

수평다층구조에 대한 시간영역 전자기장의 계산법

장한길로 · 김희준*

부경대학교 에너지자원공학과

A Scheme for Computing Time-domain Electromagnetic Fields of a Horizontally Layered Earth

Hangilro Jang and Hee Joon Kim*

Department of Energy Resources Engineering, Pukyong National University

요 약: 유한길이의 다중 송수신 쌍극자에 의한 수평다층구조의 시간영역 전자기장을 계산하기 위한 컴퓨터 프로그램을 개발하였다. 시간영역 반응은 주파수영역에서 계산된 값에 빠른 역푸리에변환(inverse fast Fourier transform: FFT)을 적용하여 효율적으로 얻을 수 있다. 먼저 대수영역에서 등간격으로 한 decade 당 10개의 주파수영역 반응을 구한 후 FFT를 적용시키기 위해 3차 스플라인 사이채움(cubic spline interpolation)을 실시한다. 이 때 위상의 경우에는 스플라인 사이채움 이전에 위상곡선을 연속적으로 만들어 주는 과정이 추가된다. 스플라인 사이채움된 자료들은 송신전류파형과 곱말기(convolution)를 한 후 FFT를 통해 시간영역 자료로 만들어진다. 이 논문에서는 step-off 파형만 고려하였다. 개발된 시간영역 프로그램은 해석해와 해양 탄화수소 저류층 모델에 대한 반응을 이용하여 검증하였으며, 그 결과는 충분히 정확함을 확인 할 수 있었다.

주요어: 전자기, 시간영역, step-off, 주파수, 위상

Abstract: A computer program has been developed to estimate time-domain electromagnetic (EM) responses for a one-dimensional model with multiple source and receiver dipoles that are finite in length. The time-domain solution can be obtained by applying an inverse fast Fourier transform (FFT) to frequency-domain fields for efficiency. Frequency-domain responses are first obtained for 10 logarithmically equidistant frequencies per decade, and then cubic spline interpolated to get the FFT input. In the case of phases, the phase curve must be made to be continuous prior to the spline interpolation. The spline interpolated data are convolved with a source current waveform prior to FFT. In this paper, only a step-off waveform is considered. This time-domain code is verified with an analytic solution and EM responses for a marine hydrocarbon reservoir model. Through these comparisons, we can confirm that the accuracy of the developed program is fairly high.

Keywords: electromagnetic, time domain, step-off, frequency, phase

서 론

1차원 수평다층구조에 대한 전자기장 계산은 전자탐사의 탐사 설계에서부터 측정 자료의 해석에 이르기까지 다양한 분야에서 이용된다(김희준 등, 2009). EM1D는 1차원모델에 대한 전자기 반응을 주파수 영역에서 계산하는 프로그램으로 전자

탐사와 관련하여 많이 사용되는 프로그램 중의 하나이다(Kim et al., 1997). 이 프로그램은 송신원으로서 전류원과 자기원을 모두 사용할 수 있을 뿐만 아니라 송신과 수신 위치를 지표, 공중, 지하 어디에든 자유롭게 지정할 수 있다. 프로그램은 크게 Hankel 변환의 핵함수(kernel function)를 유도하는 부분과 그 Hankel 변환의 적분을 구하는 부분으로 나눌 수 있다. 이중 핵함수 유도부분은 개발 당시부터 완성도가 높아서 비교적 초기에 특이(singular)항을 제거하는 기능이 추가된 것 외에는 큰 수정이 이루어지지 않았다. 그러나 Hankel 변환 적분 부분은 EM1D 개발 이후 여러 번 수정이 되었고 현재 쓰이고 있는 것은 수치필터 DZHANK (Anderson, 1989)를 장착한 버전이다.

초기 프로그램이 개발된 이후 많은 연구자들에 의해 여러 버전의 EM1D가 개발되었다. 일반적인 전자탐사 문제는 전도

2013년 2월 4일 접수; 2013년 7월 23일 수정; 2013년 7월 26일 채택

*Corresponding author

E-mail: hejkim@pknu.ac.kr

Address: 599-1 Daeyeon-dong, Nam-gu, Busan 608-737, Korea

©2013, 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.

전류(conduction current)를 중심으로 생각하기 때문에 개발 초기에는 EMID도 준정적근사(quasi-static approximation)가 성립하는 낮은 주파수대역에 초점이 맞춰져 있었다. 그러나 변위 전류(displacement current)를 무시할 수 없는 높은 주파수대역에 대한 전자기장 계산으로 그 영역을 넓히기 위해 이 영역에서의 핵함수의 급격히 변화를 수치필터보다 정확히 계산할 수 있는 Gauss 구적법(Gaussian quadrature)이 Hankel 변환 계산에 이용되었다(Song *et al.*, 2002). 또한 전기적 물성의 주파수 의존성을 다루기 위해 Cole-Cole 모델을 이용하는 EMID도 개발되었다(Kim *et al.*, 1997).

DZHANK를 이용한 배경밀도 프로그램은 준정적근사가 성립하는 주파수대역에서는 대단히 정확도가 높으나 3차원 역산에서와 같이 1차장을 반복 계산해야 하는 경우에는 필터의 길이가 길기 때문에 계산시간 면에서 부담이 될 수 있다. 한편, 수치필터는 초기의 푸리에변환을 이용하여 필터 계수를 유도하는 방법 대신 Wiener-Hopf 최소화를 이용하는 방법이 도입되었고, 지금은 길이가 짧으면서도 성능이 좋은 필터가 많이 개발되어 있다(김희준, 2011; Johansen and Sørensen, 1979; Guptasarma, 1982; Christensen, 1990, 1991; Sørensen and Christensen, 1994; Guptasarma and Singh, 1997).

이 논문에서는 1차원 수평다층구조의 주파수영역 전자기 반응을 계산하는 EMID를 이용하여 시간영역 전자기 반응을 계산하는 방법에 대하여 소개한다. 시간영역 전자기장 측정에서는 일반적으로 송수신기 간격이 상대적으로 작을 뿐만 아니라 측정 신호에는 모든 주파수성분을 포함하고 있기 때문에 전류원의 크기를 감안할 수 있는 방법은 필수적이다(Jang *et al.*, 2013). 이 연구에서는 유한길이(finite-length)의 다중 송수신 쌍극자를 고려 하여 구한 주파수영역 전자기장을 역푸리에변환을 통해 시간영역으로 바꾸는 방법과 그에 따른 유의사항에 대해 알아 본다. 그리고 개발된 시간영역 프로그램을 step-off 파형에 대한 해석해와 해양 탄화수소 저류층 모델에 대한 반응과의 비교를 통해 검증한다.

EMID의 확장

원래의 EMID 프로그램은 점송신원에 의한 전자기반응을 계산하도록 개발되어 있어 Lee *et al.* (2011)은 실제에 맞게 임의의 극성(polarization)을 가진 복수의 유한길이 송수신 전기 쌍극자를 사용할 수 있는 프로그램으로 수정한 바 있다. 송신과 수신 모두 일련의 유한길이 전기쌍극자로 구성되는 것으로 가정하면 수신되는 전기장은 모든 송수신 전기쌍극자에 의한 반응을 수치적으로 적분하여 얻을 수 있으며, 이는 다음과 같은 수식으로 나타낼 수 있다(Lee *et al.*, 2011).

$$E_{EMID-f} = \sum_{jr=1}^{NR} \sum_{j=1}^{NJ} w_{j,jr} l_{j,jr} \sum_{ir=1}^{NS} \sum_{i=1}^{NI} w_{i,ir} E_{EMID}(r_{j,jr}, r_{i,ir}) \quad (1)$$

여기서 NS 와 NR 은 각각 유한길이의 송신과 수신 쌍극자의 개수이다. 각각의 송수신 쌍극자는 점 쌍극자로 간주할 수 있을 만큼 충분히 작은 NI 와 NJ 개의 쌍극자로 나누어져 있다. 계수 $w_{i,ir}$ 와 $w_{j,jr}$ 은 수치적분에 사용되는 가중치이며, $l_{i,ir}$ 와 $l_{j,jr}$ 은 각 송수신 쌍극자의 길이이다. 이 연구에서는 분할된 쌍극자의 최대길이를 송수신 거리의 1/10 이하가 되도록 하였다. 수치적분에는 사다리꼴 법칙(trapezoidal rule)을 이용하였다. 실제 적분의 합산과정에서는 송수신 모두 임의의 극성을 나타내는 x, y, z 의 3성분을 지니므로 위에서 언급한 과정 외에 방향성에 관한 과정 하나가 더 필요하다.

유한길이의 쌍극자를 모델 상에서 정의하기 위해 쌍극자 좌표의 두 끝점을 입력 값으로 사용하였다. 전류 흐름의 방향이나 전압 측정은 끝점들의 입력 순서에 의해 정해진다. 수치적분의 정확도는 주어진 쌍극자를 얼마나 작게 나누냐에 따라 좌우되고 이는 송수신기의 거리와 사용되는 주파수의 영향을 받지만, 현재의 프로그램에서는 송수신기의 거리만을 고려하고 있다.

시간영역 반응

시간영역(과도현상) 전자기반응 $e(t)$ 는 주파수영역 반응 $E(\omega)$ 의 역푸리에변환을 통해 다음과 같이 얻을 수 있다.

$$e(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} E(\omega) e^{i\omega t} d\omega. \quad (2)$$

(2)식의 시간영역 해는 효율성을 위해 빠른 푸리에변환(fast Fourier transform: FFT)으로 계산할 수 있다. 먼저 선택된 수만큼의 주파수에 대해 주파수영역 반응을 대수영역에서 등간격으로 구한 후 FFT를 하기 위하여 3차 스플라인 사이채움(cubic spline interpolation)을 실시한다. 스플라인 사이채움으로 얻어진 자료들은 FFT 이전에 송신전류파형과 곱말기(convolution)한다. 개발된 프로그램은 네 가지 전류파형(step-off, square, impulse, and INPUT; Jang *et al.*, 2013) 중 하나를 선택할 수 있다. 그리고 step-off 또는 square 파형에서는 선택적으로 ramp time을 고려할 수 있으며, 그 형태는 시간에 대해 선형(linear)이다. 주파수영역의 반응 계산에는 Lee *et al.* (2011)이 개발한 유한길이의 다중 송수신 쌍극자를 고려한 프로그램을 이용하였다. 본 논문에서는 전류 차단 후의 step-off 반응에 한해서 설명한다.

FFT에서 사용되는 최저(기본)주파수는 선택한 파형의 주기 T 의 역수 $1/T$ 로 결정된다. 한편 최대(Nyquist)주파수는 파형과 직접적으로 관련이 없으나 알리아스(aliasing) 효과를 최소화 하고 시간영역 반응의 정확도를 높이기 위해서는 역푸리에변환에서 충분히 높은 주파수의 자료가 필요하다. 이 최대주파수의 선택에서는 최소 송수신간격이 전자기장이 충분히 감쇄할 것으로 생각되는 전파 깊이(skin depth)의 10배 이상이 되도록

하였다.

균질 반무한공간(half space)의 표면에서 단위 수평쌍극자로 생성된 동일선(inline) 수평 step-off 반응의 전기장 $e_x(t)$ 는 다음과 같이 주어진다(Spies and Frischknecht, 1991).

$$e_x(t) = \frac{1}{2\pi\sigma r^3} \left[\text{erf}(\theta r) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \theta r \exp(-\theta^2 r^2) \right], \quad (3)$$

여기서

$$\theta = \sqrt{\frac{\sigma\mu_0}{4t}},$$

σ 는 균질 반무한공간의 전기전도도, r 은 송신기와 수신기 사이의 거리, $\text{erf}(\cdot)$ 는 오차함수를 나타낸다.

초기시간 $t \rightarrow 0$ 일 때의 오차함수의 점근(asymptotic) 표현을 이용하면 그 step-off 반응은 다음과 같다.

$$e_x(0) = \frac{1}{\pi\sigma r^3}. \quad (4)$$

그리고 정규화된(무차원의) step-off 반응은 다음과 같다.

$$\frac{e_x(t)}{e_x(0)} = \frac{1}{2} \text{erf}(\theta r) - \frac{\theta r}{\sqrt{\pi}} \exp(-\theta^2 r^2). \quad (5)$$

Fig. 1은 각각 0.1, 0.3, 1, 3, 10 ohm-m의 전기비저항을 지니는 균질 반무한공간에 대한 정규화된 step-off 과도반응을 보여준다. 송신기와 수신기는 모두 반무한공간의 표면에 존재하며, 그 간격은 1000 m이다. 그림의 실선은 (5)식의 해석해를 나타내며, 점들은 위에서 언급한 1차원 프로그램으로 얻은 반응을 보여준다. 사용된 실제의 주파수 샘플 개수를 보면 한 예로 0.3 ohm-m의 경우 대수영역에서 등간격으로 41개 주파수에 대해 전자기 반응을 구한 후 FFT를 위해 사이채움을 통해 최종적으로 8192개의 반응으로 바꾸고 있다. 그림을 보면

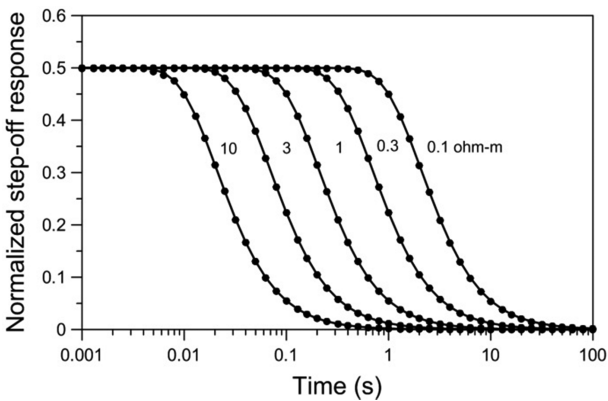


Fig. 1. Normalized step-off responses at the surface of the homogeneous half-space (After Jang *et al.*, 2013). Solid lines indicate the analytic solution and dots are numerical results from a digital filter.

수치계산 값은 이론 값과 잘 일치하고 있으며, 계산방법에 문제가 없음을 보여주고 있다.

위상의 불연속

주파수영역 반응으로부터 역푸리에변환을 통해 시간영역 반응을 구하는 방법은 탄성파나 전자탐사에서는 잘 알려진 기술이다. 특히 전자기 반응의 경우 그 값은 주파수영역에서 다음과 같이 복소수이다.

$$E(\omega) = R(\omega) + iI(\omega) \quad (6)$$

여기서 R 와 I 는 각각 실수(real; 동상, in-phase)와 허수(imaginary; 이상, out-of-phase, quadrature) 성분을, $\omega (= 2\pi f)$ 는 각주파수를 나타낸다. 그리고 그 변동폭이 크고 부호가 바뀌는 것을 감안하면 다음과 같이 진폭 $A(\omega)$ 와 위상 $P(\omega)$ 로 나타내는 것이 일반적이다.

$$A(\omega) = \sqrt{R(\omega)^2 + I(\omega)^2}, \quad (7)$$

$$P(\omega) = \tan^{-1} \frac{I(\omega)}{R(\omega)}, \quad (8)$$

보통은 주파수의 대수영역 $\log f$ 에서 등간격으로 $\log A$ 와 P (radian)를 샘플링한다. 본 연구에서는 1 decade 당 10개씩 샘플링하고 있다. 진폭에만 대수를 씌우는 이유는 그 변동폭이 크기 때문이고, 그러면 $\log A$ 와 P 의 변동폭이 비슷해지는 효과가 있다.

계산효율을 위해 FFT를 이용하려면 주파수영역 반응의 샘플링이 대수샘플링이 아니라 선형샘플링이어야 한다. 부족한 전자기장 샘플은 사이채움(interpolation)법으로 구하는 것이 효과적이다. 본 연구에서는 $\log A$ 와 P 의 사이채움을 위해서 데이터를 3차 다항식(polynomial)으로 근사하는 cubic spline (e.g., Press *et al.*, 1992)을 이용하였다. 그런데 (8)식의 arctangent는 $-\pi$ 부터 $+\pi$ 의 범위를 지니므로, 이 범위를 벗어나게 되면 주파수 변화에 따른 연속적인 위상의 변화를 제대로 표현하지 못하게 된다. 이러한 불연속적인 위상변화에 따른 사이채

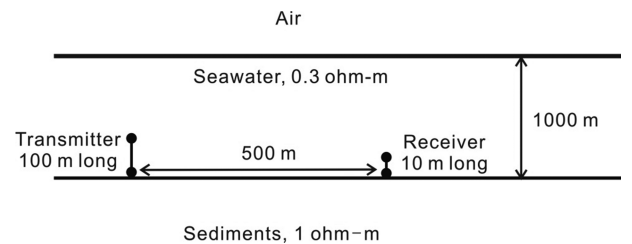


Fig. 2. A two-layered offshore model consisting of 0.3 ohm-m seawater with a depth of 1000 m and 1 ohm-m seafloor sediments. A 10 m-long, vertical receiver and a 100-m vertical transmitter are located on the seafloor and the horizontal offset is 500 m.

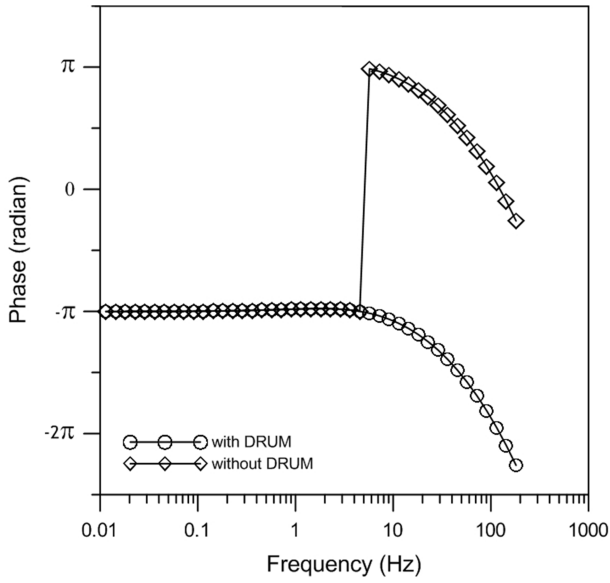


Fig. 3. Phase responses for the two-layered model shown in Fig. 2. Circle and diamond symbols indicate the responses calculated using the codes with and without subroutine DRUM, respectively.

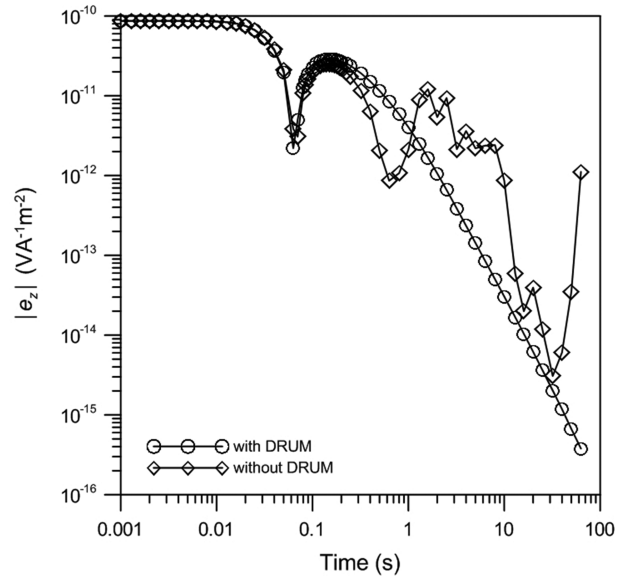


Fig. 4. Vertical electric fields for the two-layered model shown in Fig. 2. Symbols are the same as in Fig. 3.

움의 영향을 알아보기 위하여 Fig. 2의 모델에 대한 실험을 실시하였다. 모델은 수심 1000 m의 해수층을 포함한 수평 2층 구조이며, 100 m의 수직 전기쌍극자 송신원과 수직 전기(10 m) 및 수평 자기 수신점이 500 m의 거리로 해저면에 위치하고 있다. 수직의 전기쌍극자 송신원에 의한 수직적인 전류는 해양전자탐사에서 가장 큰 문제점인 공기파(air wave)를 생성하지 않으며, 지층 속의 수평적인 저항체에 민감하다는 특성을 가지고 있다 (Edwards *et al.*, 1985; Holten *et al.*, 2009; Hunziker *et al.*, 2011).

Fig. 3은 Fig. 2의 모델에 대한 시간영역의 수직방향 전기장 e_z 계산 시 스플라인 사이채움 이전의 위상 변화를 나타낸 것이다. (8)식으로 얻어지는 위상(\diamond 표)은 5 Hz 근처에서 $-\pi$ 에서 갑자기 $+\pi$ 로 이동하는 불연속이 나타난다. 이러한 현상은 위상의 평가에서 (8)식의 단순 적용으로 인해 일어나는 현상이다. 만일 이러한 상황에서 사이채움법을 적용하게 되면 실제로는 없는 값을 만들어 낼 가능성이 크다. 실제로 이 상태에서 사이채움 후 FFT를 통해 시간영역 $|e_z|$ 를 구한 결과를 Fig. 4에 나타내었다. 0.1초 이후 값이 크게 변동하는 모습을 볼 수 있는데 이는 위상의 불연속으로 인해 생긴 결과임이 분명하다.

이러한 문제점을 피하기 위해서는 Fig. 3의 \circ 표처럼 위상이 연속적으로 바뀌도록 하면 된다. 이를 위해서는 예를 들면 Robinson (1967)의 부프로그램 DRUM이 편리하다(부록 참조). 위상을 이렇게 연속적으로 변화하도록 하고 난 후에 시간영역 $|e_z|$ 를 구한 결과를 Fig. 4에 같이 표시하였다. 0.1초 이후에도 값이 연결성 있게 감소하는 모습을 확인할 수 있다.

앞서 말한 것처럼 진폭에 관해서는 logA로 표시하는 것이 일반적이기 때문에 사이채움도 logA에 대해 실시하고 난 후에

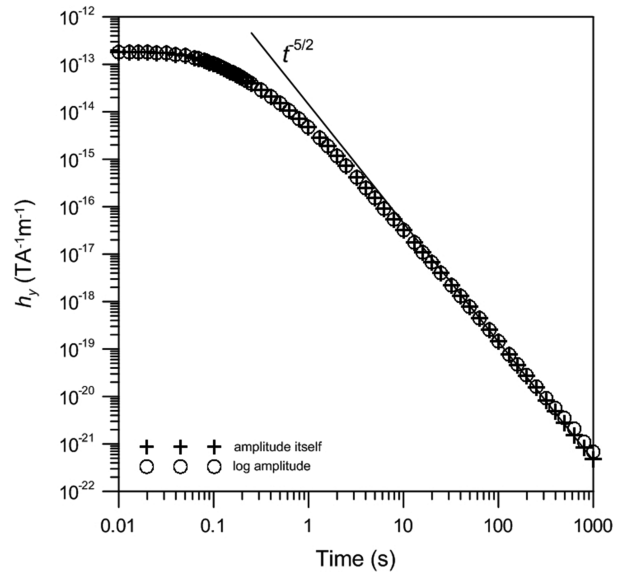


Fig. 5. Horizontal magnetic fields for the two-layered model shown in Fig. 2. Circle and cross symbols indicate the responses derived using log amplitudes and amplitude themselves, respectively and solid line represents asymptotic values proportional to $t^{-5/2}$.

A로 되돌리고 시간영역 반응을 구하게 된다. 그러나 이러한 절차는 후기시간대의 전자기반응에서 오차를 유발하는 것이 확인되었다. 한 예로 Fig. 5는 Fig. 2의 모델에 대해서 얻어지는 시간영역의 수평자기장을 나타낸 것이다. 균질 반무한공간에서 수직전기장과 수평자기장은 후기시간대에서 $t^{-5/2}$ 로 감소하는 것으로 알려져 있지만(Ward and Hohmann, 1988; Jang *et al.*, 2013), 후기시간 10초 이후만을 확대하여 보여주는 Fig. 6을 보면 100초 이후에서 logA를 쓴 결과가 $t^{-5/2}$ 의 접근선에서

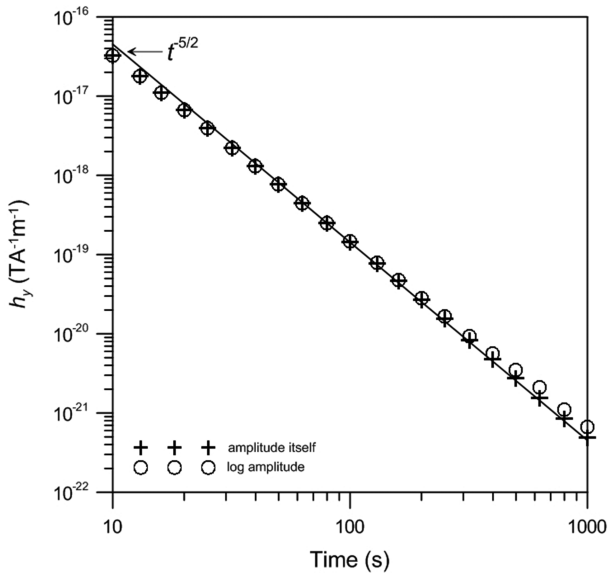


Fig. 6. Same as in Fig. 5 but showing the time range from 10 s to 1000 s.

위쪽으로 이탈하는 모습을 볼 수 있다(O표). 이에 대한 해결 방법은 이외로 간단하고 $\log A$ 대신 그냥 A 자체에 대해 사이 채움을 실시하면 된다(+표).

주파수영역 전자기장을 이용하여 시간영역 전자기장을 정확하게 계산하는 또 다른 방법은 주파수영역의 실수부와 허수부를 직접 스플라인 사이채움하여 FFT를 통해 시간영역으로 바꾸는 방법이다. 실수부와 허수부는 주파수 변화에 따라서 부호가 바뀌는 가능성이 있기 때문에 당초 사이채움이 잘 되지 않을 것으로 예상했지만, 적어도 해양전자탐사의 경우 그 결과는 진폭과 위상을 이용한 결과와 동일한 반응을 얻을 수 있었다.

결 론

이 논문에서는 1차원 수평다층구조의 주파수영역 반응을 계산하는 프로그램 EMID를 이용하여 시간영역 반응을 계산하는 방법과 그에 따른 유의사항에 대하여 논하였다. 시간영역 전자기장은 대수영역에서 등간격으로 계산한 주파수영역 반응의 3차 스플라인 사이채움과 FFT를 통해서 효율적으로 얻을 수 있다. 스플라인 사이채움 시 일어날 수 있는 주파수의 변화에 따른 위상의 불연속은 Robinson (1967)의 부프로그램 DRUM을 이용하면 쉽게 해결할 수 있다. 이렇게 계산된 시간영역 전자기장은 후기시간대의 아주 낮은 값까지 안정적인 것으로 확인되었다.

간단한 1차원 모델링은 탐사목표를 탐지하는데 필요한 송수신거리, 배열 및 주파수 등이 어느 정도인지를 아는데 효율적인 방법이다. 이 연구의 핵심은 1차원 수평다층구조의 시간영역 전자기 반응을 구하는 해법 제공에 있다. 이 해법은 빠르고 정확할 뿐만 아니라 송신원 길이의 영향을 정확하게 모델링할

수 있으며, 어떤 역산 알고리즘에도 쉽게 적용 가능하다. 그러나 현실적인 탐사에서는 탄화수소 저류층 등 실제의 3차원구조에 대한 반응의 평가를 필요로 한다. 이 3차원효과는 크든 작든 모든 전자탐사, 특히 전기장을 측정하는 방법에서 존재하는 것은 잘 알려져 있다(Commer and Newman, 2004). 따라서 향후 연구개발의 중심은 3차원기술이 될 것이다.

감사의 글

이 논문은 부경대학교 자율창의학술연구비(2013년)에 의하여 연구되었음. 논문 작성에 도움을 주신 이기하 박사님과 장한누리 박사님께 감사드립니다.

참고문헌

- Kim, H. J., 2011, A Scheme for computation Primary Fields in Modeling of Marine controlled-Source Electromagnetic Surveys, *Geophysics and Geophysical Exploration*, **14**, 185-190.
- Kim, H. J., Choi, J. H., Han, N. R., Song, Y. H., and Lee, K. H., 2009, Primary Solution Evaluations for Interpretation Electromagnetic Data, *Geophysics and Geophysical Exploration*, **12**, 361-366.
- Anderson, W. L., 1989, A hybrid fast Hankel transform algorithm for electromagnetic modeling, *Geophysics*, **54**, 263-266.
- Christensen, N. B., 1990, Optimized fast Hankel transform filters, *Geophys. Prosp.*, **38**, 545-568.
- Christensen, N. B., 1991, Reply to comments by Walter L. Anderson, *Geophys. Prosp.*, **39**, 449-450.
- Commer, M., and Newman, G., 2004, A parallel finite-difference approach for 3D transient electromagnetic modeling with galvanic sources, *Geophysics*, **69**, 1192-1202.
- Edwards, R. N., Law, L. K., Wolfgram, P. A., Nobes, D. C., Bone, M. N., Trigg, D. F., and DeLaurier, J. M., 1985, First results of the MOSES experiment: Sea sediment conductivity and thickness determination, Bute Inlet, British Columbia, by magnetometric offshore electrical sounding, *Geophysics*, **50**, 153-160.
- Guptasarma, D., 1982, Optimization of shorter digital linear filters for increased accuracy, *Geophys. Prosp.*, **30**, 501-514.
- Guptasarma, D., and Singh, B., 1997, New digital linear filters for Hankel J_0 and J_1 transforms, *Geophys. Prosp.*, **45**, 745-762.
- Holten, T., Flekkøy, E. G., Singer, B., Blixt, E. M., Hanssen, A., and Maløy, K. J., 2009, Vertical source, vertical receiver, electromagnetic technique for offshore hydrocarbon exploration, *First Break*, **27**, 89-93.
- Hunziker, J., Slob, E., and Mulder, W., 2011, Effects of the airwave in time-domain marine controlled-source electromagnetics, *Geophysics*, **76**, F251-F261. doi: 10.1190/1.3587222
- Jang, H., Jang, H., Lee, K. H., and Kim, H. J., 2013, Step-off, vertical electromagnetic responses of a deep resistivity layer buried in marine sediments, *J. Geophys. Eng.*, (in print)

- Johansen, H. K., and Sørensen, K., 1979, Fast Hankel transforms, *Geophys. Prosp.*, **27**, 876-901.
- Kim, H. J., Song, Y., and Lee, K. H., 1997, High-frequency electromagnetic inversion for a dispersive layered earth, *J. Geomag. Geoelect.*, **49**, 1439-1450.
- Lee, K. H., Jang, H., Jang, H., and Kim, H. J., 2011, Sensitivity analysis of marine controlled-source electromagnetic methods to a shallow gas-hydrate layer with 1D forward modeling, *Geosci. Jour.*, **15**, 297-303.
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T., and Flannery, B. P., 1992, *Numerical Recipes in Fortran*, 2nd ed., Cambridge, 963p.
- Robinson, E. A., 1967, *Multichannel time series analysis with digital computer programs*, Holden-Day, 298p.
- Song, Y., Kim, H. J., and Lee, K. H., 2002, High-frequency electromagnetic impedance method for subsurface imaging, *Geophysics*, **67**, 501-510.
- Sørensen, K. I., and Christensen, N. B., 1994, The fields from a finite electrical dipole – A new computational approach, *Geophysics*, **59**, 864-880.
- Spies, B. R., and Frischknecht, F. C., 1991, Electromagnetic sounding, in Nabighian, M. N., ed., *Electromagnetic methods in applied geophysics: Applications, Parts A and B*, vol. 2, Soc. Expl. Geophys., 285-425.
- Ward, S. H., and Hohmann, G. W., 1988, Electromagnetic theory for geophysical applications, in Nabighian, M. N., ed.,

Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, vol. 1, Soc. Expl. Geophys., 203-252.

부록. Subroutine DRUM

Robinson (1967)의 subroutine drum을 배정도로 바꾼 한 예는 다음과 같다.

```

Subroutine drum(lphz, phz)
  implicit real*8 (a-z, o-z)
  dimension phz(lphz)
  pi = 4.d0*datan(1.d0)
  pj = 0.d0
  do 40 i = 2, lphz
    if(dabs(phz(i)+pj-phz(i-1)-pi)) 40, 40, 10
10  if(phz(i)+pj-phz(i-1)) 20, 40, 30
20  pj = pj + pi*2.d0
    go to 40
30  pj = pj - pi*2.d0
40  phz(i) = phz(i) + pj
  return
end

```