

## MT 자료를 이용한 한반도의 심부 1차원 전기비저항 구조 연구

양준모<sup>1,\*</sup> · 이희순<sup>2</sup> · 이춘기<sup>3</sup> · 권병두<sup>4</sup>

<sup>1</sup>한국해양연구원 심해·해저자원연구부, 426-744, 경기도 안산시 상록구 사2동 1270

<sup>2</sup>경인교육대학교 과학교육과, 430-739, 경기도 안양시 만안구 석수1동 산 6-8

<sup>3</sup>Planetary Geodynamics Laboratory, NASA Goddard Space Flight Center, MD 20771, USA

<sup>4</sup>서울대학교 지구과학교육과, 151-748, 서울시 관악구 신림동 관악로 599

### 1-D Deep Resistivity Structure of the Korean Peninsula Using Magnetotelluric (MT) Data

Junmo Yang<sup>1,\*</sup>, Heuisoon Lee<sup>2</sup>, Chunki Lee<sup>3</sup>, and Byungdoo Kwon<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Deep Sea and Marine Resource Research Division, KORDI, Gyeonggi 425-600, Korea

<sup>2</sup>Department of Science Education, Gyeongin National University of Education, Gyeonggi 430-739, Korea

<sup>3</sup>Planetary Geodynamics Laboratory, NASA Goddard Space Flight Center, MD 20771, USA

<sup>4</sup>Department of Earth Science Education, Seoul National University, Seoul 151-748, Korea

**Abstract:** We examined the regional 1-D deep resistivity structure of the Korean Peninsula using MT data acquired at seven sites located in the Kyongsang Basin and Kyonggi Massif. At the sites located in the Kyongsang Basin, surrounding sea distorts observed MT response and hence this distortion, so called “sea effect”, is corrected using an iterative tensor stripping method. The 1-D layered inversion results for the seven MT sites reveal 4 layered structure, which is composed of 1) near surface layer, 2) upper crust, 3) lower crust and upper mantle, and 4) asthenosphere from the surface downward. Conrad interface, which is a boundary between upper and lower crust, is distinctly identified beneath all the MT sites. Conrad interface depth is estimated to about be 17 km in the Kyongsang Basin and about 12 km in the Kyonggi Massif, while the upper crust of the Kyongsang Basin is about 5 times more resistive than that of the Kyonggi Massif. Finally, asthenosphere is inferred to exist below a depth of approximately 100 km with a resistivity of 200-300 ohm-m.

**Keywords:** magnetotelluric, sea effect, 1-D resistivity structure, Conrad interface, asthenosphere

**요약:** 경상분지와 경기육괴 지역에서 획득된 총 7측점의 MT 자료를 이용하여 한반도의 광역적인 1차원 심부 전기비저항 구조를 조사하였다. 경상분지에 위치한 측점들은 주변 해양에 의한 왜곡을 보정하기 위해 반복적 텐서 벗겨내기 기법을 이용하여 해양효과를 보정하였다. 총 7측점에 대한 층서 구조 일차원 역산 결과는 천부지층, 상부지각, 하부 지각 및 상부 맨틀, 연약권으로 구분되는 4층 전기비저항 모델을 제시하였다. 이 중 상부지각과 하부 지각의 경계, 즉 콘라드면은 전 측점에서 뚜렷하게 나타났다. 경상분지 지역은 깊이 약 17 km, 경기육괴 지역은 약 12 km 부근에 콘라드면이 존재하였다. 또한 경상분지 지역 상부지각의 전기비저항은 경기육괴에 비해 5배 정도 높았다. 마지막으로 연약권은 깊이 약 100 km 이하에 존재하며, 200-300 ohm-m의 전기비저항을 갖는 것으로 추정되었다.

**주요어:** 자기지전류(MT) 탐사, 해양효과, 1차원 전기비저항 구조, 콘라드면, 연약권

\*Corresponding author: jun95017@kordi.re.kr

Tel: 82-31-400-7687

Fax: 82-31-400-6147

## 서 론

기본적으로 어떤 지역의 광역 지체구조를 이해하기 위해서는 1차원 심부 지각구조 규명이 선행되어야 한다. 국내의 경우, 1차원 심부 지각구조에 대한 연구는 중력 및 지진파 자료를 이용한 연구들이 주를 이루어왔다. 중력 자료를 이용한 연구들(최광선과 신영홍, 1996; 민경덕과 이영재, 2000)은 파워 스펙트럼 분석을 통하여 지각내 밀도 불연속면을 추정하였으며, 그 결과로서 상부 지각(upper crust)과 하부 지각(lower crust)의 경계인 콘라드면(Conrad interface)과 하부 지각과 상부 맨틀(upper mantle)의 경계인 맨틀면(Mantle interface)의 깊이를 제시하였다. 콘라드면의 경우, 지역별로 편차가 있으나 깊이 약 10-16 km 부근에 존재하며, 모호면은 평균적으로 깊이 31-33 km에 존재하는 것으로 보고하였다. 지진파 자료를 이용한 지각구조 연구들(Lee, 1979; 김상조와 김소구, 1983; 김성균과 정부흥, 1995; 김성균, 1995)도 주로 속도 불연속면 추정에 집중하였으며, 3층 속도모델을 제안한 김성균(1995)은 깊이 2.6, 15.5, 32.8 km에 속도 불연속면이 존재한다고 보고하였다. 최근 대규모 인공발파 실험을 통한 지각구조 연구결과(김기영 외, 2005)는 깊이 2, 14.9 km에 지각내 속도 불연속면이 존재하고, 모호면은 평균 깊이 30.8 km에 존재한다고 보고하였다. 그러나 모호면 이하 심부 구조에 대한 연구는 현재까지 수행된 사례가 없다.

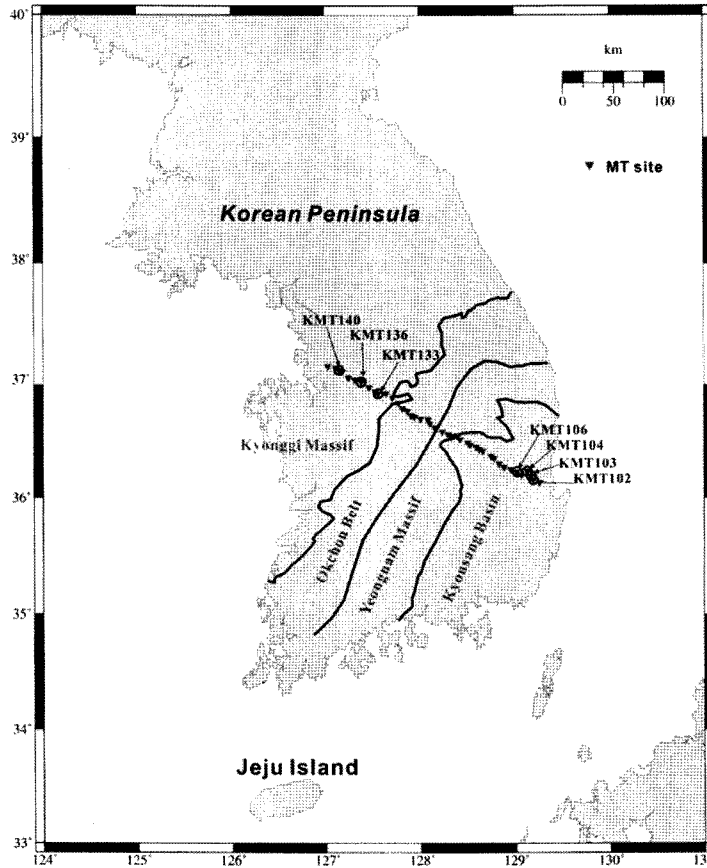
위와 같은 다수의 연구결과에도 불구하고 중력 및 지진파 자료에는 몇 가지 한계가 존재한다. 첫 번째, 중력 자료는 광역적인 지질경계를 구별할 수 있을 정도로 수평 해상도는 양호하나 수직 해상도가 불량하다는 물리적 한계가 있다. 두 번째, 지진파 자료는 상대적으로 높은 수평, 수직 해상도를 확보할 수 있으나 한반도의 경우 지진발생 빈도가 낮고 지진관측소 역시 조밀하지 않아 만족할 만한 수준의 지각구조를 얻기에 충분한 자료가 축적되지 않았다는 한계가 있다. 지진파 자료 부족을 해결하기 위해 인공발파 실험은 좋은 대안이 될 수 있으나, 발파에 수반되는 비용과 환경문제들은 그 적용을 제한하고 있다.

현재까지 한반도에서의 심부 지각구조 연구의 한계를 고려했을 때 본 연구에서 시도하는 MT 자료의 활용은 훌륭한 대안이 될 수 있다. MT 탐사는 자연적으로 발생하는 전자기장을 지표에서 측정하므로 친환경적이며 저비용이 소모되는 탐사이다. 또한 광대

역의 전자기장( $10^3$ - $10^3$  Hz)을 측정하기 때문에 깊이 수 백 m의 천부에서 수 백 km의 상부 맨틀까지 탐사가 가능하며, 심부 지각구조 연구에 충분한 수직 해상도를 갖고 있다. 국외에서는 1970년대 이후 다양한 지체구조에서 심부 지각구조 규명을 목적으로 많은 MT 탐사가 수행되었고(Boerner et al., 1999; Brasse and Soyer, 2001; Fillox, 1977; Kurtz et al., 1986; Solon et al., 2005; Spratt et al., 2009), 국내의 경우 1990년대 초 한국지질자원연구원에서 미국 EMI 사의 MT 장비를 도입하면서 탐사가 수행되었다. 본격적인 심부 MT 탐사가 수행된 것은 GPS 동기화가 가능한 MT 탐사 시스템 도입 이후이며, 제주도 및 포항 지역에서 심부지열자원 조사를 위한 탐사(송윤호 외, 2006; 최지향 외, 2007; Lee et al., 2007), 한반도의 광역 2차원 지각구조에 대한 연구 등이 성공적으로 수행된 바 있다(Lee, 2006; 이춘기 외, 2007).

현재까지 국내에서 수행된 MT 탐사자료는 상부맨틀에 이르는 심부까지 해석된 사례가 없다. 이는 1) 비교적 최근인 2000년대 이후 심부 MT 탐사자료가 본격적으로 획득되기 시작했고, 2) 조사 대상 또한 깊이 10 km 이내의 상부지각에 집중되었으며, 3) 삼면이 해양으로 둘러싸인 한반도의 특성상 저주파수 MT 반응이 주변 해양에 의해 왜곡되기 때문이다. 기존의 MT 탐사 연구결과(Lee, 2006)에 따르면, 동해안에 인접한 지역은 해양의 영향이 뚜렷이 나타나며, 이 영향을 보정하지 않을 경우 신뢰성 있는 심부구조를 얻기 어렵다고 보고하였다. 또한 심부 구조 해석시 유용한 양질의 심부 MT 탐사 측정들이 비교적 전자기적 잡음이 적은 한반도 동부에 주로 분포하고 있다는 사실도 해양효과 보정에 대한 필요성을 강조하고 있다. 따라서 신뢰성 있는 심부 지각구조 추정을 위해서는 양질의 저주파수 MT 자료뿐만 아니라 해양효과 보정 수행이라는 두 필요조건이 만족되어야 한다.

본 연구에서는 첫 번째로 기존의 심부 MT 탐사자료(Lee, 2006)로부터 심부 지각구조 추정에 적합한 MT 자료를 선별하고, 두 번째로 양준모 외(2008)가 개발한 해양효과 보정기법을 이용하여 해양효과가 의심되는 측정들에 대해 해양효과 보정을 수행한다. 이를 바탕으로 1차원 역산을 수행하여, 보다 신뢰성 있는 심부 1차원 전기비저항 구조를 추정하고자 한다.



**Fig. 1.** Simplified geological boundaries including the location of observed MT sites. The sites KMT102, KMT103, KMT104 and KMT106 are located in the Kyongsang Basin, but KMT136, KMT136 and KMT140 in the Kyonggi Massif, respectively.

## MT 자료

본 연구에서는 2003년부터 2005년까지 서울대학교에서 획득한 MT 자료를 이용하였으며, 탐사 측선은 한반도를 N30°W 방향으로 횡단하도록 설계되었다. 사용된 측정 장비는 한국지질자원연구원이 보유하고 있는 캐나다 Phoenix 사의 MTU-5A 시스템이며, 획득된 주파수 범위는 약  $320\text{-}2 \times 10^{-4}$  Hz이다. MT 탐사 및 자료에 대한 자세한 사항은 Lee(2006)의 논문을 참고하기 바란다.

한반도의 광역적인 심부 일차원 전기비저항 구조를 추정하기 위해서는 적절한 MT 자료가 선택되어야 한다. 일반적으로 전기비저항이 높은 지괴는 전자기파의 투과심도가 매우 커서 심부의 전기비저항 구조를 볼 수 있는 창역 역할을 한다. 이춘기 외(2007)에 의하면, 전반적으로 한반도의 지각매질은 전기비저항이 1,000 ohm-m 이상으로 상당히 높기 때문에 저주

파수 MT 자료는 하부지각 및 상부 맨틀에 대한 정보를 포함하고 있다. 다만 경상분지 서부에서는 깊이 3-4 km에 존재하는 고전도성층이 전자기파의 투과를 막고 있으며 옥천대에서는 이방성 매질이 전자기장을 왜곡시켜 지각의 경계면을 추정하기 어렵다. 다행히도 경기육괴와 경상분지 동쪽지역은 하부에 뚜렷한 이상대가 없고, 상부지각의 전기비저항이 충분히 높아 이 지역에 위치하는 MT 탐사 자료는 심부 지각 구조 추정에 적합하고 판단된다.

Fig. 1은 본 연구에서 선택한 MT 측정점의 위치를 보여주는데, 측정점의 개수는 경상분지 동부에 4 측정점(KMT102, 103, 104, 106), 경기육괴 지역에 3 측정점(KMT133, 136, 140)로 총 7개이다. 이춘기 외(2007)에 따르면, 경기육괴 지역의 측정점들은 임피던스 XY(X는 북쪽, Y는 동쪽 방향) 성분과 YX 성분의 거동이 상당히 유사하여 그 허부가 거의 일차원 구조로 보이나, 경상분지 동부에 위치한 측정점들은 저주

파수 대역에서 두 성분의 거동이 상이하여 해양효과에 의한 왜곡이 의심된다고 보고하였다.

## 해양효과 보정

### 반복적인 텐서 stripping 기법

육지와 해양의 매우 큰 전기전도도 대비 때문에 해양으로부터 멀리 이격된 지역에서도 그 영향을 무시할 수 없다. 일반적으로 이를 해양효과(sea effect)라 하며(Rikitake and Honkura, 1985), 이 효과는 특히 심부구조에 대한 해석을 어렵게 만드는 원인이다. 해양효과가 시작되는 주파수 및 해양과의 이격거리는 여러 연구자들에 의해 연구되었는데, 기본적으로 지하구조에 의존적이다(Bailey, 1977; Weaver and Dawson, 1992). 따라서 해양효과를 제거하기 위해서는 정확한 지하구조 파악이 전제되어야 하나, 정확한 지하구조 파악을 위해서는 해양효과가 정확히 제거되어야 한다는 딜레마가 존재한다. 본 연구에서는 역산과 보정 단계를 반복적으로 수행하여 해양효과를 보정하는 텐서 벗겨내기(tensor stripping) 기법(양준모 외, 2008)을 이용하였다. 본 논문에서는 이 기법에 대해 간략하게 소개하기로 한다.

우선, MT 임피던스 텐서에서 해양효과 보정은 다음과 같은 이론적 관계를 가정함으로써 수행된다.

$$Z = Z_c Z_m \tag{1}$$

여기서  $Z$ 는 해양을 포함한 MT 반응이고,  $Z_c$ 는 해양효과를 기술하는 왜곡텐서,  $Z_m$ 은 해양이 없을 때 MT 반응이다.  $Z$ 는  $Z$ 와  $Z_m$ 의 3차원 순산 모델링으로부터 계산되며, 지하구조는 초기에 사전정보로 제공되어야 한다. 일단  $Z_c$ 가 획득되면, 관측 MT 반응  $Z_o$ 를 보정할 수 있다. 식 (1)에  $Z_o$ 를 적용하고 재배열하면

$$Z_c = Z_o^{-1} Z_o \tag{2}$$

이고, 여기서  $Z_c$ 는 해양효과가 보정된  $Z_m$ 에 대응하는 반응이다. 실제적으로  $Z_c$ 는  $Z_o$ 를 직접 계산하지 않고 모델링 결과인  $Z$  및  $Z_m$ 과 관측 MT 반응인  $Z_o$ 로부터 계산된다.

$$Z_c = Z_o^{-1} Z_o = (Z Z_m^{-1})^{-1} Z_o = Z_m Z^{-1} Z_o \tag{3}$$

그 후,  $Z_c$ 는 해양이 포함되지 않은 모델공간에서 역산된다. 그 다음 과정으로  $Z_c$ 의 역산결과로부터 획득

된 모델은  $Z_o$ 를 다시 보정하기 위해 이용된다. 이 반복적인 과정은 어떤 적당한 기준이 만족될 때까지 계속되며, 관측 자료로부터 반복적으로 해양효과를 벗겨낸다는 의미에서 텐서 stripping이라 불리기도 한다. 반복과정이 종료되는 기준은  $Z$ 와  $Z_o$ 에 해당되는 로그 전기비저항과 위상의 RMS misfit으로서 다음과 같이 정의된다.

RMS misfit=

$$\sqrt{\frac{1}{2N} \sum_{i=1}^N \left\{ \left[ \frac{\log(\rho_{oi}/\rho_i)}{\delta \log \rho_{oi}} \right]^2 + \left[ \frac{\phi_{oi} - \phi_i}{\phi_{oi}} \right]^2 \right\}} \tag{4}$$

여기서  $\delta \log \rho_o$  및  $\delta \phi_o$ 는 통상적인 관측 오차이고,  $N$ 은 자료의 개수이다. 반복과정이 진행되면서 각 반복 단계별 RMS misfit의 변화가 기준치(본 연구에서는 5%) 이하이면, 반복과정은 종료된다.

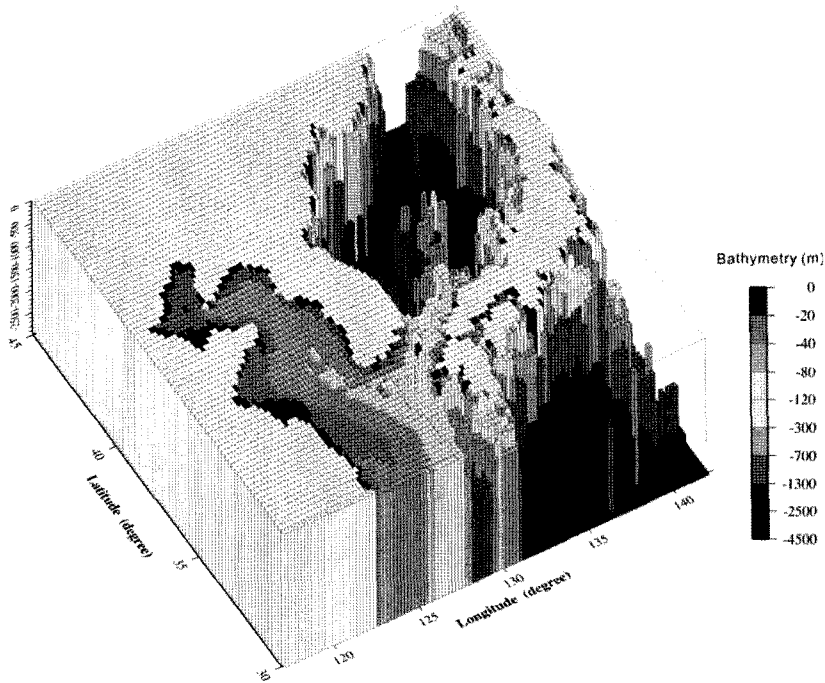
### 1차원 구조에 대한 해양효과 보정

1차원 역산은 종종 수직적인 전기비저항의 급격한 변화 혹은 불연속면을 규명하는데 2차원 역산보다 더 유용하다. 2차원 역산의 경우 평활화 기법이 필수적으로 적용되며 모드별로 그 결과가 다르기 때문이다. 만약 임피던스 XY 성분이 YX 성분과 다르지 않다면 MT 임피던스는 일차원 구조의 반응으로 취급된다. 그러나 두 성분이 다를 경우는 2차원 이상의 구조로 취급되어야 하며, 이러한 다차원 구조의 영향을 최소화하는 가장 간단한 방법은 회전불변량인 유효 임피던스(effective impedance)를 사용하는 것이다(Likelybrooks, 1986; Berdichevsky et al., 1989). 가장 널리 사용되는 유효 임피던스에는 임피던스 텐서의 행렬식(determinant), 비대각성분의 기하평균(geometric average), 산술평균(arithmetic average) 등이 있는데 본 연구에서는 식 (5)와 같이 임피던스의 행렬식을 계산하여 1차원 역산을 수행하였다.

$$Z_{det} = \sqrt{Z_{xx} Z_{yy} - Z_{xy} Z_{yx}} \tag{5}$$

1차원 역산방법은 3차원 순산 모델링의 편의를 위하여 Occam 1차원 역산방법(Constable et al., 1987)을 이용하였고, 길보기 전기비저항과 위상에 대한 관측 오차는 5%로 가정하였다.

Fig. 2는 해양효과 보정을 위해 설정한 한반도 및 주변 해양에 대한 3차원 모델을 준다. 3차원 순산 모델링을 위해 유한차분법 기반인 Mackie et al.(1993)



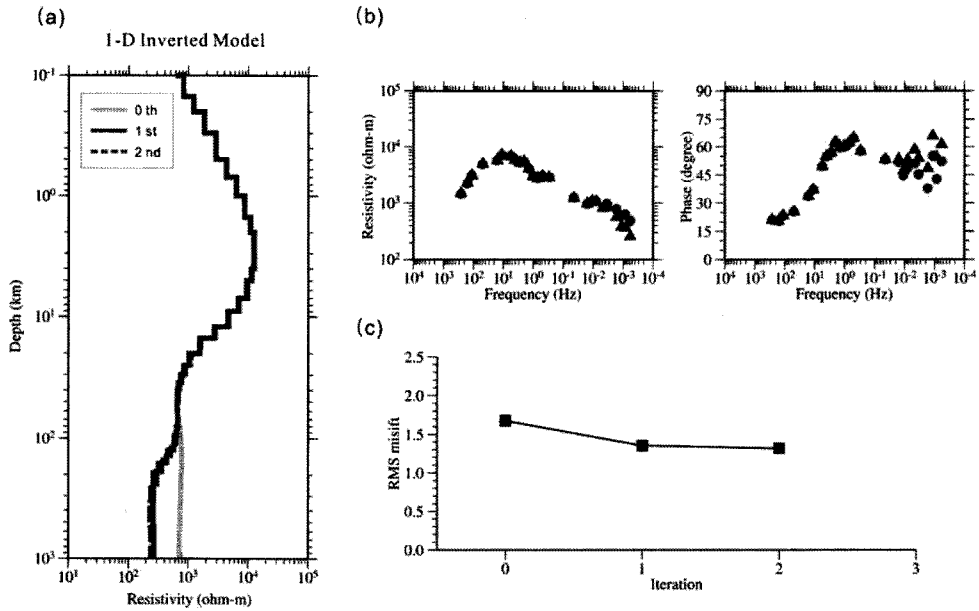
**Fig. 2.** Three-dimensional model including surrounding seas of the Korean Peninsula for correcting the sea effect. Bathymetry data were compiled from ETOPO5 data-set (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global>) and simplified for the convenience of numerical modeling.

의 코드를 사용하였다. 모델의 총 격자수는 135(X, EW)×90(Y, NS)×51(Z, 공기층 12개 포함)개로, 모델 코어(core)는 121(X)×76(Y)로 구성되었으며 그 외부는 경계조건을 만족시키기 위해 각 수평 방향으로 7개의 격자를 추가하였다. 해양의 전기비저항은 0.33 ohm-m로 가정하였고, 모델 코어의 수평 격자 크기는 모델링 영역(2,420×1,520 km)과 주파수를 고려하여 균일하게 20 km, 수직 격자 크기는 지수 함수적으로 증가시켰다. 또한 모델링시 이용된 주파수는 각 측정점에서 획득한 주파수와 일치하도록 조정하였다. 마지막으로 3차원 모델의 일차원 구조는 MT 반응의 일차원 역산 결과로부터 획득되었다. 즉, 초기에는 관측 MT 반응의 일차원 역산결과로부터 3차원 모델의 일차원 구조가 설정되며, 이후 반복단계가 진행되면서 보정된 MT 반응의 일차원 역산결과로 갱신된다.

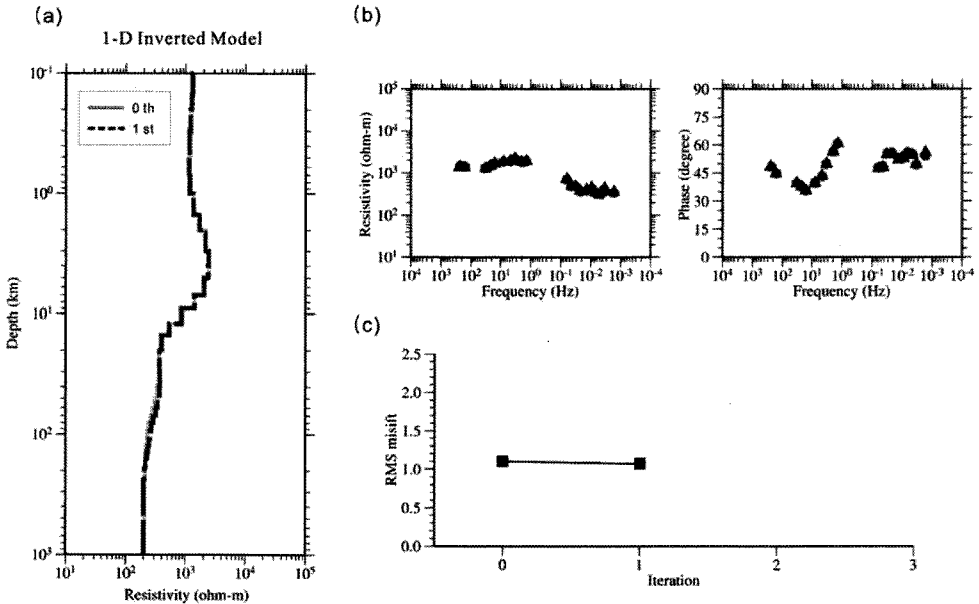
Fig. 3과 Fig. 4는 해양효과 보정결과를 도시한 대표적인 예로서, 각각 측정점 KMT102와 KMT136의 각 반복단계별 1차원 역산결과와 RMS misfit을 보여준다. 본 논문에 모두 도시하지는 않았지만, 경상분지 동부에 위치한 측정점들의 경우 2회의 반복단계 후 RMS misfit이 일정한 값으로 수렴하였다. 해양효과

보정 전후에 MT 반응의 차이는 약  $10^{-2}$  Hz 이하에서 나타나며, 보정 후 전기비저항은 보다 낮게 위상은 보다 높게 조정되었다. 이는 육지-해양의 경계에서 전기장의 경계조건으로 설명될 수 있다. 양준모 외(2008)에 의하면, 해양에 의한 왜곡은 해안선과 수직 방향의 전기장에서 상당히 크게 나타나며, 상대적으로 전기비저항이 높은 육지쪽에서는 관측 전기비저항값을 보다 크게, 위상값을 보다 작게 만든다. 따라서 해양효과가 보정되면 전기비저항은 보다 낮게, 위상은 보다 높게 조정된다. 반면 경기육괴에 위치한 측정점들은 해양효과가 미미하여 관측된 주파수 범위에서는 보정 전후에 거의 차이를 보이지 않았다.

Fig. 5는 경상분지 동부 측정점들의 해양효과 보정단계에 따른 1차원 Occam 역산결과를 보여준다. 보정 후 역산 결과는 대체로 깊이 약 100 km 내외에서 보다 전기비저항이 낮은 층이 존재함을 지시하고 있다. 한편, 해안선과의 이격거리와 보정결과와의 차이는 뚜렷하게 보이지 않는데, 이는 3차원 모델링에서 설정한 격자크기가 측정 간격에 비해 상당히 크기 때문이다(즉, 한 격자에 여러 개의 측정점이 존재한다). 한반도에서 해안선과의 이격거리와 해양효과와의 관



**Fig. 3.** (a) 1-D inverted resistivity model obtained by Occam inversion at each iteration stage for the site KMT102. (b) Observed (circle) and sea effect corrected (triangle) apparent resistivity and phase curves at the 2nd iteration, respectively. (c) RMS misfit between  $Z_o$  and  $Z$  at each iteration stage. The model at the initial iteration is the model without sea effect correction.



**Fig. 4.** (a) 1-D inverted resistivity model obtained by Occam inversion at each iteration stage for the site KMT136. (b) Observed (circle) and sea effect corrected (triangle) apparent resistivity and phase curves at the 2nd iteration, respectively. (c) RMS misfit between  $Z_o$  and  $Z$  at each iteration stage. The model at the initial iteration is the model without sea effect correction.

계는 또 하나의 중요한 연구주제이며, 이를 규명하기 위해서는 보다 조밀한 격자를 이용한 모델링과 분석이 필요하다.

### 층서구조 일차원 역산 및 해석

앞서 3.2절에서는 해양효과 보정을 위해 1차원

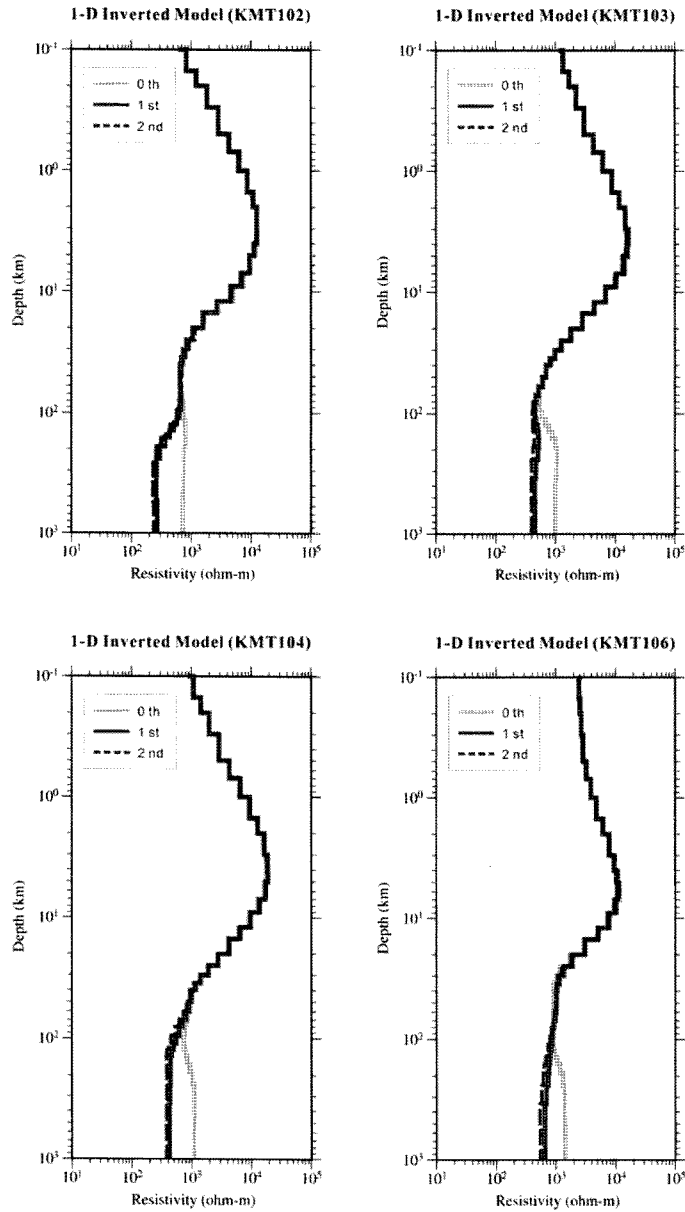


Fig. 5. 1-D inverted resistivity model at each iteration stage for the sites KMT102, KMT103, KMT104 and KMT106, which are located in the eastern Kyongsang Basin.

Occam 역산을 수행하였다. 그러나 Occam 역산방법은 모델 파라미터가 최대한 부드럽게 변화도록 강제하는 기법이므로, 층의 경계 또는 불연속면을 명확히 파악하기는 어렵다. 본 절에서는 3층 또는 4층 모델로 대표되는 전기비저항 구조를 명확히 규명하기 위해 층서구조 역산기법(Jupp and Vozzof, 1975)을 이용하였다. 이 역산기법은 각 층의 두께 및 전기비저항이 모델 파라미터이며, 역산 결과가 초기 모델에

민감하기 때문에 사전정보를 충분히 활용해 모델을 구성해야 한다. 본 연구에서는 앞 절에서 이미 수행된 Occam 역산결과를 이용하여 초기 모델을 구성하였고, 수차례 테스트를 통해 4층으로 구성된 모델을 설정하여 역산을 수행하였다.

경상분지 동부 축점(KMT102, 103, 104, 106)

Fig. 6과 Fig. 7은 해양효과 보정 전후의 1차원 층

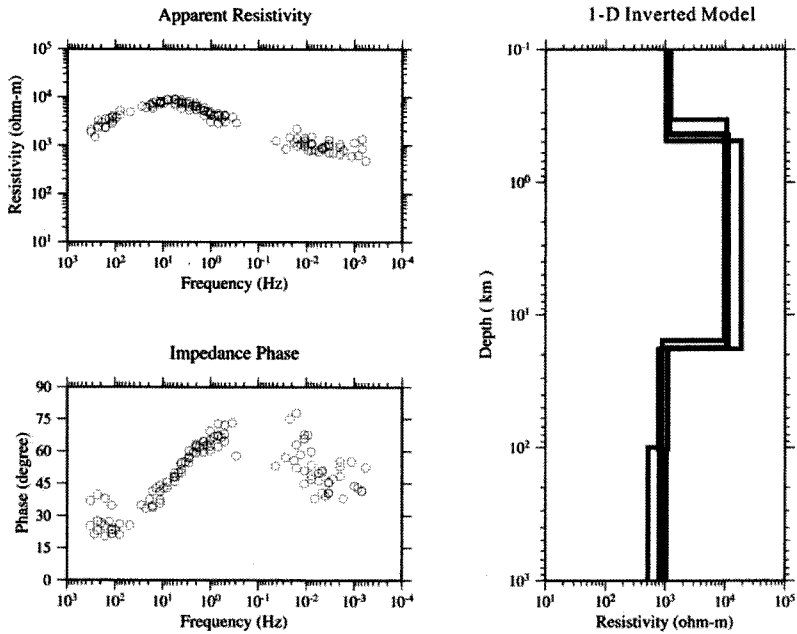


Fig. 6. 1-D resistivity models obtained by the inversion with 4 layers for the sites KMT102, KMT103, KMT104 and KMT106 before correcting the sea effect.

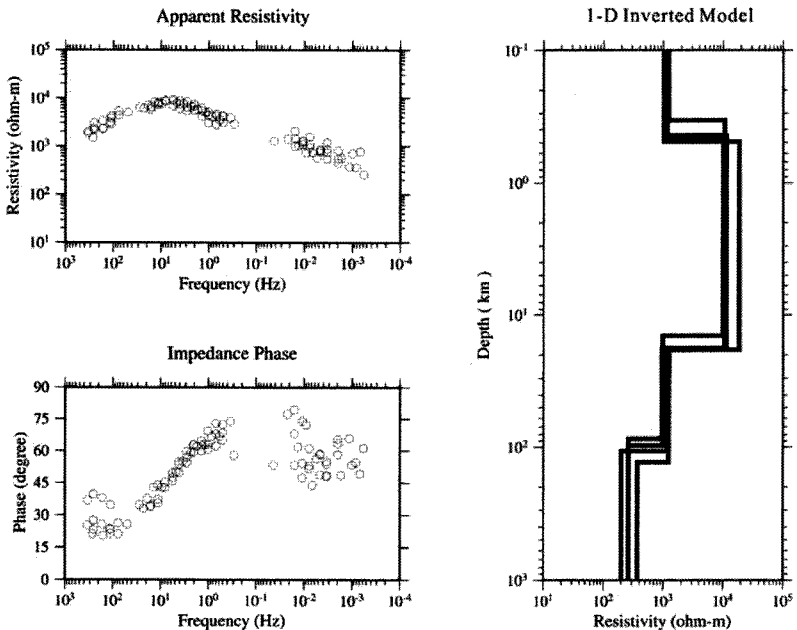


Fig. 7. 1-D resistivity models obtained by the inversion with 4 layers for the sites KMT102, KMT103, KMT104 and KMT106 after correcting the sea effect.

서구조 역산결과를 보여준다. 우선 보정 전 역산결과를 살펴보면, 깊이 약 0.4 km와 17.4 km에서 두 개의 뚜렷한 경계면을 확인할 수 있다. 첫 번째 경계면은 천부지층과 상부지각의 경계면, 두 번째 경계면은 상

부지각(upper crust)과 하부지각(lower crust)의 경계면으로 생각된다. 상부지각과 하부지각의 전기비저항 대비는 약 12:1 정도이며, 제 3층과 제 4층은 구분하기 어렵다(Table 1). 이 중 상부지각과 하부지각의 경



**Table 1.** 1-D inverted results obtained by the inversion with 4 layers for the sites KMT102, KMT103, KMT104 and KMT106 using the sea effect uncorrected MT responses

Layer No.	1	2	3	4
	Depth, km (Resistivity, ohm-m)			(Resistivity, ohm-m)
KMT102	0.43 (1,180)	15.54 (9,780)	99.70 (900)	(520)
KMT103	0.34 (1,233)	18.09 (10,617)	103.67 (778)	(804)
KMT104	0.49 (1,034)	18.02 (18,627)	102.78 (1,107)	(954)
KMT106	0.44 (1,170)	17.75 (11,383)	102.79 (1,096)	(1,039)
<b>Average±S. D.</b>	<b>0.43±0.06</b> <b>(1,154±85)</b>	<b>17.35±1.2</b> <b>(12,602±4,070)</b>	<b>102.24±1.7</b> <b>(970±160)</b>	<b>(830±228)</b>

**Table 2.** 1-D inverted results obtained by the inversion with 4 layers for the sites KMT102, KMT103, KMT104 and KMT106 using the sea effect corrected MT responses

Layer No.	1	2	3	4
	Depth, km (Resistivity, ohm-m)			(Resistivity, ohm-m)
KMT102	0.45 (1,180)	14.31 (10,082)	97.00 (973)	(260)
KMT103	0.34 (1,241)	17.68 (10,606)	85.91 (947)	(266)
KMT104	0.49 (1,033)	18.16 (18,630)	106.87 (1,150)	(200)
KMT106	0.44 (1,156)	17.98 (11,322)	130.16 (1,238)	(372)
<b>Average±S. D.</b>	<b>0.43±0.06</b> <b>(1,152±87)</b>	<b>17.03±1.8</b> <b>(12,660±4,012)</b>	<b>104.99±18.8</b> <b>(1,077±140)</b>	<b>(275±72)</b>

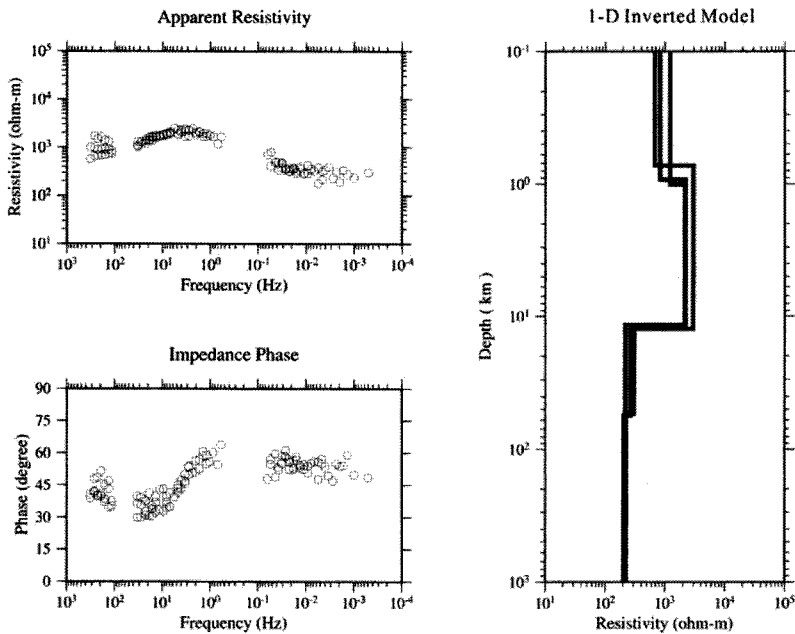
계면, 즉 콘라드면의 깊이는 기존의 연구결과(민경덕과 이영재, 2000; 김성균, 1995; 이춘기 외, 2007)와 대체적으로 잘 부합되며, 추정값에 대한 표준편차도 비교적 작아 신뢰할 만한 결과라 판단된다.

한편, 해양효과가 보정된 MT 반응의 역산결과는 깊이 약 100 km 부근에 또 하나의 경계면을 보여주는데, 제 3층과 제 4층의 전기비저항 대비는 약 4:1 정도이다(Table 2). Shimoizumi et al.(1997)은 일본 규슈지역의 심부 MT 자료역산결과를 바탕으로 일차원 전기비저항 모델을 제시하였는데, 깊이 100 km 이하는 100 ohm-m의 전기비저항을 가진 연약권(asthenosphere)으로 제시하였다. 또한 한반도에 대한 3차원 MT 모델링을 수행한 Yang(2006)도 Shimoizumi et al.(1997)의 일차원 구조가 관측 유도 지시자(induction arrow)를 잘 설명함을 보고하였다. 따라서 깊이 100 km 부근에 존재하는 경계면은 연약권이 시

작되는 깊이와 관련되며, 하부지각과 상부맨틀(upper mantle)의 경계인 모호면은 본 MT 자료에서는 구분하기 어렵다. 위의 역산결과를 종합해 보면, 제 1층은 천부지층, 제 2층은 상부 지각, 제 3층은 하부 지각과 상부 맨틀, 제 4층은 연약권과 관련된 상부맨틀로 추정된다.

#### 경기육괴 축점(KMT133, 136, 140)

경기육괴 축점들은 해양효과 보정 전후에 MT 반응의 차이가 거의 없어 관측 MT 반응을 이용하여 일차원 층서구조 역산을 수행하였다. Fig. 8은 세 축점의 일차원 역산 결과를 보여주는데, 평균 깊이 1 km와 12 km 부근에서 뚜렷한 경계면이 나타난다. 경상분지와 마찬가지로 첫 번째 경계면은 천부지층과 상부지각의 경계, 두 번째 경계면은 상부지각과 하부지각의 경계로 추정된다. 그러나 경기육괴 지역 상부



**Fig. 8.** 1-D resistivity models obtained by the inversion with 4 layers for the sites KMT133, KMT136 and KMT140 using the uncorrected MT response.

**Table 3.** 1-D inverted results obtained by the inversion with 4 layers for the sites KMT133, KMT136 and KMT140 using the sea effect uncorrected MT responses

Layer No.	1	2	3	4
	Depth, km (Resistivity, ohm-m)			(Resistivity, ohm-m)
KMT133	0.73 (671)	12.39 (2,968)	55.82 (263)	~ (204 ohm-m)
KMT136	1.01 (1,211)	12.07 (2,184)	53.83 (305)	~ (224 ohm-m)
KMT140	0.93 (82)	11.63 (2,204)	354.43 (220)	~ (213 ohm-m)
<b>Average±S. D.</b>	<b>0.89±0.15</b> <b>(903±278)</b>	<b>12.03±0.4</b> <b>(2,452±447)</b>		<b>(238±38)</b>

지각의 두께는 경상분지에 비해 얇고, 전기비저항은 경상분지에 비해 약 1/5 정도 낮게 나타난다(Table 3). 제 3층과 제 4층의 경계는 경상분지와 달리 전기 비저항 차이가 매우 작아 경계를 구분하기 어렵다. 따라서 이 두 층은 한 층으로 취급하여 평균적인 전기비저항을 추정하였다. 역산을 통해 추정된 각 층의 깊이와 전기비저항을 보면(Table 2와 Table 3), 경기 육괴 제 3층과 4층의 평균 전기비저항은 235 ohm-m 정도로 경상분지 제 4층의 전기비저항과 유사하게 나타난다. 이로 볼 때 깊이 100 km 이하는 경상분지 지역에서 추정된 연약권과 관련된 가능성이 크다. 위의 역산결과를 정리하면, 경기육괴 지역은 경상분지

지역과 달리 3층 구조 반응에 가깝고, 콘라드면은 뚜렷하게 확인되나 연약권과 관련된 제 3층과 4층의 경계는 확인되지는 않는다.

한편, MT 자료를 이용한 심부구조 연구에서 하부 지각의 역할은 매우 중요하다. 이는 하부지각의 전기 비저항이 낮은 경우, 전자파의 감쇄 때문에 그 하부에 존재하는 구조를 파악하기 어렵기 때문이다. Spratt et al.(2009)은 지각과 맨틀의 경계가 명확히 영상화된 사례들을 보고하였는데, 대체적으로 조사지역의 하부지각 전기비저항이 수천 ohm-m를 상회한다. 따라서 약 230 ohm-m 정도로 전기비저항이 낮은 경기 육괴 하부지각(경상분지의 약 1/4)은 심부구조 규명

을 어렵게 만드는 요인이며, 이 때문에 제 3층과 4층의 경계를 파악하기 어려운 것으로 생각된다.

## 결 론

본 연구에서는 경상분지와 경기육괴에서 획득된 MT 자료를 이용하여 한반도의 심부 1차원 전기비저항 구조를 추정하였다. 심부 MT 반응을 왜곡시키는 주변 해양의 영향을 보정하기 위해 반복적인 텐서 stripping 기법을 이용한 해양효과 보정이 수행되었다. 그 결과, 경상분지 측정점들의 경우 약  $10^{-2}$  Hz 이하 저주파수에서 해양효과가 나타난 반면, 경기육괴 측정점들은 획득된 주파수 범위에서 해양효과가 미미하였다. 따라서 해양효과 보정은 경상분지에 위치한 측정점에 대해서만 수행되었고, 보정 후 전기비저항은 보다 낮게, 위상은 보다 높게 조정되었다.

심부 일차원 구조의 경계면을 보다 명확히 파악하기 위해 4층으로 구성된 모델을 구성하여 일차원 역산을 수행하였다. 경상분지 지역의 일차원 구조는 4층 구조가 뚜렷하게 구분되나, 경기육괴 지역은 제 3층과 4층의 구분이 어려워 3층 구조에 가까웠다. 그러나 두 지역 모두 콘라드면이 뚜렷하게 나타났고 하부 지각과 상부 맨틀의 경계는 구분할 수 없었다. 지역적으로 보면, 경상분지 지역은 깊이 약 17 km, 경기육괴 지역은 약 12 km에 콘라드면이 존재하였다. 또한 경상분지 상부지각의 평균 전기비저항은 약 12,600 ohm-m 정도로서 경기육괴 지역의 2,500 ohm-m 보다 5배 정도 높은 값을 보였고, 하부지각의 전기비저항도 약 4배 정도 높았다. 이는 전자파의 감쇄라는 측면에서, 경상분지에 위치한 측정점들이 심부 구조 추정에 보다 유용함을 의미한다.

한편, 경상분지 지역에서는 깊이 약 100 km에 또 다른 심부 경계면이 존재하는데 이는 기존 연구결과를 고려하였을 때 연약권이 시작되는 깊이로 추정된다. 이 경계면은 경기육괴 지역에서는 잘 확인되지 않는다. 그러나 경기육괴 지역의 제 3층과 4층의 평균 전기비저항은 238 ohm-m로서 경상분지 지역에서 확인된 연약권의 전기비저항 275 ohm과 유사하다. 따라서 두 지역에서 깊이 100 km 이하 심부 구조는 유사할 가능성이 높다. 이로 볼 때, 한반도는 깊이 100 km 이하에 200-300 ohm-m의 전기비저항을 갖는 연약권이 존재하는 것으로 추정된다.

위와 같은 결과들은 지진파, 중력 탐사 등 다른 지

구물리탐사에서 밝히기 어려웠던 한반도의 심부 지각 구조를 제시하고 있으며, 향후 추가적인 MT 자료의 획득 및 분석은 한반도의 지각구조를 보다 정확하게 규명하는데 기여할 것으로 기대된다.

## 사 사

본 연구는 기상청 지진기술개발사업(CATER 2008-5503)의 지원으로 수행되었고, 연구를 지원해 주신 관계기관에 감사드립니다.

## 참고문헌

- 김기영, 홍명호, 이정모, 문우일, 박창업, 정희욱, 2005, 대규모 발파자료 초동주시 역산을 통한 한반도 지각 속도 구조 연구. 지구물리, 8, 45-48.
- 김상조, 김소구, 1983, 지진파를 이용한 남한의 지각구조 연구. 광산지질, 16, 51-61.
- 김성균, 정부홍, 1995, 한반도 남부지역의 지각구조. 광산지질, 16, 51-61.
- 김성균, 1995, 한반도의 지각구조에 관한 연구. 지질학회지, 31, 393-403.
- 민경덕, 이영재, 2000, 중력 탐사에 의한 포항~공주~만리포 간의 지각구조 연구. 자원환경지질, 33, 101-109.
- 송윤호, 이태종, Uchida, T., 2006, 가칭주파수 대역 MT 탐사자료에서 원거리 기준점의 효과. 한국지구시스템공학 회지, 43, 44-54.
- 양준모, 이춘기, 유해수, 2008, MT 자료 역산과정에서 반복적인 Tensor Stripping을 이용한 해양효과 보정. 지구물리와 물리탐사, 11, 286-301.
- 이춘기, 권병두, 이희순, 조인기, 오석훈, 송윤호, 이태종, 2007, 한반도 횡단 자기지전류 탐사에 의한 상부 지각의 지전지적 구조 연구. 한국지구과학회지, 28, 187-201.
- 최광선, 신영홍, 1996, 중력자료와 지형자료의 해석에 의한 한반도 일원의 지각균형. 지질학회지, 32, 407-420.
- 최지향, 김희준, 남명진, 이태종, 한누리, 이성근, 송윤호, 서정희, 2007, 2차원 MT 자료의 3차원 역산을 통한 제주도 지전기구조 연구. 물리탐사, 10, 268-274.
- Bailey, R.C., 1977, Electromagnetic induction over the edge of a perfectly conduction ocean: The H-polarization case. Geophysical Journal of Royal Astronomical Society, 48, 385-392.
- Berdichevsky, M.N., Vanyan, L.L., and Dmitriev, V.I., 1989, Methods used in the U.S.S.R to reduce near-surface inhomogeneity effects on deep magnetotelluric sounding. Physics of the Earth and Planet Interiors, 53, 194-206.
- Boerner, D.E., Kurts, R.D., Craven, J.A., Ross, G.M., Jones, F.W., and Davis, W.J., 1999, Electrical conductiv-

- ity in the Precambrian lithosphere of western Canada. *Science*, 283, 668-670.
- Brasse, H. and Soyer, W., 2001, A magnetotelluric survey in the Southern Chilian Andes. *Geophysical Research Letters*, 28, 3757-3760.
- Constable, S.C., Parker, R.L., and Constable, C.G., 1987, Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52, 289-300.
- Filloux, J.H., 1977, Ocean-floor magnetotelluric sounding over North Central Pacific. *Nature*, 262, 297-301.
- Kurtz, R.D., Ostrowski, J.A., and Niblett, E.R., 1986, A magnetotelluric survey over the East Bull Lake Gabbro-Anorthosite complex. *Journal of Geophysical Research*, 91, 7403-7416.
- Lee, C.K., 2006, Magnetotelluric study on the deep geoelectrical structure across the Korean Peninsula. Unpublished Ph. D. dissertation, Seoul National University, Seoul, Korea, 152 p.
- Lee, K., 1979, On crustal structure of the Korean Peninsula. *Journal of the Geological Society of Korea*, 15, 253-258.
- Lee, T.J., Song, Y., and Uchida, T., 2007, Three-dimensional magnetotelluric surveys for geothermal development in Pohang, Korea. *Exploration Geophysics*, 38, 88-97.
- Jupp, D.L. and Vozzof, K., 1975, Stable iterative methods for the inversion of geophysical data. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 42, 957-976.
- Likelybrooks, D.W., 1986, Modeling earth resistivity structure for MT data: A comparison of rotationally invariant and conventional earth response functions (abs.). *EOS Transactions of American Geophysical Union*, 67, p. 918.
- Mackie, R.L., Madden, T.R., and Wannamaker, P.E., 1993, Three-dimensional magnetotelluric modeling using difference equations - Theory and comparisons to integral equation solutions. *Geophysics*, 58, 215-226.
- Rikitake, T. and Honkura, Y., 1985, Solid earth geomagnetism. Terrapub, Tokyo, Japan, 400 p.
- Shimoizumi, M., Mogi, T., Nakada, M., Yukutake, T., Handa, S., Tanaka, Y., and Uchida, H., 1997, Electrical conductivity anomalies beneath the western sea of Kyushu, Japan. *Geophysical Research Letter*, 24, 1551-1554.
- Solon, K., Jones, A.G., Nelson, K.D., Unsworth, M.J., and the INDEPTH MT team, 2005, Structure of the crust in the vicinity of the Banggong-Nuijiang suture central Tibet from INDEPTH magnetotelluric data. *Journal of Geophysical Research*, 110, B10102, doi:10.1029/2003JB002405.
- Spratt, J.E., Jones, A.G., Jackson V.A., Collins, L., and Avdeeva, A., 2009, Lithospheric geometry of the Wopmay orogen from a Slave craton to Bear Province magnetotelluric transect. *Journal of Geophysical Research*, 114, B01101, doi:10.1029/2007JB005326.
- Weaver, J.T. and Dawson, T.W., 1992, Adjustment distance in TM mode electromagnetic induction. *Geophysical Journal International*, 108, 293-300.
- Yang, J.M., 2006, Automatic rejection scheme for MT and GDS data processing and interpretation on conductivity anomalies of the Korean Peninsula. Unpublished Ph. D. dissertation, Seoul National University, Seoul, Korea, 137 p.

---

2009년 2월 27일 접수  
2009년 3월 18일 수정원고 접수  
2009년 3월 25일 채택