

Dispersión sísmica por presencia de capas someras de alta velocidad: modelamiento con diferencias finitas

SANDRA CÉSPEDES¹, ROBINSON QUINTANA¹, ALFREDO GHISAYS¹, GABRIEL PÉREZ² Y LUIS MONTES³

RESUMEN

Mediante el modelamiento con diferencias finitas, se estudia el efecto de la dispersión sísmica por la presencia de capas someras de alta velocidad, con contrastes y espesores variables, y su influencia en la información sísmica. A diferencia de los métodos convencionales de eliminación de ruido de base fundamentalmente matemática, por ejemplo: F-K, Radon, se aplica un esquema determinístico basado en el modelamiento de propagación de ondas que reproduce las señales no deseadas (Ernst *et al.*, 1998; Blonk *et al.*, 1995; Blonk and Hermann, 1994). El entendimiento detallado del fenómeno que genera estas señales permite discernir lo que se considera ruido y, por tanto, definir estrategias para su atenuación (Larner *et al.*, 1983).

Por la presencia de capas someras de alta velocidad, gran parte de la energía sísmica original se dispersa en estas capas y sólo una pequeña fracción se transmite al interior de la Tierra, generando ruido coherente que enmascara la información proveniente de los reflectores más profundos (Leslie and Evans, 1999). Se diseñó un modelo 2D y se obtuvieron varios sismogramas sintéticos. La simulación muestra el mecanismo de dispersión relacionado con la inversión de velocidad en las capas más someras, lo que permite caracterizar su influencia sobre los registros sísmicos. La información no deseada (ruido) es sustraída de la que se considera información. Los resultados obtenidos en este trabajo se circunscriben al análisis de datos sintéticos.

PALABRAS CLAVE: DISPERSIÓN, CAPAS SOMERAS DE ALTA VELOCIDAD, MODELAMIENTO

ABSTRACT

Through finite difference modelling, we studied the effects of seismic scattering due near surface high velocity layers, with varied contrasts and thickness, and their influence on seismic data. Despite conventional methods to eliminate noise mainly based in a mathematical approach, i.e., F-K analysis, Radon transform, we apply a deterministic scheme based on the modelling of wave propagation, generating the unwanted signals (Ernst *et al.*, 1998; Blonk *et al.*, 1995; Blonk and Hermann, 1994). The detailed understanding of the backscattering phenomenon allows to discern what can be considered noise and therefore to define attenuation's strategies (Larner *et al.*, 1983).

In presence of near surface high velocity layers, part of the original seismic energy is scattered in these layers and only a smaller fraction is transmitted to the Earth's interior, generating coherent noise that masks the information coming from the deeper reflectors (Leslie and Evans, 1999). A 2D model was designed to obtain synthetic seismograms. The simulation shows the scattering mechanism related with velocity inversions in the near surface layers, allowing to characterize their influence on seismic records. The unwanted signal is subtracted from that considered information. The results obtained in this work are bounded to the analysis of synthetic data.

KEYWORDS: SCATTERING, NEAR SURFACE HIGH VELOCITY LAYERS, MODELING

INTRODUCCIÓN

En una secuencia sedimentaria normal, la densidad de las rocas aumenta gradualmente con la profundidad, por lo cual la velocidad de propagación de las ondas sísmicas también se incrementa. Esto per-

mite que las ondas se reflejen al encontrar contrastes de impedancia acústica, siendo así registradas en superficie. En muchas zonas, la exploración sísmica en tierra se ve afectada por la presencia de capas someras de alta velocidad, ya que ellas introducen distorsiones sobre los datos sísmicos, enmascarando la información proveniente de los horizontes reflectores más profundos.

La obtención de imágenes sísmicas en este tipo de zonas es ardua por la poca penetración de las ondas acústicas en las capas someras de alta velocidad y por la presencia de ruido difícil de atenuar (Purnell, 1992).

1 Grupo de Investigación en Geofísica, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.

2 Geofísico Senior. Empresa Colombiana de Petróleos (Ecopetrol), Bogotá, gaperez@ecopetrol.com.co

3 Profesor Asociado. Departamento de Geociencias, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, lmontes@ciencias.unal.edu.co

El problema de penetración de la onda acústica en las capas de alta velocidad se acentúa cuando éstas yacen sobre materiales de baja velocidad, ya que en esta situación se presentan pérdidas de energía que se caracterizan por la generación de ondas guiadas en la capa de baja velocidad, resultando una propagación horizontal dominante de la energía sísmica (Leslie and Evans, 1999).

Actualmente existen varias técnicas para reducir los efectos de las distorsiones introducidas en la información sísmica por fenómenos complejos de propagación. Usualmente las ondas guiadas directas, como el *ground roll* (ondas de Rayleigh), pueden ser suprimidas razonablemente bien durante la adquisición o el procesamiento, por ejemplo, con patrones de geófonos. Cuando el *ground roll* es dispersivo y proviene de direcciones diferentes a la *in-line*, los arreglos de geófonos no son suficientes para atenuar esta clase de ruido.

Una forma de compensar los efectos de las capas someras sobre los datos sísmicos es aplicar correcciones estáticas a un nivel, lo que es aceptable si la energía viaja verticalmente. Cuando los cambios en elevación y velocidad son muy grandes, las correcciones estáticas no son suficientes y es necesario tener en cuenta las trayectorias de propagación de las ondas (Bevc, 1996). Aunque la continuación hacia arriba de la ecuación de onda (*wave equation datuming*) produce información de mejor calidad, los fenómenos de superficie relacionados con dispersión y múltiples permanecen en el registro.

Otros métodos, de base fundamentalmente matemática, tratan de establecer filtros para remover la señal no deseada en otro dominio. Éstos se hacen mediante transformaciones, como los filtros F-K, Radon, etc. En muchos casos no es posible remover el campo dispersado completamente, ya que es difícil separar la señal de interés del ruido. Los métodos basados en la polarización se usan para discernir entre las reflexiones de los horizontes profundos y las ondas dispersadas en las capas someras. Estos métodos necesitan información con múltiples componentes, la cual no está disponible aún en muchas zonas. Adicionalmente el estado de polarización de las ondas dispersadas en las capas someras puede ser también irregular (Ernst, *et al.*, 1998).

Recientemente se han desarrollado aproximaciones basadas en la idea de que es posible obtener imágenes de las dispersiones causadas por las inhomogeneidades de las capas someras. El método se basa en que el campo de onda dispersado puede ser considerado como una señal determinística que puede ser modelada por medio de la teoría de onda (Ernst, *et al.*, 1998).

Algunos de estos algoritmos (algoritmos de enfoque de imagen o "imaging") dependen del grado de entendimiento de los fenómenos que se presentan cuando la onda se propaga a través del medio. Por eso la precisión con que se pueda simular el medio es de suma importancia porque permite, mediante la comparación con datos sintéticos (obtenidos mediante modelamiento numérico), establecer comparaciones con los datos reales e interpretarlos (Pérez, 1997).

MODELAMIENTO CON DIFERENCIAS FINITAS

Se desarrolló un esquema para estudiar los fenómenos de dispersión sísmica que ocurren en presencia de capas someras de alta velocidad y su influencia en la información sísmica. El estudio se basó en la simulación de la propagación de ondas en modelos bidimensionales, donde se varían el espesor y las velocidades de las capas someras. Para esta simulación se utilizó la ecuación de onda para un fluido isotrópico, no viscoso y no homogéneo (donde los campos de velocidad y densidad son funciones de la posición), que formulada en términos de la presión acústica es:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial^2 P}{\partial t^2} = c^2 \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} \right) \right] + f(x, y, z) \quad (1)$$

donde x, y, z son las coordenadas de posición, $P = P(x, y, z)$ es el campo de presión, $\rho = \rho(x, y, z)$ es la densidad, $c = c(x, y, z)$ es la velocidad de propagación de la onda y $f(x, y, z)$ es la función de la fuente o de excitación del campo de onda (Berkhout, 1985).

Para la formulación bidimensional de la ecuación (1) en una solución explícita en diferencias finitas, de cuarto orden en espacio y de segundo orden en tiempo, se reemplazan los operadores diferenciales por cocientes de diferencias, obteniéndose la siguiente expresión:

$$P_{i,j}^{n+1} = 2P_{i,j}^n - P_{i,j}^{n-1} + \rho_{i,j} v_{i,j}^2 \left[\frac{\Delta t^2}{12 \Delta x^2} \frac{1}{\rho_{i,j}} \left(6(P_{i+1,j}^n + P_{i-1,j}^n) - (P_{i+2,j}^n + P_{i-2,j}^n) - 30P_{i,j}^n \right) + \frac{\Delta t^2}{8 \Delta x^2} \left(\frac{1}{\rho_{i+1,j}} - \frac{1}{\rho_{i-1,j}} \right) \left(8(P_{i+1,j}^n + P_{i-1,j}^n) - (P_{i+2,j}^n + P_{i-2,j}^n) \right) + \frac{\Delta t^2}{12 \Delta y^2} \frac{1}{\rho_{i,j}} \left(6(P_{i,j+1}^n + P_{i,j-1}^n) - (P_{i,j+2}^n + P_{i,j-2}^n) - 30P_{i,j}^n \right) + \frac{\Delta t^2}{8 \Delta y^2} \left(\frac{1}{\rho_{i,j+1}} - \frac{1}{\rho_{i,j-1}} \right) \left(8(P_{i,j+1}^n + P_{i,j-1}^n) - (P_{i,j+2}^n + P_{i,j-2}^n) \right) \right] + f_{i,j}^n \frac{\Delta t^2 \Delta y}{\Delta x} \quad (2)$$

Donde $\Delta t, \Delta x, \Delta y$ son los intervalos de muestreo en tiempo y espacio en las direcciones x, y , respectivamente; $P_{i,j}^n$ denota el valor del campo de presión en la posición (i, j) de la grilla en el n -paso de tiempo, y $v_{i,j}^2$ y $\rho_{i,j}$ y $f_{i,j}^n$ son los valores de la velocidad de propagación, densidad y función de excitación, respectivamente. La ecuación (2) permite encontrar los valores del campo en un paso de tiempo dado, recursivamente a partir de los valores obtenidos en los dos pasos anteriores, y de los valores de las propiedades del medio (velocidad y densidad) y la función de excitación en cada punto de la grilla (Pérez, 1997).

Para garantizar la estabilidad de la solución de (2), el modelo debe satisfacer la condición (Alford *et al.*, 1974):

$$\Delta t \leq \sqrt{\frac{3 \Delta x}{8 v_{\max}}} \quad (3)$$

En donde Δt es el intervalo de muestreo en tiempo, Δx es el tamaño de la celda y v_{\max} es el valor máximo de la velocidad de propagación de las ondas en el modelo.

RESULTADOS Y DISCUSIONES

En el presente trabajo se utilizaron dos modelos bidimensionales para estudiar los fenómenos de dispersión sísmica en presencia de capas someras de alta velocidad. El primer modelo utilizado (figura 1) se caracteriza por contener tres capas: la somera de alta velocidad y de espesor variable, separada por una interfase irregular de una capa de velocidad más baja; una interfase plana a una profundidad de 250 m limita un medio semiinfinito con alta velocidad.

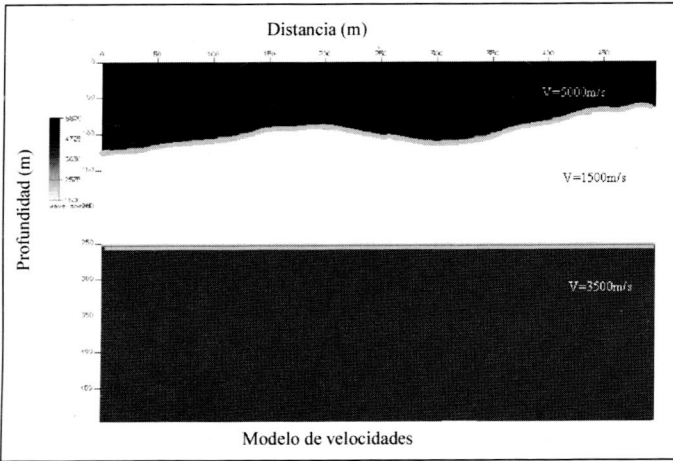


Figura 1. Modelo de velocidad con tres capas. La capa de baja velocidad se encuentra entre dos capas de alta velocidad.

El segundo modelo (figura 2) sólo tiene dos capas; se diferencia del primero en que la capa somera de alta velocidad yace sobre un medio semiinfinito de baja velocidad.

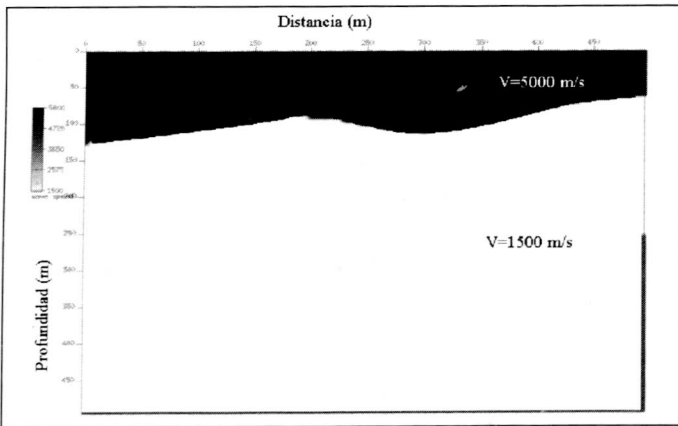


Figura 2. Modelo de velocidad con una capa de alta velocidad que yace sobre una capa semiinfinita de baja velocidad.

Para el modelamiento se utilizó una grilla cuadrada con celdas espaciadas cada 5 m en ambas direcciones. Teniendo en cuenta el criterio de estabilidad, se utilizó un Δt de 0.5 ms y un tiempo de registro de 0.5 s para cada prueba. En la simulación, la fuente de energía sísmica, ondícula de Ricker, se localizó en el centro del borde superior del modelo; y los receptores, en cada una de las celdas sobre el mismo borde.

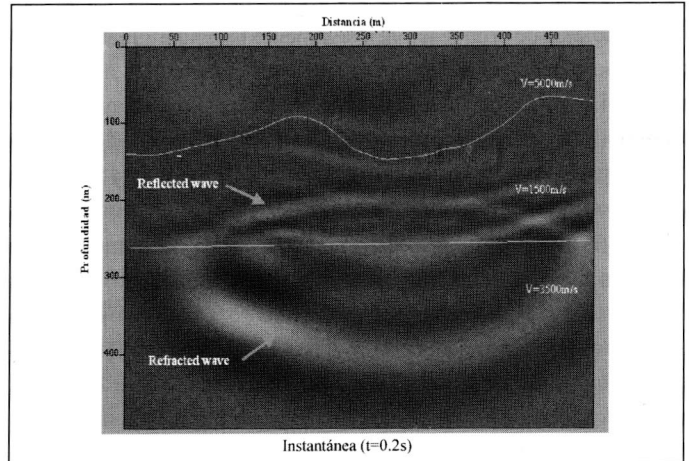


Figura 3. Instantánea para t = 0.2 s. Muestra las ondas reflejada y refractada.

La figura 3 muestra la propagación de la onda a través del primer modelo para el tiempo 200 ms. Cuando el frente de onda choca contra la primera interfase, gran parte de la energía primaria es reflejada hacia la superficie, debido al gran contraste de impedancia acústica. La poca energía que se transmite al segundo medio se propaga en esta capa de baja velocidad hasta alcanzar la base de esta capa (interfase plana a 250 m), donde se refleja nuevamente. Cuando la reflexión del horizonte plano horizontal alcanza la interfase irregular, parte de la energía se refleja y parte se refracta hacia la capa somera de alta velocidad, propagándose hasta alcanzar la superficie. Como los contrastes de impedancia acústica, tanto al limite superior como al inferior, de la capa de baja

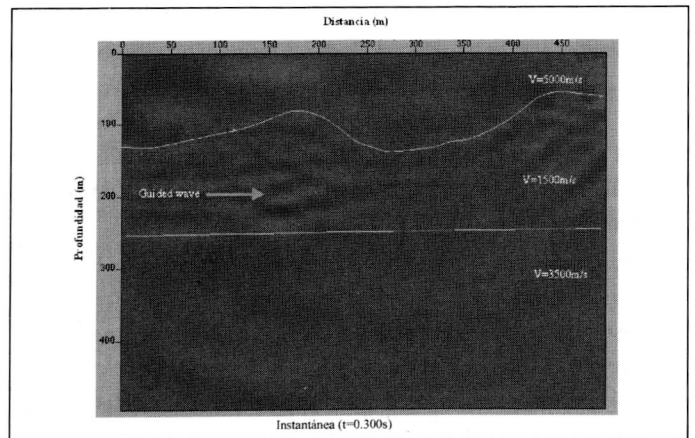


Figura 4. Instantánea para t = 0.3 s. Muestra la onda guiada en la capa de baja velocidad.

velocidad son grandes, gran parte de la energía sísmica queda atrapada en esta capa, comportándose como una guía de onda, como se observa en la figura 4.

La simulación en el primer modelo generó un sismograma sintético (figura 5), en el que se observa que las múltiples, generadas por reflexión en la interfase irregular, enmascaran la señal de las reflexiones más profundas. Además, se observa que la forma irregular de la capa somera de alta velocidad distorsiona los tiempos de arribo de las reflexiones más profundas.

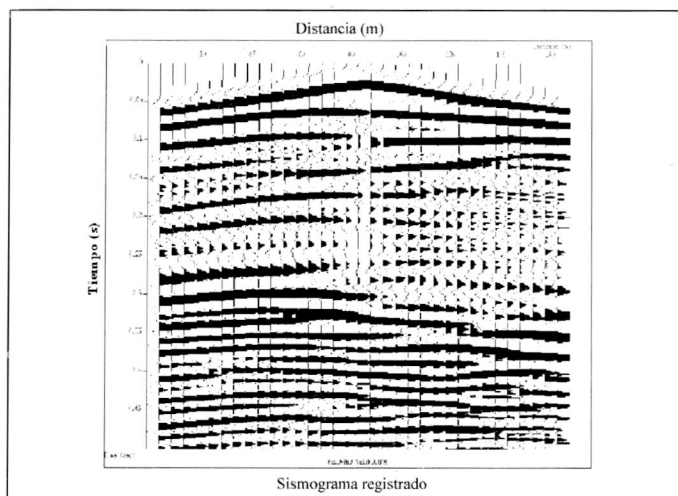


Figura 5. Sismograma sintético generado para el modelo de la figura 1 con AGC.

El método para eliminar las señales que traslapan la información de los horizontes reflectores más profundos consta de dos etapas: en la primera se simula la propagación de la perturbación en el segundo modelo, en la cual se obtiene únicamente la respuesta de la capa somera de alta velocidad. En la segunda, la respuesta obtenida de la simulación en el segundo modelo se sustrae de la respuesta lograda en el primer modelo (figura 5). La simulación con el segundo modelo se ejecutó utilizando los mismos parámetros del modelo inicial. Como resultado se obtuvo un sismograma sintético (figura 6) que contiene las dispersiones y múltiples generadas por la capa somera de alta velocidad.

De acuerdo con el método planteado, al sismograma de la figura 5 se le restó—traza a traza—el sismograma de la figura 6. La figura 7 muestra el sismograma obtenido después de sustraer la señal no deseada; éste muestra mejor continuidad en el reflector profundo.

En la figura 7 se nota que las dispersiones y las múltiples causadas por la capa de alta velocidad han sido removidas, pero permanecen las reflexiones de los horizontes más profundos. Los tiempos de arribo de estas reflexiones presentan distorsiones como consecuencia de la geometría de la capa somera de alta velocidad, distorsiones que pueden ser corregidas por procesamiento convencional, como correcciones estáticas a un nivel.

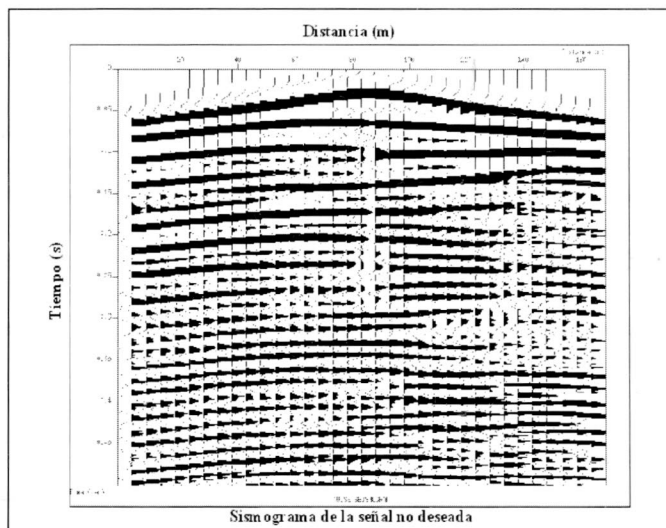


Figura 6. Sismograma sintético generado para el segundo modelo. Con AGC.

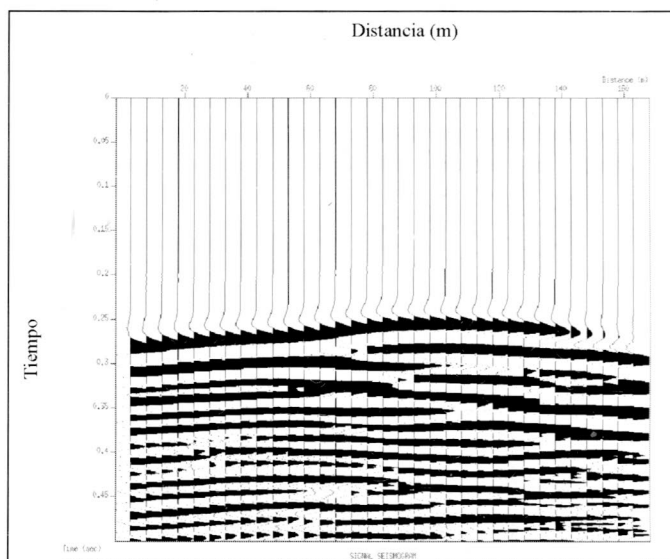


Figura 7. Sismograma obtenido con el método propuesto. Se observa la continuidad del reflector plano.

CONCLUSIONES

El presente trabajo muestra una aplicación del modelamiento numérico para estudiar los efectos de dispersión sísmica por presencia de capas someras de alta velocidad, aplicando la técnica de diferencias finitas. El concepto básico del método es la estimación del campo de onda dispersado para luego sustraer éste de la información sísmica.

Se muestra la importancia del modelamiento numérico en la obtención de imágenes que permitan comprender los diferentes fenómenos que afectan la calidad de la información sísmica. El hecho de que se utilice la teoría de onda para describir este tipo de fenó-

menos hace que el método pueda ser aplicado en la investigación de áreas con alta complejidad, en la que otros métodos han sido menos efectivos.

Una buena definición de las propiedades de las capas someras permite la obtención de mejores resultados. Esto implica que para aplicar este método sobre información real se debe tener un buen conocimiento de las características físicas de las capas someras.

Con este método se logró separar la información de interés (reflexiones de los horizontes profundos) de la señal no deseada, producida por capas someras de alta velocidad. Se espera que al aplicar esta metodología antes de una secuencia de procesamiento, se puedan obtener imágenes sísmicas de mejor calidad.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Universidad Nacional de Colombia, al Instituto Colombiano para el avance de la Ciencia y la Tecnología "Francisco José de Caldas" (Colciencias) y al Instituto Colombiano del Petróleo (ICP-Ecopetrol) por la colaboración y el apoyo para llevar a buen término la presente investigación. Este artículo es resultado del proyecto Modelamiento de Fenómenos de Dispersión Sísmica Asociado a la Topografía y a las Capas Someras del Subsuelo, cofinanciado por Colciencias mediante contrato No. RC 271-2000.

BIBLIOGRAFÍA

- ALFORD, R. M., KELLY, K. R., and BOORE, D. M. 1974. Accuracy of finite Difference modeling of the acoustic wave equation. *Geophysics* 39: 834-842.
- BERKHOUT, A. J. 1985. *Seismic Migration: Imaging of acoustic energy by wave field extrapolation*. Elsevier.
- BEVC, D. 1996. Flooding the topography: wave equation datuming of land data with rugged acquisition topography. *Geophysics* 62 (5): 1558-1569.
- BLOK, B., and HERMAN, G. C. 1994. Inverse scattering of surface waves: A new look at surface consistency. *Geophysics* 59 (6):963-972.
- BLOK, B., HERMAN, G. C., and DRIJKONINGEN, G. G. 1995. An elastodynamic inverse scattering method for removing scattered surface waves from field data. *Geophysics* 60, (6): 1897-1905.
- ERNS, F., HERMAN, G. C., and BLOK, B. 1998. Acquisition/processing - Reduction of near surface scattering effects in seismic data. *The Leading Edge* 17 (6): 759-764.
- LARNER, K., CHAMBERS, R., YANK, M., LYNN, W., and WAI, W. 1983. Coherent noise in marine seismic data. *Geophysics* 48: 869-874.
- LESLIE, D. M. and EVANS, B. J. 1999. 69th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophy.
- PÉREZ, G. 1997. The quality of the surfaces consistency assumption in residual statics estimation. M. Sc. Thesis. Colorado School of Mines.
- PURNELL, G. 1992. Imaging beneath a high velocity layer using converted waves. *Geophysics* 57 (11): 1444-1452.