pozo abierto, los casos de pre-estimulación en pozo entubado y pos-estimulación de pozo entubado. El análisis del dipolo cruzado en pozo abierto (figura 5.3) detectó dos intervalos anisótropos entre 6170 ft a 6270 ft y de 6650 ft a 6770 ft. El valor promedio de anisotropía es aproximadamente de 2 a 3%. Para el segundo intervalo, el indicador de calidad en las curvas de la pista 2 tiene valores significativamente altos, y las ondas rápida y lenta en la pista 4 muestra la división medida, indicando que la anisotropía medida es válida. Más interesante es que los dos intervalos tienen aproximadamente el mismo azimut de las ondas rápida y lenta, ENE.

Una explicación es que probablemente son causados por esfuerzos regionales (intervalo superior) o fracturas de esfuerzos inducidas (intervalo inferior, como lo han hecho valores de porosidad alta figura 5.6).

Los resultados de la pre-estimulación se muestran en la figura 5.4. No hay casi anisotropía medible. Las curvas de S1ISO y S1S2 (pista 2) tienen valores muy pequeños, la división de la onda de corte (pista 4) es apenas visible. Únicamente el intervalo inferior (6650 ft a 6770 ft) muestra algunos efectos mínimos de anisotropía. El azimut de la onda de corte rápida tiende a disminuir dentro de la región azimutal del azimut rápido del pozo abierto, a pesar de que la anisotropía es difícilmente medible (aproximadamente 1%). Para el resto de los datos, incluido el intervalo anisótropo superior (6170 ft a 6270 ft), el azimut rápido tiende a rotar con la herramienta, indicando la anisotropía no medible. Los registros del tiempo de retraso en pozo entubado en la Pista 3 se comparan muy bien con los casos de pozo abierto (Pista 3, figura 5.3) demostrando la validez del tiempo de retraso de los registros de la onda de corte del dipolo derivado. La curva de rayos gama en la pista 1 muestra las características que son similares a los de la curva de pozo



abierto (pista1, figura 5.3) con algunos valores reducidos, debido a que el acero del revestimiento reducirá el rango de conteos de los rayos gama aproximadamente un 30%.

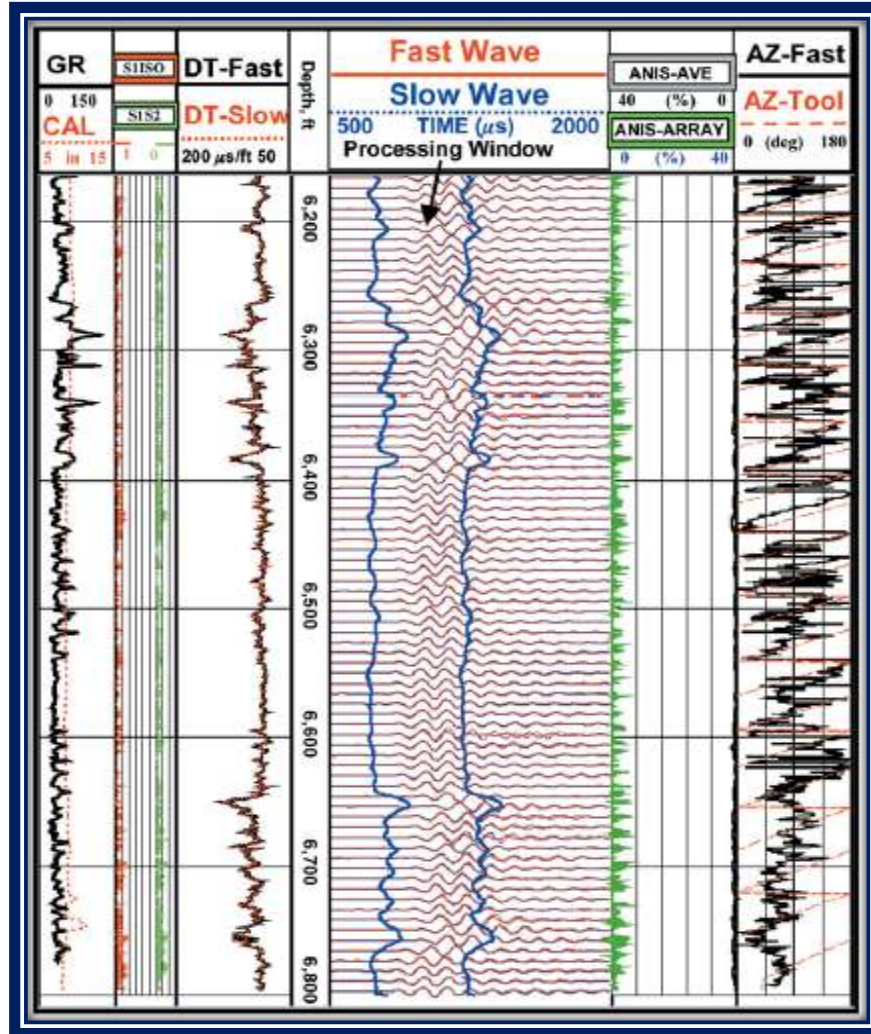


Figura 5.4. Resultados de las mediciones de pre-estimulación en pozo entubado.
(Tang, 2001)

Los resultados de la pre-estimulación del dipolo cruzado indican que el revestimiento y el cemento pueden reducir la posibilidad de medir la anisotropía si esta es muy pequeña. Esta reducción puede ser causada por efectos tales como una débil unión del cemento y la excentricidad de la herramienta en pozo entubado de diámetro reducido. Los resultados de la pre-estimulación son



importantes ya que proporcionan una referencia para la evaluación en los resultados de las mediciones de pos-estimulación.

La estimulación de fracturas crean efectos anisótropos espectaculares atrás del revestimiento. Como se muestra en la figura 5.5, una gran cantidad de anisotropía es medida en la profundidad. La calidad de los indicadores S1ISO y S1S2 (pista 2) tienen valores muy importantes. Las fracturas estimuladas y la anisotropía incluso cambian algunas características de los registros del tiempo de retraso de la onda de corte rápida y lenta (Pista 3) en comparación con los de pozo abierto (figura 5.3) y la pre-estimulación en pozo entubado homológamente. Inmediatamente por encima del intervalo inferior estimulado (6650 ft a 6770 ft), la anisotropía supera el 10%. La división de la onda de corte rápida y lenta es claramente visible (Pista 4). Más interesante, el conjunto de todos los azimut de la onda de corte rápida muestra una tendencia bien definida a lo largo casi en dirección este, a pesar de la drástica rotación del azimut de la herramienta (Pista 6).

Todos estos resultados indican una buena definición y confiabilidad de la anisotropía azimutal medida detrás del revestimiento y cemento.

La inyección de isótopos radiactivos en el intervalo inferior (6650 ft a 6770 ft) cambia drásticamente las características del registro de rayos gama comparado con su contraparte en la figura 5.4. (Tenga en cuenta que la escala de los rayos gama en la Pista 1 figura 5.5 es de 0 a 1200° API). Sin embargo, el cambio ocurre únicamente en la parte inferior de la figura 5.5. Comparando valores de las dos curvas de rayos gama en las figuras 5.4 y 5.5 indican que las dos curvas empiezan a fusionarse a unos 6475 ft, lo que sugiere que la fractura inferior no está bien conectada con la superior. También es interesante notar que en las inmediaciones de 6475 ft, la curva de anisotropía (Pista 5) muestra un mínimo y el azimut asociado (Pista 6) muestra una cierta inestabilidad relativa a la fractura mínima.

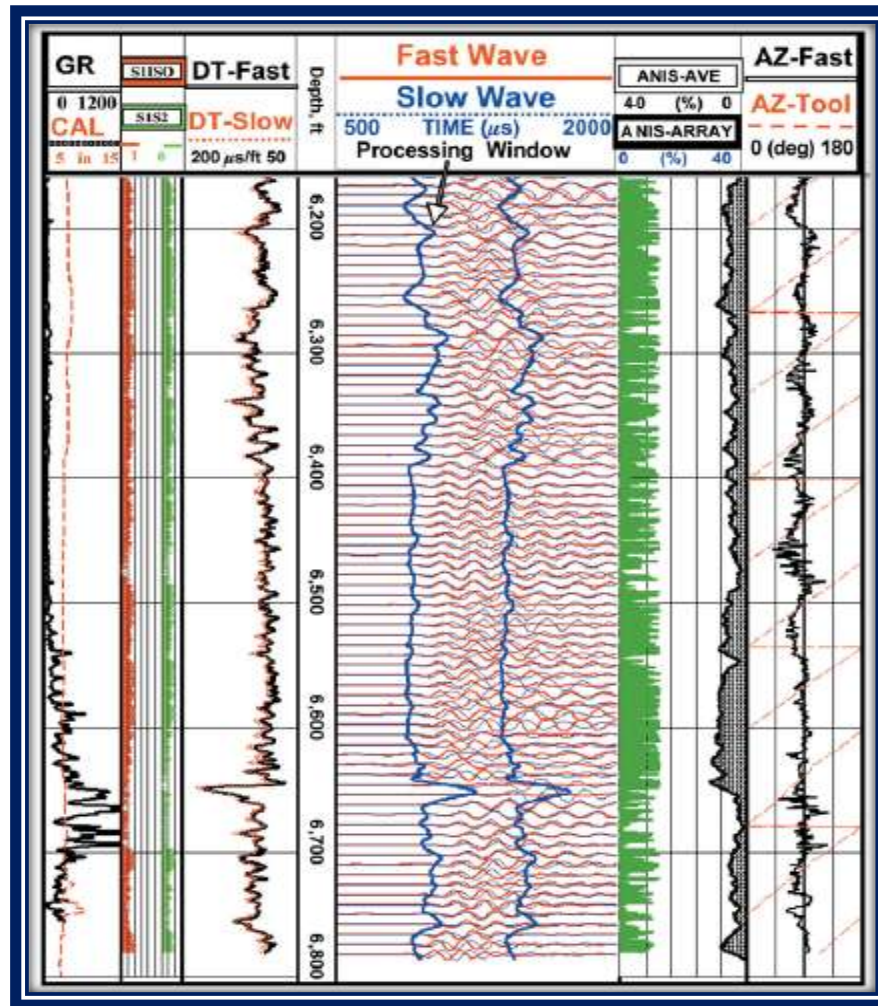


Figura 5.5. Resultados de las mediciones pos-estimulación. (Tang, 2001)

Interpretación

Un análisis de *rayos gama espectral* se realizó para identificar las concentraciones de trazadores radiactivos inyectados a lo largo del pozo entubado. Los resultados, junto con los análisis del dipolo cruzado, son presentados en la Figura 5.6 (profundidad entre 6470 ft y 6775 ft) y la figura 5.7 (profundidad entre 6185 ft y 6510 ft).

Las presentaciones en las Figuras 5.6 y 5.7 son ahora explicadas. La pista 1 muestra las curvas de rayos gama y *caliper* en pozo abierto. La pista 2 muestra los *registros de porosidad neutrón y densidad*. Los resultados del análisis de trazadores en la Pista 4 son presentados de forma cilíndrica simétrica volteando las curvas sombreada de concentración de los isótopos (Ir-92 oscuro o rojo, si es



en color; Sb-124 negro o azul; Sc-46 claro o amarillo) en cada lado del pozo. Los resultados del dipolo cruzado son presentados con una presentación de imagen llamado “mapa de anisotropía” (Pista 5).

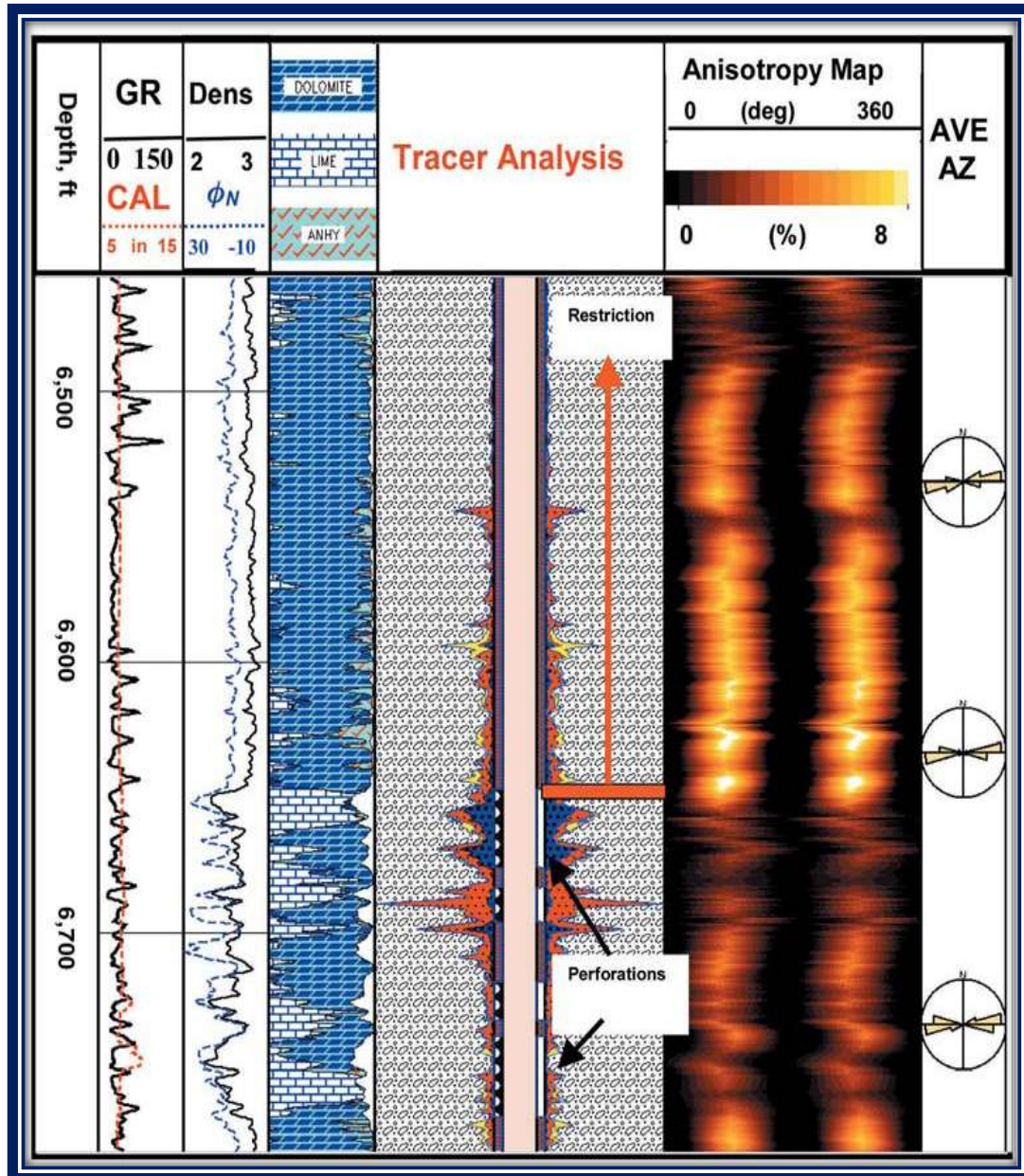


Figura 5.6 Resultados de los trazadores pos-estimulación y de dipolo cruzado.
(Tang, 2001)

El mapa de anisotropía combina el promedio derivado de anisotropía y su azimut para hacer una visualización de la imagen en un rango azimutal de 0 a 360°. El color más brillante del mapa corresponde al valor de anisotropía y su azimut. Con



el mapa de anisotropía, un analista puede considerar rápidamente los intervalos de profundidad de interés por ver el brillo, la dirección y la continuidad de las características en el mapa. También el mapa facilita la comparación con otros registros de imágenes de pozos (por ejemplo, los registros acústicos y resistivos). Los diagramas de Rosa (Pista 6) se presentan junto con el mapa de imagen que indican la exactitud del azimut de anisotropía sobre cada profundidad marcada en intervalos de 100 ft.

Un resultado importante de las mediciones pos-estimulación de dipolo cruzado es determinado por las fracturas y la orientación de los esfuerzos *in-situ*. El conjunto de azimuts de anisotropía, como se puede ver en los diagramas de Rosa, están en dirección Norte 80° Este. Las pruebas de perforación/fracturas muestran que las fracturas se iniciaron desde la perforación, independientemente de su dirección inicial y la orientación de perforación, se orientan hacia el máximo esfuerzo *in situ* con una dirección dentro del diámetro del pozo. Debido a que la onda dipolar puede penetrar a través del revestimiento y el cemento (figura 5.1) y penetrar dentro de la formación (varios diámetros de pozo), el azimut de anisotropía (por ejemplo el azimut de la fractura) se ven en la pista 5 puede corresponder a la dirección del máximo esfuerzo horizontal. Esta dirección es en realidad en concordancia con la orientación del esfuerzo regional del campo. Esta interpretación es también consistente con la sugerencia que el esfuerzo o las fracturas inducidas por el esfuerzo son la causa de la anisotropía medida del pozo abierto (figura 5.3) debido a que ambos azimuts son aproximadamente los mismos.

Otro resultado importante es el mapeo de la extensión de la fractura a lo largo del pozo. Debido a que la anisotropía de la onda de corte en una formación fracturada da una medida de la intensidad de la fractura, la magnitud de la anisotropía y la continuación puede ser utilizada para evaluar las fracturas estimuladas. En el intervalo de 6490 ft a 6650 ft (excepto de una interrupción del crecimiento de la fractura en 6545 ft), el mapa de anisotropía muestra una característica importante, casi continua. Este sugiere que la fractura es generalmente bien desarrollada en



esta formación denominada dolomita (Pista 3). Esto es también apoyado por los resultados del análisis de trazadores, los cuales muestran concentraciones altas en el intervalo tratado y concentraciones significativas (especialmente Ir-92 y Sc-46) en todo el intervalo de alta anisotropía.

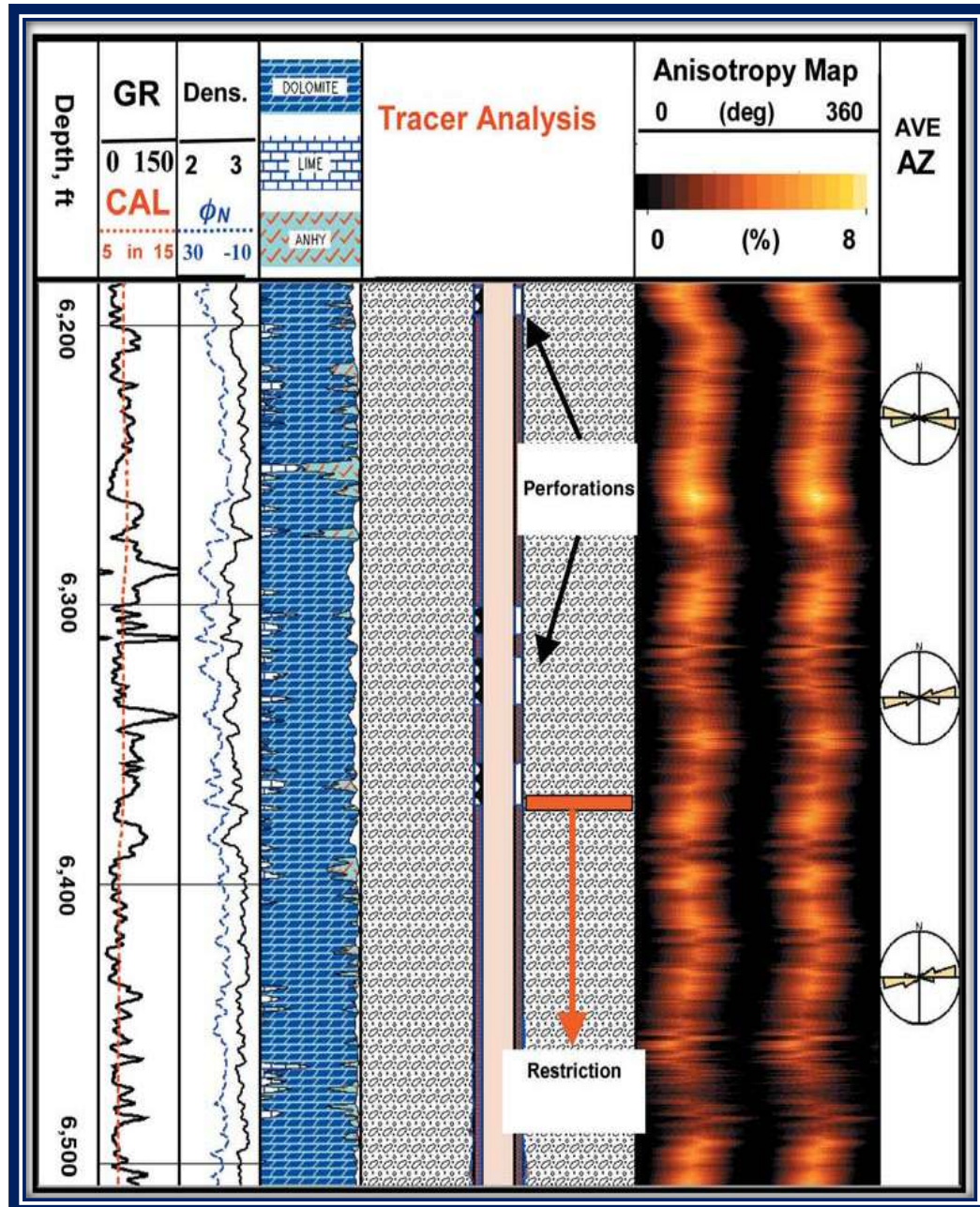


Figura 5.7. Resultados de los trazadores pos-estimulación y de dipolo cruzado.

(Tang, 2001)



La fractura pudo haber sido restringida alrededor de los 6475 ft, para el mapa de anisotropía se muestra la magnitud mucho más reducida (y pobres valores de indicadores; figura 5.5) y un azimuth distorsionado. El mapa de litología en la Pista 3 indica que hay varias secciones de calizas en este intervalo. Esto puede haber restringido el crecimiento de la fractura. Como se ha visto en el mapa de anisotropía entre 6650 ft a 6670 ft, incluso en el intervalo de tratamiento la fractura corresponde a una baja anisotropía en la formación de calizas. Los resultados para la terminación del intervalo superior (figura 5.7) dan información adicional. Los trazadores son difíciles de ver más allá de la restricción. La figura 5.7 muestra casi el mismo azimuth de anisotropía como la figura 5.6, indican otra vez que la fractura se orienta en dirección del máximo esfuerzo. La fractura del tratamiento superior parece ser mejor desarrollado dentro del intervalo estimulado, para el mapa de anisotropía es más continuo y es de valores mayores que en el intervalo inferior (figura 5.6). La extensión hacia bajo de la fractura superior puede disuadida por la misma restricción alrededor de los 6475 ft. El mapa de anisotropía, junto con el análisis de trazadores, nos da un mapeo efectivo de la tendencia de la fracturas a lo largo del pozo.



BIBLIOGRAFÍA

1. **Alford, J.**, Goobie, R.B., et al. "A Sound Approach to Drilling". Oilfield Review, Winter 2005/2006.
2. **Anderson, Barbara.**, Barbier Tom., et al. "Triaxial Induction. A new Angle for an Old Measurement". Oilfield Review, Summer 2008.
3. **Arango, G. S.** "Tecnologías de Monitoreo en Tiempo Real en Pozo". Tesis para obtener el título de Ingeniero Geofísico. México D.F. UNAM, 2009.
4. **Arroyo, C.F.** "Bases Teóricas de la Interpretación de Registros Geofísicos de Pozos". México D.F. Facultad de Ingeniería, UNAM, 1985.
5. **Arroyo, F.J.** Renlie, Lasse., et al., "Sonic Investigations in and Around the Borehole". Oilfield Review, Spring 2006.
6. **Arroyo, J.L.**, Breton, P., et al. "Superior Seismic Data from the Borehole". Oilfield Review, Spring 2003. **Arroyo, J.L.**, Breton, P., et al. "Superior Seismic Data from the Borehole". Oilfield Review, Spring 2003.
7. **Bassiouni, Z.** "Theory, Measurement and Interpretation of Well Logs". Tulsa, OK, SPE Textbook Series 4, 1994.
8. **Bellabarba, M.**, Bulte-Loyer, H., et al. "Ensuring Zonal Isolation Beyond the Llife of the Well". Oilfield Review, Spring 2008.
9. **Blackburn, J.**, Daniels, J., et al. "Borehole Seismic Surveys: Beyond the Vertical Profile". Oilfield Review, Autumn 2007.



10. **Breton, P.**, Crepin, S., et al. "Well-Positioned Seismic Measurements". Oilfield Review, Spring 2002.
11. **Brie, A.**, Endo, T., et al. "New Directions in Sonic Logging". Oilfield Review, Spring 1998.
12. **Close, D.**, Cho, D., and Edmundson H. "The Sound of Sonic: A Historical Perspective and Introduction to Acoustic Logging". Canadian Society of Exploration Geophysicists (CSEG) Recorder, May 2009.
13. **Cristhie, P.**, Ireson, D., et al. "Borehole Seismic Data Sharpen the Reservoir Image". Oilfield Review, Winter 1995.
14. **Cuvillier, Gérard.**, Edwards, Stephen., et al. "Soluciones para los problemas de la construcción de pozos en aguas profundas". Oilfield Review, Verano 2000.
15. **Dribus, J.R.**, Jackson, M.A., et al. "The Prize Beneath the Salt". Oilfield Review, Autumn 2008.
16. **Gómez, O. R.** "Registros de Pozos, Parte1. Teoría e Interpretación". México 1975.
17. **Haldorsen, J. B.**, Linton, D., et al. "Borehole Acoustic Waves". Oilfield Review, Spring 2006.
18. **Martell, Bernardo.** "Desarrollo de la Evaluación Petrofísica en México y su Futuro a Tráves de la UNAM". México 2008.
19. **Mavko, G.**, et al. "The Rock Physics Handbook". Cambridge, Cambridge University Press, 1998.



20. **Pike, B.**, and Duey, R. "Logging History Rich with Innovation". Hart's E&P, September 2002.
21. **Ramos, H.R.**, Zinat, D.C., et al. "65 Aniversario de los Registros Geofísicos Eléctricos en México". PEMEX, Octubre 2001.
22. **Ramos, H.R.**, Zinat, D.C., et al. "Registros geofísicos en México, Tomo 1". Villahermosa Tabasco, 2008.
23. **Schlumberger**. "Evaluación de Formaciones en México". México D.F. Septiembre 1984.
24. **Schlumberger**. "Interpretación de Perfiles. Volumen 1. Fundamentos, Documento". New York 1972.
25. **Schlumberger**. "Log Interpretation Charts". 2009.
26. **Schlumberger**. "Principios/Aplicaciones de la Interpretación de Registros". México, Schlumberger, 1989.
27. **Tang, X.M.**, Patterson, D., and Hinds, M. "Evaluating Hydraulic Fracturing in Cased Holes with Cross-Dipole Acoustic Technology". SPE Reservoir Evaluating & Engineering. August 2001.
28. **Tarbuck**, Edward., Lutgens, Frederick., "Ciencias de la Tierra. Una Introducción a la Geología Física", Sexta Edición, Madrid, 2000.
29. **American Association of Petroleum Geologist**: <http://www.aapg.org>
30. **Baker Hughes**: <http://www.bakerhughesdirect.com>



-
31. **Canadian Society of Exploration Geophysicists:** <http://www.cseg.ca>
 32. **Schlumberger:** <http://www.slb.com>
 33. **Society of Exploration Geophysicists:** <http://www.seg.org>
 34. **Society of Petroleum Engineers:** <http://www.spe.org>
 35. **Society of Petrophysicists & Well Log Analysts:** <http://www.spwla.org>
 36. **Weatherford:** <http://www.weatherford.com>