

주파수 영역 탄성과 완전파형역산을 위한 변위벡터 목적함수의 적용

곽상민¹ · 편석준^{2*} · 민동주¹

¹서울대학교 에너지시스템공학부

²인하대학교 에너지자원공학과

Application of Displacement-Vector Objective Function for Frequency-domain Elastic Full Waveform Inversion

Sangmin Kwak¹, Sukjoon Pyun^{2*}, and Dong-Joo Min¹

¹Department of Energy Systems Engineering, Seoul National University

²Department of Energy Resources Engineering, Inha University

요약: 탄성과동방정식에서는 변위가 수직 및 수평방향으로 정의된다. 실제 탐사에서는 수직변위와 수평변위를 모두 측정할 수 있기 때문에 이를 이용하여 방향성을 갖는 변위벡터를 구성할 수 있다. 본 연구에서는 이러한 변위벡터의 크기를 목적함수로 이용하는 주파수 영역 탄성과 파형역산 기법을 제안하고자 한다. 변위벡터 목적함수는 주파수 영역 파형역산 알고리즘에 적용할 경우 기존의 역전파 알고리즘과 동일한 방식으로 역산을 수행할 수 있다. 변위벡터 목적함수를 이용하여 Marmousi 모델과 SEG/EAGE 압염 모델의 합성탄성과 자료를 역산한 결과, 기존의 역산기법에 비해 RMS 오차가 안정적으로 감소하였다. 특히, Marmousi 모델의 밀도와 SEG/EAGE 압염 모델의 압염 하부의 저속도층을 실제 모델에 더 가깝게 구현할 수 있었다. 변위벡터의 크기를 목적함수로 사용할 경우 경사방향이 수치적으로 불안정한 형태로 정의되므로 이를 안정화시키기 위한 추가적인 연구가 필요할 것이다. 또한 본 논문에서 제안한 변위벡터 목적함수를 이용한 파형역산을 수행하기 위해서는 다성분 탐사자료 획득이 필수적이므로 육상탐사에서 다성분 탐사나 해저면 다성분 탐사(OBC, Ocean Bottom Cable) 등의 연구와 병행되어야 할 것이다.

주요어: 파형역산, 탄성과동방정식, 주파수 영역, 목적함수, 변위벡터

Abstract: In the elastic wave equations, both horizontal and vertical displacements are defined. Since we can measure both the horizontal and vertical displacements in field acquisition, these displacements compose a displacement vector. In this study, we propose a frequency-domain elastic waveform inversion technique taking advantage of the magnitudes of displacement vectors to define objective function. When we apply this displacement-vector objective function to the frequency-domain waveform inversion, the inversion process naturally incorporates the back-propagation algorithm. Through the inversion examples with the Marmousi model and the SEG/EAGE salt model, we could note that the RMS error of the solution obtained by our algorithm decreased more stably than that of the conventional method. Particularly, the density of the Marmousi model and the low-velocity sub-salt zone of the SEG/EAGE salt model were successfully recovered. Since the gradient direction obtained from the proposed objective function is numerically unstable, we need additional study to stabilize the gradient direction. In order to perform the waveform inversion using the displacement-vector objective function, it is necessary to acquire multi-component data. Hence, more rigorous study should be continued for the multi-component land acquisition or OBC (Ocean Bottom Cable) multi-component survey.

Keywords: waveform inversion, elastic wave equations, frequency domain, objective function, displacement vector

2011년 6월 28일 접수; 2011년 7월 12일 수정; 2011년 7월 22일 채택

*Corresponding author

E-mail: E-mail: pyunsj@inha.ac.kr

Address: Department of Energy Resources Engineering, Inha University, 253 Yonghyun-dong, Nam-gu, Incheon 402-751, Korea

서 론

탄성과 파형역산은 일반적으로 모델링 자료와 현장 자료의 오차를 이용하여 목적함수를 구성한 후 이 목적함수의 경사방향을 계산하여 오차가 줄어드는 방향으로 매질의 물성을 수정함으로써 수행된다. 목적함수의 경사방향은 일반적으로 편미분 파동장과 모델링 자료의 영지연 상호상관을 계산함으로써 얻어질 수 있는데, Lailly (1983)와 Tarantola (1984)가 구조보정에 쓰이는 역전파 알고리즘을 이용하여 경사방향을 효율적으로 계산하는 방법을 제시한 이후 파형역산은 이러한 역전파 알고리즘에 기초하여 발전하였다. Kolb *et al.* (1986)과 Gauthier *et al.* (1986)이 역전파 알고리즘에 기반하여 시간영역에서 음향파 완전파형역산을 수행한 바 있으며, Mora (1987)는 역전파 알고리즘을 시간영역 탄성과 완전파형역산에 적용하였다. Pratt *et al.* (1998)은 주파수 영역에서 역전파 알고리즘을 이용하여 경사방향을 계산하는 방법을 제시하였으며, 이후 다양한 주파수 영역 파형역산 알고리즘이 개발되었다. 역전파 알고리즘 기법은 완전파형역산뿐만 아니라 주시정보만을 이용하는 주시토모그래피에도 적용되었으며(Min and Shin, 2006), 음향파의 진폭만을 이용하는 파형역산에도 적용되었다(Choi *et al.*, 2005; Pyun *et al.*, 2007). Choi *et al.* (2008)은 주파수 영역에서 탄성과동방정식에 기초한 파형역산 알고리즘과 유체-고체 결합매질에 대한 역산기법을 제시하기도 하였다.

파형역산으로부터 얻은 지하매질의 속도구조는 그 자체로도 지하지질구조 해석에 이용되지만 구조보정 기법 적용 시 배경 속도로 이용되기도 한다. 이 경우 단과장의 정보들보다는 장과장의 정보들이 속도구조를 구현하는데 유리하며 이를 구조보정에 이용하면 보다 신뢰성 있는 결과가 도출된다. 최근에는 장과장 정보를 포함한 속도모델을 얻기 위해 여러 가지 파형역산기술이 개발되었으며, 이는 현장 자료에 대해서도 신뢰할 만한 결과를 제시하는 것으로 보고되고 있다(Shin and Cha, 2008; Shin and Cha, 2009; Ha *et al.*, 2010; Pyun *et al.*, 2011). 이외에도 탄성과 파형역산의 문제점을 해결하고 정확한 지하매질의 물성 및 지질구조를 유추해 내기 위하여 다양한 목적함수를 도입하거나(Shin and Min, 2006; Ha *et al.*, 2009; Pyun *et al.*, 2009) 목적함수의 비선형성을 회피하기 위한 다중격자법(Bunks *et al.*, 1995; Brossier *et al.*, 2009) 등 많은 연구가 이루어졌다.

파형역산기법을 개선하려는 연구로서 효과적인 목적함수를 찾으려는 노력도 많이 이루어졌다. 파형역산 연구 초기에는 목적함수로서 모델링 자료와 현장 자료간의 오차의 l_2 -노름(norm)을 주로 이용하였으나 최근에는 l_1 -노름(Pyun *et al.*, 2009)과 파동장의 로그 값을 이용하는 \log - l_2 -노름(Shin and Min, 2006), Huber-노름(Guitton and Symes, 2003; Ha *et al.*, 2009) 등 다양한 목적함수가 제시되었으며, 각각 장단점들을 가지고 있다. 본 연구에서는 탄성과동방정식에 기초한 파형역

산에 대하여 이에 적합한 새로운 목적함수를 제시하고자 한다. 탄성과동방정식에 기초한 파형역산은 2000년대 이후 활발히 연구되기 시작하였으며 육상 탐사자료에 대한 주파수 영역 파형역산(Brossier *et al.*, 2009), 불규칙한 해저면을 고려한 유체-고체 결합매질의 주파수 영역 파형역산(Kim *et al.*, 2009), 해저면 다성분 탐사의 현장 자료에 대한 시간영역 파형역산의 적용(Sears *et al.*, 2010) 등 다양한 연구가 수행되었다. 또한 장과장 정보를 이용하는 라플라스영역 파형역산을 이용한 2차원 탄성매질 역산(Chung *et al.*, 2010), 2차원 유체-고체 결합매질 역산(Bae *et al.*, 2010) 등이 연구되었다. 앞선 연구들이 제시한 목적함수들은 탄성과동방정식의 수평방향변위와 수직방향변위 각각에 대해서 적용될 수 있는 목적함수로서 수직방향변위가 수평방향변위보다 역산결과의 품질에 많은 영향을 미치는 것으로 나타났다. 본 연구에서는 수평방향변위와 수직방향변위를 동시에 고려하는 새로운 목적함수를 고안하고 파형역산에 대한 적용가능성을 살펴보았다. 본 연구에서 제시하는 목적함수는 수평방향변위와 수직방향변위를 바탕으로 구성되는 변위벡터의 크기에 대하여 모델링 자료와 현장 자료간의 오차의 l_2 -노름을 계산하는 식으로 구성된다. 이 방법은 음향파에 기초한 파형역산에서 진폭역산(e.g., Choi *et al.*, 2005; Pyun *et al.*, 2007)을 수행하는 것과 유사하다고 볼 수 있다. 본 논문에서는 먼저 변위벡터의 크기를 이용한 목적함수를 제시하고, 경사방향을 구하는 방법에 대해 설명한다. 이러한 이론에 기초하여 구성된 파형역산 알고리즘을 Marmousi 모델과 SEG/EAGE 암염 모델에 적용하고, 그 결과를 기존의 역산기법으로 구한 결과와 비교함으로써 변위벡터 목적함수의 특징을 살펴보고자 한다.

변위벡터의 크기를 이용한 목적함수

탄성 매질에 대한 2차원 주파수 영역 파동방정식은 다음과 같다.

$$-\rho\omega^2\ddot{u} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ (\lambda+2\mu)\frac{\partial\ddot{u}}{\partial x} + \lambda\frac{\partial\ddot{v}}{\partial z} \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \mu\left(\frac{\partial\ddot{u}}{\partial x} + \frac{\partial\ddot{v}}{\partial z}\right) \right\}, \quad (1)$$

$$-\rho\omega^2\ddot{v} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \mu\left(\frac{\partial\ddot{u}}{\partial z} + \frac{\partial\ddot{v}}{\partial x}\right) \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \lambda\frac{\partial\ddot{u}}{\partial x} + (\lambda+2\mu)\frac{\partial\ddot{v}}{\partial z} \right\} \quad (2)$$

여기서 u 는 수평방향변위, v 는 수직방향변위를 나타내고, ρ 는 밀도, λ 와 μ 는 Lamé 상수를 나타낸다. 이때 P파 속도와 S파 속도는 각각 $\sqrt{(\lambda+2\mu)/\rho}$ 와 $\sqrt{\mu/\rho}$ 로 표현된다. 기존의 주파수 영역 탄성과동방정식을 이용한 파형역산에서는 모델링 파동장과 관측 파동장 간의 오차를 최소화하기 위한 목적함수로서 수평방향변위와 수직방향변위의 l_2 -노름의 합을 주로 사용해 왔다. 이 경우 특정 주파수에서 한 개의 송신원만을 가정하면 목적함수는 다음과 같이 표현된다.

$$E = \sum_i \{(\tilde{u}_i^d - \tilde{u}_i^m)(\tilde{u}_i^d - \tilde{u}_i^m) + (\tilde{v}_i^d - \tilde{v}_i^m)(\tilde{v}_i^d - \tilde{v}_i^m)\}. \quad (3)$$

여기서 윗첨자 m 과 d 는 각각 모델링 파동장과 관측 파동장을 나타내며, $\tilde{\cdot}$ 는 켈레복소수를, i 는 수진기 번호를 의미한다.

본 연구에서 제시하는 새로운 목적함수는 수평방향변위와 수직방향변위를 각 방향성분으로 하는 2차원 변위벡터의 크기를 이용하여 구성된다. 변위벡터의 크기에 대한 목적함수는 다음과 같이 표현된다.

$$E = \sum_i (\sqrt{\tilde{u}_i^d \tilde{u}_i^d + \tilde{v}_i^d \tilde{v}_i^d} - \sqrt{\tilde{u}_i^m \tilde{u}_i^m + \tilde{v}_i^m \tilde{v}_i^m})^2. \quad (4)$$

식 (4)의 목적함수를 속도모델의 k 번째 모델 매개변수 p_k 에 대해 미분하여 경사방향을 구하면

$$\frac{\partial E}{\partial p_k} = -2 \cdot \sum_i \operatorname{Re} \left[A_i \cdot \left(\frac{\partial \tilde{u}_i^m}{\partial p_k} \tilde{u}_i^m + \frac{\partial \tilde{v}_i^m}{\partial p_k} \tilde{v}_i^m \right) \right], \quad (5)$$

$$A_i = \frac{(\sqrt{\tilde{u}_i^d \tilde{u}_i^d + \tilde{v}_i^d \tilde{v}_i^d} - \sqrt{\tilde{u}_i^m \tilde{u}_i^m + \tilde{v}_i^m \tilde{v}_i^m})}{\tilde{u}_i^m \tilde{u}_i^m + \tilde{v}_i^m \tilde{v}_i^m} \quad (6)$$

와 같이 표현된다. 이를 행렬식으로 표현하면 다음과 같다.

$$\frac{\partial E}{\partial p_k} = -2 \cdot \operatorname{Re} \left\{ \begin{bmatrix} \frac{\partial \tilde{u}_1^m}{\partial p_k} & \frac{\partial \tilde{v}_1^m}{\partial p_k} & \dots & \frac{\partial \tilde{u}_N^m}{\partial p_k} & \frac{\partial \tilde{v}_N^m}{\partial p_k} \\ \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots \\ A_N \cdot \tilde{u}_N^m \\ A_N \cdot \tilde{v}_N^m \end{bmatrix} \right\}. \quad (7)$$

식 (7)에서 편미분 파동장은 모델링 과정을 통해 계산될 수 있다. 주파수 영역에서 유한요소법을 이용하여 파동방정식 모델링을 수행할 때 일반적으로 $\mathbf{S}\mathbf{u} = \mathbf{f}$ 의 형태로 표현되는 행렬식을 풀게 된다. 이 행렬식을 모델 매개변수 p_k 에 대해 미분하면

$$\frac{\partial \mathbf{S}}{\partial p_k} \mathbf{u} + \mathbf{S} \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial p_k} = 0, \quad (8)$$

$$\mathbf{u} = [\tilde{u}_1^m \ \tilde{v}_1^m \ \dots \ \tilde{u}_N^m \ \tilde{v}_N^m]^T, \quad (9)$$

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial p_k} = \begin{bmatrix} \frac{\partial \tilde{u}_1^m}{\partial p_k} & \frac{\partial \tilde{v}_1^m}{\partial p_k} & \dots & \frac{\partial \tilde{u}_N^m}{\partial p_k} & \frac{\partial \tilde{v}_N^m}{\partial p_k} \end{bmatrix}^T. \quad (10)$$

와 같이 나타낼 수 있으며, 여기서 $\partial \mathbf{S} / \partial p_k$ 는 모델링 연산자 \mathbf{S} 의 성분들을 각각 모델 매개변수 p_k 에 대해 미분한 값으로 구성된 행렬을 의미한다. 이를 이용하여 편미분 파동장 벡터 $\partial \mathbf{u} / \partial p_k$ 를 구하면

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial p_k} = \mathbf{S}^{-1} \mathbf{f}_k^v, \quad (11)$$

$$\mathbf{f}_k^v = -\frac{\partial \mathbf{S}}{\partial p_k} \mathbf{u} \quad (12)$$

로 표현될 수 있다. 여기서 \mathbf{f}_k^v 는 k 번째 모델 매개변수 p_k 에 대한 가상송신원(virtual source)이다. 식(11)의 편미분 파동장 벡터 $\partial \mathbf{u} / \partial p_k$ 를 식 (7)에 대입하면

$$\frac{\partial E}{\partial p_k} = -2 \cdot \operatorname{Re} \left\{ (\mathbf{S}^{-1} \mathbf{f}_k^v)^T \begin{bmatrix} A_1 \cdot \tilde{u}_1^m \\ A_1 \cdot \tilde{v}_1^m \\ \vdots \\ A_N \cdot \tilde{u}_N^m \\ A_N \cdot \tilde{v}_N^m \end{bmatrix} \right\} \quad (13)$$

이 되며, 모델링 연산자의 대칭성에 의해 $\mathbf{S}^{-1} = (\mathbf{S}^{-1})^T$ 이므로 간단히 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{\partial E}{\partial p_k} = -2 \cdot \operatorname{Re} \left\{ (\mathbf{f}_k^v)^T \mathbf{S}^{-1} \begin{bmatrix} A_1 \cdot \tilde{u}_1^m \\ A_1 \cdot \tilde{v}_1^m \\ \vdots \\ A_N \cdot \tilde{u}_N^m \\ A_N \cdot \tilde{v}_N^m \end{bmatrix} \right\}. \quad (14)$$

식 (14)와 같은 방법으로 구하고자 하는 모든 모델 매개변수의 P파 속도 V_P , S파 속도 V_S , 밀도 ρ 에 대한 편미분 파동장을 구하면 목적함수에 대한 경사방향을 구할 수 있고 이를 이용하여 반복적으로 속도모델을 수정하여 역산을 수행한다. 식 (14)의 경사방향에서 A_i ($i=1, \dots, N$)는 식 (6)과 같이 분모에 모델링 파동장의 변위벡터의 크기를 포함하는 식으로 구할 수 있는데 이 변위벡터의 크기가 매우 작은 경우 경사방향이 수치적으로 불안정한 형태로 나타날 수 있다. 이를 안정화시키기 위해 본 연구에서는 경험적으로 적절한 임계값을 정하고 이 임계값보다 작은 값은 계산에서 제외하는 필터링 기법을 적용하였다.

수치 예제

수치 예제를 통해 변위벡터의 크기를 이용하는 목적함수를 파형역산에 적용하고 이를 수평방향변위와 수직방향변위가 분리된 목적함수를 이용하는 기존 방법의 역산 결과와 비교하였다. 수치실험을 위해 2차원 Marmousi 모델과 3차원 SEG/EAGE 암염 모델의 2차원 단면에 대한 합성탄성파 자료를 이용하였다. Marmousi 모델의 크기는 9.2 km × 3.0 km이며 격자 간격은 20 m, 송신원 개수는 219개, 수신기 개수는 461개를 사용하였다. 송신원은 최대 주파수가 8.6 Hz인 1차 미분 가우스 함수를 수직방향변위의 송신파형으로 가정하여 사용하였다. Marmousi 모델을 구성하는 매질의 P파 속도는 1.5 ~ 4.7 km/s, 밀도는 1.7 ~ 2.6 g/cm³이고, S파 속도는 포아송비를 0.25로 고정하기 위해 P파 속도의 약 0.5774배로 가정하였다 (Fig. 1). 파형역산을 위한 초기 모델로 P파 속도는 1.5 ~ 4.0

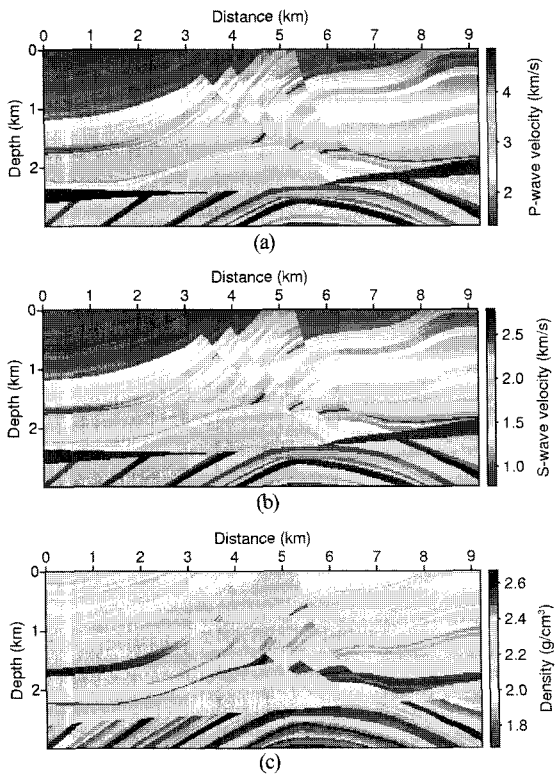


Fig. 1. (a) P-wave velocity, (b) S-wave velocity and (c) density of the Marmousi model.

km/s, S파 속도는 P파 속도의 0.5774배, 밀도는 2.0 g/cm^3 인 선형증가 모델을 사용하였다. 유한한 모델을 가정함으로써 발생하는 경계면 반사파를 제거하기 위하여 Clayton and Engquist (1977)의 흡수 경계조건을 사용하였다. Fig. 2와 Fig. 3은 각각 기존의 역산 방법과 변위벡터의 크기를 목적함수로 사용하는 역산 방법에 의해 500회 반복하여 얻은 역산 결과이다. 기존의 역산 방법으로 구한 결과는 변위벡터에 기초한 역산 결과에 비해 깊이 방향으로 속도 및 밀도가 부드럽게 변화하는 형태로 나타났다(Fig. 2). 반면 변위벡터에 기초한 역산 결과는 기존의 역산 방법으로 얻은 결과보다 퇴적층의 깊이에 따른 밀도 변화가 뚜렷이 나타나며, 특히 모델 중앙하부의 배사구조의 형태가 실제 모델에 보다 가깝게 나타났다(Fig. 3c). Fig. 4는 역산 반복횟수에 따른 벡터에 대한 RMS 오차의 변화를 보여주고 있다. 기존의 역산 방법과 변위벡터에 기초한 역산 방법에 대한 RMS 오차가 비슷한 경향으로 감소하지만 역산 반복횟수가 약 300회 이상일 때에는 변위벡터에 기초한 역산 방법의 RMS 오차가 보다 안정적으로 감소하였다.

변위벡터 목적함수를 이용하는 파형역산 방법의 다양한 모델에 대한 적용 가능성을 확인하기 위해 SEG/EAGE 암염 모델에 대해서도 역산을 수행하였다. 3차원 암염 모델의 중간 단면을 선택하여 2차원 모델을 만들었으며, 모델의 크기는 $15.6 \text{ km} \times 4.2 \text{ km}$ 이다. 격자 간격은 30 m, 송신원 개수는 249개,

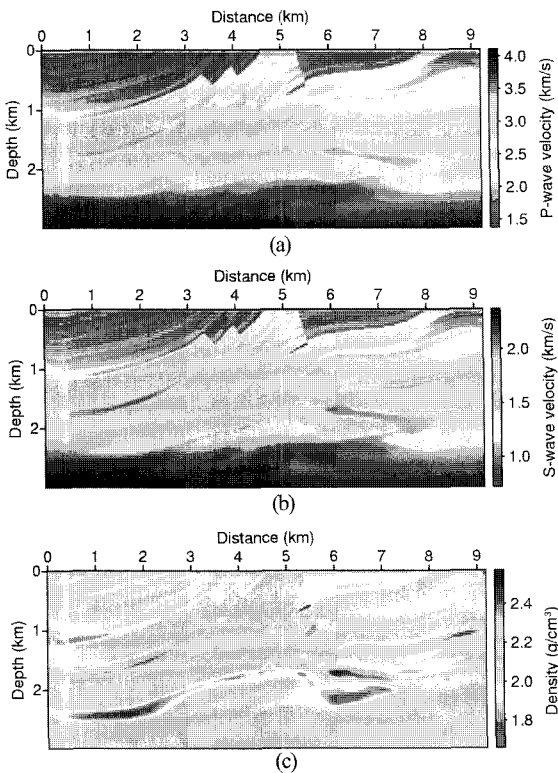


Fig. 2. Inversion results obtained by using the conventional l_2 -norm objective function for the Marmousi model: (a) P-wave velocity, (b) S-wave velocity and (c) density of the inverted model at the 500th iteration.

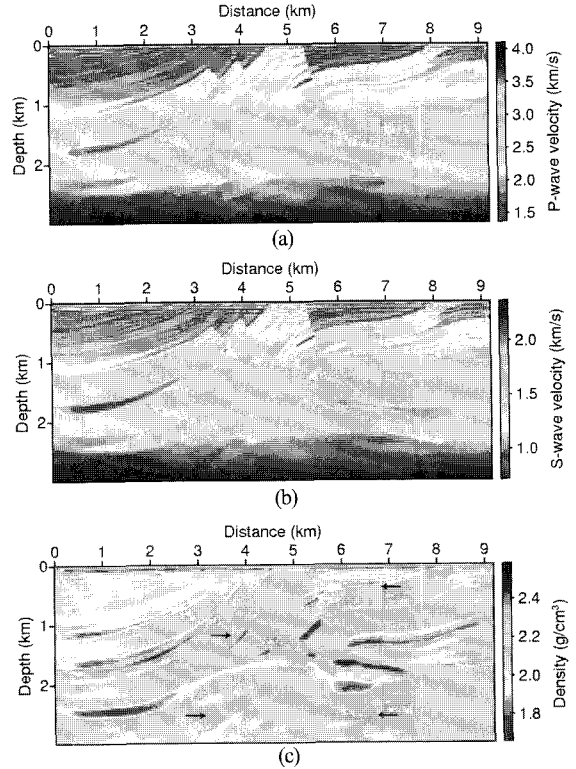


Fig. 3. Inversion results obtained by using the displacement-vector l_2 -norm objective function for the Marmousi model: (a) P-wave velocity, (b) S-wave velocity and (c) density of the inverted model at the 500th iteration.

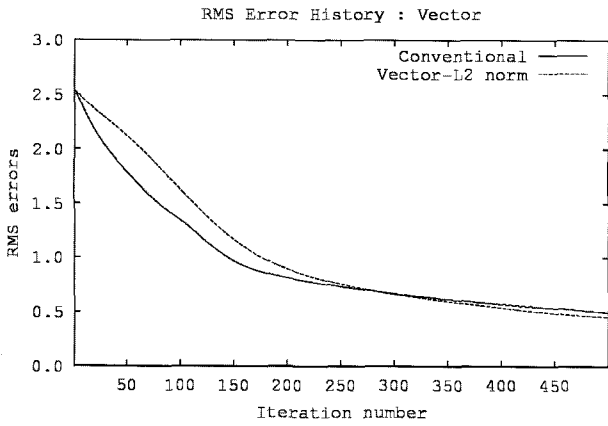


Fig. 4. The RMS error curves of the conventional l_2 -norm and the displacement-vector l_2 -norm for the Marmousi model.

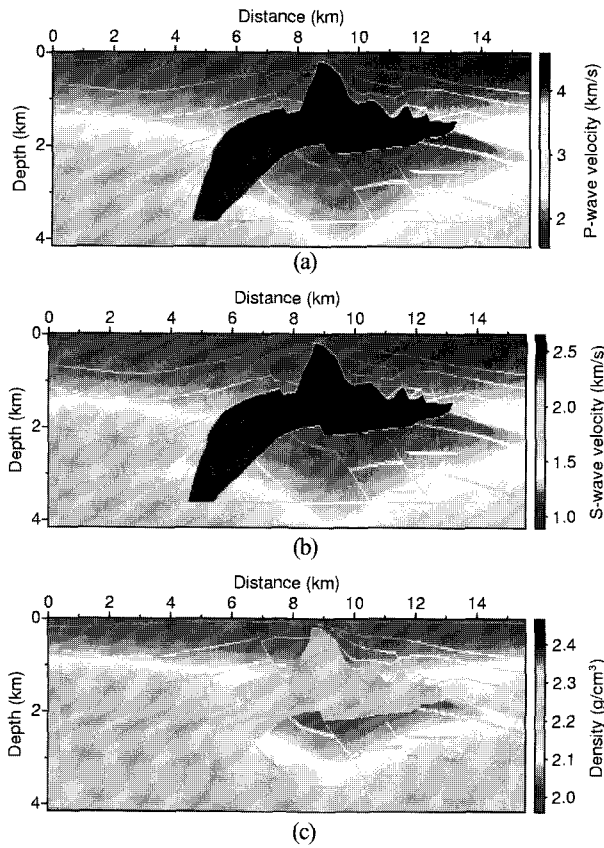


Fig. 5. (a) P-wave velocity, (b) S-wave velocity and (c) density of the SEG/EAGE salt model.

수진기 개수는 521개를 사용하였다. 암염 모델을 구성하는 매질의 P파 속도는 1.7 ~ 4.5 km/s, 밀도는 2.0 ~ 2.4 g/cm³이고, Marmousi 모델에 대한 수치 예제에서와 같이 모델 전체에 대하여 포아송비를 0.25로 고정시켰다(Fig. 5). 파형역산을 위해 가정한 초기 모델로 P파 속도는 1.5 ~ 4.0 km/s, S파 속도는 P파 속도의 0.5774배, 밀도는 2.0 g/cm³인 선형증가 모델을 사용하였다. Fig. 6과 Fig. 7은 기존의 역산 방법과 변위벡터의

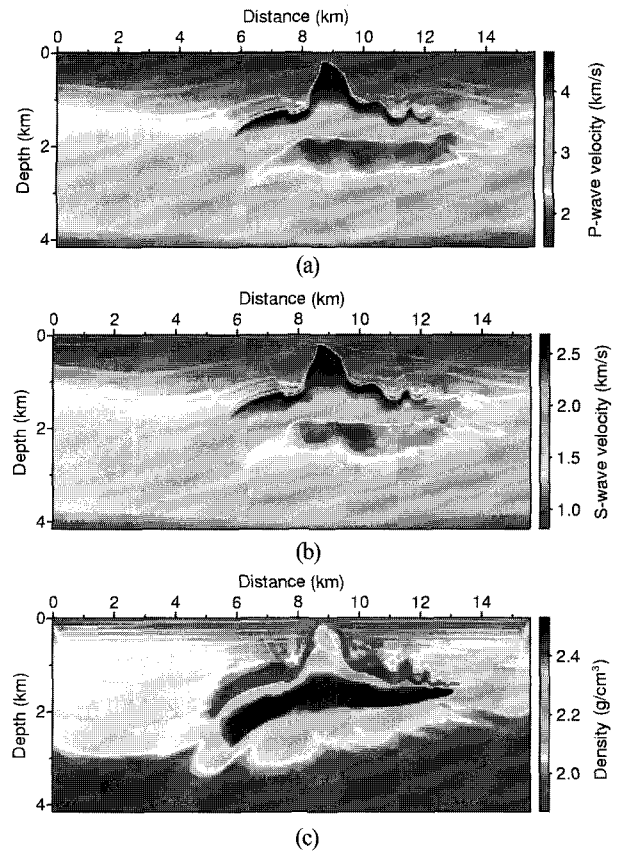


Fig. 6. Inversion results obtained by using the conventional l_2 -norm objective function for the SEG/EAGE salt model: (a) P-wave velocity, (b) S-wave velocity and (c) density of the inverted model at the 500th iteration.

크기를 목적함수로 사용하여 500회 반복하여 얻은 역산 결과이다. 기존의 역산 방법으로 구한 결과는 변위벡터에 기초한 역산 결과보다 암염 상부 및 주변부에서 실제 속도모델에 가깝게 역산된 속도모델을 보여준다(Fig. 6). 밀도의 경우 실제 모델의 암염층 밀도가 2.2 g/cm³으로 배경 매질과의 차이가 크지 않은 반면, 파형역산 결과에서는 암염의 밀도가 약 2.4 g/cm³로 나타났으며 특히 변위벡터 목적함수를 이용한 역산 결과에서는 암염 상부의 밀도가 불균질하고 배경 매질의 밀도는 깊이 방향으로 진동하는 형태로 나타났다. 그러나 P파와 S파 속도의 역산 결과에서는 변위벡터에 기초한 역산 결과가 기존의 방법에 의한 결과에 비해 암염 하부에 넓게 분포한 저속도층이 실제 모델에 보다 가깝게 나타났다(Fig. 7a, b). Fig. 8은 암염 모델의 역산 반복횟수에 따른 벡터에 대한 RMS 오차의 변화를 보여주고 있다. 기존의 역산 방법과 변위벡터에 기초한 역산 방법에 대한 RMS 오차가 비슷한 양상으로 감소하며, 기존 역산 방법의 경우 RMS 오차가 역산 반복횟수 약 400회와 450회 사이에서는 진동하는 반면 변위벡터에 기초한 역산 방법의 경우에는 역산 반복횟수가 400회 이상으로 증가하더라도 안정적으로 감소하였다.

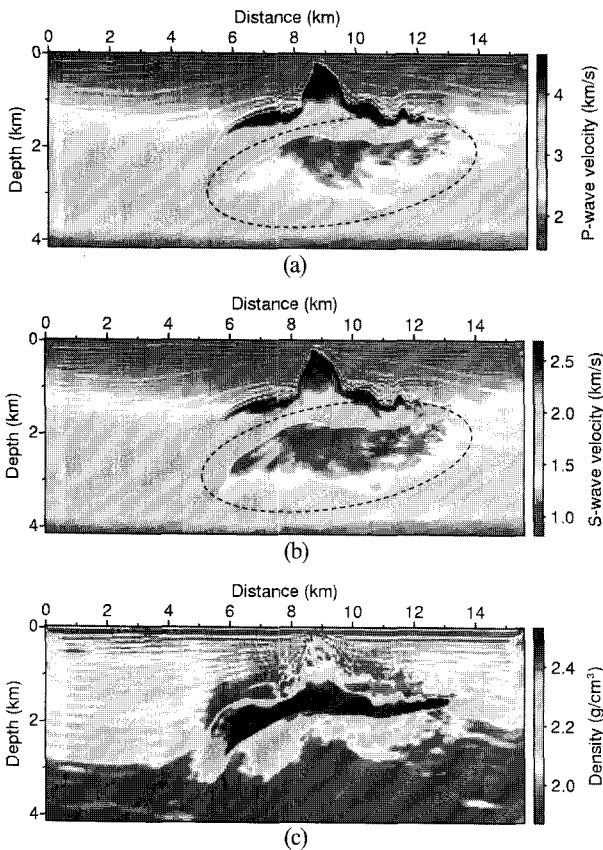


Fig. 7. Inversion results obtained by using the displacement-vector l_2 -norm objective function for the SEG/EAGE salt model: (a) P-wave velocity, (b) S-wave velocity and (c) density of the inverted model at the 500th iteration.

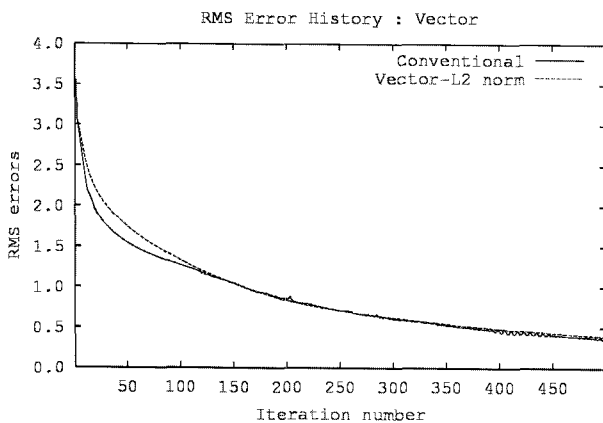


Fig. 8. The RMS error curves of the conventional l_2 -norm and the displacement-vector l_2 -norm for the SEG/EAGE salt model.

결론

본 연구에서는 2차원 주파수 영역 탄성파동방정식에 기초한 파형역산을 위해 변위의 수평방향성분과 수직방향성분으로 구성되는 변위벡터의 크기를 이용하는 새로운 목적함수를 제안하였다. 수치 예제를 통해 변위벡터의 크기를 목적함수로 사용

하는 파형역산이 기존의 방법보다 지층간의 속도 차이가 큰 구조를 대상으로 실제 속도를 명확히 구현한다는 것을 알 수 있었다. 또한, 심부의 구조에 대해서도 지층 경계면을 보다 뚜렷하게 영상화할 수 있음을 알 수 있었다. 특히, 암염 모델은 암염과 주변 퇴적층의 속도 차이가 크기 때문에 변위벡터 목적함수의 효과가 뚜렷하게 나타났다. 암염과 같이 속도가 높은 층이 존재하는 지질구조의 경우 탄성과 파형역산으로 암염 하부의 저속도층을 묘사하기가 매우 어렵다는 점을 감안할 때 추후 심화연구를 수행하여 변위벡터 목적함수를 이용하는 파형역산을 좀 더 발전시킨다면 암염 모델 등에 대해서도 고해상도의 속도모델을 얻을 수 있을 것으로 예상된다. 변위벡터를 이용한 목적함수를 현장 자료의 파형역산에 적용하기 위해서는 다성분 자료가 필요하기 때문에 육상탐사에서의 다성분 측정 탐사나 해저면 다성분 탐사와 같은 고차원 탐사에 대한 연구와 이해가 선행되어야 할 것이다.

사사

본 연구는 2010년도 지식경제부의 재원으로 한국에너지 기술평가원(KETEP)의 지원을 받아 수행한 연구 과제입니다 (No. 2010T100200133).

참고문헌

Bae, H., Shin, C., Cha, Y. H., Choi, Y., and Min, D.-J., 2010, 2D acoustic-elastic coupled waveform inversion in the Laplace domain, *Geophys. Prospect.*, **58**, 997-1010.

Brossier, R., Operto, S., and Virieux, J., 2009, Seismic imaging of complex onshore structures by 2D elastic frequency-domain full-waveform inversion, *Geophysics*, **74**, WCC63-WCC76.

Bunks, C., Saleck, F. M., Zaleski, S., and Chavent, G., 1995, Multiscale seismic waveform inversion, *Geophysics*, **60**, 1457-1473.

Choi, Y., Shin, C., Min, D.-J., and Ha, T., 2005, Efficient calculation of the steepest descent direction for source-independent seismic waveform inversion: An amplitude approach, *J. Comput. Phys.*, **208**, 455-468.

Choi, Y., Min, D.-J., and Shin, C., 2008, Frequency-domain elastic full waveform inversion using the new pseudo-Hessian matrix: Experience of elastic Marmousi-2 synthetic data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **98**, 2402-2415.

Chung, W., Shin, C., and Pyun, S., 2010, 2D elastic waveform inversion in the Laplace domain, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **100**, 3239-3249.

Clayton, R., and Engquist, B., 1977, Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **67**, 1529-1540.

Gauthier, O., Virieux, J., and Tarantola, A., 1986, Two-dimensional nonlinear inversion of seismic waveforms:

- Numerical results, *Geophysics*, **51**, 1387-1403.
- Guilton, A., and Symes, W. W., 2003, Robust inversion of seismic data using the Huber norm, *Geophysics*, **68**, 1310-1319.
- Ha, T., Chung, W., and Shin, C., 2009, Waveform inversion using a back-propagation algorithm and a Huber function norm, *Geophysics*, **74**, R15-R24.
- Ha, W., Pyun, S., Yoo, J., and Shin, C., 2010, Acoustic full waveform inversion of synthetic land and marine data in the Laplace domain, *Geophys. Prospect.*, **58**, 1033-1047.
- Kim, M., Choi, Y., Cha, Y. H., and Shin, C., 2009, 2-D frequency-domain waveform inversion of coupled acoustic-elastic media with an irregular interface, *Pure Appl. Geophys.*, **166**, 1967-1985.
- Kolb, P., Collino, F., and Lailly, P., 1986, Pre-stack inversion of a 1-D medium, *Proc. IEEE*, **74**, 498-508.
- Lailly, P., 1983, The seismic inverse problem as a sequence of before stack migrations, *Conference on Inverse Scattering: Theory and Application*, SIAM, 206-220.
- Min, D.-J., and Shin, C., 2006, Refraction tomography using a waveform-inversion back-propagation technique, *Geophysics*, **71**, R21-R30.
- Mora, P., 1987, Nonlinear two-dimensional elastic inversion of multioffset seismic data, *Geophysics*, **52**, 1211-1228.
- Pratt, R. G., Shin, C., and Hicks, G. J., 1998, Gauss-Newton and full Newton methods in frequency-space seismic waveform inversion, *Geophys. J. Int.*, **133**, 341-362.
- Pyun, S., Shin, C., and Bednar, J. B., 2007, Comparison of waveform inversion, part3: amplitude approach, *Geophys. Prospect.*, **55**, 477-485.
- Pyun, S., Son, W., and Shin, C., 2009, Frequency-domain waveform inversion using an L1-norm objective function, *Expl. Geophys.*, **40**, 227-232.
- Pyun, S., Son, W., and Shin, C., 2011, 3D acoustic waveform inversion in the Laplace domain using an iterative solver, *Geophys. Prospect.*, **59**, 386-399.
- Sears, T. J., Barton, P. J., and Singh, S. C., 2010, Elastic full waveform inversion of multicomponent ocean-bottom cable seismic data: Application to Alba field, U.K. North Sea, *Geophysics*, **75**, R109-R119.
- Shin, C., and Cha, Y. H., 2008, Waveform inversion in the Laplace domain, *Geophys. J. Int.*, **173**, 922-931.
- Shin, C., and Cha, Y. H., 2009, Waveform inversion in the Laplace-Fourier domain, *Geophys. J. Int.*, **177**, 1067-1079.
- Shin, C., and Min, D.-J., 2006, Waveform inversion using a logarithmic wavefield, *Geophysics*, **71**, R31-R42.
- Tarantola, A., 1984, Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation, *Geophysics*, **49**, 1259-1266.