

CORRECCIÓN DMO DEL TIEMPO DE VIAJE DE ONDA SÍSMICA EN MEDIOS HETEROGÉNEOS TRANSVERSALMENTE ISOTRÓPICOS

Lic. RAMÓN COBO^{1*}, MSc. JOSÉ FRANCESCHINI¹

¹Universidad del Zulia. Facultad Experimental de Ciencias, Departamento de Física. Centro de Modelado Científico. Maracaibo 4011. Zulia. Venezuela.

*Autor para la correspondencia. Email: ramoncobo@gmail.com

Recibido: 20-6-2017 / Aceptado: 22-8-2017

RESUMEN

Los métodos sísmicos se basan en la detección del frente de ondas elásticas producidas por una fuente artificial, propagadas a través del subsuelo que detectadas en superficie mediante sensores, obteniéndose una imagen del terreno en base a las propiedades elásticas de los materiales. El corrimiento normal ó normal Moveout (NMO) y el corrimiento por profundidad ó Dip-Moveout (DMO) se encuentran englobados en procesamiento de data adquirida en procesos de reflexión a objeto de generar correcciones en esta, que llevan al apilamiento de datos en un CMP para su mejor observación y análisis. Se determinó aplicar la corrección DMO para trazas de onda sísmica involucrando términos de heterogeneidad y anisotropía en el tiempo de viaje de la onda, utilizando los algoritmos de Hale y col., 1983, y Stovas y col., 2004 y 2012, teniendo así como consecuencia mejoras reales en la visualización de la traza estudiada por lo términos involucrados que llevan obtener un mejor perfil para los procesos de apilado y postapilado. Se encuentra también una inconsistencia teórica en el involucramiento del factor de heterogeneidad en el algoritmo de Hale, que plantea una revisión del factor dado por Stovas.

Palabras clave: Normal Moveout, Dip- Moveout, Sísmica, Heterogeneidad, Anisotropía.

DMO CORRECTION OF TRAVEL TIME OF SEISMIC WAVE IN HETEROGENEOUS MEDIA TRANSVERSELY ISOTROPIC

ABSTRACT

The seismic methods are based on the detection of the front of elastic waves produced by an artificial source, propagated through the subsoil that are sensed on the surface by sensors, obtaining an image of the terrain based on the elastic properties of the materials. The normal Moveout (NMO) and Dip-Moveout (DMO) are embedded in data processing acquired in reflection processes in order to generate corrections in this, which lead to the stacking of data in a CMP for better observation and analysis. It was determined to apply the DMO correction for seismic wave traces involving terms of heterogeneity and anisotropy in the travel time of the wave, using the algorithms of Hale et al., 1983, and Stovas et al., 2004 and 2012, thus having Consequently real improvements in the visualization of the trace studied by the involved terms that lead to obtain a better profile for the processes of stacking and postapilado. There is also a theoretical inconsistency in the involvement of the heterogeneity factor in the Hale algorithm, which raises a review of the factor given by Stovas.

Key words: Normal Moveout, Dip-Moveout, Seismic, Heterogeneity, Anisotropy.

1. INTRODUCCIÓN

Los recientes esfuerzos de investigación para obtener una imagen sísmica con métodos independientes de modelos de velocidad, abren nuevas posibilidades y oportunidades en el análisis de datos sísmicos en áreas que se han definido como complejas, el fundamento de la sísmica de reflexión es la redundancia obtenida gracias a las trazas apiladas en un punto medio del área estudiada, es decir un punto común (common midpoint) ó CMP. La diferencia en la elevación entre fuentes y receptores también está presente en la adquisición de un perfil sísmico, además las capas más superficiales del suelo presentan importantes variaciones laterales en su densidad y velocidades, y en la adquisición de la data sísmica el cambio en la posición fuente-receptor aunado a la posición del reflector, representa una variación en los tiempos de viaje de una onda sísmica, que es posible corregir bajo los métodos convencionales NMO/DMO, Migración preapilado o postapilado dependientes del CMP (Liner 2000).

A medida que el offset aumenta, la curva de reflexión o corrimiento (moveout) se desvía de una hipérbola debido a efectos como la estratificación, la heterogeneidad lateral en el medio y la presencia de anisotropía. Para modificar este corrimiento se le realiza una corrección al tiempo de viaje de la onda denominado "Corrección NMO" y la corrección DMO es aplicada dado el buzamiento del reflector para aplanar la traza sísmica observada en el perfil manifestado por la data adquirida y reunir estas trazas en un punto común (CMP) en preparación para los pasos de procesamiento de data sísmica posteriores. Finalmente, la sección apilada, idealmente, debería corresponderse con un corte geológico. Todo esto realizado bajo un algoritmo altamente usado por Hale y col., 1983.

Stovas y col., 2004 y 2012, plantean la ecuación del tiempo de viaje de una onda sísmica agregando un parámetro de heterogeneidad del medio transversalmente isotrópico.

Los cálculos de aproximaciones de tiempo de viaje de las ondas P y SV realizados por Stovas y col., 2004 y 2012, y Hale y col., 1983, son altamente compatibles a priori, para ello se verifica su compatibilidad y uso para el procesamiento de data sísmica.

2. METODOLOGIA

La trayectoria de los rayos para la reflexión de arriba en un geófono desde un reflector inclinado y muestra que el tiempo de viaje de onda para este está dado por

$$t_n = \left[t_0^2 - \frac{4h^2 \text{sen}^2 \theta}{V_{nmo}^2} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

donde t_0 describe el tiempo de viaje vertical a offset cero. h representa la distancia punto medio-receptor (midpoint-receptor), y V_{nmo} es la velocidad de corrimiento (Hale y col., 1983). Planteando la transformada de Fourier en dos dimensiones se puede expresar el tiempo de amplitud cero (zero-offset) como

$$t_0 = \left(t_n^2 + \frac{4h^2 \text{sen}^2 \theta}{V_{nmo}^2} \right)^{\frac{1}{2}} = \left(t_n^2 + \left(\frac{\Delta t_0}{\Delta y} \right)^2 h^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

$$P_0(t_0, y, h) \equiv \int dt_0 e^{i\omega_0 t_0} \int dy e^{iky} p_0(t_0, y, h) \quad (3)$$

donde $\frac{\Delta t_0}{\Delta y}$, representa la pendiente de reflexión dada por la inclinación del reflector y donde

$P_0(t_0, y, h)$ representa la grabación del sismograma como una función de tiempo y pendiente de reflexión y en parámetros de amplitud cero. Definiendo la razón del tiempo de viaje de amplitud cero y el tiempo de viaje NMO como

$$A \equiv \frac{dt_n}{dt_0} = \frac{t_0}{t_n} = \left(1 + \left(\frac{\Delta t_0}{\Delta y} \right)^2 \frac{h^2}{t_n^2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (4)$$

reescribiendo la ecuación (3) se tiene que

$$P_0(\omega_0, k, h) \equiv \int dt_0 A^{-1} e^{i\omega_0 t_n A} \int dy e^{-iky} p_n(t_n, y, h) \quad (5)$$

esta relación otorga un método para la corrección DMO, no solo para una pendiente si no para cada pendiente dadas para la secciones de amplitud cero. Cabe acotar que todo el procedimiento se presenta en medios isotrópicos. Stovas y col., 2004 y 2012, establecen una relación entre un factor de heterogeneidad del medio con el tiempo de viaje de una onda sísmica, en un medio de anisotropía débil.

$$T(x)^2 = T_0^2 + \frac{X^2}{V_{nmo}^2} - \frac{GX^4}{V_{nmo}^4 \left[T_0^2 + \frac{X^2}{V_{nmo}^2} (1+4G) \right]} \quad (6)$$

donde G representa el factor de heterogeneidad del medio, y esta dado tanto para ondas P como SV.

2.1. NUEVO PLANTEAMIENTO DMO BAJO HETEROGÉNEIDAD Y ANISOTRÓPIA DÉBIL

Usando lo planteado por Hale y col., 1983, para medios isotrópicos, y la nueva nomenclatura dada por Stovas y col., 2012, se puede verificar la inexistencia de un termino de buzamiento en la ecuación (6). El interés de este término es que el proceso de DMO planteado es una corrección de tiempos incrementados por pendientes de buzamientos en el reflector, por ende, debe existir para aplicar la metodología la inclinación en la superficie de reflexión. Incorporando la velocidad de onda sísmica por Levin y col., 1971

$$V_{nmo} = \frac{V}{\cos \theta} \quad (7)$$

Tomando esta implicación podemos tener que

$$T(x)^2 = T_0^2 + \frac{X^2}{V^2} - \frac{X^2 \sin^2 \theta}{V^2} - \frac{GX^4}{V^4 f(x)} + \frac{2GX^4 \sin^2 \theta}{V^4 f(x)} - \frac{GX^4 \sin^4 \theta}{V^4 f(x)} \quad (8)$$

$$f(x) = T_0^2 + \frac{X^2(1+4G)}{V^2} - \frac{X^2 \sin^2 \theta(1+4G)}{V^2} \quad (9)$$

Como se puede inferir en (9) el término de buzamiento ya es parte de la misma, relacionando así el grado de inclinación del reflector con el tiempo de viaje de la onda sísmica. Cuando se trata el caso con buzamiento cero, la ecuación torna a la presentada por Stovas y col., 2012. Lo anteriormente expuesto deja en manifiesto la viabilidad para la aplicación del algoritmo, usando la ecuación (9) y así poder realizar la corrección DMO de la onda sísmica. Siguiendo los pasos del algoritmo se podrá reescribir las ecuaciones de NMO y DMO respectivamente tomando en cuenta la ecuación (9) como el tiempo de viaje de onda sísmica en un reflector inclinado con parámetros de anisotropía y heterogeneidad (Sean y col., 2003).

$$Po(T_0, y, X) = P \left(\sqrt{T_0^2 + \frac{X^2}{V^2} - \frac{X^2 \sin^2 \theta}{V^2} - \frac{GX^4}{V^4 f(x)} + \frac{2GX^4 \sin^2 \theta}{V^4 f(x)} - \frac{GX^4 \sin^4 \theta}{V^4 f(x)}, y, X \right) \quad (10)$$

La función $P_o(T_o, y, X)$ representa la amplitud cero del sismograma, a partir de $P(T, y, X)$ con amplitud (offset). La corrección DMO se puede separar en dos procesos. Se define el tiempo NMO sin corrección de buzamiento como:

$$Tn^2 = T(x)^2 - \frac{X^2}{V^2} \quad (11)$$

Teniendo que, ahora el tiempo NMO con corrección de buzamiento viene expresado por:

$$Tn^2 = T_o^2 - \frac{X^2 \sin^2 \theta}{V^2} - \frac{GX^4}{V^4 f(x)} + \frac{2GX^4 \sin^2 \theta}{V^4 f(x)} - \frac{GX^4 \sin^4 \theta}{V^4 f(x)} \quad (12)$$

Se define el NMO

$$Pn(Tn, y, X) \equiv P\left(\sqrt{Tn^2 + \frac{X^2}{V^2}}, y, X\right)$$

Queda definido el DMO

$$P_o(T_o, y, X) \equiv Pn\left(\sqrt{T_o^2 - \frac{X^2 \sin^2 \theta}{V^2} - \frac{GX^4}{V^4 f(x)} + \frac{2GX^4 \sin^2 \theta}{V^4 f(x)} - \frac{GX^4 \sin^4 \theta}{V^4 f(x)}}, y, X\right) \quad (14)$$

Siguiendo el orden de ideas, el NMO es verificado como una transformación desde el tiempo $T(x)$ grabado al tiempo NMO (Tn); y el DMO es la transformación desde el tiempo NMO a tiempo de offset cero. Verificando la pendiente de reflexión y aplicando en (14) tenemos

$$A \equiv \frac{\frac{1}{2} \left[2T_o + \frac{2GX^4 T_o}{V^4 f(x)^2} \cos^4 \theta \right]}{\sqrt{T_o^2 + \frac{X^2 \sin^2 \theta}{(V^2)} - \frac{GX^4 \sin^4 \theta}{(V^4 f(x)^2)}} \quad (16)$$

Tomando que $\frac{k}{w_0} = \frac{\Delta t_0}{\Delta y} = \frac{2 \sin \theta}{V}$

Escribiendo la transformada inversa de fourier para obtener la sección de amplitud cero (offset-zero) como

$$P_0(T_0, y, h) \equiv \frac{1}{4\pi^2} \int dw_0 e^{-iw_0 t_0} \int dk e^{iky} p_o(w_0, k, h) \quad (18)$$

De esta forma se encuentra definido el proceso NMO y DMO con la integración de los parámetros heterogeneidad y anisotropía, ya que estos representan la clave fundamental de este trabajo. El parámetro A coeficiente de la transformada de Fourier ha sido reescrito en función de los nuevos parámetros, esto permite la completa aplicación de las transformadas a las trazas sísmicas.

Luego de la obtención de la ecuación que rigen el NMO y el DMO bajo esta nueva nomenclatura se procede a realizar los procesos de construcción de códigos para involucrar esta nueva metodología al procesamiento de data sísmica (Van y col., 2003), estos están basados en las ecuaciones (6) y (9) del tiempo de viaje de una onda sísmica en medios heterogéneos transversalmente isotrópicos con un declive en el reflector. Este código para realizar su proceso necesita de los siguientes parámetros:

2.1.1. PARÁMETROS DESCRIPCIÓN VALOR

Numero de estacas 64, Distancia entre estacas 10m, Ángulo de buzamiento 30 grados, Velocidad de Onda 2800 m/seg, Parámetro ϵ de Thomsen 6, Parámetro δ de Thomsen 5, Velocidad vertical onda P 2000m/seg, Velocidad vertical onda S 1150m/seg, Razón de velocidades Calculado, Distancia total vertical 3000m, Tiempo de offset cero Calculado, Parámetro de Heterogeneidad y anisotropía Calculado.

Por otra parte, la valoración de los errores matemáticos, en los que incidieron los estudiantes, permitió conocer la forma en que los estudiantes interpretan los problemas matemáticos. Lo anterior es de gran significación para la enseñanza ya que al advertir las posibles deficiencias y problemas en el aprendizaje matemático, permite al docente plantear acciones didácticas para su tratamiento y al mismo tiempo permite al estudiante o sus compañeros descubrir la naturaleza y justificación de ese error y corregirlos. Cuando un estudiante logra detectar errores, está comprendiendo.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Para realizar la observación de estas trazas se siguen los pasos planteados por el algoritmo y establecidos en el enlace de cada uno de los códigos construidos, por ello se realiza la construcción del sismograma y se procede a la ubicación de los datos en un CMP, luego a la construcción de la matriz de datos y se realiza la convolución, con esto se podrá observar el primer sismograma sin corrección alguna. Para realizar el sismograma se toma el archivo

CMP 64 que posee 65 datos de tiempo de viaje, a este archivo se le realizaron los procesos de convolución y posteriormente las correcciones.

La primera data convolucionada y graficada en trazas de un sismograma (**Figura 1**), se le indica que el eje X representa los valores de tiempo en las trazas sísmicas y el eje Y representa las estacas seleccionadas para el estudio. Igualmente, se observa que la traza D representa la primera estaca y la traza BK representa la traza 65 del sismograma estudiado.

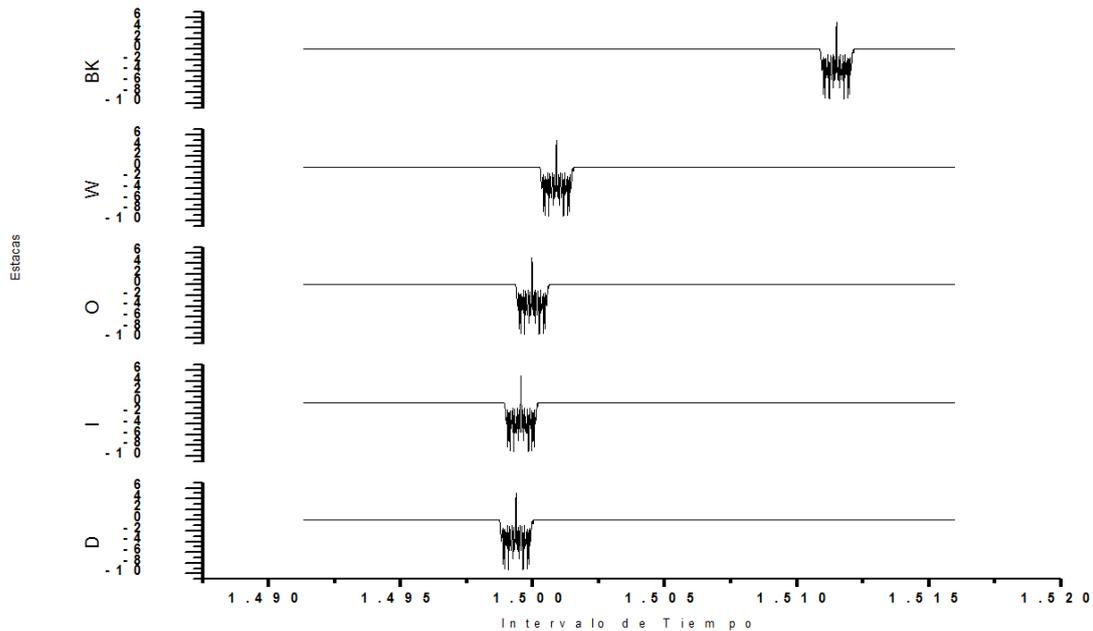


Figura 1. Estacas vs intervalo de tiempo, corrimiento de la traza debido a los factores de anisotropía.

Se observa el corrimiento de las trazas de acuerdo con lo establecido en el estudio de Hale y col., 1983, geométricamente se describe la hipérbola que debe ser simétrica con el eje de tiempo, pero se observa que existe tal desplazamiento de la hipérbola debido a los factores anisotrópicos, heterogéneos y como se ha mencionado anteriormente por el aumento de la amplitud.

Estas curvaturas de reflexión incrementan rápidamente cuando existe mayor separación entre los geófonos. Sabemos que T_n deja de ser igual al T aun en presencia de anisotropía débil y amplitud (offset) cercanos. La corrección NMO modifica el efecto del desplazamiento observado hasta llevarlo a un eje de simetría hiperbólico.

Los datos anteriormente obtenidos se les aplican la corrección NMO convencional (**Figura 2**). Observamos que los tiempos T_n son distintos a los tiempos T del sismograma primario

sin corrección. Sin embargo, como dicha corrección supone que las capas son homogéneas é isotrópicas, los eventos correspondientes a las capas anisotrópicas son sobre corregidos.

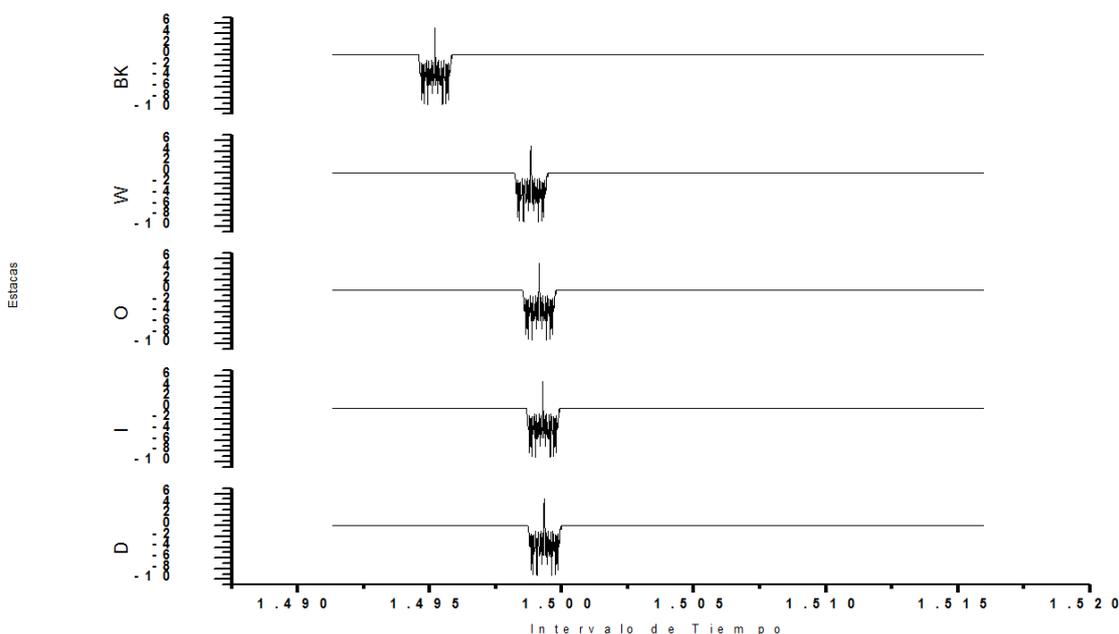


Figura 2. Estacas vs intervalo de tiempo, corrección NMO aplicada a las trazas con desplazamiento.

Esto está de acuerdo con la ecuación planteada debido a que como mencionamos los términos de anisotropía y heterogeneidad no están vinculados a la misma, además se debe verificar que la corrección de buzamiento de capas no ha sido realizada, por ello se realizará la transformación desde el tiempo t_n en el NMO para llevar el sistema a amplitud cero. Para tal efecto se define el procesamiento DMO, como la corrección de buzamiento en términos de anisotropía y heterogeneidad en los datos generados por el sismograma con corrección NMO.

Al plantear la corrección DMO (**Figura 3**), que involucra los términos de heterogeneidad y anisotropía la corrección es realizada tanto en tiempo como en amplitud de la onda, recordando que la amplitud de la onda está ampliamente relacionada con el parámetro “A” de la transformada de fourier y la transformada inversa de fourier. Se observa que todos las trazas se han llevado a la posición de offset cero modificando así la sobre corrección presentada por el NMO debido a que esta corrección de DMO involucra los términos de anisotropía y heterogeneidad.

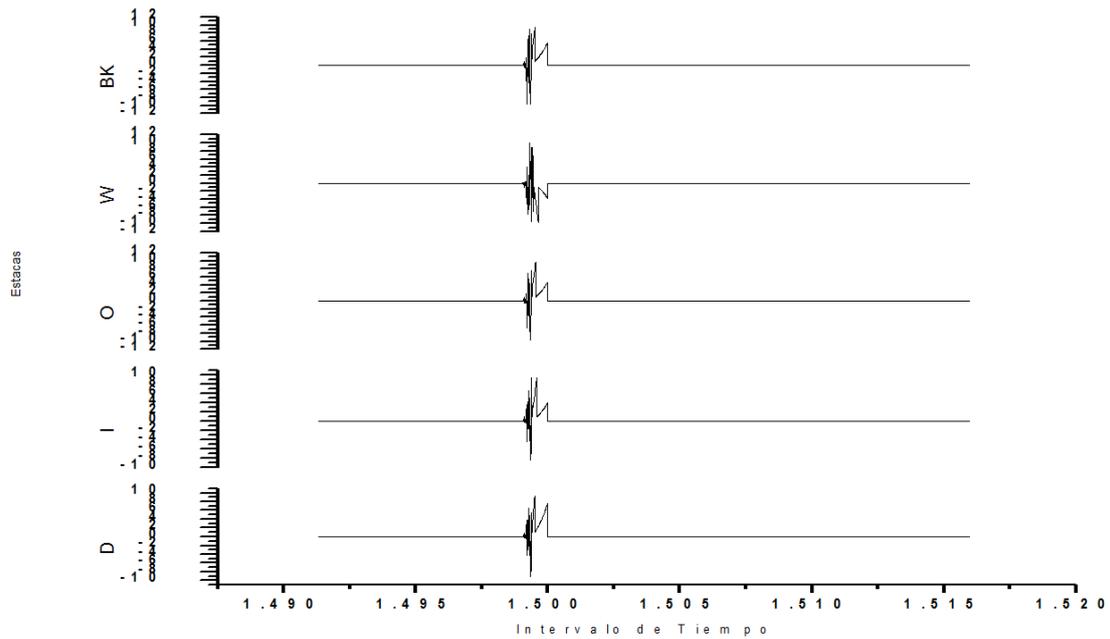


Figura 3. Estacas vs intervalo de tiempo, corrección DMO aplicada a las trazas que ya recibieron tratamiento NMO.

Es posible observar que la corrección de buzamiento fue realizada perfectamente por el código construido, y por ello la geometría de la traza es simétrica con respecto al eje del tiempo y por ende la hipérbola es geoméricamente simétrica en sus focos, ya que como se observa la presencia de anisotropía generó distorsiones importantes a este modelo y produce un corrimiento no hiperbólico que se manifiesta de manera importante en amplitud lejanas. Con la aplicación del DMO integrado a parámetros de heterogeneidad y anisotropía modifica tales distorsiones y corrimientos.

Al realizar las caracterizaciones de este modelo planteado, se observan las variaciones de la función DMO en la variación de amplitud. La **(Figura 3)** muestra que la función de corrección DMO aumenta sustancialmente con respecto a la variación de la amplitud, aquí se presenta una justificación de la necesidad del uso de este modelo de corrección, ya que el aumento del amplitud inserta variaciones al tiempo real de viaje de la onda, es claro que no solo el offset distorsiona sino como se menciona en párrafos anteriores la vinculación del amplitud con parámetros de heterogeneidad y anisotropía que acercan mucho más a la realidad este modelo, son factores influyentes en la toma de data sísmica y por tanto la necesidad de tal corrección es importante.

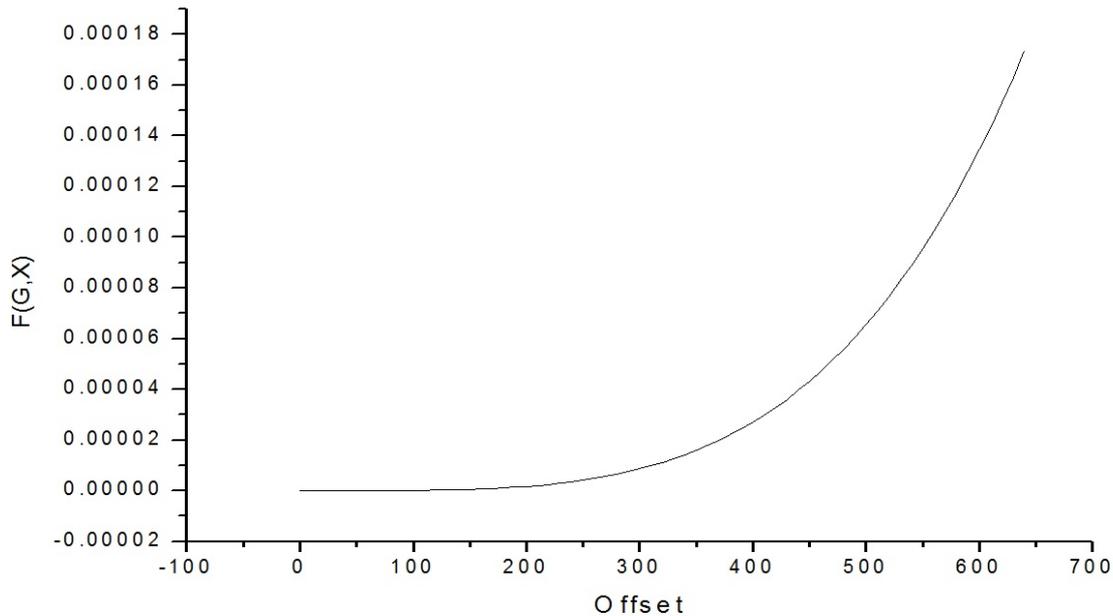


Figura 4. Factor de corrección de DMO vs offset.

En la **Figura 4** se muestra que el cambio de la variación de la función de corrección DMO disminuye a medida que aumenta el buzamiento del reflector y que se hace máximo cuando tenemos el caso de un reflector horizontal.

Esto justifica la idea de Hale y col., 1983 en la aplicación del algoritmo para la corrección de datos sísmicos, ya que la importancia de NMO es llevar al tiempo bruto obtenido en el geófono por un reflector inclinado ó con buzamiento, a un reflector con geometría horizontal. De este proceso se realizan las correcciones de amplitud debido a las variaciones dadas por el buzamiento.

En este caso la necesidad se extiende más allá de las distorsiones en el tiempo de viaje de la onda sísmicas causas por el buzamiento, sino la implicación de los factores de heterogeneidad y anisotropía en el buzamiento son de real importancia.

Por ende el NMO dentro del algoritmo de este modelo es factor fundamental para la modificación geométrica de los tiempos de ondas en tales medios. Otra valoración de importancia será revisar la variación de parámetros como amplitud, buzamiento vs la función de corrección de DMO.

Se observa en la **Figura 5** la necesidad de la corrección DMO con la injerencia de los parámetros de anisotropía y heterogeneidad, debido a que el aumento del offset y del ángulo de buzamiento genera distorsiones como anteriormente se manifiesta al tiempo de viaje de

la onda, observando que el único caso donde no exista tal corrección es cuando amplitud (offset) es cero y se conoce que en tal caso estamos observando el T_0 como el tiempo vertical o también el tiempo que sirve de corrección de NMO. Este no presenta corrección debido a que la variación del ángulo de buzamiento es cero y con tan solo realizar la corrección NMO cualquier distorsión aparente en este tiempo de viaje será eliminado.

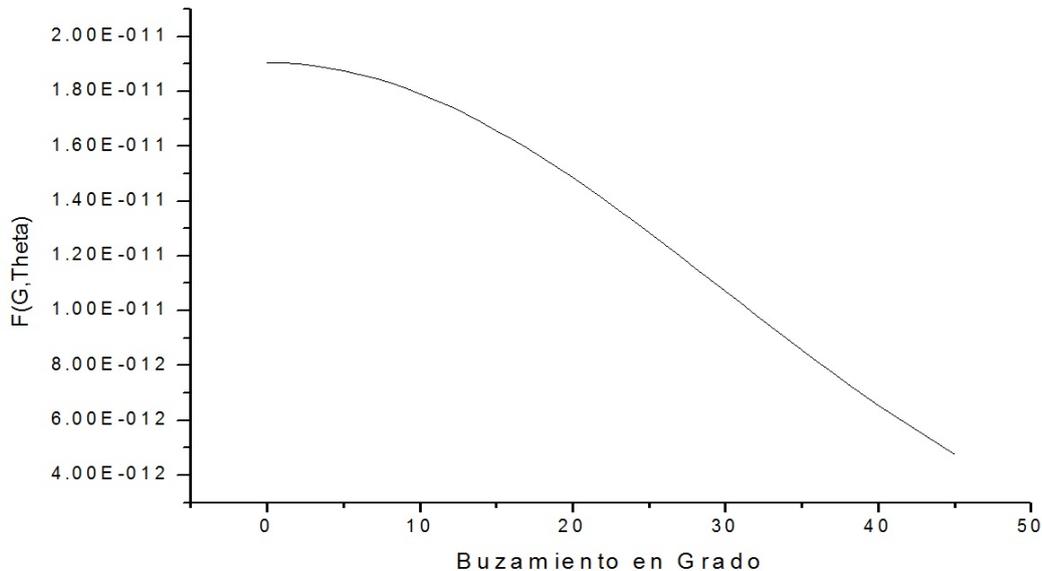


Figura 5. Factor de corrección de DMO vs ángulo de buzamiento del reflector.

4. CONCLUSIONES

Al involucrar términos de heterogeneidad en los estudios de Hale y col., 1983, representa un factor importante para el estudio y procesamiento de data sísmica debido a que acerca la visualización del perfil mucho más a la realidad, y a implicación de la función de corrección DMO involucrada a la ecuación de Stovas y col., 2004 y 2012, permite desarrollar los siguientes términos de la evaluación de prospección geofísica ya que la integración de la ecuación de tiempo universal al algoritmo desarrolla una nueva herramienta de procesamiento de data sísmica.

Sin embargo, al observar la **Figura 5**, donde es desarrollado la relación de buzamiento vs el factor de corrección DMO, se observa una inconstancia en la teoría conocida, ya que a medida que aumenta el buzado del reflector debe existir una mayor corrección de DMO, especificada por la geometría de la capa y el algoritmo de Hale.

Esto presenta una intensión interesante de valorar el segundo termino perturbativo de la ecuación de tiempo universal donde es integrada la corrección DMO y donde se involucran los términos de heterogeneidad y anisotropía débil otorgados por los tensores de esfuerzos (Thomsen y col.,1986).

5. REFERENCIAS

- Fomel, S.; Grechka, V. (2001). Nonhyperbolic reflection moveout of p waves. An overview and comparison of reason Report. Colorado School of Mines. CWP-372.
- Hale, I. (1983). Dip- Moveout by fourier transform. *Geophysics* 49: 741-757. Stanford University.
- Levin, F. (1971). Apparent velocity from dipping interface reflections. *Geophysics* 36 (3): 510-516.
- Liner, C. (2000). Tutorial: concepts of normal and dip moveout. *Geophysics* 64 (5): 1637-1647.
- Sean, M.; Mukherjee, A. (2003). Analysis in transversely isotropic media. *Geophysics* 154: 647-58.
- Stovas, A.; Alkhalifah, T. (2012). A new travelttime approximation for TI media. *Geophysics* 77: C37-C42.
- Stovas, A.; Ursin, B. (2004). New travel-time approximations for a transversely isotropic medium. *Journal of Geophysics and Engineering* 128-133.
- Stovas A., Ursin B. (2003). Reflection and transmission responses of layered transversely isotropic visco-elastic media. *Geophysics Prospect* 51: 447-7.
- Thomsen, L. (1986). Weak elastic anistropy. *Geophysics* 51: 1954-1956.
- Van der Baan M.; Kendall, J. (2003). Travel time and conversión-point computations and parameter in layered, anisotropic media by transform. *Geophysics* 68: 210-24.