

## 미소진동 자료를 이용한 EGS 사이트에서의 효율적인 모니터링 알고리즘 개발

이상민 · 변중무\*

한양대학교 자원환경공학과

### Development of Efficient Monitoring Algorithm at EGS Site by Using Microseismic Data

Sangmin Lee and Joongmoo Byun\*

Dept. of Earth Resources and Environmental Engineering, Hanyang Univ.

**요약:** 지열발전을 위해 심부에 인공적으로 균열대를 생성시키는 EGS (Enhanced/Engineered Geothermal System) 지열 발전 기술에서는 유체의 이동통로가 되는 균열의 연결성 향상이 매우 중요하며, 다단계에 걸쳐 이루어지는 수압파쇄시 발생하는 균열의 정보는 미소진동 모니터링을 통해 확인이 가능하다. 하지만 각 단계별 수압파쇄시 발생하는 균열에 의해 변화된 속도구조를 고려하지 않고 미소진동 모니터링을 수행하게 되면, 다음 단계의 수압파쇄시 발생된 균열의 위치정보는 실제 위치와는 차이를 보이게 된다. 이 연구에서는 Kim *et al.* (2015)에 의해 개발된 미소진동 위치역산 알고리즘을 심부 수 km 하부를 대상으로 하는 EGS 지열발전에 적합하도록 개선시켰으며, 각 단계별 수압파쇄시 발생하는 균열에 의해 변화된 속도구조를 측정된 미소진동 자료를 이용하여 영상화할 수 있는 3차원 속도역산 알고리즘을 개발하였다. 아이코날 방정식(Eikonal equation)을 사용하여 단순 층서구조뿐만 아니라 복잡한 속도구조의 경우에도 적용가능하도록 하였고 그림자 영역(shadow zone)에 대해서도 어느 위치에서나 정확한 주시계산이 이루어지도록 하였으며, 프레넬 볼륨(Fresnel volume)을 이용한 자코비안(Jacobian) 계산을 통하여 속도역산의 계산시간을 효과적으로 단축시켰다. 또한, EGS 사이트를 모사한 속도모델에서 얻어진 미소진동 자료를 개발된 알고리즘에 적용시킨 결과, 전 단계에 이루어진 수압파쇄에 의해 변화된 속도를 반영하는 향상된 속도모델을 얻을 수 있었고 이를 이용하여 위치 재결정을 수행한 결과 실제 위치와 거의 일치하는 결과를 얻었다.

**주요어:** EGS 지열발전, 수압파쇄, 속도역산 알고리즘, 위치역산 알고리즘, 프레넬 볼륨 근사

**Abstract:** In order to enhance the connectivity of fracture network as fluid path in enhanced/engineered geothermal system (EGS), the exact locating of hydraulic fractured zone is very important. Hydraulic fractures can be tracked by locating of microseismic events which are occurred during hydraulic fracture stimulation at each stage. However, since the subsurface velocity is changed due to hydraulic fracturing at each stage, in order to find out the exact location of microseismic events, we have to consider the velocity change due to hydraulic fracturing at previous stage when we perform the mapping of microseismic events at the next stage. In this study, we have modified 3D locating algorithm of microseismic data which was developed by Kim *et al.* (2015) and have developed 3D velocity update algorithm using occurred microseismic data. Eikonal equation which can efficiently calculate traveltimes for complex velocity model at anywhere without shadow zone is used as forward engine in our inversion. Computational cost is dramatically reduced by using Fresnel volume approach to construct Jacobian matrix in velocity inversion. Through the numerical test which simulates the geothermal survey geometry, we demonstrated that the initial velocity model was updated by using microseismic data. In addition, we confirmed that relocation results of microseismic events by using updated velocity model became closer to true locations.

**Keywords:** EGS, hydraulic fracturing, 3D velocity update algorithm, 3D location algorithm, Fresnel volume approach

Received: 5 July 2016; Revised: 15 August 2016;

Accepted: 16 August 2016

\*Corresponding author

E-mail: jbyun@hanyang.ac.kr

Address: Dept. of Earth Resources and Environmental Engineering,  
Hanyang Univ, 222 Wangsimni-ro, Seongdong-gu, Seoul, Korea.

©2016, Korean Society of Earth and Exploration Geophysicists

This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution Non-Commercial License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/>) which permits unrestricted non-commercial use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

## 서 론

지열은 계절의 영향이나 기후조건 등 외부 열원 공급요인에 영향을 받지 않고 연중 가동할 수 있는 대체 에너지원이며, 최근에는 비화산지대에서도 지열발전이 가능케 하는 EGS (Enhanced/Engineered Geothermal System) 기술이 개발되어 프랑스, 독일, 호주 등에서 활발히 연구가 진행되고 있다. EGS 지열발전 기술은 지열발전의 상업성 확보를 위한 저류층 수리 자극 기술로써 심부 수 km 지하를 시추한 뒤 물을 주입하여 인공 지열 저류층을 생성한 후 지열에 의해 가열된 지하수를 에너지로 활용하고 다시 저류층으로 물을 순환시키는 기술이다. 이런 EGS 지열발전 기술에서는 지하수의 이동통로가 되는 균열의 연결성 향상이 매우 중요하며, 다단계에 걸쳐 이루어지는 수압파쇄시 발생하는 균열의 정보는 미소진동 모니터링 방법을 통해 확인이 가능하다(Abdulaziz A. M., 2014).

전통적인 미소진동 모니터링에서는 P파와 S파의 시간간차의 차를 최소화하는 방법(Geiger, 1912)으로 위치역산을 수행해 왔다. 그러나 실제 미소진동 자료의 경우 낮은 신호대잡음 비로 인해 상대적으로 진폭이 낮은 P파 자료의 획득이 어려워져서 최근에는 S파 자료만으로도 미소진동 위치결정을 수행할 수 있는 연구가 주목받고 있다(Font *et al.*, 2004; Kim *et al.*, 2015).

또한, 미소진동 모니터링을 통해 균열의 발달상황을 파악하기 위해서는 미소진동 이벤트의 정확한 위치결정이 중요하다. 일반적으로 미소진동 이벤트의 위치결정시 사용되는 지하 하부의 속도구조는 수압파쇄 이전의 구조를 사용하게 되지만, 각 단계별 수압파쇄시 발생하는 균열에 의해 지하 하부의 속도구조는 변화하게 된다(Vlastos *et al.*, 2006; Brisco and Van der Baan, 2016). 이렇게 변화된 속도구조를 고려하지 않고 수압파쇄 이전의 구조를 사용하여 미소진동 모니터링을 수행하게 되면, 위치결정시 잘못된 속도구조로 인해 미소진동 이벤트의 위치오차가 발생하여 잘못된 균열정보를 얻게 된다(Pavlis, 1986; Castellanos and Van der Baan, 2013).

이 연구에서는 먼저 기존에 Kim *et al.* (2015)에 의해 개발된 미소진동 위치결정 알고리즘을 심부 수 km 하부를 대상으

로 하는 EGS 지열발전에 적합하도록 개선시키고자 한다. 다음으로 측정된 미소진동 자료를 통해 각 단계별 수압파쇄시 발생하는 균열에 의해 변화된 속도구조를 영상화할 수 있는 3차원 속도역산 알고리즘을 개발하고자 한다. 마지막으로 이 연구에서 개선, 개발된 알고리즘을 EGS 사이트를 모사한 속도 모델에서 발생시킨 미소진동 자료에 적용시켜 속도모델의 개선이 미소진동 발생위치 추정의 정확도를 어느 정도 향상시키는지 고찰해 보겠다.

## 미소진동 위치역산

### 아이코날 방정식을 이용한 주시계산

미소진동 이벤트의 정확한 위치결정을 위해서는 발생된 이벤트로부터 수신기까지의 정확한 주시계산을 필요로 하며, 미소진동 모니터링시 일반적으로 사용되는 주시계산 방법은 파선 추적법(ray tracing)(Jiang *et al.*, 2016)과 식 (1)과 같은 아이코날 방정식(Eikonal equation)을 유한차분법으로 푸는 방법(Kim *et al.*, 2015)이 있다.

$$\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial z}\right)^2 = \frac{1}{v^2} \quad (1)$$

파선 추적법은 복잡한 속도모델의 경우 Fig. 1과 같이 그림자 영역(shadow zone)이 나타나거나 두 점 사이에 여러개의 파선 경로가 존재하는 문제가 발생되게 된다. 반면 아이코날 방정식을 이용한 주시계산의 경우에는 발생된 미소진동의 에너지가 모든 격자점에 전파하는데 걸리는 시간을 단 한번의 계산만으로 획득이 가능하므로 계산시간상의 높은 효율성을 갖게 된다. 또한, 복잡한 속도모델에서도 적용이 가능하며, 파선 추적법에서 발생하는 그림자 영역의 문제 역시 해결이 가능하기 때문에 정확한 미소진동 모니터링이 가능하다. 따라서 이 연구에서는 Podvin과 Lecomte (1991)가 제안한 아이코날 방정식을 이용한 유한차분법으로 주시계산을 수행하였다. 한편, 미소진동 위치역산에서는 매 반복시마다 새롭게 바뀐 미소진동 발생위치에서 수신기까지의 주시계산이 필요하게 된다. 일반적으로 EGS 지열발전에서는 적은 수의 수신기를 이용하

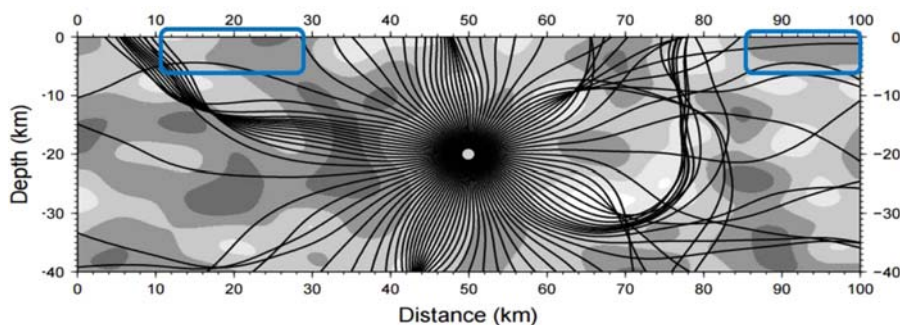


Fig. 1. Application of ray tracing method in complex velocity model. Blue boxes indicate shadow zones (taken from Rawlinson *et al.*, 2008).

여 수백개 이상의 미소진동 이벤트의 위치를 찾게 되고, 매 반복시에 반복되는 계산으로 인해 주시계산에 소요되는 계산시간은 급격히 증가하게 된다. 이 연구에서는 송·수신기간의 상반성의 원리를 이용하여 수신기를 송신원으로 하여 모든 격자점에서의 주시를 계산함으로써 송신기의 개수가 아닌 수신기의 개수만큼의 주시계산 모델링을 수행하도록 알고리즘을 구성하였다. 이렇게 계산된 주시는 속도모델과 수신기의 위치가 변하지 않는 이상 미소진동 이벤트의 발생수와는 무관하게 모든 주시계산이 가능하게 되어 미소진동 이벤트의 발생수가 증가할수록 계산의 효율성은 증대되게 된다.

### 미소진동의 위치결정 알고리즘

일반적으로 미소진동 모니터링시 미소진동의 위치는 P파의 초동주시를 독립적으로 이용하는 방법과 P파와 S파의 시간간差的 차를 이용하는 방법으로 결정할 수 있다. P파의 초동주시만을 이용할 경우, 역산의 목적함수는 식 (2)와 같이 미소진동이 발생한 시간과 위치의 함수로 구성되게 된다.

$$\Phi(t_0, x, y, z) = \sum_{i=1}^N (t_{obs}^i - t_{cal}^i)^2 \quad (2)$$

$$t_{obs}^i = t_{pick}^i - t_0 \quad (3)$$

여기서,  $t_0$ 는 미소진동이 발생한 시간,  $x, y, z$ 는 미소진동이 발생한 좌표,  $N$ 은 관측된 수신기의 개수이며,  $t_{obs}^i$ 와  $t_{cal}^i$ 는 각각  $i$ 번째 관측된 주시와 계산된 주시를 나타낸다. 하지만 식 (3)에 나타난 것처럼  $t_{obs}^i$ 는  $i$ 번째 발체된 주시  $t_{pick}^i$ 과  $t_0$ 의 차로 정의되며, 일반적인 경우 정확한 미소진동 이벤트의 발생시간을 모르기 때문에 미소진동 이벤트의 위치뿐만 아니라 발생한 시간 역시 구해야하는 역산의 변수가 되어 계산시간이 늘어나고 정확도가 떨어지게 된다.

또 다른 방법인 P파와 S파의 시간간差的 차를 최소화하는 방법(Geiger, 1912)은 이런 문제를 해결하기 위해 적용된 방법으로 목적함수는 식 (4)와 같이 구성된다.

$$\Phi(x, y, z) = \sum_{i=1}^N [(t_{pick, P}^i - t_{cal, P}^i) - (t_{pick, S}^i - t_{cal, S}^i)]^2 \quad (4)$$

여기서 하부첨자 P와 S는 각각 수신기에 기록된 P파와 S파를 뜻하며, 식 (4)의 목적함수를 사용하게 되면, 미소진동이 발생한 시간,  $t_0$ 를 계산할 필요가 없기 때문에 미소진동의 발생한 위치만의 함수로 구성되게 되어 식 (2)를 적용하였을 때보다 더욱 정확한 위치정보의 획득이 가능하다. 하지만 일반적으로 미소진동의 자료의 경우 낮은 신호대잡음비로 인해 진폭이 상대적으로 작은 P파의 초동발체가 어려운 경우가 발생되게 되며, 이런 경우에는 이 방법을 적용하지 못하는 문제가 있다.

이 문제를 해결하기 위해 제시된 방법이 모든 수신기에 기록된 주시의 조합간 시간간差的 차를 최소화시키는 방법(Font

et al., 2004; Kim et al., 2015)으로 이 때의 목적함수는 식 (5)와 같이 구성된다.

$$\Phi(x, y, z) = \sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=i+1}^N [(t_{pick}^i - t_{cal}^i) - (t_{pick}^j - t_{cal}^j)]^2 \quad (5)$$

이 방법은 P파나 S파 중 하나의 초동만이 발체되었을 경우에도 적용이 가능하고 미소진동의 발생시간에 대한 정보도 필요없다는 장점을 가지고 있으며, 뿐만 아니라 P파와 S파의 초동발체가 다 이루어진 경우에도 식 (4)에 비해 시간간差的 조합 수가 증가되어 더욱 정확한 위치결정이 가능하다.

이 목적함수를 이용한 Kim et al. (2015)에 의해 개발된 격자탐색법(Grid search)을 적용한 위치결정 모듈은 원하는 오차범위 내에서의 초기모델에 관계없이 최적의 해를 찾을 수 있다는 장점을 가지고 있지만, EGS 지열발전과 같이 심부 수 km의 방대한 범위의 3차원 모델에 적용하기에는 계산시간이 많이 걸리는 문제점이 있다. 따라서 이 연구에서는 수신기 조합간 시간간差的 차를 최소화시키는 방법을 적용하여 정확한 미소진동 이벤트의 위치결정이 가능하도록 하였으며, 격자탐색법 대신 식 (6)과 같이 행렬식을 구성하고 이를 SVD(Singular Value Decomposition)를 이용하여 풀어 방향별 변화량을 계산함으로써 큰 규모의 3차원 모델에 대해서도 발생된 미소진동 이벤트의 위치결정이 빠르게 이루어질 수 있도록 위치결정 알고리즘을 개선시켰다.

$$\begin{bmatrix} \frac{\partial(t_1-t_2)}{\partial x_e} & \frac{\partial(t_1-t_2)}{\partial y_e} & \frac{\partial(t_1-t_2)}{\partial z_e} \\ \frac{\partial(t_1-t_3)}{\partial x_e} & \frac{\partial(t_1-t_3)}{\partial y_e} & \frac{\partial(t_1-t_3)}{\partial z_e} \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial(t_{nsta-1}-t_{nsta})}{\partial x_e} & \frac{\partial(t_{nsta-1}-t_{nsta})}{\partial y_e} & \frac{\partial(t_{nsta-1}-t_{nsta})}{\partial z_e} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta x_e \\ \Delta y_e \\ \Delta z_e \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r_{1,2} \\ r_{1,3} \\ \vdots \\ r_{nsta-1, nsta} \end{bmatrix} \quad (6)$$

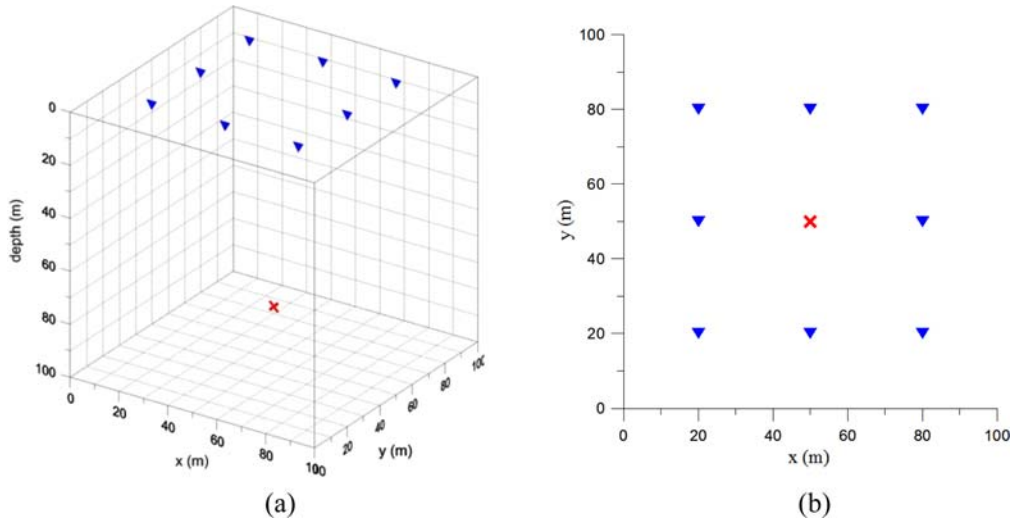
$$G\Delta m = r \quad (7)$$

$$USV^T\Delta m = r \quad (8)$$

$$\Delta m = VS^{-1}U^T r \quad (9)$$

여기서 행렬  $G$ 는 각 방향에 대한 수신기 조합간의 시간간差的 변화량,  $\Delta m$ 은 각 방향에 대한 위치좌표의 증분,  $r_{ij}$ 은 식 (5)의  $i$ 번째와  $j$ 번째의 수신기 조합간의 관측된 주시와 측정된 주시의 차를 의미한다.

이렇게 개선시킨 위치역산 알고리즘의 정확성을 확인하기 위하여 Fig. 2와 같이 2500 m/s의 P파 속도와 1500 m/s의 S파 속도를 갖는 균질 속도모델을 가정하고, 8개의 수신기를 지표에 30 m 간격으로 위치시킨 후 한 개의 미소진동 이벤트를 발생시켰다. P파나 S파 중 하나의 초동주시만을 적용시킨 경우와 P파와 S파의 초동주시를 같이 적용시킨 경우에 대해 각각 위치결정을 수행하였고, 그 결과를 Table 1에 나타내었다.



**Fig. 2.** (a) 3D view and (b) map view of schematic diagram of the velocity model with one microseismic event (cross) and eight receivers (reverse triangles).

**Table 1.** Comparison of location errors with respect to the type of input data.

Iteration	Location error using P-wave traveltimes				Location error using S-wave traveltimes				Location error using P- and S-wave traveltimes			
	x	y	z	RMS error	x	y	z	RMS error	x	y	z	RMS error
1	-2	-1	5	5.10E-4	-2	-1	5	1.42E-3	-1	-1	3	1.48E-3
2	0	0	0	4.14E-6	0	0	0	1.15E-5	0	0	0	2.18E-5
3	0	0	0	3.60E-12	0	0	0	7.01E-13	0	0	0	6.76E-12
4	0	0	0	3.60E-12	0	0	0	7.01E-13	0	0	0	6.76E-12
5	0	0	0	3.60E-12	0	0	0	7.01E-13	0	0	0	6.76E-12

개선시킨 위치역산 알고리즘의 경우 P파나 S파 중 어떤 자료를 적용시키더라도 RMS error가 거의 0에 가까우며 정확한 미소진동 이벤트의 위치를 찾는 것을 확인할 수 있다. 또한 빠르게 수렴하기 때문에 적은 수의 반복 횟수만으로도 위치결정이 가능하다는 것을 확인하였다.

## 미소진동 속도역산

### 속도역산 알고리즘

수많은 탄성파 역산 기법 중 속도변화를 영상화하는데 있어 가장 널리 사용되는 방법은 초동주기를 이용하여 역산을 수행하는 방법이며, 이 초동주기를 이용하여 지하 속도구조를 해석하는 대표적인 방법이 토모그래피법이다. 전형적인 토모그래피에서는 역산문제를 선형화시키고, 초기 속도모델을 기반으로 파선경로를 계산하게 된다. 그러나 EGS 지열발전과 같이 수압파쇄시 발생하는 미소진동의 경우에는 수백개 이상의 이벤트가 발생되고 이 이벤트와 수신기간의 파선경로와 주기를 계산하기에는 자료의 양이 매우 방대하기 때문에 계산시간이 오래걸리는 문제점과 제한된 커버리지 문제가 생기게 된다. 따라서 이 연구에서는 앞서 위치역산에 적용한 아이코날 방정식

을 이용한 유한차분식으로 주시계산을 수행함으로 모든 격자점에서의 최단주기를 효율적으로 계산하고자 하였으며, 수압파쇄에 의해 변화된 속도를 합리적으로 알아내기 위해 모델변수에 대한 다양한 제약조건을 역산과정에 포함시킬 수 있는 비선형 역산방법을 적용하였다.

이 연구에서 적용한 최소자승법에 기초한 반복적 비선형 역산에서는 식 (10)의 목적함수를 이용하여 예측오차를 최소화시키는 모델변수의 증분을 계산하게 된다. 일반적으로 역산해의 비유일성(Non-uniqueness)에 의해 역산과정은 불안정성을 내포하게 되는데 이런 불안정성을 극복하고 현실적으로 의미 있는 해를 구하기 위해 평활화 제한조건(Smoothness constraint) (식 (12))과 구조 제한조건(Structure constraint)(식 (13))을 추가하여 목적함수를 구성했다.

$$\phi(m^{(k)}) = \phi_d(m^{(k)}) + \lambda\phi_m(m^{(k)}) + \beta\phi_{ref}(m^{(k)}) \quad (10)$$

$$\phi_d(m^{(k)}) = |t_{obs} - t_{cal}|^2 \quad (11)$$

$$\phi_m(m^{(k)}) = |Cm^{(k)}|^2 \quad (12)$$

$$\phi_{ref}(m^{(k)}) = |P(m^{(k)} - m_{ref})|^2 \quad (13)$$

여기서,  $\phi_d$ 는 관측된 주시와 계산된 주시간의 데이터 오차항(data misfit),  $\lambda$ 와  $\beta$ 는 모델변수 증분에 대한 제한조건 사이의 균형을 위한 라그랑지 승수(Lagrangian multiplier)이며, 식 (12)와 식 (13)은 각각 구하고자 하는 모델변수의 증분에 대한 제한조건을 나타낸다. 식 (12)에서 행렬  $C$ 는 모델변수의 거칠기(roughness)를 계산하기 위한 7점 유한차분 연산자이고, 식 (13)의  $P$ 는 대각행렬로서 주대각 성분의 값이 구조적 제한 여부에 따라 0 또는 1을 갖게 된다.

이 역산문제는 모델변수의 증분에 대한 목적함수의 편미분을 0으로 하는 정규방정식의 해를 구하는 문제로 모델변수의 증분  $\delta m$ 은 다음 식 (14)와 같이 표현이 가능하며, 이 수식을 계산함으로 미소진동 자료를 이용한 수압파쇄시 변화된 속도 구조를 계산하게 된다.

$$\delta m^{(k)} = [J^T J + \lambda C^T C + \beta P^T P]^{-1} [J^T \delta d - \beta P^T P(m^{(k-1)} - m_{ref})] \quad (14)$$

여기서  $J$ 는 자료에 대한 모델변수의 미분으로 계산되는 민감도(sensitivity)로써 자코비안(Jacobian) 행렬을 나타내며,  $\delta d$ 는 자료 오차로써 관측된 주시와 계산된 주시의 차를 나타낸다.

### 자코비안 행렬의 구성

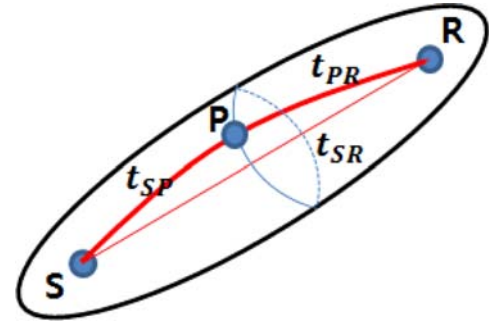
자코비안의 계산은 비선형 역산을 구성하는 가장 중요한 부분이며, 일반적으로 자코비안을 계산하는 가장 간단한 방법은 유한차분 계산식을 이용하는 증분법으로서 유한차분 계산식을 통해 미분을 근사함으로 식 (15)와 같이 자코비안이 구성되게 된다.

$$J = \begin{bmatrix} \frac{\partial t_1}{\partial s_1} & \frac{\partial t_1}{\partial s_2} & \dots & \frac{\partial t_1}{\partial s_{N_{block}}} \\ \frac{\partial t_2}{\partial s_1} & \frac{\partial t_2}{\partial s_2} & \dots & \frac{\partial t_2}{\partial s_{N_{block}}} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial t_{N_{data}}}{\partial s_1} & \frac{\partial t_{N_{data}}}{\partial s_2} & \dots & \frac{\partial t_{N_{data}}}{\partial s_{N_{block}}} \end{bmatrix} \quad (15)$$

여기서  $t$ 는 관측된 주시,  $S$ 는 역속도 벡터,  $N_{data}$ 는 관측된 자료의 개수,  $N_{block}$ 은 역산블록의 개수를 의미한다.

이러한 자코비안 행렬 구성을 위해서는 주어진 기준모델에 대해 상반성의 원리를 이용해도 수신기의 개수( $N_{rcv}$ )만큼의 주시모델링이 필요하게 되며, 역산블록의 개수( $N_{block}$ )만큼의 증분이 고려된 주시모델링이 다시 요구되므로 총  $N_{rcv} \times (1 + N_{block})$ 만큼의 주시모델링이 필요하게 된다. 또한 이 과정은 매 반복시마다 새로운 속도모델에 대해서 수행되어야 하므로 이런 방법으로 자코비안 행렬을 구성하기에는 엄청난 계산시간이 소요되게 된다.

이 연구에서는 이런 문제를 해결하고 역산의 효율성을 높이기 위해 프레넬 볼륨을 근사하는 방법(Jordi, 2015)을 이용하



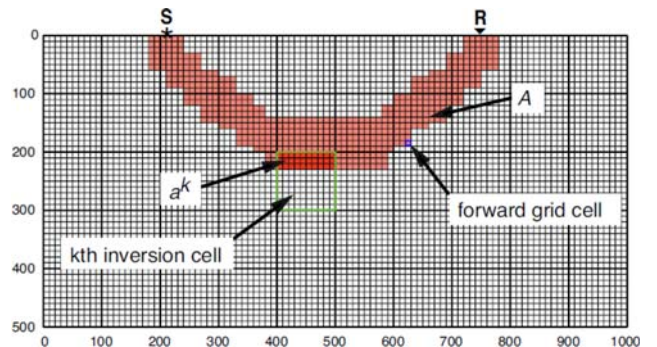
**Fig. 3.** A schematic diagram of the Fresnel volume. The source and receiver are positioned at point S and at point R, respectively, and Fresnel volume is defined as the area of P satisfying  $t_{SP} + t_{PR} - t_{SR} \leq 1/2f$ .

여 자코비안을 구성하였다. 일반적으로 탄성과 자료는 주파수 영역의 폭을 가지게 되며, Cerveny and Soares (1992)에 의하면 실제 파동은 선으로 가정된 파선뿐만 아니라 파선의 주변의 영역까지 파동의 전파에 영향을 주게 된다. 이런 파동의 경로는 Fig. 3과 같이 프레넬 볼륨으로 정의되며, 프레넬 볼륨은 송신원(S)와 수신기(R)의 위치에 따른 탄성과 전파시간 및 주파수의 함수로서 식 (16)과 같이 구성된다.

$$t_{SP} + t_{PR} - t_{SR} \leq \frac{1}{2f} \quad (16)$$

여기서  $t_{SR}$ 은 송신원으로부터 수신기까지의 최단주시,  $t_{SP}$ 는 송신원으로부터 임의의 점 P까지의 주시,  $t_{PR}$ 은 임의의 점 P부터 수신기까지의 주시,  $f$ 는 탄성과의 주 주파수를 의미한다.

파의 경로를 나타내는 프레넬 볼륨을 이용하여 Bai et al. (2014)은 Fig. 4와 같이 전체 프레넬 볼륨의 면적 대비 역산블록의 면적을 이용하여 식 (17)처럼 자코비안을 구성하였다.



**Fig. 4.** Forward and inversion grids. The Fresnel volume (red area) is discretised by forward modelling grid cells. The inversion cells, each having a constant slowness, are defined on the coarser grid. The number of forward grid cells covered by the Fresnel volume within the kth inversion cell is denoted  $a^k$  and A is the total number of forward grid cells covered by one Fresnel volume(taken from Jordi, 2015).

$$\frac{\partial t_i}{\partial s_k} = \frac{a_i^k}{A_i} \times \frac{t_i}{s_k} \quad (17)$$

여기서  $A_i$ 는  $i$ 번째 파선이 이루는 프레넬 볼륨의 면적,  $a_i^k$ 는  $i$ 번째 파선 중  $k$ 번째 역산블록에 해당하는 면적을 의미한다. 하지만 이 경우는 가중치가 프레넬 볼륨내에서 차별없이 적용되게 되는데 이를 개선하기 위해 Jordi (2015)는 Watanabe *et al.* (1999)이 제안한 식 (18)과 같은 가중함수를 적용하여 식 (19)와 같이 자코비안을 구성하였다.

$$\omega = \begin{cases} 1-2f\Delta t & (0 \leq \Delta t \leq 1/2f) \\ 0 & (1/2f \leq \Delta t) \end{cases} \quad (18)$$

$$\Delta t = t_{SP} + t_{PR} - t_{SR}$$

$$\frac{\partial t_i}{\partial s_k} = \frac{\omega_i^k}{W_i} \times \frac{t_i}{s_k} \quad (19)$$

여기서  $\omega_i^k$ 는  $i$ 번째 파선의  $k$ 번째 역산블록에 대한 가중계수를 의미하며,  $W_i$ 는  $i$ 번째 파선에 해당하는 모든 역산블록의 가중계수의 합으로 표현된다.

이 연구에서는 역산시 계산시간이 가장 많이 걸리는 자코비안의 계산을 Jordi (2015)가 제안한 방법으로 구성함으로 속도역산의 계산시간을 급격히 줄일 수 있었으며, 파선추적법(Ray tracing method)을 사용하는 일반적인 토모그래피의 제한된 송수신 커버리지 문제 역시 해결이 가능하였다. 하지만 이 방법 역시 송수신기에서 한번씩의 주시 모델링이 이루어져야 하기 때문에 EGS와 같이 심부 수 km 하부를 대상으로 하는 경우에는 여전히 계산시간이 많이 걸리는 문제점이 있다. 따라서 이 연구에서는 역산영역을 수압파쇄가 수행되는 부분으로 제한하여 수신기에서는 전체 모델의 주시계산을 수행하여 식 (18)의  $\Delta t$  중  $t_{SR}$ 과  $t_{PR}$ 을 계산하지만, 송신원에서는 제한된 속도역산의 대상지역에 대해서만 주시 모델링을 수행하여  $t_{SP}$ 를 구함으로서 역산시 소요되는 계산시간을 더욱 단축시켰다.

### 해의 안정성을 위한 제약조건

식 (14)를 통해 구해진 모델변수의 증분은 역산에 관련된 변수들로 인해 급격히 증가하거나 감소하여 큰 오차를 야기시키는 문제가 발생되기도 한다. 이런 문제를 해결하고 역산의 분해능과 안정성을 확보하기 위해 이 연구에서는 지질학적으로 의미 있는 지하의 속도분포에 대한 정보를 모델변수에 직접적으로 도입하는 방법(Kim *et al.*, 1999)을 적용하였다. 속도의 상한과 하한으로 표현된 제약요소는 다음 식 (19)와 같이 새로운 변수  $x$ 로 표현될 수 있으며,

$$x = \ln\left(\frac{m-a}{b-m}\right), a < m < b \quad (19)$$

$\delta x$ 는 다음의 식 (20)과 같이 주어지게 된다.

$$\delta x = \frac{b-a}{(m-a)(b-m)} \delta m \quad (20)$$

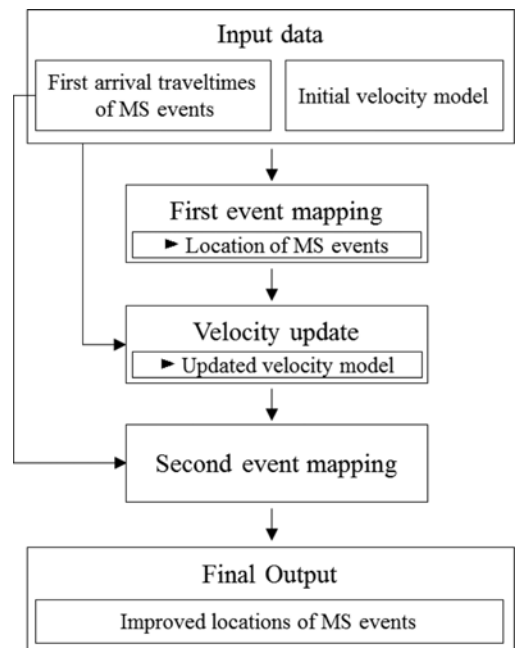
위의 식으로부터 구해진 모델변수 증분을 이용한 속도의 개선(update)은 식 (21)과 같이 정의되게 된다.

$$m_{i+1} = \frac{a(b-m_i) + b(m_i-a)e^{\delta x}}{(b-m_i) + (m_i-a)e^{\delta x}} \quad (21)$$

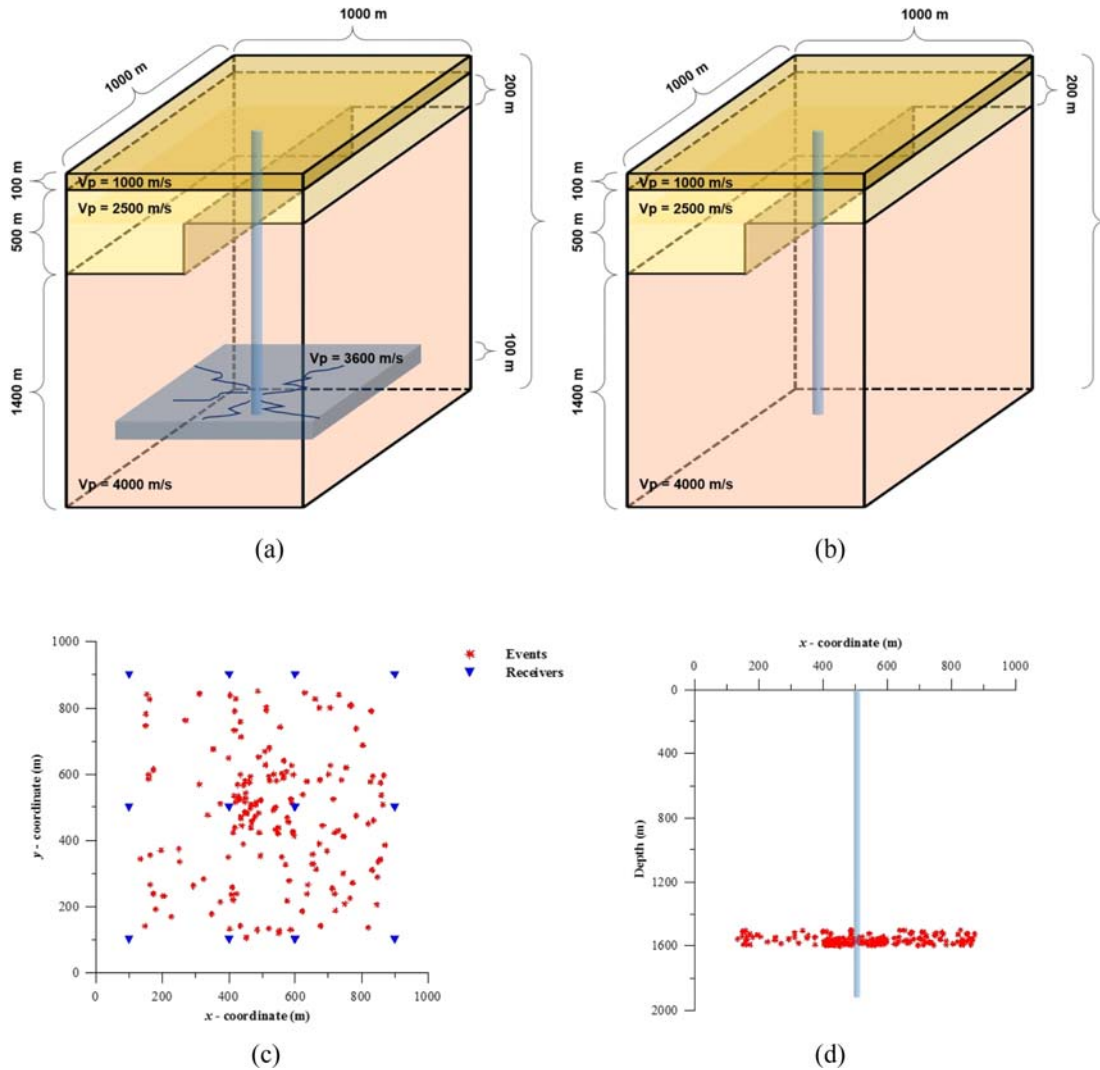
이렇게 계산된 모델변수는 그 값의 상한과 하한이 제한되어 사전정보가 반영된 보다 의미있는 해를 얻을 수 있으며, 모델변수의 증감의 범위가 한정되어 역산을 보다 안정적으로 수행 가능하게 한다.

## 수치모형실험을 통한 검증

개발된 알고리즘의 전체적인 순서도는 Fig. 5와 같이 구성되며, 먼저 초기 속도모델과 발췌된 미소진동의 초동자료를 이용하여 위치역산을 수행하여 미소진동의 위치를 결정하게 된다. 그 후 결정된 미소진동 이벤트의 위치를 송신원의 위치로 하고 발췌된 초동주시가 입력자료가 되어 위치역산시 사용된 초기 속도모델을 시작으로 하는 속도역산을 수행하게 되면 향상된 속도구조를 얻을 수 있고, 이 새로운 속도모델을 이용해 다시 한 번 위치역산을 수행함으로 수압파쇄이후 변화된 속도구조까지도 고려된 미소진동 이벤트의 위치를 획득할 수 있다.



**Fig. 5.** This flowchart shows the whole procedure of our developed algorithm which can improve the location of microseismic events by considering the velocity change.



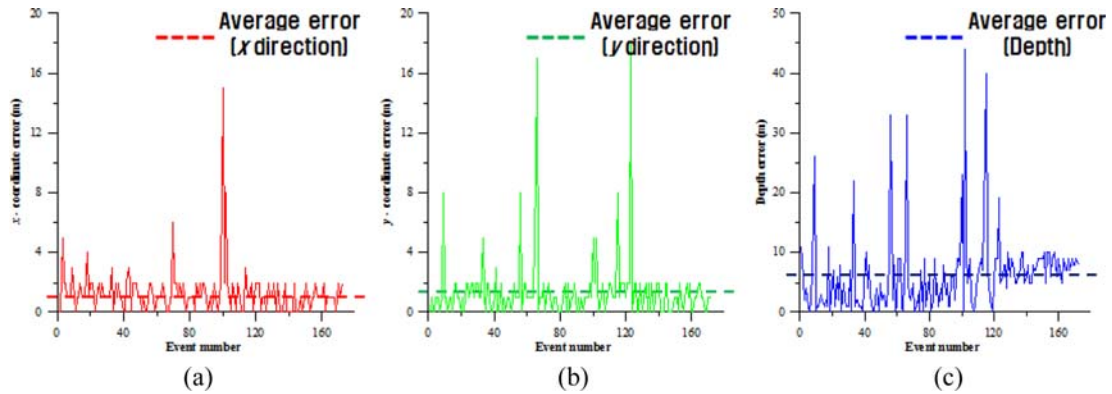
**Fig. 6.** Velocity models ((a) and (b)) and survey geometry ((c) and (d)) to simulate the occurrence of microseismic events by hydraulic fracture stimulation in EGS site. (a) represents the velocity model which was changed during hydraulic fracture stimulation at first stage. (b) shows the initial model which represents the velocity model before hydraulic fracturing performed. (c) and (d) indicate the locations of microseismic events and receivers.

개발된 알고리즘의 정확성을 검증하기 위해 Fig. 6a와 같이 첫 번째 수압파쇄에 의해 지하 하부 속도구조가 변화된 모델을 구성하고, 두 번째 수압파쇄에 의해 172개의 미소진동 이벤트가 발생한 경우(Fig. 6c, d)에 대해 수치모형 실험을 수행하였다. 수신기는 지표에 총 12개를 설치(Fig. 6c)하였고 미소진동 이벤트는 수압파쇄가 이루어지는 시추공 주변에서 대부분 발생되도록 하였으며, 위치역산과 속도역산에 사용된 초기 속도모델은 Fig. 6b와 같다.

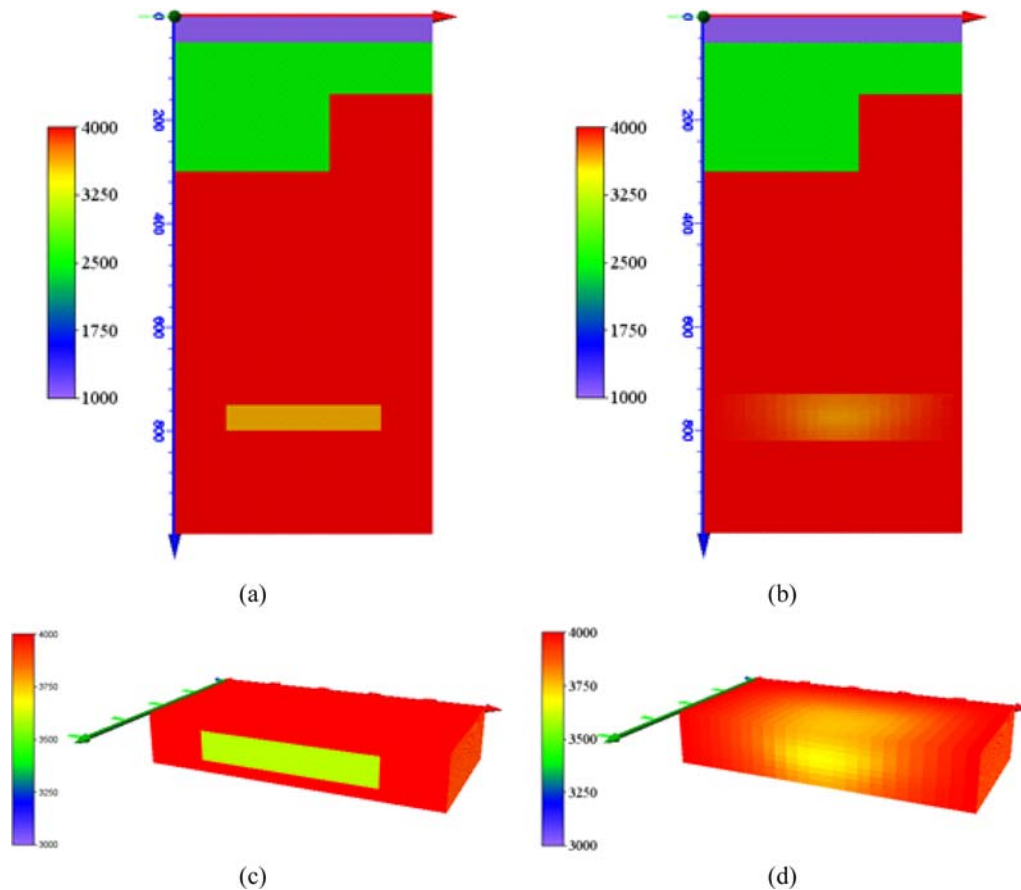
먼저 초기 속도모델을 이용하여 미소진동 위치역산을 수행하였고, 실제 미소진동의 위치와 측정된 미소진동의 위치를 통해 각 방향별 위치오차를 Fig. 7에 도시하였다. 미소진동 위치역산결과 미소진동의 수평적인 위치오차는 평균 1 m 내외로 비교적 정확한 결과를 나타내지만 수직적으로는 평균 6.16 m로 상대적으로 큰 오차를 나타내는 것을 확인할 수 있다. 따라

서 이 연구에서는 더욱 정확한 속도모델을 획득하여 발생된 위치오차를 줄이기 위해 속도역산을 수행하였으며, 이때 라그랑지 승수  $\lambda$ 와  $\beta$ 는 여러번의 실험을 거쳐 각각 정규행렬 (normal matrix:  $J^T J$ )의 주대각 성분의 최대값의 10%와 1%를 적용하였고, 그 결과를 Fig. 8에 나타내었다. 10번의 반복적인 속도역산을 수행하였으며, Fig. 8c, d는 속도변화 대상지역부근인 1460 ~ 1640 m의 실제모델과 속도역산의 결과이다. 속도역산 결과가 실제모델처럼 전 영역에 걸쳐 향상된 속도구조를 보이지 못하는 이유는 속도역산에 사용된 미소진동의 자료가 대부분 시추공 주변에 위치하기 때문에 프레넬 볼륨을 이용한 자코비안의 계산시 외곽부분에 대한 민감도가 거의 없게 되어 시추공 주변부에 대한 속도향상이 주로 이루어졌기 때문이다.

이렇게 향상된 속도모델을 이용하여 개발된 알고리즘의 순



**Fig. 7.** Location errors at each direction when initial velocity model was used in event mapping. The dashed lines indicate average errors at each direction. The vertical location showed big difference from true values while horizontal locations were well estimated because receivers are placed only at surface.



**Fig. 8.** (a) and (c) represent the true velocity model. (b) and (d) show the updated velocity model.

서도(Fig. 5)처럼 다시 위치역산을 수행하였고, 그 결과가 Fig. 9에 나타나있다. 향상된 속도모델을 이용한 미소진동의 위치역산결과 수평적인 오차는 초기 속도모델을 적용한 경우와 유사하게 1 m 내외의 오차를 보이거나 수직적인 오차는 3.97 m로 향상된 것을 확인할 수 있었다. 앞서 언급하였듯이 사용된 미소진동 자료가 대부분 시추공 주변에 위치하였기 때문에 시추공 외곽에 대한 속도향상은 거의 이루어지지 않아 초기 위치

역산에서 외곽에 위치하여 큰 위치오차를 갖는 자료들은 향상된 속도모델을 사용해도 큰 차이를 나타나지 않았지만, 시추공 주변의 경우는 시추공 주변의 10개의 미소진동 이벤트에 대해 속도역산 전-후의 위치결과를 비교한 Fig. 10과 Table 2를 보면 속도역산 후 측정된 미소진동 이벤트가 실제 위치와 거의 일치하는 것을 확인할 수 있어 속도역산 후 정확한 미소진동 모니터링이 가능하다는 것을 확인할 수 있었다.



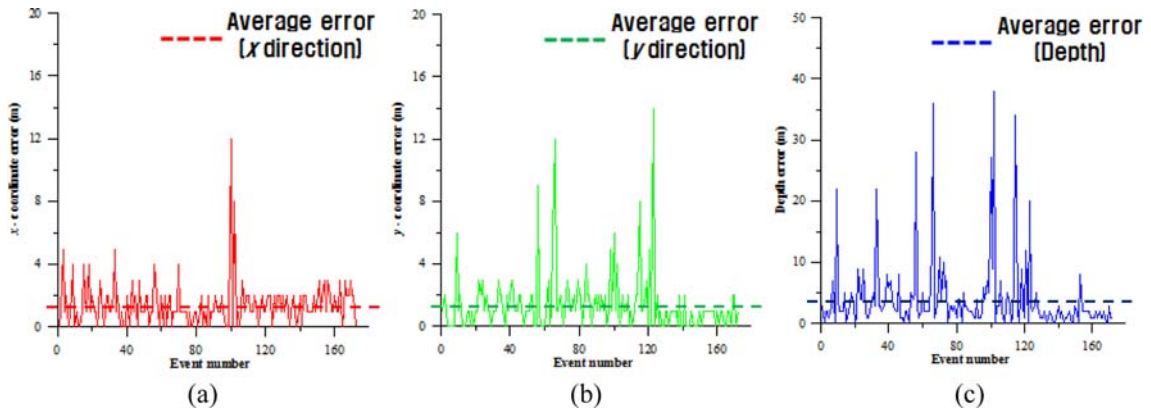


Fig. 9. Location errors at each direction when updated velocity model was used.

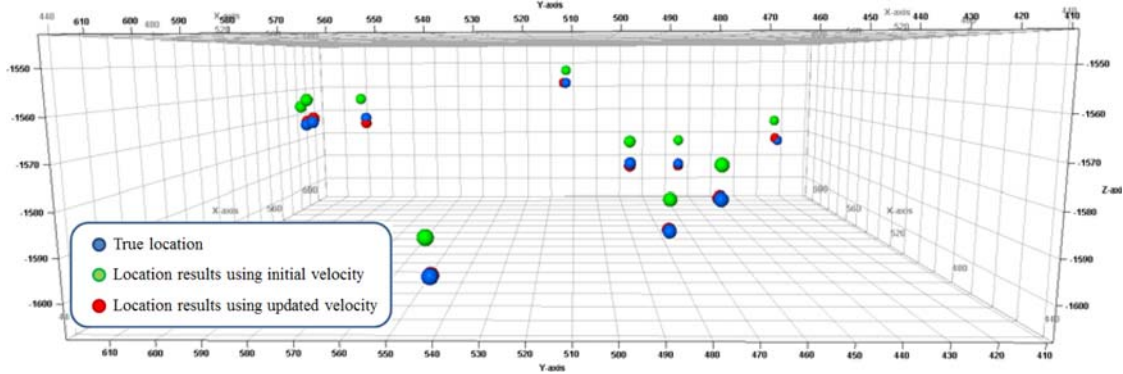


Fig. 10. Comparison of location results for 10 microseismic events. The blue circles indicate true locations of microseismic events. The green and red circles represent the locations estimated by using initial velocity and by using updated velocity, respectively.

Table 2. Comparison of location errors between using initial velocity and using updated velocity for 10 microseismic events.

Event No.	Location error using initial velocity				Location error using updated velocity			
	<i>x</i>	<i>y</i>	<i>z</i>	distance	<i>x</i>	<i>y</i>	<i>z</i>	distance
Event 1	1	1	9	9.11	1	0	0	1.00
Event 2	0	0	9	9.00	2	0	0	2.00
Event 3	0	0	9	9.00	2	0	0	2.00
Event 4	1	2	7	7.35	1	0	1	1.41
Event 5	1	2	6	6.40	1	0	1	1.41
Event 6	2	0	7	7.28	1	0	1	1.41
Event 7	1	2	7	7.34	0	0	2	2
Event 8	1	0	9	9.06	1	0	1	1.41
Event 9	1	0	5	5.10	1	1	0	1.41
Event 10	2	1	8	8.31	0	1	1	1.41

## 결론

이 연구에서는 심부 수 km 하부를 대상으로 하는 EGS 지열발전전에 적합하도록 미소진동 위치역산 알고리즘을 개선시켜 그 정확성을 확인하였으며, 측정된 미소진동 자료를 통해 각 단계별 수압파쇄시 발생하는 균열에 의해 변화된 속도구조를 영상화할 수 있는 3차원 속도역산 알고리즘을 개발하였다. 아이코날 방정식을 이용한 유한차분법으로 주시계산 모델링을

수행하게 하여 복잡한 속도구조에 대해서도 그림자 영역의 문제없이 임의의 위치에서도 정확한 주시계산이 가능하도록 하였으며, 속도역산시 계산시간의 효율성을 증대시키기 위해 속도변화 예상지역에 대해서만 주시계산 및 역산이 수행되도록 하였다. 또한, 프레넬 볼륨을 근사하는 접근방법으로 역산시 계산시간이 가장 많이 소요되는 자코비안의 계산을 수행함으로써 속도역산의 계산시간을 획기적으로 줄일 수 있었으며, 개발된 알고리즘을 EGS 사이트를 모사한 속도모델에서 얻은 미

소진동 자료에 적용시켜 그 정확성을 검증하였다. 향후 이 연구를 EGS 지열발전뿐만 아니라 수압파쇄가 이루어지는 다양한 미소진동 모니터링에 적용하면 정확한 균열의 분포와 성장 방향을 파악하는데 도움이 될 것으로 생각된다.

## 감사의 글

이 연구는 2013년도 산업통상부의 재원으로 한국에너지기술평가원(KETEP)의 지원을 받아 수행한 연구 과제입니다(No. 20133030000220).

## References

- Abdulaziz, A. M., 2014, Evaluation of Microseismicity Related to Hydraulic Fracking Operations of Petroleum Reservoirs and Its Possible Environmental Repercussions, *Open Journal of Earthquake Research*, **3**, 43-54.
- Bai, C., Li, X., Huang, G., and Greenhalgh, S., 2014, Simultaneous inversion for velocity and reflector geometry using multi-phase Fresnel volume rays, *Pure Appl. Geophys.*, **171**, 1089-1105.
- Brisco, C. and Van der Baan, M., 2016, A review of seismic velocity response to variations in pore pressure, pore-saturating fluid and confining stress, Geoconvention 2016, Calgary, Canada, March 2016.
- Castellanos, F. and Van der Baan, M., 2013, Microseismic event locations using the double-difference algorithm, *CSEG RECORDER*, **38**, 26-38.
- Cerveny, V. and Soares, J. E. P., 1992, Fresnel volume ray tracing, *Geophysics*, **57**, 902-915.
- Font, F., Kao, H., Lallemand, S., Liu, C. S., and Chiao, L. Y., 2004, Hypocentre determination offshore of eastern Taiwan using the maximum intersection method, *Geophysics*, **158**, 655-675.
- Geiger, L., 1912, Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only, *Bulletin of St. Louis University*, **8**, 56-71.
- Jiang, H., Chen, Z., Zeng, X., Lv, H., and Liu, X., 2016, Velocity calibration for microseismic event location using surface data, *Petroleum Science*, **13**, 225-236.
- Jordi, C., Schmelzbach, C., and Greenhalgh, S., 2015, On the value of frequency-dependent traveltimes tomography for surface-seismic data, *Geophysical Research Abstracts*, **17**, EGU2015-1606.
- Kim, D., Kim, M., Byun, J., and Seol, S. J., 2015, Locating microseismic events using a single vertical well data, *Jigu-Mulli-wa-Mulli-Tamsa*, **18**, 63-73.
- Kim, H. J., Song, Y., and Lee, K. H., 1999, Inequality constraint in least squares inversion of geophysical data, *Earth Planets Space*, **51**, 255-259.
- Pavlis, G. L., 1986, Appraising earthquake hypocenter location error: a complete, practical approach for single-event locations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 1699-1717.
- Podvin, P. and Lecomte, I., 1991, Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools, *Geophysical Journal International*, **105**, 271-284.
- Rawlinson, N., Hauser, J., and Sambridge, M., 2008, Seismic ray tracing and wavefront tracking in laterally heterogeneous media, *Advances in Geophysics*, **49**, 203.
- Vlastos, S., Liu, E., Main, I. G., Schoenberg, M., Narteau, C., Li, X. Y., and Maillot, B., 2006, Dual simulations of fluid flow and seismic wave propagation in a fractured network: effects of pore pressure on seismic signature, *Geophysical Journal International*, **166**, 825-838.
- Watanabe, T., Toshifumi, M., and Yuzuru, A., 1999, Seismic traveltimes tomography using Fresnel volume approach: 69th Annual Meeting, *SEG Expanded Abstracts*.