

**ESTUDIO, ANÁLISIS E IMPLEMENTACIÓN DE UN
ALGORITMO PARA EL CÁLCULO DE ATENUACIÓN DE
ONDA SÍSMICA EN REGISTROS *VERTICAL SEISMIC
PROFILE* (VSP).**

SERGIO ANDRÉS VÁSQUEZ ORDUZ



Universidad Industrial de Santander

Escuela de Ingenierías Eléctrica, Electrónica y Telecomunicaciones

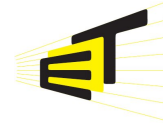
Facultad de Ingenierías Físico-Mecánicas.

Bucaramanga

2011



UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
Escuela de Ingenierías Eléctrica, Electrónica y de Telecomunicaciones
Perfecta combinación entre Energía e Intelecto



**ESTUDIO, ANÁLISIS E IMPLEMENTACIÓN DE UN
ALGORITMO PARA EL CÁLCULO DE ATENUACIÓN DE
ONDA SÍSMICA EN REGISTROS *VERTICAL SEISMIC
PROFILE (VSP)*.**

SERGIO ANDRÉS VÁSQUEZ ORUDZ

Trabajo de grado para optar por el título de Ingeniero Electrónico

Director

PhD Daniel A. Sierra

Codirectores

Msc Yaqueline Figueredo

PhD William Agudelo

Universidad Industrial de Santander
Escuela de Ingenierías Eléctrica, Electrónica y Telecomunicaciones
Facultad de Ingenierías Físico-Mecánicas.
Bucaramanga

2011

*“A Dios,
A mis padres Pedro Nel y María del Rosario ,
A mi hermano Cristian Camilo,
A la familia Vásquez Perez y en especial a mi tío Alirio,
A la familia Orduz González,
A mi tía Alicia,
A la familia Landazábal Flórez,
A todos los compañeros y amigos que de una u otra forma estuvieron presentes en la
culminación de esta excelente etapa del recorrido que me falta....”*

Agradecimientos

Quiero agradecer a mis padres y familiares, por ser los primeros maestros en mi proceso de formación y su apoyo incondicional.

A Daniel Sierra, Yaqueline Figueredo y William Agudelo por los conocimientos aportados a lo largo de los dos años de trabajo en el desarrollo del presente proyecto de grado, me fue todo un honor haber compartido este tiempo con ustedes.

A la Universidad Industrial de Santander y el Instituto Colombiano del Petróleo, por la creación del convenio UIS-ICP de donde se ha dado origen a varios proyectos de investigación enfocados a la creación de aportes a la industria petrolera del país, también al ingeniero Elkyn Hernández y a Carlos Sanabria por las asesorías dadas en el estudio de la atenuación de onda sísmica.

A todos los que de una u otra forma estuvieron presentes en la culminación de esta etapa.

Contenido

1. Introducción	12
1.1. Nomenclatura	13
2. Factor de calidad Q	14
3. VSP (<i>Vertical Seismic Profile</i>)	16
3.1. Atenuación de onda sísmica y VSP	18
4. Métodos para el cálculo de Q	21
4.1. Relación espectral compleja	21
4.2. Relación espectral	23
5. Implementación del algoritmo de cálculo de Q para registros VSP	25
6. Validación del método	28
6.1. Picado de primeros arribos y separación de ondículas	29
6.2. Resultados método de relación espectral compleja	30
6.3. Resultados método de relación espectral	32
Bibliografía	34

Lista de Figuras

3.1. Sísmica de superficie. Fuente: [1]	16
3.2. Adquisición sísmica de pozo. Fuente: [2]	17
3.3. Tipos de onda en un VSP. Fuente: [3]	18
3.4. Ondículas grabadas desde 340 a 2.700 m. Ampliación de del ancho de pico principal. Fuente: [4]	19
3.5. Ondículas grabadas desde 340 a 2700 m. Después de aplicar un filtrado inverso. Fuente: [4]	19
4.1. Ondículas a diferente profundidad. Fuente: [5]	24
5.1. Implementación del método para el cálculo de Q.	25
6.1. Datos sintéticos creados	29
6.2. Picado primeros arribos	29
6.3. Separación de ondículas	30
6.4. Q realizando un análisis de la parte real de la relación espectral compleja. . . .	31
6.5. Q realizando un análisis de la parte imaginaria de la relación espectral compleja.	31
6.6. Q realizando un análisis de todo el espectro.	32
6.7. Relación espectral utilizando el método de relación espectral convencional, relación espectral original (en azul) y su linealización (en rojo).	33
6.8. Q por medio del método de relación espectral convencional.	33

Lista de Tablas

1.1. Lista de símbolos 13

RESUMEN

TTULO:

ESTUDIO, ANÁLISIS E IMPLEMENTACIÓN DE UN ALGORITMO PARA EL CÁLCULO DE ATENUACIÓN DE ONDA SÍSMICA EN REGISTROS *VERTICAL SEISMIC PROFILE* (VSP).*

AUTOR: SERGIO ANDRÉS VÁSQUEZ ORDUZ**

PALABRAS CLAVE: Atenuación de ondas sísmicas, cálculo del factor de calidad Q, métodos de relación espectral, registros *vertical seismic profile*.

DESCRIPCIÓN:

La atenuación de onda sísmica es el proceso inelástico en el cual la capa terrestre disipa energía sísmica por su conversión a calor, reflejándose en un cambio de la amplitud, frecuencia y fase de la onda que incide en el medio.

En algunos casos este cambio de amplitud puede llegar a suministrar información acerca del medio en el cual se propaga la onda, considerando que la atenuación de la onda sísmica se da debido a algunas propiedades que presenta el medio en el cual incide como por ejemplo saturaciones del medio o presencia de fluidos viscosos en los poros.

La atenuación de onda sísmica es obtenida por medio del factor de calidad Q, el cual se puede obtener de una forma directa en los registros VSP, debido a la geometría que presenta este tipo de registros. A partir de valor de Q se puede proceder a corregir los efectos de la atenuación.

En este trabajo, partiendo del modelo de Q constante de la Tierra se procederá a implementar el método de relación espectral compleja y convencional con la intención de validar cuál de los dos métodos presenta mayor confiabilidad para el cálculo de Q en registros VSP y sísmica borehole, esto se realizará por medio de la creación de un medio sintético VSP onda descendente de una capa que contenga las propiedades de la atenuación (absorción y dispersión).

* Proyecto de Grado

** Facultad de Ingenierías Físico-Mecánicas. Escuela de Ingenierías Eléctrica, Electrónica y de Telecomunicaciones.
Director PhD. Daniel A Sierra. Codirectores PhD. William Agudelo, MSc. Yaqueline Figaredo.

ABSTRACT

TITLE:

STUDY, ANALYSIS AND IMPLEMENTATION OF AN ALGORITHM FOR CALCULATION OF SEISMIC WAVE ATTENUATION IN LOGS VERTICAL SEISMIC PROFILE (VSP)*

AUTHOR: SERGIO ANDRÉS VÁSQUEZ ORDUZ**

KEYWORDS: Attenuation of seismic waves, quality factor, Q, spectral ratio, vertical seismic profile.

DESCRIPTION:

The attenuation of seismic wave is the inelastic process in which the earth's crust dissipates seismic energy by conversion to heat, reflected in a change of frequency, amplitude and phase of the wave incident on the medium.

In some cases this change in amplitude may be able to supply information about the environment in which the wave propagates, whereas the seismic wave attenuation occurs due to some property that has the environment in which impacts such as saturations medium or presence of viscous fluids in the pores.

Seismic wave attenuation, represents relationships between viscoelastic modulus real and imaginary part and the Q inverse represents wave attenuation.

The attenuation of seismic wave is obtained by means of the quality factor Q, which can be directly obtained from a VSP, due to the geometry of this type of records. From Q value can proceed to correct the effects of attenuation.

In this research project, from the constant Q model of the Earth will proceed to implement the complex spectral ratio method and conventional spectral ratio method with the intention of validating which of the two methods has increased reliability for the calculation of Q in logs VSP and borehole seismic. This is done through the creation of a synthetic VSP downgoing wave a layer that contains the properties of attenuation (absorption and dispersion).

* Degree project

** Physical-Mechanical Engineering Faculty. Electrical, Electronics and Telecommunications School. Advisor PhD. Daniel A Sierra. Co-advisor PhD. William Agudelo, MSc. Yaqueline Figeredo.

Capítulo 1

Introducción

La propagación de energía en el subsuelo se ve afectada por la divergencia geométrica (*geometrical spreading*) del frente de onda y propiedades físicas del subsuelo. La divergencia esférica es corregida por medio de un algoritmo que tiene en cuenta el inverso de la distancia recorrida por la onda y dentro de las propiedades que presenta el subsuelo está la atenuación¹ del medio. El efecto de la atenuación se corrige por medio de la implementación de filtros inversos que tienen en cuenta la atenuación cuantificada del medio, considerando que el objetivo del procesamiento sísmico es obtener una imagen sísmica² de alta resolución del subsuelo.

El análisis sísmico de la atenuación es utilizado para distinguir los cambios en las características espectrales y de amplitud que presenta una señal sísmica que penetra un medio, con el fin de identificar la presencia de fluidos [6]. Partiendo de estas posibilidades, la atenuación se puede utilizar como una herramienta para la caracterización de propiedades de las rocas y comprender el comportamiento de propagación de ondas en un entorno complejo compuesto de poros y grietas que contienen fluidos.

El factor de calidad Q es estudiado en la teoría viscoelástica e introducido a la geofísica al darse cuenta que el procesamiento de los datos tenían baja resolución, debido a que los algoritmos de procesamiento utilizados se basaban en teorías elásticas y por ende no se tenía en cuenta el fenómeno de la atenuación de las ondas sísmicas. Al ser estudiado el factor de calidad Q se desarrollaron métodos para cuantificar el valor de Q y con esto aplicar filtros inversos de Q para aumentar la resolución de la imagen sísmica³, debido a una pérdida de altas frecuencias en la adquisición de datos por causa de la atenuación.

Q se puede obtener por medio de varios métodos, los cuales en algunos casos están atados al tipo de sísmica que se utilice (se puede dar sísmica de reflexión o refracción en las cuales los

¹La atenuación es inversamente proporcional al valor de Q o factor de calidad Q .

²Conjunto de señales en el tiempo y el espacio agrupadas para una mejor visualización.

³Se busca una alta resolución sísmica para lograr una excelente interpretación de los datos.

receptores (Geófonos) y fuentes se encuentran en la superficie o también se puede dar sísmica *borehole* en la cual los receptores o las fuentes se pueden ubicar dentro del pozo). En el caso de los VSP, los receptores se encuentra en el pozo a diferentes profundidades y la fuente se encuentra en la superficie [2].

Para el caso de los VSP, los métodos para obtener el valor de Q se pueden dar en el dominio del tiempo (Método de análisis de la señal analítica, *Wavelet modelling*, *Frequency modelling*) [7] y en el dominio de la frecuencia (Métodos de la relación espectral, *peak frequency shifting*, *centroid frequency shifting*) [8]. Los métodos mencionados anteriormente han sido comparados entre ellos dando como resultado que el método que mejor responde a diferentes pruebas es el método de relación espectral, método que se considera que no es dependiente de la ondícula de disparo y que presenta una buena respuesta al ruido siempre y cuando se tenga una relación de señal a ruido aceptable (más de 45 dB) [8].

1.1. Nomenclatura

En el Cuadro 1.1 se presenta la lista de símbolos a tener en cuenta en el desarrollo de las ecuaciones del presente trabajo.

Tabla 1.1: Lista de símbolos

Símbolo	Nombre
$1/Q$	Atenuación
B_x	Atenuación acumulativa
k_x	Atenuación de intervalo de profundidad
α	Atenuación de intervalo de tiempo
γ	Coefficiente de atenuación
x	Distancia
w	Frecuencia angular
f	Frecuencia
λ	Longitud de onda
κ	Número de onda
G_x	Factor geométrico
t	Tiempo
τ	Tiempo del primer arribo
v	Velocidad de fase

Capítulo 2

Factor de calidad Q

El factor de calidad Q se estudia con la teoría viscoelástica, en donde el cuerpo modelado tiene una respuesta elástica y viscosa. Esta teoría se basa en la representación de los materiales por medio de modelos mecánicos (tensores y amortiguadores) de donde se deduce que Q es la relación entre la parte real e imaginaria del modulo viscoelástico [9].

La atenuación intrínseca es de gran importancia en la exploración geofísica, debido a su potencial uso en la determinación de las propiedades y presencia de fluidos en los poros. La atenuación intrínseca suele medirse a través de Q.

$$Q = \frac{2\pi E}{\Delta E}. \quad (2.1)$$

En (2.1) se observa que Q es la energía total de un ciclo de onda ($2\pi E$) sobre la energía disipada en un ciclo de onda (ΔE), lo cual podría llevar a la interpretación que Q es un valor constante.

De la solución a la ecuación de onda en una dimensión en el dominio del tiempo se obtiene:

$$U(x, t) = ue^{-\gamma x} e^{i(\omega t - \kappa)}. \quad (2.2)$$

$$\gamma = \frac{w}{2vQ}. \quad (2.3)$$

$$\kappa = \frac{2\pi}{\lambda}. \quad (2.4)$$

En (2.2) se observa que Q depende de la velocidad de fase (c), el coeficiente de atenuación (γ) y la frecuencia (w), lo cual permite concluir que de hecho Q puede depender de la frecuencia.

A raíz de (2.1) y (2.2) se da una gran controversia de si Q es constante o variable con la frecuencia. Debido a esto, autores como *O'Connell* han realizado estudios que demuestran la

dependencia de Q con respecto a la frecuencia [10], más adelante *Anderson y Minster*, concluyen que Q depende de la frecuencia en el manto de la Tierra [11]. Pero el estudio que más reafirma que Q depende de la frecuencia es el realizado por *Kan*, donde afirma observar la dependencia de Q con respecto a la frecuencia, en pruebas de datos in-situ a raíz de un análisis espectral detallado por medio de registros VSP [12]. Se realizaron unos análisis y los datos son coherentes con respecto a algunas propagaciones con Q constante. Kan en sus estudios utiliza un ancho de banda de 10 a 200 Hz [12].

Finalmente, algunos estudios realizados por *Kjartansson*, muestran que si bien Q es dependiente de varios factores, se puede considerar constante en la banda de frecuencias sísmica (por debajo de $1kHz$) [13]. A partir de estos estudios se desarrollaron algunos métodos para obtener Q en registros VSP (técnicas de relación espectral convencional o compleja).

Capítulo 3

VSP (*Vertical Seismic Profile*)

Los levantamientos sísmicos de superficie utilizan una fuente sísmica en la superficie terrestre o marina que emite energía, la cual se refleja en las interfaces del subsuelo y es registrada por medio de una configuración de receptores ubicados en la superficie. La cantidad de información obtenida en estos estudios depende de la estructura del subsuelo, las velocidades acústicas y la disposición de las fuentes (Figura 3.1).

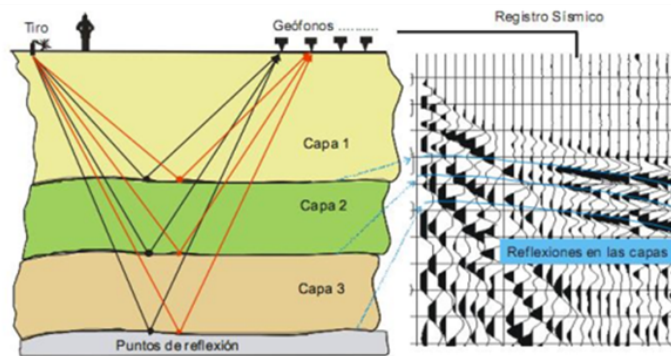


Figura 3.1: Sísmica de superficie. Fuente: [1]

Los levantamientos sísmicos de pozos (Figura 3.2), difieren de la sísmica de superficie en que las ubicaciones de los receptores se hallan restringidas a los límites de un pozo. Mientras que esta restricción limita el volumen representado por la imagen, también confiere varias ventajas a los levantamientos sísmicos de pozos. Por ejemplo, las ondas que viajan desde una fuente ubicada en superficie se reflejan en un reflector del subsuelo y luego llegan a un receptor ubicado en el pozo. Estas son menos atenuadas por los estratos someros de baja velocidad, los cuales son atravesados sólo una vez, a diferencia de las ondas registradas por los receptores utilizados en los levantamientos sísmicos de superficie, que pueden atravesar dichos estratos

dos veces [2]. En la Figura 3.2 se observa una adquisición sísmica de pozo, con una configuración de receptores en el pozo. En un perfil sísmico vertical (VSP, por sus siglas en inglés) con desplazamiento cero (*zero offset*), la fuente sísmica se ubica cerca de la cabeza del pozo (izquierda). Otras configuraciones de levantamiento sísmico de pozo incluyen VSPs con la fuente situada en una posición fija lejos del pozo, conocidos como VSPs con desplazamiento (*offset*); con la fuente ocupando posiciones sucesivas a lo largo de una línea, designados como VSPs con desplazamiento lineal (*walkaway*); con la fuente posicionada verticalmente sobre múltiples posiciones del receptor en un pozo desviado y con la fuente sísmica siguiendo líneas de una malla rectangular o en espiral por encima del objetivo, llamados VSPs 3D [2].

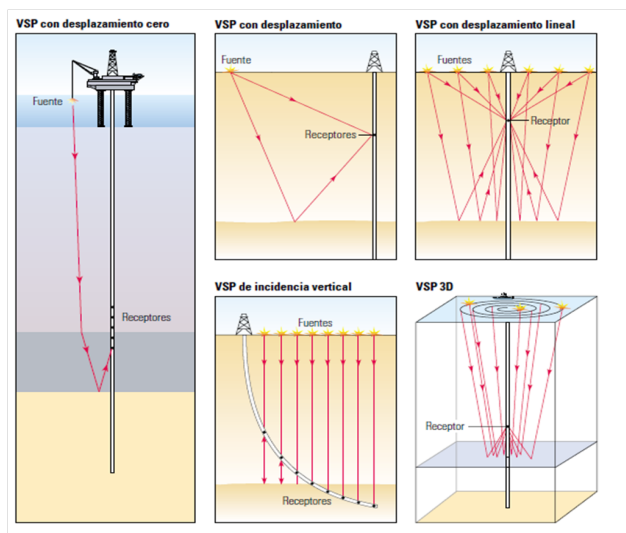


Figura 3.2: Adquisición sísmica de pozo. Fuente: [2]

Debido a que las condiciones del pozo generalmente no varían como las de la superficie, los receptores pueden registrar datos con mejores relaciones señal-ruido. Los receptores sujetos en el pozo registran multicomponentes de la energía sísmica en la forma de ondas compresionales directas y de corte convertidas, mientras que los métodos de adquisición sísmica marina y terrestre estándar registran una sola componente de los datos que luego se procesa para mejorar sólo los arribos compresionales [2].

El campo de ondas presente en un VSP puede dividirse en dos grandes grupos (Figura 3.3): los eventos sísmicos que llegan al geófono desde arriba hacia abajo, ondas D , y los que lo hacen desde abajo hacia arriba, ondas U . Por lo cual, los receptores ubicados en el pozo pueden registrar los arribos descendentes directos; aquellas señales que viajan directamente desde la fuente sin reflejarse antes de alcanzar el receptor. Los cambios en la señal directa

registrada en el pozo por múltiples receptores calibrados ayudan a determinar las propiedades de atenuación de los estratos de sobrecarga.

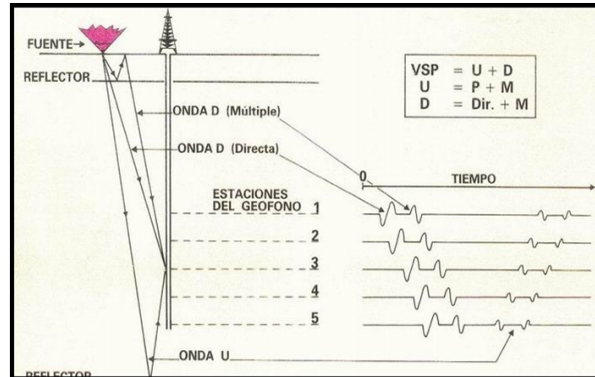


Figura 3.3: Tipos de onda en un VSP. Fuente: [3]

El conocimiento de las propiedades de atenuación de las rocas ayuda a restaurar porciones de señales perdidas durante la propagación de las ondas en los levantamientos de sísmica de pozo y de superficie. Los receptores se pueden posicionar precisamente a profundidades especificadas en el pozo, permitiendo a los geofísicos derivar un perfil de las velocidades de los estratos en el sitio del pozo. Esto ayuda a convertir los datos sísmicos de superficie registrados en escala de tiempo a escala de profundidad, de modo que las imágenes sísmicas puedan vincularse con datos de registros geofísicos, y las posiciones de la barrena de perforación puedan graficarse en las secciones sísmicas.

3.1. Atenuación de onda sísmica y VSP

Es bien conocido que el ancho de la ondícula se amplía a medida que se propagan en un medio dispersivo como la Tierra y también provoca un cambio en la forma de ondícula generando pérdida de información de altas frecuencias. A menudo no es posible cuantificar la atenuación y simplemente se asume que la ondícula no cambia mucho con el diseño de la ventana de deconvolución [4]. La Figura 3.4 muestra porqué esto es demasiado optimista. Estas ondas de un registro VSP abarcan una ventana de tiempo de sólo 600 ms, sin embargo la pérdida de alta frecuencia y el cambio de fase de onda son enormes, demostrando que despreciar este fenómeno no es una buena forma de procesamiento. Se nota como el ancho de la ondícula principal ubicada en 0,0 segundos aumenta con respecto a la profundidad.

La geometría de los registros VSP proporcionan una oportunidad ideal para medir Q más

o menos de forma directa y permitiendo observar los efectos de su compensación, debido a que los pulsos de onda que están debajo del receptor pueden ser aislados. Con esto sería posible medir no solo las frecuencias perdidas sino también el cambio de forma de la ondícula por medio de un filtrado inverso. Si se considera que estos cambios se dan por medio de la dispersión, Q se puede medir directamente de la relación con la que caen las altas respecto a las bajas frecuencias o por medio de métodos como la relación espectral, el cual se basa en una ondícula de referencia. Obteniendo del valor de Q ya es posible generar un algoritmo que de un filtrado inversor de este Q , con el propósito de recuperar todas estas frecuencias perdidas y la forma de la ondícula.

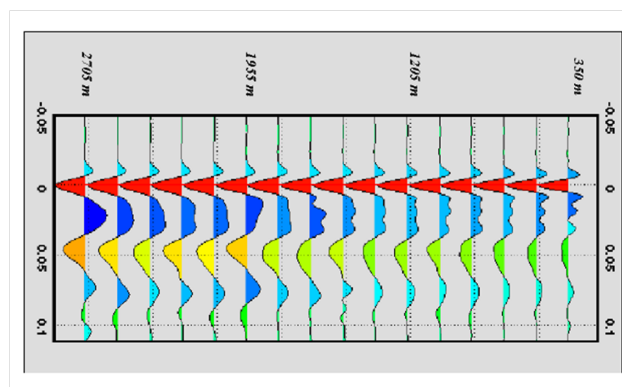


Figura 3.4: Ondículas grabadas desde 340 a 2.700 m. Ampliación de del ancho de pico principal. Fuente: [4]

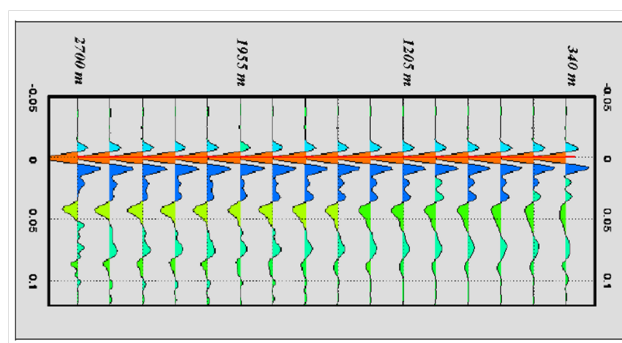


Figura 3.5: Ondículas grabadas desde 340 a 2700 m. Después de aplicar un filtrado inverso. Fuente: [4]

La Figura 3.5 muestra el resultado de aplicar un filtro a los datos de la Figura 3.4. La consistencia de la onda en función de la profundidad en la cual se ubica el receptor es obvia.

El ancho de la ondícula principal es consistente a través de la profundidad y el carácter triplete del lóbulo es visto en todo el rango de profundidad. Es evidente que los supuestos del filtro de compensación de Q se han cumplido [4].

Capítulo 4

Métodos para el cálculo de Q

Como se comentó en la sección III, en un registro de datos VSP se presentan varios arribos de la onda, por lo cual surge la duda a qué tipo arribo se le debe calcular la atenuación. Cuando se desea aplicar el método de relación espectral a este tipo de datos solo se deben tener en cuenta las ondas descendentes u ondas directas (*downgoing wavelet*) del registro [14]. Para lograr obtener la separación de arribos, los datos sísmicos deben ser pre-procesados para lograr obtener sismogramas con los diferentes tipos de ondas presentes en el registro, con el fin de entregar un registro adecuado para el cálculo de atenuación de onda sísmica. A continuación se presentan dos métodos para el cálculo de atenuación, los cuales son el método de relación espectral compleja [15] propuesto en el año 2008 y el método de relación espectral convencional [5] propuesto en el año 1981. Se debe resaltar que estos métodos también pueden ser aplicados a cualquier tipo de sísmica borehole (VSP y estudios *Uphole*).

4.1. Relación espectral compleja

Las ondas sísmicas al propagarse por la Tierra, experimentan la absorción de energía lo que conlleva a cambios en la forma de la onda transitoria debido al irreversible comportamiento inelástico de la Tierra. El modelo de Q constante (Kjartansson [13]), es una descripción simple y robusta de la atenuación, que se basa en la suposición de linealidad y la causalidad del medio, la cual puede ser completamente especificado por dos parámetros: la velocidad de fase a una frecuencia de referencia arbitraria y el factor de calidad Q. A partir de esto se modela la Tierra como:

$$B(f) = e^{-\frac{\pi f x}{Qv(f_0)}} e^{i \frac{2f x}{Qv(f_0)} \ln\left(\frac{f}{f_0}\right)}, \quad (4.1)$$

donde $B(f)$ es la función de transferencia del subsuelo.

Al tener un modelo de función de transferencia, se puede llegar a considerar dos ondículas atenuadas por el medio con distancias de viaje x_1 y x_2 , las cuales pueden ser representadas en el dominio de la frecuencia como:

$$W_{d1}(f) = W(f)e^{-\frac{\pi f x_1}{Qv(f_o)}} e^{i\frac{2fx_1}{Qv(f_o)} \ln\left(\frac{f}{f_o}\right)}. \quad (4.2)$$

$$W_{d2}(f) = W(f)e^{-\frac{\pi f x_2}{Qv(f_o)}} e^{i\frac{2fx_2}{Qv(f_o)} \ln\left(\frac{f}{f_o}\right)}. \quad (4.3)$$

Donde $W(f)$ es el espectro de Fourier de la ondícula fuente. Así, el decaimiento de la amplitud y la variación de la fase puede ser medida usando el logaritmo de la relación espectral como se muestra a continuación:

$$\ln\left(\frac{W_{d2}(f)}{W_{d1}(f)}\right) = -\frac{\pi f(x_2 - x_1)}{Qv(f_o)} + i\frac{2f(x_2 - x_1)}{Qv(f_o)} \ln\left(\frac{f}{f_o}\right). \quad (4.4)$$

La parte real del logaritmo de la relación espectral puede ser una pendiente expresada como:

$$K = \frac{1}{f} \operatorname{Re}\left(\ln\left(\frac{W_{d2}(f)}{W_{d1}(f)}\right)\right). \quad (4.5)$$

De esta suposición se puede estimar Q como:

$$Q = -\frac{\pi\tau}{K}, \quad (4.6)$$

en donde τ se denomina tiempo del primer arribo y se expresa como:

$$\tau = \frac{x_2 - x_1}{v(f_o)}. \quad (4.7)$$

Para el método de relación espectral convencional solo se tiene en cuenta la amplitud del espectro, en este caso se tendrá en cuenta todo el espectro. Para lograr obtener Q se utiliza una solución por mínimos cuadrados por medio de un arreglo de vectores como se muestra a continuación:

$$R = \left[\operatorname{Re}\left(\ln\left(\frac{W_{d2}(f_1)}{W_{d1}(f_1)}\right)\right), \dots, \operatorname{Re}\left(\ln\left(\frac{W_{d2}(f_N)}{W_{d1}(f_N)}\right)\right) \right]^T, \quad (4.8)$$

$$I = \left[\operatorname{Im}\left(\ln\left(\frac{W_{d2}(f_1)}{W_{d1}(f_1)}\right)\right), \dots, \operatorname{Im}\left(\ln\left(\frac{W_{d2}(f_N)}{W_{d1}(f_N)}\right)\right) \right]^T, \quad (4.9)$$

$$G_1 = [-\pi f_1 \tau, \dots, -\pi f_N \tau]^T, \quad (4.10)$$

$$G_2 = \left[-2f_1\tau \ln\left(\frac{f_1}{f_o}\right), \dots, -2f_N\tau \ln\left(\frac{f_N}{f_o}\right) \right]^T. \quad (4.11)$$

De esta forma (4.4) puede ser reescrita como:

$$R + iI = G_1 m + iG_2 m, \quad (4.12)$$

en donde m es inverso a Q

$$Q = 1/m \quad (4.13)$$

A partir de la ecuación 4.12 se puede obtener un valor Q analizando solo la parte real de la relación espectral por medio de un ajuste de mínimos cuadrados.

$$Q_{est1} = 1 / [(G_1^T G_1)^{-1} G_1^T R] \quad (4.14)$$

Similarmente, se puede hacer un análisis con solo la parte imaginaria lo cual nos daría:

$$Q_{est2} = 1 / [(G_2^T G_2)^{-1} G_2^T I] \quad (4.15)$$

Pero también se puede realizar un análisis para calcular Q teniendo en cuenta todo el espectro de la relación espectral. Basados en (4.12), el valor de Q puede ser estimado por medio del siguiente arreglo de matrices.

$$\begin{pmatrix} G_1 \\ G_2 \end{pmatrix} m = \begin{pmatrix} R \\ I \end{pmatrix} \quad (4.16)$$

$$G = \begin{pmatrix} G_1 \\ G_2 \end{pmatrix}, D = \begin{pmatrix} R \\ I \end{pmatrix} \quad (4.17)$$

$$Q_{est3} = 1 / [(G^T G)^{-1} G^T D] \quad (4.18)$$

4.2. Relación espectral

Hauge plantea, a partir de resultados de numerosos experimentos, que el logaritmo de la amplitud de un pulso sísmico decae a un ritmo más o menos proporcional a la frecuencia [5]. Debido a esta dependencia lineal con la frecuencia se puede describir el proceso de atenuación como:

$$A_x(f) = G_x A_0(f) e^{-\beta_x f} \quad (4.19)$$

$A_x(f)$ y $A_0(f)$ es la amplitud de los pulsos a las profundidades x_0 y x (Figura 4.1), G_x es un factor geométrico independiente de la frecuencia, que agrupa todos los efectos no relacionados con la atenuación, como la divergencia esférica, entre otros. B_x también es asumido independiente de la frecuencia.

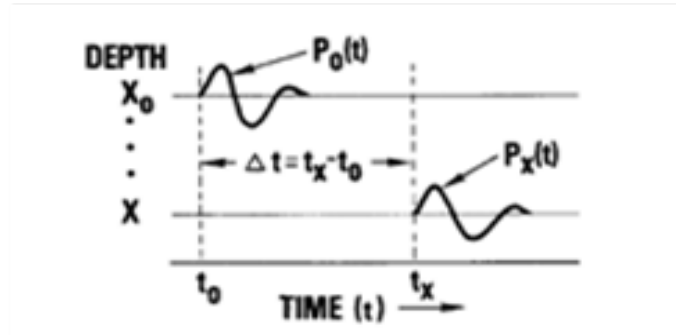


Figura 4.1: Ondículas a diferente profundidad. Fuente: [5]

B_x se puede definir como la atenuación acumulativa (CA) entre las profundidades x_0 y x [5]. La atenuación acumulativa no es una propiedad intrínseca de la roca ya que aumenta a con la distancia de separación y la profundidad. A partir de CA se obtiene la siguiente expresión.

$$\kappa_x = \beta_x / (x - x_0) \quad (4.20)$$

De donde κ_x es la atenuación en el intervalo de profundidades. Pero además también se obtiene una atenuación en un intervalo de tiempo por medio de:

$$\alpha_x = \beta_x / (t_x - t_0) \quad (4.21)$$

A partir de α_x se obtiene el valor del factor de calidad Q:

$$Q = 20\pi \log_{10}(e) / \alpha_x \quad (4.22)$$

Las ecuaciones mostradas anteriormente son la base para la implementación del método, el cual requiere que se defina un pulso de referencia para obtener los diferentes valores de CA a partir de los pulsos ubicados a diferentes profundidades, por medio de la comparación de los espectros de amplitudes como se ve en la siguiente ecuación.

$$\left[\ln \left(\frac{A_x(f)}{A_0(f)} \right) \right] = -\beta_x f + \ln(G_x) \quad (4.23)$$

De (4.23) se toma $\ln(G_x)$ como un valor constante y se obtiene que la pendiente de la línea recta al aplicar el logaritmo a las amplitudes sería la CA. A partir de este valor se obtiene una gráfica de la atenuación acumulativa con respecto a la profundidad y se calcula Q.

Capítulo 5

Implementación del algoritmo de cálculo de Q para registros VSP

En la sección V se presentó el planteamiento matemático para obtener el cálculo de la atenuación de onda sísmica, lo cual es el fundamento de la implementación computacional acá presentada. La implementación, para el cálculo de la atenuación en datos VSP, se basa en el diagrama de flujo de la Figura 5.1 y se describe a continuación.

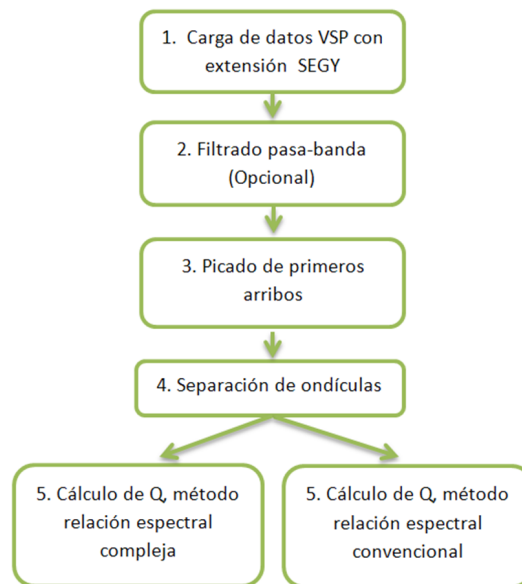


Figura 5.1: Implementación del método para el cálculo de Q.

1. Carga de datos VSP con extensión .SEG-Y: La herramienta computacional a utilizar debe ser capaz de importar datos en formato SEG-Y (.sgy), que es el formato estándar

internacional dispuesto por la SEG (*Society of Exploration Geophysicists*). Al cargar los datos se cuenta con una estructura computacional en donde se encuentra información de las trazas sísmica y otras propiedades de los datos como: *offset*, ubicación de las fuentes, trazas, etc, los cuales son utilizados en el momento de realizar el cálculo de Q. Para poder importar los datos en MATLAB se hace uso del toolbox SEISLAB¹, el cual es un conjunto de funciones diseñadas para importar, exportar y manipular archivos sísmicos en este entorno de programación, y que puede descargarse de forma gratuita [16].

2. Filtrado pasa-banda (Opcional): En los datos sísmicos, debe brindarse especial importancia a no alterar en lo posible la forma de onda de las trazas. Por esta razón los filtros a los que se sometan los datos sísmicos deben introducir el mínimo de distorsión en los datos, y lo ideal es que sean de fase lineal para asegurar esto.

Si los datos no han sido sometidos a ningún filtro de ruido aleatorio, debe incorporarse al flujo de procesamiento un filtrado que ayude a limpiar las trazas de los ruidos de alta y baja frecuencia. En este caso se construyó un filtro pasa-banda FIR (*Finite Impulse Response*) ventana de Kaiser [17], donde se tiene la opción de ubicar las frecuencias de corte y las frecuencias de la banda de transición. El criterio fundamental para seleccionar el filtro Kaiser pasa banda fue el control sobre el retardo de grupo, debido a que el retardo de grupo describe el efecto de la fase sobre una señal; recordando que los filtros FIR pueden ser diseñados con fase lineal y por ende la corrección del retardo de grupo consiste en un corrimiento de muestras.

3. Picado de primeros arribos: Para poder hacer un buen análisis de atenuación, como para separar los eventos principales del sismograma a tratar, es indispensable identificar correctamente los tiempos en los que estos eventos empiezan a ocurrir, tiempo en los que el frente de onda descendente llega al receptor ubicado en el pozo. La selección de estos tiempos tiene como nombre en la jerga de procesamiento sísmico “picado de tiempos de arribo”. Este proceso puede hacerse de manera automática o manual; para lograr obtener una mayor confiabilidad en el picado de los tiempos se optó por programar una función de picado manual de tiempos de arribo, pues la detección automática es sensible al ruido [16].
4. Separación de ondículas: Después de seleccionar los tiempos de arribo, se procede a realizar es la separación de las ondículas principales, la cual consiste en recortar la señal en tiempo con el objetivo de obtener la información necesaria para calcular la

¹ RIETSCH, Eike. SeisLab 3.0 [En Línea]. Versión para Matlab File Exchange. Disponible para descarga en: <http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/15674>

atenuación. Para esto se debe conocer la duración máxima estimada de las ondículas a separar [16].

5. Aplicación del método y cálculo de Q: Con el procesamiento de los pasos 1. a 4. se puede aplicar cualquiera de los métodos para el cálculo de Q mencionado anteriormente. Se debe resaltar que el método de la relación espectral compleja arroja tres estimados de Q. El valor óptimo a escoger es el que tenga mayor tendencia a diferencia del método de relación espectral convencional que entrega un resultado de Q.

Capítulo 6

Validación del método

Para obtener la validación del cálculo de Q por medio de los métodos seleccionados se realizó la implementación de un medio sintético VSP (onda descendente) de una capa. A este medio se le aplicó atenuación (dispersión y absorción). La propagación de onda se implementó a través las siguientes ecuaciones:

$$u(t) = Re\left(\frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} S(\omega) \exp[i(\omega t - kr)] d\omega\right) \quad (6.1)$$

$$s(t) = \left(1 - \frac{1}{2}\omega_0^2 t^2\right) \exp\left(-\frac{1}{4}\omega_0^2 t^2\right) \quad (6.2)$$

Donde $s(t)$ es la ondícula fuente, considerada tipo Ricker de fase cero para este caso y $u(t)$ es la ondícula propagada. El medio modelado finalmente presenta los siguientes parámetros:

- Q= 40
- V= 1500 m/s
- Distancia de la fuente= 60 m
- Profundidad total= 400 m
- Separación entre receptores= 20m
- Número de receptores= 21

En la Figura 6.1 se se muestra cómo la ondícula disminuye en amplitud en los receptores ubicados a mayor profundidad, efecto causa de la absorción del medio. Además se muestra cómo la forma de la ondícula cambia a medida que se propaga perdiendo la simetría y ensanchando su lóbulo principal a causa de la dispersión.

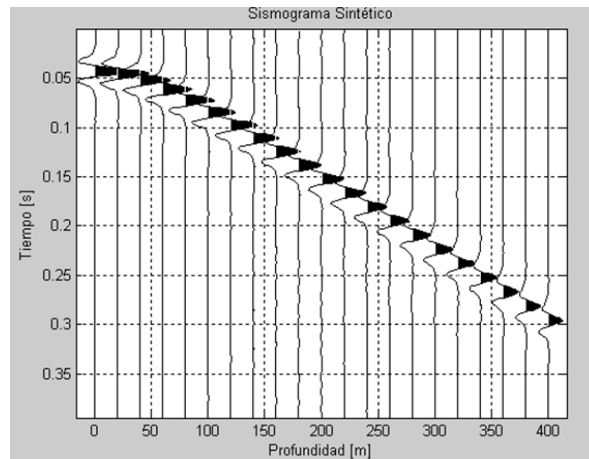


Figura 6.1: Datos sintéticos creados

6.1. Picado de primeros arribos y separación de ondículas

A partir del sismograma sintético se procede a realizar el picado de los primeros arribos de las ondículas (Figura 6.2), los cuales son parámetros necesarios para la implementación del método para el cálculo de Q . En este paso se debe tener mucho cuidado ya que a partir del valor picado es que se procederá a separar las ondículas (Figura 6.3) y de hacer un mal picado no se analizará la ondícula en los valores deseados y por ende se tendrá una mala estimación de Q .

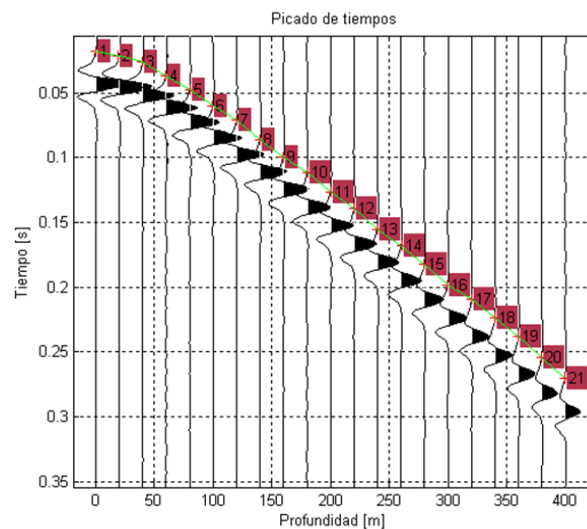


Figura 6.2: Picado primeros arribos

Teniendo el picado de los primeros arribos ya se puede proceder a realizar la separación de la ondículas principales. Para este caso se utilizó un valor de 40 ms, este tiempo de separación es un parámetro a seleccionar por el usuario, se da a gusto de la persona que implemente la herramienta ya que los criterios de selección pueden ser diferentes.

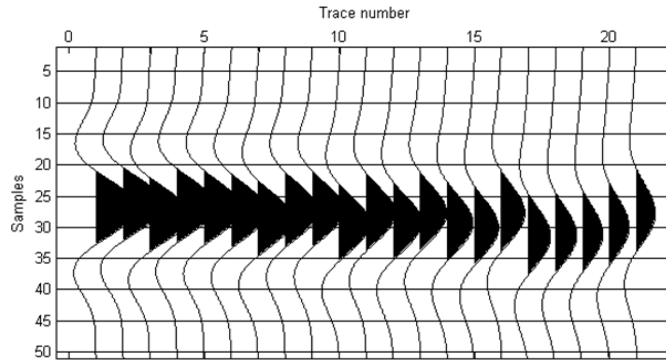


Figura 6.3: Separación de ondículas

Después de tener estos datos se puede proceder a implementar los métodos para calcular Q . Los métodos de relación espectral compleja y convencional se ajustaron para recibir un parámetro denominado intervalo útil para el procesamiento (IUP), el cual consiste en delimitar el ancho del espectro a analizar a partir del punto de mayor concentración de energía.

El valor del IUP se ajusta por medio de diferentes pruebas, debido a que con la variación de este se puede llegar a tener una mayor tendencia en el cálculo de Q . Se debe resaltar que el cálculo de Q esta fuertemente ligado a la cantidad de datos que se utilicen debido a la linealización de la relación espectral que se utiliza en los métodos. Se recomienda siempre manejar un valor mayor o igual de 20 Hz (parámetro utilizado para el cálculo de Q en los datos sintéticos). En caso de escoger un valor de IUP mayor al ancho de banda suministrado por los puntos de media de potencia de la señal, el cálculo de Q realizará con los estimados de media potencia de la señal.

6.2. Resultados método de relación espectral compleja

Al aplicar el método de relación espectral compleja se lograron tres resultados de Q , los cuales se muestran en las figuras 6.4 a 6.6:

En la Figura 6.4 se puede observar que al analizar la parte real de la relación espectral encontramos una tendencia de Q cercana al valor simulado que es de 40 para profundidades

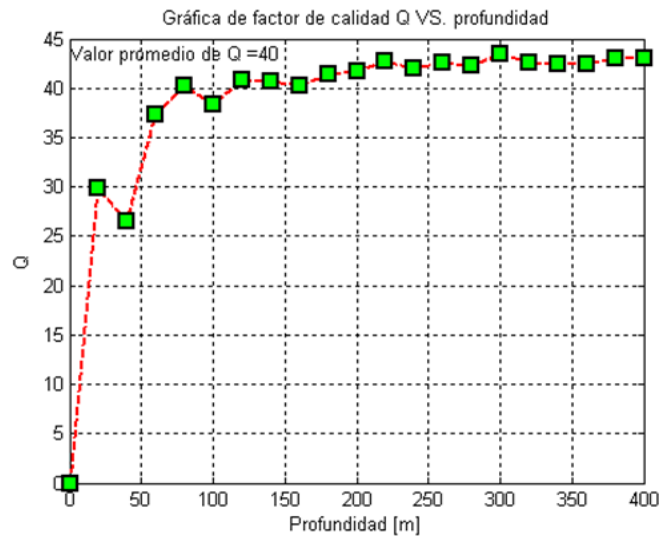


Figura 6.4: Q realizando un análisis de la parte real de la relación espectral compleja.

mayores a 50 m y un valor promedio de Q igual 40; este análisis arroja un estimado de Q cercano al simulado.

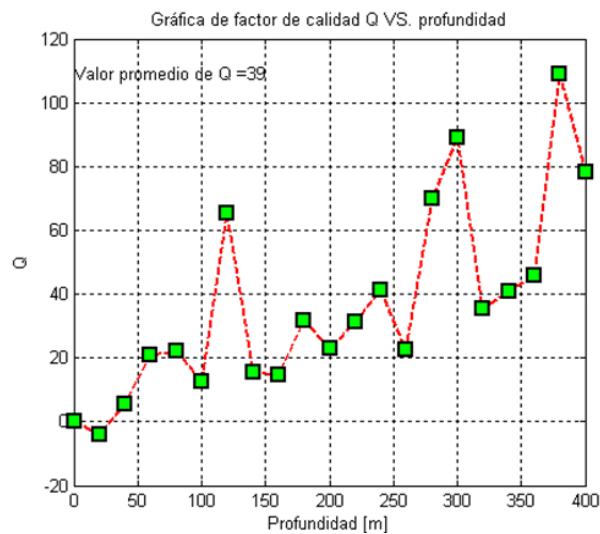


Figura 6.5: Q realizando un análisis de la parte imaginaria de la relación espectral compleja.

En la Figura 6.5 se puede observar que al analizar la parte imaginaria de la relación espectral no se encuentra una tendencia de Q. El método con la parte imaginaria no da estimados repetibles a diferentes profundidades. La media puede estar cercana a 40, pero la dispersión de los estimados es muy grande (de 50 % a 150 % del valor del parámetro verdadero).

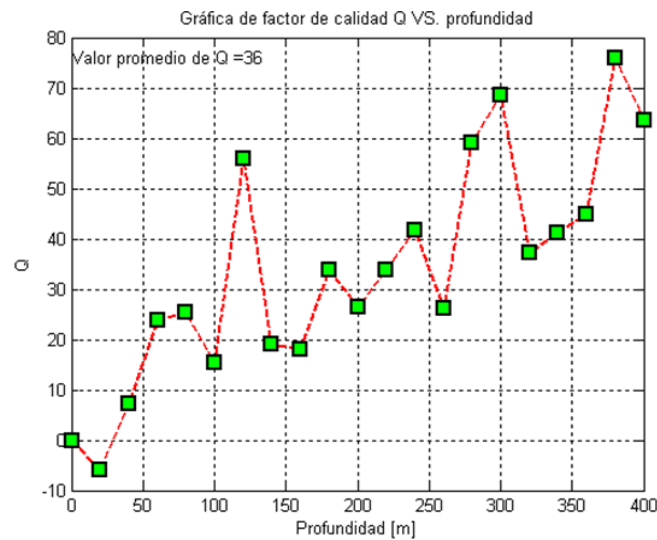


Figura 6.6: Q realizando un análisis de todo el espectro.

Se puede ver en la Figura 6.6 que el método teniendo en cuenta todo el espectro no da estimados repetibles a diferentes profundidades. La media es menor a 40 y la dispersión de los estimados es grande.

En estas pruebas se observa que el análisis de Q más confiable es el de la parte real de la relación espectral compleja, pero siempre se debe analizar los tres resultados del método, debido a que cuando se trabaja con datos reales se pueden presentar diferentes propiedades en el medio que no fueron tenidas en cuenta en el momento de realizar el medio.

6.3. Resultados método de relación espectral

En el análisis de la relación espectral convencional se tiene en cuenta el espectro de amplitudes de la señal de referencia y la traza con la que se desea comparar, con el objetivo de realizar una linealización logarítmica de esta división de señales.

El método de la relación espectral se basa en el cálculo de la pendiente de la relación amplitud-frecuencia, por la relación de espectros linealizada. La Figura 6.7 se muestra la relación de espectros original (en azul) y su linealización (en rojo). Con la linealización de la relación espectral se determina el coeficiente Bx a ser utilizado en (4.21) y (4.22) con el picado de los primeros arribos se obtiene el valor de Q. Estos pasos se proceden a realizar con respecto a las demás trazas para obtener valores de Q con respecto a la profundidad de la ubicación de los receptores.

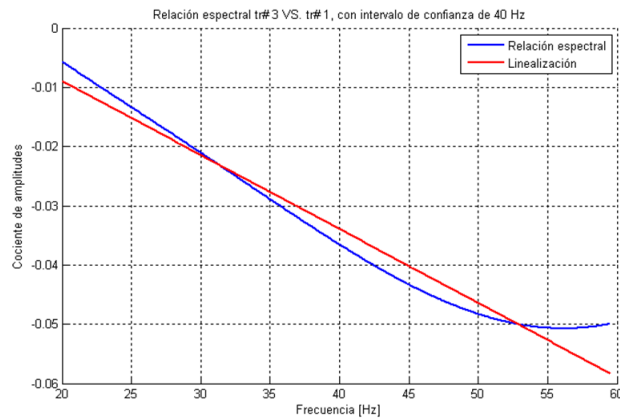


Figura 6.7: Relación espectral utilizando el método de relación espectral convencional, relación espectral original (en azul) y su linealización (en rojo).

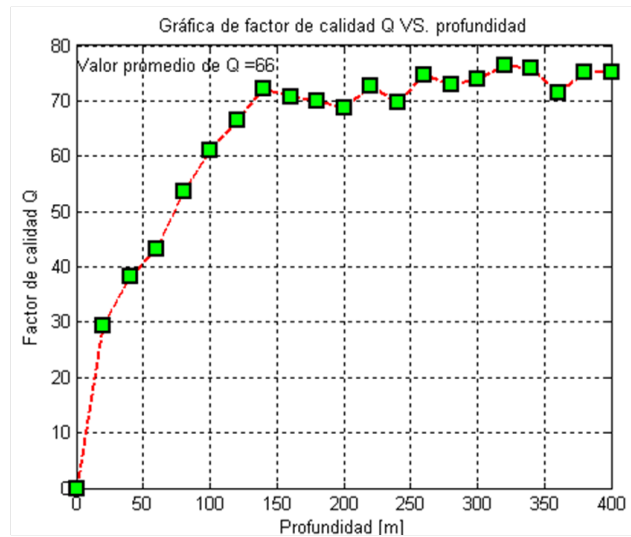


Figura 6.8: Q por medio del método de relación espectral convencional.

En la Figura 6.8 se muestran los resultados del cálculo de Q con el método de relación espectral convencional. Se observa una tendencia clara de Q a un valor de 70 y un valor promedio de los valores de Q igual a 66, valores algo lejanos al valor simulado en el sismograma sintético el cual es de 40.

Bibliografía

- [1] M. A. Gayá, *Procesado de sísmica de reflexión superficial en la cuenca de Ainsa, Huesca (España)*, Universidad Simon Bolivar. Std., 2005.
- [2] H. D. Jose Arroyo, Pascal Breton, “Excelentes datos sísmicos de pozos,” *Oilfield Review*, vol. 15, 06/01/2003.
- [3] “Secretaria de energía (argentina),” <http://energia3.mecon.gov.ar/contenidos/>.
- [4] M. Jones, “Vsp update, schlumberger,” 1998.
- [5] P. S. Hauge, “Measurements of attenuation from vertical seismic profiles,” *GEO-PHYSICS*, vol. 46, NO. 11, pp. 1548–1558, 10 FIGS., 1 TABLE., NOVEMBER 1981.
- [6] S. Raikes and R. White, “Measurements of ea attenuation from downhole and surface seismic recordings,” *Geophysical Prospecting*, vol. 32, pp. 892–919, 1984.
- [7] R. Tonn, “The determination of the seismic quality factor q from vsp data: A comparison fo different computational methods,” *Geophysical Prospecting*, vol. 31, pp. 1–21, 1991.
- [8] W. C. Senlin Yang, Jinghuai Gao, “Comparisons of four methods used for seismic quality factors estimation,” *Bin Weng, CNOOC Research Center, Beijing, China ; SEG Houston 2009 International Exposition and Annual Meeting*, 2009.
- [9] P. F. Peter Moczo, Jozef Kriste, *Lecture Notes on Rheological Models*. Comenius University, Bratislava 2006.
- [10] R. J. O’Connell, “A viscoelastic model of anelasticity of fluid saturated porous rocks,” *Proceedings, Am. Inst. Phys. conference on physics and chemistry of porous media, Schlumberger-Doll Research. Johnson. D. L., and Sen, P. N., Eds.. Am. Inst. Phys.*, pp. 166–176, 1983.
- [11] D. L. Anderson and B. Minster, “The frequency dependence of q in the earth and implications for mantle rheology and chandler wobble,” *Geophysics*, pp. 58,431–440, 1979.

-
- [12] B. M. L. Kan, T. K. and J. E. Gaiser, "Attenuation measured from vsp: Evidence of frequency dependent q," *Presented at the 53rd Ann. Internat. Mtg., Soc. Explor. Geophys., Las Vegas; abstracts and biographies*, pp. 589.–590, 1983.
- [13] E. Kjartansson, "Constant q:wave propagation and attenuation," *Geophys. Res.*, vol. 84, pp. 4737–4748, 1979.
- [14] Z. Zhang and R. R. Stewart, "Vsp processing and analysis at the ross lake heavy oilfield, saskatchewan," *CREWES Research Report Volume 18 (2006)*.
- [15] P. Cheng and G. F. Margrave, "Complex spectral ratio method for q estimation," *CREWES Research Report*, vol. 20, pp. 1–9, 2008.
- [16] E. E. Hernández, *Implementación y evaluación de técnicas de tratamiento de Señales en el modelamiento y cálculo de atenuación en la Propagación de ondas sísmicas*, Universidad Industrial De Santander, Facultad De Ingenierías Fisico-Mecánicas ,Trabajo de Grado en Ingeniería Electrónica, 2009.
- [17] A. V. Oppenheim and A. S. Willsky, *Tratamiento De Señales En Tiempo Discreto*, 2nd ed., P. Hall, Ed., 2000.