

파동장 변환을 이용한 전자탐사 주시 토모그래피

이태종¹⁾ · 서정희²⁾ · 신창수²⁾

Electromagnetic Traveltime Tomography with Wavefield Transformation

Tae Jong Lee, Jung Hee Suh and Chang Soo Shin

요 약 : 고해상의 지하 전기전도도 영상을 요하는 환경, 공학적인 적용을 위하여, 주파수영역 전자탐사 자료를 이용한 주시 토모그래피를 수행하였다. 이를 위하여 우선 변환된 파동장을 파선급수(ray series)의 합으로 근사하여 자기장으로부터 직접 파동장의 초동을 구해낼 수 있는 방법을 제시하고 그 정확성 및 적용성을 검토하였다. 균질한 무한공간에서의 자기장을 이용한 발체결과, 잡음이 없는 자료의 경우 주파수 2개를 사용하여도 아주 정확한 발체가 이루어져 그 타당성이 입증되었으며, 기존의 파동장으로 직접변환하는 방법과 비교한 결과 더 적은 주파수 자료를 이용하여도 더 정확한 발체가 이루어졌다. 층서구조 및 경사진 파쇄대 구조에 대하여 초동발체 및 반복적 비선형 토모그래피를 적용하여 만족할만한 영상을 얻었다. 그러나 전기전도도의 비율이 큰 경우는 설정한 가정에 부합되지 않아 토모그래피 영상에서 전기비저항이 낮은 층이 확대되어 나타나는 결과를 보였다. 초동발체를 위한 시간은 하나의 송, 수신 배열에 대하여 IBM PC로 10초 내외로, 현장에서 탐사를 수행하는 도중 실시간으로 발체가 가능하다. 또한 토모그래피 역산을 위한 시간도 약 3분 이내로 전체 송, 수신 배열에 대한 측정이 끝남과 동시에 지하의 단면 영상을 확인할 수 있어 전자탐사 토모그래피의 현장 적용성을 한층 높일 수 있을 것으로 기대된다.

Abstract : A traveltome tomography has been carried out by transforming electromagnetic data in frequency domain to wave-like domain. The transform uniquely relates a field satisfying a diffusion equation to an integral of the corresponding wavefield. But direct transform of frequency domain magnetic fields to wave-field domain is ill-posed problem because the kernel of the integral transform is highly damped. In this study, instead of solving such an unstable problem, it is assumed that wave-fields in transformed domain can be approximated by sum of ray series. And for further simplicity, reflection and refraction energy compared to that of direct wave is weak enough to be neglected. Then first arrival can be approximated by calculating the traveltome of direct wave only. But these assumptions are valid when the conductivity contrast between background medium and the target anomalous body is low enough. So this approach can only be applied to the models with low conductivity contrast. To verify the algorithm, traveltome calculated by this approach was compared to that of direct transform method and exact traveltome, calculated analytically, for homogeneous whole space. The error in first arrival picked by this study was less than that of direct transformation method, especially when the number of frequency samples is less than 10, or when the data are noisy. Layered earth model with varying conductivity contrasts and inclined dyke model have been successfully imaged by applying nonlinear traveltome tomography in 30 iterations within three CPU minutes on a IBM Pentium Pro 200 MHz.

Keywords : 주시 토모그래피, 전자탐사, 주파수영역, 파동장변환, 파선급수

서 론

전자탐사 토모그래피에 대해서는 회절 토모그래피의 원리를 전자탐사에 응용한 Zhou(1989) 이래 많은 토모그래피 및 역산에 대한 이론적 연구(Spies and Habashy, 1995; Alumbaugh and Morrison, 1995 등)가 이루어졌고, 시간영역(Lee and Xie, 1993; Yu and Edwards, 1997) 및 주파수영역(Nekut, 1994) 전자탐사자료를 이용한 전자탐사 주시토모그래피 연구도 활발히 진행되고 있다. 뿐만 아니라 시추공을 이용한 EM 토모그래피 탐사를 위한 장비 개발 연구(Takasugi

et al., 1996; Wilt et al., 1995 등)도 활발히 진행되고 있어, 조만간 EM 토모그래피는 장비의 개발과 그 자료처리 및 해석 기술의 보완으로 향후 고분해능을 요하는 토목 및 환경 물리탐사 분야에 크게 이바지 할 것으로 기대된다.

그러나 전자기장의 시간에 대한 1차 미분으로 나타나는 분산방정식의 근본적인 한계는 전자탐사의 적용에 있어서 가장 큰 장애 요인이 되어 왔다. 이러한 분해능의 결핍을 극복하기 위한 시도는 적절한 변환식을 이용한 파동방정식 표현으로 시작되었다. 전자기장과 파동장의 수식적인 변환식은 Labrent'ev et al.(1980)에 의해서 스칼라 분산방정식에 대하여

*1998년 12월 15일 접수

1) 전북대학교 자원공학과(Dept. of Mining and Mineral Resources Eng., Chunbuk National University)

2) 서울대학교 공과대학 지구환경시스템공학부 (Sch. of Urban, Civil & Geosystem Eng., Seoul National University)

처음 유도되었다. 이후, Lee et al.(1989)은 이들의 변환식을 벡터 분산방정식에 대한 전분변환식으로 일반화시키고 파동 방정식 모델링 알고리즘으로부터 그와 등가의 전자탐사 모델에 대한 전자반응을 구하였다.

본 연구에서는 Lee et al. (1989)에 의해 유도된 전자기장과 파동장의 변환관계식으로부터 보다 빠르고 효율적인 주시 토 모그래피가 이루어 질 수 있도록, 전자기장으로부터 파동장으로의 직접적인 변환(Lee and Xie, 1993; Lee et al., 1994)을 하는 대신 변환된 영역에서의 파동장을 파선급수(ray series; Cerveny and Ravindra, 1971)로 근사하여 전자기장으로부터 직접 파동장의 초동만을 구해낼 수 있는 방법을 제시하였다. 그리고 이를 이용하여 주시 토모그래피를 수행함으로써 주파수영역 전자탐사 자료를 이용한 주시 토모그래피의 가능성 및 그 적용성을 검토하고자 하였다.

자기장과 파동장의 변환 관계식

균질하고 등방성인 매질에서 변위전류를 무시할 수 있다고 가정하면, \mathbf{r} 에 위치한 전류 송신원 $\mathbf{j}(\mathbf{r}, t)$ 에 의한 자기장 $\mathbf{h}(\mathbf{r}, t)$ 은 맥스웰방정식으로부터 다음과 같은 분산방정식을 따르게 된다(Ward & Hohmann, 1988).

$$\nabla^2 \mathbf{h}(\mathbf{r}, t) - \mu \alpha(\mathbf{r}) \frac{\partial}{\partial t} \mathbf{h}(\mathbf{r}, t) = -\nabla \times \mathbf{j}^s(\mathbf{r}, t) \quad (1)$$

여기서, $\alpha(\mathbf{r})$ 은 매질의 전기전도도, μ 는 투자율, 전류 송신원 \mathbf{j} 는 미소길이 ds 에 흐르는 전류 $I(t)$ 로 다음과 같이 표현된다.

$$\mathbf{j}^s(\mathbf{r}, t) = I(t) ds \delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}_s)$$

한편 시간 q 와 변위 \mathbf{u} , 파원 f 에 의한 파동방정식은

$$\nabla^2 \mathbf{u}(\mathbf{r}, q) - \mu \alpha(\mathbf{r}) \frac{\partial^2}{\partial q^2} \mathbf{u}(\mathbf{r}, q) = f(\mathbf{r}, q) \quad (2)$$

으로 표현되며, 이때 파동의 속도 $v=1/\sqrt{\mu\sigma}$ 이다.

식 (1)의 분산방정식과 식 (2)의 파동방정식에서 $t=q^2$ 이라 놓고 연립하여, 자기장 \mathbf{h} 과 변위 \mathbf{u} 의 관계식을 구하면, 변환식은 거리와 무관하며 시간영역에서 다음과 같이 표현된다 (Lee et al., 1989).

$$\mathbf{h}(t) = \frac{1}{2\sqrt{\mu\sigma}} \int_0^\infty q e^{-\frac{q^2 t}{4}} \mathbf{u}(q) dq \quad (3)$$

이때 q 와 파동의 속도 v 의 차원은 각각 $\sqrt{\text{sec}}$, $m/\sqrt{\text{sec}}$ 이며 이러한 연유로 Lee et al.(1989)은 $\mathbf{u}(q)$ 를 의사 파동장(pseudo-wavefield), 의사 파동장영역을 q 영역(q -domain), 그리고 의사 파동장으로의 변환을 q -변환(q -transform)이라 불렀다. 변환식의 유도 과정에서 도입된 가정은 매질이 선형적(linear)이며 등방성(isotropic)이고 투자율은 공기중의 투자율과 같다는 것이다. 편의상 거리를 나타내는 변수 \mathbf{r} 은 변환식과 무관하므로 위 식과 이후 식에서 생략하였다.

한편 주파수 영역 전자탐사 반응을 파동장으로 변환하기 위해서 식 (3)을 푸리에변환하면 다음과 같은 변환식을 얻을 수 있다(Lee et al., 1994).

$$H(\omega) = \int_0^\infty e^{-\sqrt{i}\omega q} U(q) dq \quad (4)$$

여기서 ω 는 각주파수(angular frequency)이다.

Lee et al.(1994)은 (4)식을 사다리꼴 공식을 이용하여 이산행렬 방정식으로 구성한 후 특이치분해를 이용하여 파동장을 구하였다. 이때 파동장으로부터 자기장을 구하는 순변환(forward transform) 문제는 단순한 수치적분으로 적분의 핵함수(kernel)가 q 가 커짐에 따라 지수적으로 감소하므로 상당한 정확성과 안정성이 보장되지만, 반대로 자기장으로부터 파동장을 구하고자 하는 역변환(inverse transform)의 경우는 매우 불안정하여 안정된 해를 얻기 위해서는 적절한 정규화가 필수적으로 요구된다(Lee and Xie, 1993).

파선급수 근사를 통한 초동발체

본 연구의 목적이 파동장 변환을 이용하여 주시토모그래피를 수행하고자 하는데 있으므로 실제로 필요한 것은 초동뿐이고 따라서 Lee et al.(1994)처럼 파동장으로 완전한 변환을 하는 것은 시간적으로나 계산 용량면에서나 효율적이지 못하다.

본 연구에서는 주파수영역 자료의 변환식인 식 (4)에서 파동장 $U(q)$ 를 파선급수(ray series; Cerveny and Ravindra, 1971)에 의한 근사를 통하여 주파수영역 전자탐사 자료로부터 파동장의 초동만을 발체할 수 있는 방법을 시도하였다.

우선 (4)식은 측정 성분 및 송, 수신원과는 무관하게 성립하지만 본 연구에서는 시추공내에서의 적용이 편리한 수직자기쌍극자 송, 수신원에 의한 수직 자기장 성분만을 이용하고자 한다. 그러면 주파수영역 변환식은 이제 벡터가 아닌 스칼라의 형태로

$$H(\omega) = \int_0^\infty e^{-\sqrt{i}\omega q} U(q) dq \quad (5)$$

와 같이 쓸 수 있으며, 이때 변환된 파동장 $U(q)$ 를 다음과 같이 2차 파선급수 근사(Cerveny and Ravindra, 1971)의 합으로 표현할 수 있다고 가정하고

$$U(q) = \sum_{k=0}^{K-1} \left(a_{k0} + a_{k1} \frac{d}{dq} + a_{k2} \frac{d^2}{dq^2} \right) \delta(q - q_k) \quad (6)$$

여기서, K : 수신기에 도달하는 이벤트의 총 개수

a_{ki} , $i = 0, 1, 2$: 진폭계수(amplitude coefficients)

q_k : k 번째 이벤트의 도달시간

이를 변환식에 대입하면

$$H(\omega) = \sum_{k=0}^{K-1} (a_{k0} + \sqrt{i}\omega a_{k1} + i\omega a_{k2}) e^{-\sqrt{i}\omega q_k} \quad (7)$$

이 된다. 즉, 측정된 자기장($H(\omega)$)으로부터 파동장으로의 변환을 거치지 않고 직접 파동장영역에서의 초동(q_0)을 발췌할 수 있게 된다. 이때 측정된 자기장은 송신원으로부터 수신원으로 직접 전파한 직접파 이외에도 여러 경계면으로부터의 반사파 및 굴절파가 존재하게 되므로 정확한 초동발췌가 이루어지기 위해서는 이벤트 개수 K 를 적절히 결정하는 것이 중요하다. 본 연구에서는 빠르고 효율적인 전자탐사 주시 토모그래피 알고리즘을 개발하고자, 반사파와 굴절파는 전체 전자탐사 반응에 크게 영향을 미치지 못한다는 가정을 추가하여 직접파만의 주시를 계산하여 이를 초동으로 간주하였다. 이 경우 식 (7)은

$$H(\omega) = (a_0 + \sqrt{i\omega} a_1 + i\omega a_2) e^{-\sqrt{i\omega} q} \quad (8)$$

로 표현된다. 그러나 이러한 가정은 두 매질간의 전기전도도 비율이 작은 경우는 어느 정도 타당한 의미를 가지지만 전기전도도 비율이 큰 경우는 그렇지 못하다. 본 연구에서는 전기전도도의 비율에 따라 이러한 가정에 의한 초동 발췌의 정확성을 검토하고 그 영향을 비교함으로써 이 방법의 적용에 있어서의 한계를 명확히 하고자 하였다.

이제 변환된 파동장 영역에서의 해를 구하는 것은 주파수의 함수로 측정된 자기장으로부터 (8)식을 이용하여 진폭계수 a 와 주시 q_0 를 구하는 문제로 근사되었다. 그러나 (8)식의 역산은 구하고자 하는 변수가 서로 곱해지고 지수항에 들어가는 심한 비선형 문제로 최소화 하고자 하는 오차함수가 매우 복잡하며, 더우기 일반적인 지구물리 역산에서와는 달리, 진폭계수(a)에 대한 사전정보가 전혀 없어 적절한 초기값을 설정하기도 힘들다.

따라서 최소사승법, 능선회귀법 등과 같은 초기조건에 민감한 일반적인 국부적인 역산법(local optimization method)을 적용하는 대신 초기조건에 관계없이 광역적인 최소값에 수렴한다고 알려진 광역적 최적화 기법(global optimization techniques) 중, 비교적 그 적용이 간편하고 수렴속도가 빠른 adaptive simulated annealing(ASA; Ingber, 1993)기법을 채택하였다.

주시 토모그래피

전자탐사의 경우, 대상 불균질체의 전기전도도가 주변매질에 비해 최대 100배 차이까지 가정하는 것이 보통이다. 의사 파동장의 속도는 전기전도도의 제곱근에 반비례하므로 이 경우 의사 파동장의 속도 비는 10:1에 해당되므로 탄성파탐사에서의 최대 3:1에 비해 매우 크다. 따라서 전자탐사의 경우는 필연적으로 파선의 굴곡을 허용하는 비선형 토모그래피(non-linear tomography)가 적용되어야 할 것이다.

비선형 토모그래피를 위해서 본 연구에서는 조창수 등(1998)에 의해 개발된 Fresnel영역을 고려하는 반복적 비선형 토모그래피 알고리즘을 이용하였다. 이 방법은 파선에 파동

경로의 효과를 줄 수 있도록 Fresnel 영역을 설정하여 파동 토모그래피(wave tomography)에서 얻을 수 있는 효과를 보다 효율적으로 적용할 수 있도록 한 방법이다. 이때 파선추적은 유한차분 알고리즘(Vidale, 1988)을 개선한 파면 확장법(wave-front expanding method; Qin *et al.*, 1989)을 이용하였다. 이 방법은 송신원으로부터 수신원까지 파면을 전파시켜 모델 내의 각 지점에서의 초동시간을 계산한 후, 수신기로부터 다시 역으로 초동시간에 해당되는 파선을 추적해 나가는 방법으로 경계면에 의해 굴절된 파도 고려할 수 있는 장점이 있다.

균질 무한공간

균질한 무한공간의 경우 어떠한 경계면도 존재하지 않으므로, 전자파는 송신기로부터 수신기까지 직선으로 전파하므로 정확한 파동의 도달시간을 이론적으로 계산할 수 있다. 또한 본 연구에서 사용하고자 하는 수직 자기 쌍극자원에 의한 분산방정식의 해석적인 해가 존재하므로 초동발췌 오차를 정량적으로 검토할 수 있다.

송, 수신원의 깊이가 지표의 영향을 무시할 정도로 깊어서 균질한 전체공간이라 가정할 때, 원점에 위치한 수직자기쌍극자원으로부터 거리 r 만큼 떨어진 곳에서의 수직 자기장은 다음과 같이 표현된다(Ward & Hohmann, 1988).

$$H_z(\omega, r) = \frac{m}{4\pi r^3} e^{-ikr} \left(\frac{z^2}{r^2} (-k^2 r^2 + 3ikr + 3) + (k^2 r^2 - ikr - 1) \right) \quad (9)$$

여기서 m 은 쌍극자 모멘트, $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ 은 송신원으로부터의 거리, 그리고 k 는 변위전류를 무시한다는 가정하에 $k = \sqrt{-i\omega\mu\sigma}$ 로 전파상수이다. 이때 다음과 같은 관계를 이용하여

$$\begin{aligned} \sqrt{i} &= \frac{1+i}{\sqrt{2}} \\ ik &= i \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}} (1-i) \\ &= \sqrt{i\omega\mu\sigma} \\ k^2 &= -i\omega\mu\sigma \end{aligned} \quad (10)$$

위 식을 변형하면

$$\begin{aligned} H(\omega, r) &= (a_0 + \sqrt{i\omega} a_1 + i\omega a_2) e^{-\sqrt{i\omega} q} \\ a_0 &= -\frac{m}{4\pi r^3} \left(-\frac{3z^2}{r^2} + 1 \right) \\ a_1 &= -\frac{m\sqrt{\mu\sigma}}{4\pi r^2} \left(-\frac{3z^2}{r^2} + 1 \right) \\ a_2 &= -\frac{m\mu\sigma}{4\pi r} \left(-\frac{z^2}{r^2} + 1 \right) \end{aligned} \quad (11)$$

과 같이 되어 이는 식 (8)과 완전히 일치한다. 이는 균질한 무

한공간이므로 송신기로부터 수신기로 직접 전파하는 직접파만이 존재할 뿐 어떠한 반사나 굴절된 파도 없기 때문이다. 따라서 무한공간에서의 파동장의 속도가 $v=1/\sqrt{\mu\sigma}$ 이므로 이론적인 초동은 $q_0=\sqrt{\mu\sigma}r$ 이고 이때의 각 진폭계수들은 식 (11)로부터 계산할 수 있다.

이러한 이론적인 값과 본 연구에서의 ASA를 이용하여 역산한 결과를 사용 주파수의 개수에 따라 그리고 측정자료에 포함된 잡음의 정도에 따라 비교·검토함으로써, 탐사기기의 설계와 현장 탐사에 있어서의 지침을 마련하고자 하였다. 이를 위해 송신원을 원점에 고정시키고 수신원을 송신원과 동일평면($z=0$)으로부터 수직으로 5m씩 깊이를 늘려가며 측정된 자기장으로부터 파동장으로의 직접변환 방법(Lee et al., 1994)과 본 연구에서의 방법에 의해 초동을 발체하고 결과를 비교, 고찰하였다.

그림 1의 왼쪽 그림들은 Lee et al.(1994)의 방법인 특이치 분해를 이용하여 구한 파동장 및 발체된 초동 그리고 이론적으로 계산한 초동을 보인 것이다. 이때 송, 수신 시추공간의 거리는 50m이며 균질 무한공간의 전기비저항은 100 ohm-m이며 변환에 사용된 변수 q 는 $0\sqrt{\text{sec}}$ 부터 $0.045\sqrt{\text{sec}}$ 까지를 300개로 균등 분할하여 구하고, 이후 $0.1\sqrt{\text{sec}}$ 까지는 단순히 직선으로 연결하였다. 그리고 100 Hz-100 kHz의 범위에서 대

수적으로 10개의 주파수 자료를 이용하였다. Lee et al.(1994)은 이렇게 구한 파동장의 최대값의 위치를 초동으로 간주하였는데 이 최대값의 위치를 왼쪽 그림의 검은 점(●)으로, 이론적으로 계산한 초동을 그림의 굵은 실선으로 표시하였다. 검은 점으로 나타낸 최대값의 위치와 이론적으로 구한 초동은 약간의 오차를 보인다.

이를 좀더 자세히 살펴보기 위해 그림 1의 오른쪽 그림에 이론적인 초동과 본 연구에서의 방법에 의해 구해진 초동, 그리고 직접변환법에 의한 파동장의 최대값을 주시곡선의 형태로 표현하였다. 잡음이 전혀 없는 자료(a)의 경우 본 연구에서 구한 초동은 이론적인 값과 완벽한 일치로 두 곡선을 구분할 수 없었으나 직접변환에 의한 초동은 약간의 오차를 보인다.

(b)와 (c)는 같은 자료에 자기장의 최대값에 대해 3%, 5%의 무작위 잡음을 첨가한 자료를 가지고 발체한 결과이다. 변환된 파동장의 경우 잡음이 많아짐에 따라 정규화계수가 크게 설정되기 때문에 고주파 정보를 잃어버려 잡음이 전혀 없는 자료에 비해 파형이 상당히 부드럽다(smooth)졌음을 볼 수 있으며 이에 따라 그 발체된 초동도 이론적인 값에서 점점 멀어짐을 볼 수 있다. 반면 본 연구에서의 방법에 의해 발체된 초동의 경우, 첨가된 잡음의 성격에 좌우되어 약간씩의 오차를 보이거나 전체적으로 직접변환법에 비해 잡음에 덜 민감한 발체결과를 보인다.

다음으로 사용된 주파수 자료의 개수에 따른 발체오차를 비교하기 위해, 그림 1에서와 같은 모델에 대하여 같은 주파수범위에서 각각 10개, 7개, 4개의 주파수 자료를 이용한 결과를 그림 2에 비교하였다. 잡음이 전혀 첨가되지 않았으므로 본 연구에서의 방법은 이론적인 값과 거의 완벽한 일치를 보이는 반면, 직접변환법에 의해 구한 초동은 자료의 개수가 적을수록 정규화계수가 크게 결정되어 이론적인 값과는 상당한 차이를 보인다. 따라서 잡음이 전혀 없는 이론적인 자료에 대해서도 직접변환법의 경우 10개 이상의 주파수 자료가 필요하지만(Lee et al., 1994) 본 연구에서의 방법은 이론적으로 2개 이상의 주파수 자료만으로도 발체가 가능하다. 즉, 사용되는 주파수의 자료의 개수가 현장탐사에 있어서 시간 및 비용과 직결되는 것을 감안하면 탐사의 경제성 면에서 본 연구에서의 방법이 상당히 우수한 방법이라는 것을 시사하는 결과라 할 수 있다.

모델 적용

균질 무한공간에 대해서는 본 연구에서의 초동발체 방법이 매우 정확하며 잡음이 섞인 자료에 대해서도 상당히 뛰어난 결과를 보였다. 이는 균질 무한공간의 경우, 본 연구에서 사용한 파선급수 근사식과 균질 무한공간의 반응을 정확히 일치하여 사실상 근사적인 해가 아닌 정확한 식을 사용할 수 있었기 때문이다. 그러나 만약 지하에 전기비저항 이상체가 존

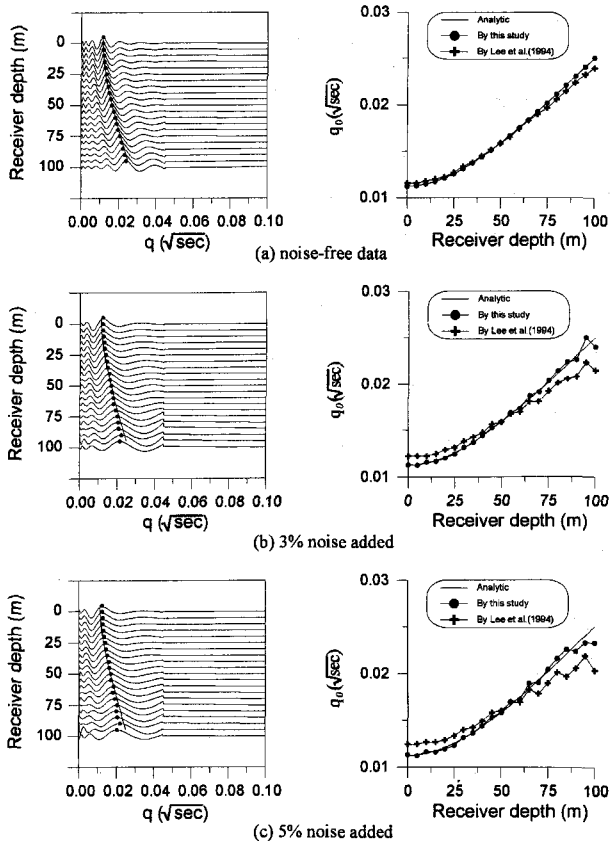


Fig. 1. Transformed wavefields (Lee et al., 1994) and comparison of first arrivals. 10 frequency samples with (a) 0%, (b) 3%, (c) 5% random noise are used.

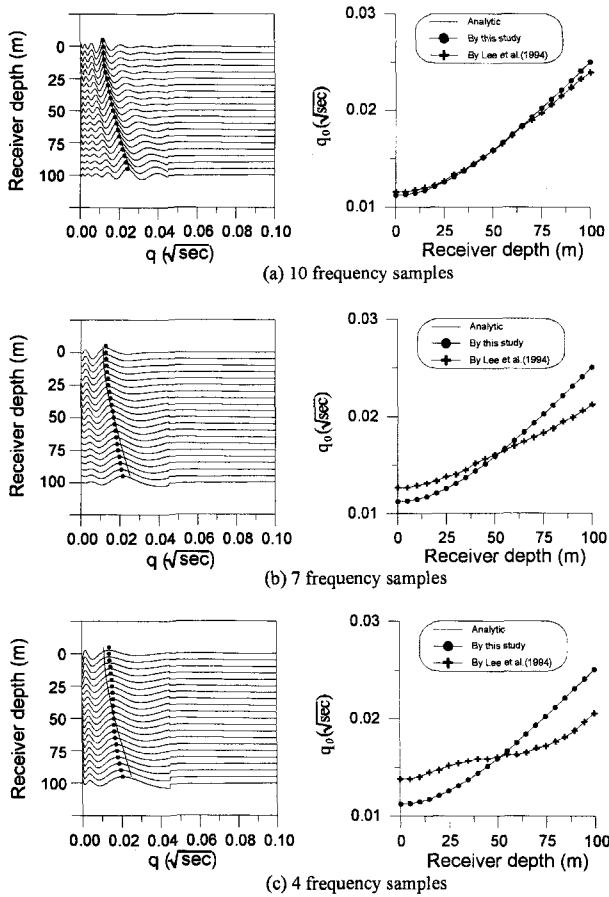
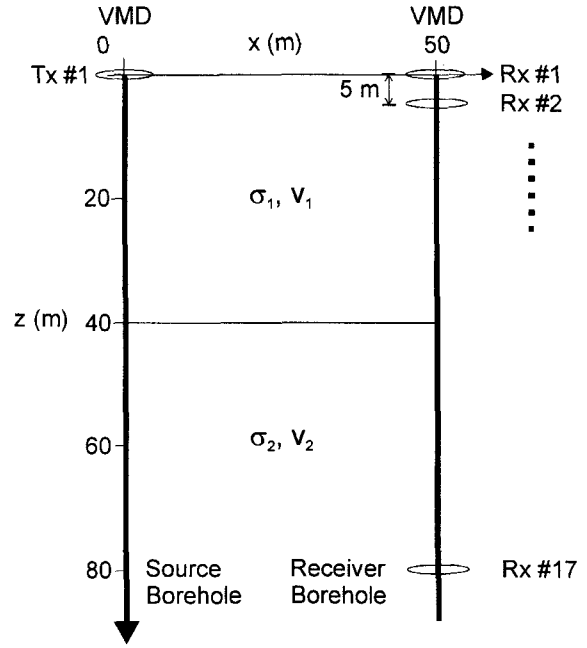


Fig. 2. Transformed wavefields (Lee *et al.*, 1994) and first arrivals using (a) 10, (b) 7, (c) 4 frequency samples, respectively.

재하는 경우는 직접파 뿐 아니라 반사파, 굴절파, 다중반사파 등의 다양한 이벤트가 존재하게 되어 균질 무한공간에서와 같은 정확한 발체를 기대하기는 어렵다. 만약, 이미 제시한 초동발체 이론에서처럼 직접파, 반사파 그리고 굴절된 모든 이벤트를 완벽하게 분리해 낼 수 있다면 정확한 초동발체가 가능할 것이지만 본 연구에서는 반사파와 굴절파는 전체 전자탐사 반응에 크게 영향을 주지 못한다는 가정하에 직접파만의 주시를 계산하여 이를 초동으로 간주하였다. 그러나 이러한 가정은 두 매질간의 전기전도도 비율이 작은 경우는 어느 정도 타당한 의미를 가지지만 전기전도도 비율이 큰 경우는 그렇지 못하다.

따라서 본 연구에서는 전기전도도의 비율에 따라 이러한 가정에 의하여 발체된 초동의 정확성을 검토하므로써 이 방법의 적용에 있어서의 한계를 명확히 하고자 하였다. 이때 발체된 초동은 Coultrip(1993)의 파선추적 알고리즘을 이용하여 계산된 초동과 비교하였다.

그림 3은 전기전도도의 비율에 따른 초동의 발체 오차 및 그 영상을 비교하기 위하여 설정한 2층 구조 모델로 상부층의 전기전도도를 0.01 S/m로 고정하고, 하부층의 전기전도도에 따라 A형(0.1 S/m), B형(0.05 S/m), C형(0.02 S/m)의 세가



Parameter	Model Type		
	A	B	C
σ_1 (S/m)		0.01	
V_1 (m/√sec)		8920	
σ_2 (S/m)	0.1	0.05	0.02
V_2 (m/√sec)	2820	3989	6307

Fig. 3. Two-layered earth model with varying conductivity contrast. The layer boundary is located at 40m deep.

지 유형으로 구성하였다. 파동장영역에서는 상부층의 속도가 8920 m/√sec, 하부층의 속도는 각각 A형 2820 m/√sec, B형 3989 m/√sec, C형 6307 m/√sec에 해당되며 각 유형의 전기전도도 및 이에 해당되는 파동장의 속도를 그림 3의 하단에 표로 나타내었다. 모든 유형에서 1층과 2층의 경계면의 깊이는 40m이다.

시추공의 간격은 50m이며, 송신원과 수신원은 수직 자기 쌍극자를 사용하였고 0m에서 80m까지 5m 간격으로 각각 17개씩 배열하여 17×17개의 초동자료를 이용하여 토모그래피를 수행하였다. 층서구조 모형을 위한 주파수영역 전자탐사 반응을 구하기 위해서 본 연구에서는 그 정확성이 이미 입증된 바 있는 EMIDNEW(Pellerin *et al.*, 1995)를 이용하였다.

우선 발체된 초동의 정확성을 확인하기 위하여 세가지 유형에 대하여 1번 송신원에 대해 Coultrip(1993)의 파선추적에 의한 초동과 본 연구에서의 방법으로 발체된 결과를 그림 4에 보였다. 그림에서 보면 전기전도도 비율이 가장 낮은 C형(그림 4c)의 경우는 Coultrip의 결과와 거의 같아서 상당히 정확한 발체가 이루어졌음을 알 수 있다. 그러나 전기전도도의 비율이 증가함에 따라 상대적인 오차가 커진다. 이는 앞서 설명한 대로 전기전도도의 비율이 커질수록 반사파 및 굴절

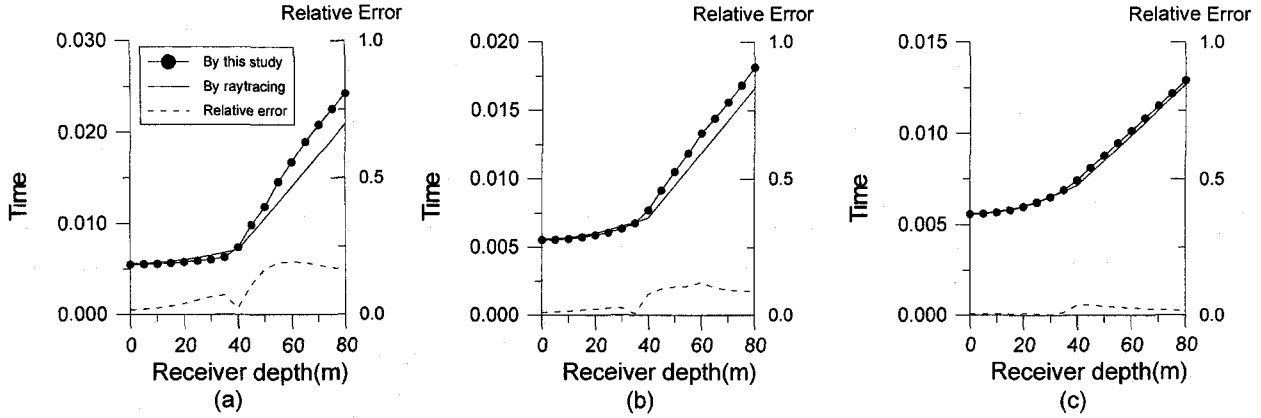


Fig. 4. Comparison of the first arrivals for the two-layered models.

The travel times between the first source and 17 receivers were obtained from this study (circle) and ray tracing (Coultrip, 1993). Each right ordinate indicates absolute values of relative errors. Used model types are as shown in figure 3. (a) Type A, (b) Type B, (c) Type C.

파의 영향이 커지기 때문인 것으로 생각된다.

한편 모든 유형에서 송, 수신원이 같은 매질 내에 있게 되는 수신기의 깊이 40 m 까지는 비교적 그 오차가 작으며 실제 도달시간보다 더 작은 값이 발체되어 실제로는 더욱 고속도(고 비저항)층으로, 그리고 송신원과 수신원이 다른 매질에 존재하는 40m 이후에서는 실제보다 더욱 저속도(저 비저항)층으로 나타난다. 이는 수신기의 깊이 40m 이전에는 반사파의 영향을, 수신기의 깊이 40m 이후에는 굴절파의 영향을 받았기 때문으로, 즉, 이 경우 반사파와 굴절파가 직접파의 위상을 보강간섭 혹은 상쇄간섭의 형태로 왜곡시켰기 때문으로 사료된다.

그림 5는 본 연구에서의 방법으로 전자탐사자료로부터 발체된 초동을 이용하여 반복적 비선형 토모그래피를 수행한 결과이다. 토모그래피 결과를 보면 전기전도도의 비율이 가장 작은 C유형(그림 5c)의 경우 각 층의 속도 및 경계면의 위

치를 잘 나타내고 있는 반면 전기전도도의 비가 커질수록 경계면이 위쪽으로 이동하여 저속도층(저비저항층)이 확장되어 보이는 현상이 관찰된다. 이것은 본래 자기장으로부터 초동을 발체할 때, 반사파와 굴절파의 영향으로 저속도층은 더 저속도층으로 고속도층은 더 고속도층으로 나타났던 현상으로부터 기인된 것이다. 즉, 이러한 초동발체에 있어서의 특징이 토모그래피 영상에도 그대로 반영되어야 하지만, 상대적으로 오차에 덜 민감한 고속도층으로 오차가 집중되기 때문에 저속도층은 본래의 속도를 나타내는 반면 고속도층은 매우 고속도층으로 나타나 토모그래피 영상에 있어서는 상대적으로 저속도층이 확대되어 보이는 결과를 초래한 것으로 사료된다.

그림 6은 Lee and Xie(1993)가 시간영역 전자탐사 자료를 이용하여 과동장영역으로의 직접 변환을 통하여 토모그래피를 수행하기 위해 설정한 모델이다. 모델의 전자탐사 반응은 층서구조의 반응으로부터 좌표계 회전을 이용하여 계산하였

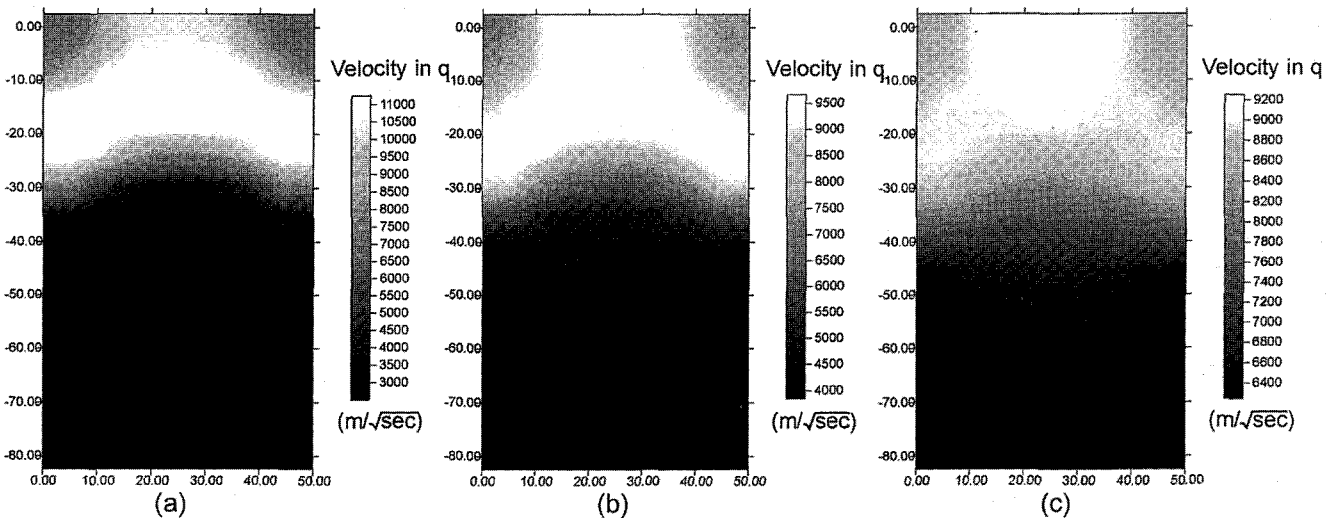


Fig. 5. Non-linear tomograms for the two-layered models shown in figure 3 using first arrivals from EM data.

(a) Type A: 8920 m/√sec-2820 m/√sec, (b) Type B: 8920 m/√sec-3989 m/√sec, (c) Type C: 8920 m/√sec-6307 m/√sec

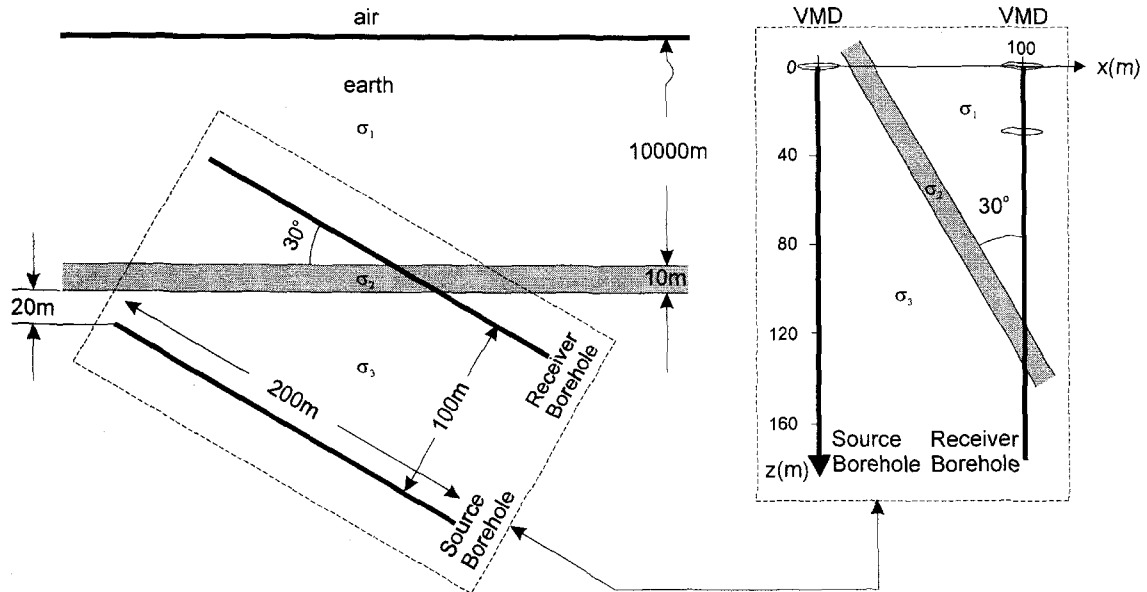


Fig. 6. Schematic diagrams for a fracture model adopted by Lee and Xie (1993), to demonstrate calculation of forward response using EM 1DNEW (Pellerin *et al.*, 1995). Conductivities of each layer is $\sigma_1=0.05$ S/m, $\sigma_2=0.2$ S/m, and $\sigma_3=0.1$ S/m.

다. 또한 지표 경계면에 의한 영향을 최소로 하기 위하여 지표로부터 10 km 깊이에 경계면을 설정하였다.

이렇게 구성된 모델은 두께 10m이고 시추공과 30°의 경사를 이루고 있는 하나의 파쇄대로 이 파쇄대의 전기전도도는 0.2 S/m이며, 파쇄대의 상부 및 하부의 전기전도도는 각각 0.05 S/m, 0.1 S/m이다. 파동장영역에서는 파쇄대, 상부층, 하부층의 속도가 각각 $1995 \text{ m}/\sqrt{\text{sec}}$, $3989 \text{ m}/\sqrt{\text{sec}}$, $2820 \text{ m}/\sqrt{\text{sec}}$ 에 해당된다. 송신 시추공과 수신 시추공의 거리는 100m이며

시추공의 깊이는 200m이다. 깊이 0m로부터 200m까지 매 10m 마다 송, 수신기를 배열하여 21×21개의 초동자료를 이용하여 토모그래피를 수행하였다.

그림 7은 주파수영역 전자탐사 자료를 이용한 본 연구에서의 방법과 시간영역 전자탐사 자료를 이용한 Lee and Xie (1993)의 결과를 비교한 것으로 (a)와 (b)는 본 연구에서 발췌된 초동에 각각 선형토모그래피와 비선형 토모그래피를 적용한 영상이며 (c)는 Lee and Xie(1993)의 결과이다.

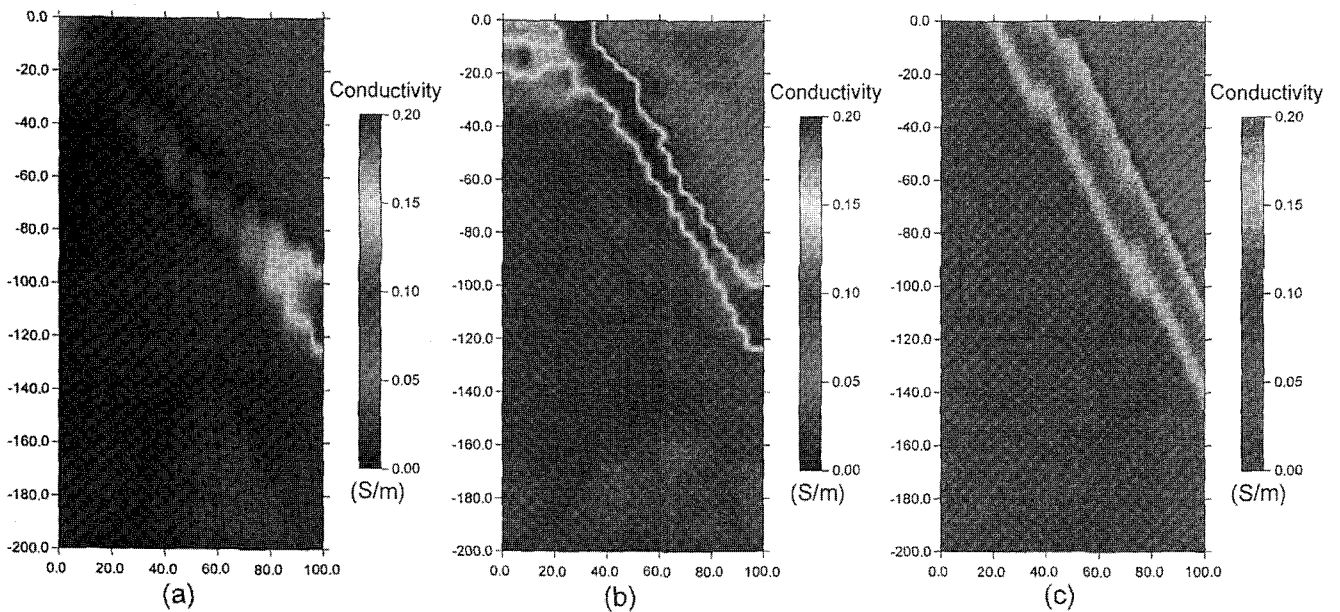


Fig. 7. Conductivity tomograms for the fracture model shown in figure 6.

(a) Linear tomogram by this study, (b) Non-linear tomogram after 30 iterations by this study, (c) Non-linear tomogram by Lee and Xie (1993)

본 연구에서 발췌된 초동을 이용하여 선형토폴로그래피와 비선형토폴로그래피를 수행한 결과인 (a)와 (b)를 비교하면 두 경우 모두 파쇄대의 경계 및 경사를 잘 구현하고 있으나 선형토폴로그래피의 경우 전기전도도의 절대적인 값에는 상당한 오차가 있으며 파쇄대의 영상이 상당히 넓게 퍼져서 나타남을 볼 수 있다. 그러나 비선형 토폴로그래피를 적용한 경우는 파쇄대의 경계 및 두께를 상당히 정확히 영상화하고 있을 뿐만 아니라 각 층의 전기전도도 또한 정확히 나타내고 있다. 다만 파쇄대의 양쪽 끝부분에서 영상의 찌그러짐이 생기는데 이는 설정한 모델이 실제로는 파쇄대가 아니라 무한한 길이를 갖는 하나의 층이기 때문에 영상화하고자 하는 영역 밖의 경계면에 의한 영향으로 판단된다.

반면 그림 7(c)의 Lee and Xie(1993)의 결과는 파쇄대의 두께가 조금 과장된 것을 제외하고는 아주 훌륭한 결과를 보인다. 이들의 결과와 본 연구에서의 결과가 차이가 나는 것은 사용한 토폴로그래피 알고리즘의 차이라고 판단된다. 즉, 토폴로그래피 알고리즘에 있어서 본 연구에서는 하나의 블록에서는 속도가 일정하다는 가정하에 토폴로그래피를 수행한 반면 Lee and Xie(1993)의 경우 블록내에서의 속도를 cubic spline 내삽을 통해 연속적으로 변화하는 함수로 근사하여 블록내에서의 속도변화를 허용하는 알고리즘을 사용하였다. 이들의 방법은 상당한 계산시간 및 계산용량을 요하는 방법으로 토폴로그래피를 위한 계산 시간은 Lee and Xie(1993)의 경우 SUN SPARCstation 2로 5시간이 소요된다. 반면 본 연구에서는 IBM PC(Pentium Pro 200)로 약 3분이 소요되었다.

또한 발췌된 초동에 있어서는 Lee and Xie(1993)의 경우 370개의 시간영역 전자탐사자료를 이용한 반면 본 연구에서는 10개의 주파수자료를 사용하였음에도 불구하고 본 연구에서 발췌된 초동과 Lee and Xie의 결과는 크게 다르지 않았다.

이러한 모든 요소를 감안한다면 본 연구에서 시도된 주파수영역 전자탐사자료를 이용한 초동발췌 알고리즘 및 반복적 비선형역산 알고리즘은 매우 효율적이며 적용성이 뛰어나다고 판단된다.

지금까지 여러 가지 모델에 본 연구에서 개발된 알고리즘을 적용한 결과, 대부분의 모델에서 만족할 만한 토폴로그래피 영상을 얻을 수 있었다. 한편 초동발췌를 위한 시간은 하나의 송, 수신 배열에 대하여 IBM PC(Pentium Pro 200)로 10초 내외로 현장에서 탐사를 수행하는 도중 실시간으로 발췌가 가능할 것으로 기대된다. 또한 토폴로그래피 역산을 위한 시간도 30번의 반복을 가정할 때 약 3분 이내로, 전체 송, 수신 배열에 대한 측정이 끝남과 동시에 지하의 단면 영상을 확인할 수 있어 전자탐사 토폴로그래피의 현장 적용성을 한층 높일 수 있을 것으로 기대된다.

결 론

본 연구에서는 Lee et al.(1994)이 제시한 주파수영역 전자

탐사자료와 파동장 변환식으로부터, 파동장을 파선급수로 근사하여 파동장의 초동만을 발췌해 낼 수 있는 방법을 제시하고 이를 주시 토폴로그래피에 적용하였다.

균질 무한공간에서의 주파수영역전자탐사 자료에 본 연구의 초동발췌 알고리즘을 적용한 결과 파동장으로의 직접 변환법보다 적은 주파수 자료를 이용하여 더 빠르고 정확한 파동장의 초동을 구해낼 수 있었다.

2층 층서구조 및 경사 파쇄대 모델에 본 연구의 초동발췌를 적용한 결과 전반적으로 경계면과 그 전기전도도를 잘 나타내어 만족할 만한 결과를 얻을 수 있었다. 그러나 본 연구에서 제시한 방법에서 반사 및 굴절된 파에 대하여 고려하지 못한 관계로 발췌된 초동이 실제 도달시간과 약간의 오차를 보이고 토폴로그래피 영상에 있어서 저비저항 이상대가 확대되어 나타났다.

또한 전기전도도의 비율에 따른 고찰에서는 전기전도도의 비율이 낮을수록 본 연구에서 설정한 가정에 부합하므로 더욱 정확한 초동발췌가 가능하였으며 본 연구에서 설정한 최대 전기전도도 비율인 1:10까지는 유용하게 본 알고리즘이 적용되어질 수 있을 것으로 판단된다.

초동발췌를 위한 시간은 하나의 송, 수신 배열에 대하여 IBM PC(Pentium Pro 200)로 10초 내외로 이는 현장에서 탐사를 수행하는 도중 실시간으로 발췌가 가능하며 토폴로그래피 역산을 위한 시간도 30번의 반복을 가정할 때 약 3분 이내로, 전체 송, 수신 배열에 대한 측정이 끝남과 동시에 지하의 단면 영상을 확인할 수 있어 전자탐사 토폴로그래피의 현장 적용성을 한층 높일 수 있을 것으로 기대된다.

감사의 글

본 논문은 한국과학재단 특정기초연구 “전기 및 전자탐사법에 의한 지하구조 영상화”로부터 연구비의 일부를 지원받았다. 당 기관에 사의를 표합니다. 또 연구진행 과정에서 조언을 아끼지 않으신 Lawrence Berkeley Lab. 이기하 박사님과 부경대학교 김희준 교수님, 한국자원연구소의 송윤호 박사님께 감사를 드립니다.

참고문헌

1. 조창수, 지준, 이두성, 1998, Fresnel 영역을 고려한 비선형 주시 토폴로그래피: 물리탐사, 1, 43-48.
2. Alumbaugh, D. L. and Morrison, H. F., 1993, Electromagnetic conductivity imaging with an iterative Born inversion: IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, 31, 758-763.
3. Cerveny, V. and Ravindra, R., 1971, Theory of seismic head waves: University of Toronto Press.
4. Coultrip, R. L., 1993, High-accuracy wavefront tracing travel-time calculation: Geophysics, 58, 284-292.
5. Ingber, L., 1993, Adaptive Simulated Annealing(ASA): [ftp.alumni.caltech.edu: pub/ingber/ ASA.zip], McLean, VA, Lest-

- er Ingber Research.
6. Labrent'ev, M. M., Romanov, V. G. and Shishatskii, S. P., 1980, Ill-posed problems of mathematical physics and analysis (in Russian): Nauka.
 7. Lee, K. H., Liu, G. and Morrison, H. F., 1989, A new approach to modeling the electromagnetic response of conductive media: *Geophysics*, **54**, 1180-1192.
 8. Lee, K. H. and Xie, G., 1993, A new approach to imaging with low-frequency electromagnetic fields: *Geophysics*, **58**, 780-796.
 9. Lee, K. H., Xie, G., Habashy, T. M. and Torres-Verdin, C., 1994, Wavefield transform of electromagnetic fields: 64th Ann. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, Los Angeles, USA, 633-635.
 10. Nekut, A. G., 1994, Electromagnetic ray-trace tomography: *Geophysics*, **59**, 371-377.
 11. Pellerin, L., Labson, V. F. and Pfeifer, M. C., 1995, VETEM - A very early time electromagnetic system, Proceeding of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP), 725-731.
 12. Qin, F., Olsen, K. B., Cai, W. and Schuster, G. T., 1989, Finite-difference solution of the eikonal equation along expanding wavefronts: *Geophysics*, **57**, 478-487.
 13. Spies, B. R. and Habashy, T. M., 1995, Sensitivity analysis of crosswell electromagnetics: *Geophysics*, **60**, 834-845.
 14. Takasugi, S., Miura, Y. and Arai, E., 1996, Conceptual design of an electromagnetic tomography system: *J. of Appl. Geophys.*, **35**, 199-207.
 15. Vidale, J., 1988, Finite-difference calculation of travel times: *Bull. Seis. Soc. Am.*, **78**, 2062-2076.
 16. Ward, S. H. and Hohmann, G. W., 1988, Electromagnetic theory for geophysical applications, in Nabighian, M. N., Ed., *Electromagnetic methods in applied geophysics- Volume 1-Theory*, Ch. 4: Soc. of Expl. Geophys..
 17. Wilt, M., Lee, K. H. and Alumbaugh, D., 1995, Crosshole electromagnetic tomography - A new technology for oil field characterization: *The Leading Edge*, **14**, 173-177.
 18. Yu, L. and Edwards, R. N., 1997, On crosswell diffusive time-domain electromagnetic tomography: *Geophys. J. Int.*, **130**, 449-459.
 19. Zhou, Q., 1989, Audio-frequency electromagnetic tomography for reservoir evaluation: Ph. D. Thesis, University of California at Berkeley.