

# 고심도 지중매설물의 지하측량을 위한 비파괴 정밀 전자측량 Non-Destructive Precise Electromagnetic Surveying for the Deep Underground Utilities

손호웅<sup>1)</sup> · 이강원<sup>2)</sup> · 김형수<sup>3)</sup>

Shon, Howoong · Lee, Kang Won · Kim, Huyng Soo

## Abstract

Lots of various utilities are buried under the surface. The effective management of underground utilities is becoming the very important subject for the harmonious administration of the city. Ground Penetrating Radar(GPR) survey including other various underground survey methods, is mainly used to detect the position and depth of buried underground utilities. However, GPR is not applicable, under the circumstances of shallow depth and places, where subsurface materials are inhomogeneous and are composed of clay, salt and gravels. The aim of this study is to overcome these limitations of GPR and other underground surveys. High-frequency electromagnetic (HFEM) method is developed for the non-destructive precise deep surveying of underground utilities. The method is applied in the site where current underground surveys are useless to detect the underground big pipes, because of poor geotechnical environment. As a result, HFEM survey was very successful in detecting the buried shallow and deep underground pipes and in obtaining the geotechnical information, although other underground surveys including GPR were not applicable. Therefore this method is a promising new technique in the lots of fields, such as underground surveying and archaeology.

## 요 지

지하에는 수많은 각종 시설물이 매설되어 있으며, 이러한 지하매설물의 효율적인 관리는 도시의 원활한 운영을 위한 중요과제가 되어가고 있다. 지하에 매설된 각종 시설물의 위치 및 깊이를 조사하기 위한 지하측량법으로 GPR(Ground Penetrating Radar)탐사 등이 주로 적용되고 있으나, 가탐심도가 매우 낮으며, 지하매설물이 불균질하거나 점토, 염분, 자갈 등의 지반 및 전자기적 잡음이 심한 곳에서는 조사가 안 되는 경우가 많다. 본 연구에서는 지반조건 및 고심도 때문에 지하매설물을 측량을 할 수 없는 지역에서 지하매설물의 지하측량을 효과적으로 수행할 수 있는 비파괴적인 전자탐사기법으로서 '고주파수대역 전자탐사법'을 개발하였으며, 광역상수관이 천부 및 심부에 다수 매설되어 있으나 열악한 지반환경 때문에, 그 어느 지하측량법으로도 지하매설물을 측량할 수 없는 지역에 고주파수대역 전자탐사법의 효용성 확인을 위해 적용하였다. 연구결과 기존의 지하측량방법으로는 위치확인을 할 수 없었던 지하매설관에 대해서 고주파수대역 전자탐사법의 적용은 매우 성공적이었으며, 지반정수를 함께 유추할 수 있었다. 따라서 본 지하측량법은 지하매설물의 정밀 지하측량에 효과적으로 적용할 수 있으며, 문화재유물 등의 조사에도 적용할 수 있을 것으로 판단된다.

핵심용어(Keywords) : 지하측량, 비파괴, 지하매설물, 심부, 천부, 고주파수대역 전자탐사

## 1. 서 론

고도의 산업, 정보화 사회가 될수록 지하에 각종 시설물이 매설되게 된다. 즉, 현대화 된 도시일수록 상수도, 하

수도, 가스, 난방, 지하도, 지하철 등의 각종 지하매설물들이 도시의 생명선을 유지하게 되었으며, 지상에 설치되었던 전선, 통신선 등도 안전관리를 위하여 지하에 매설되고 있다. 따라서 이러한 지하매설물의 효율적인 관리는 도시

1) 정회원 · 배재대학교 공과대학 토목환경공학과 교수(E-mail:hshon@mail.pcu.ac.kr)  
2) 정회원 · 충남대학교 박사과정 및 한진정보통신(주) GIS기술연구소장/상무(E-mail:kwlee@hist.co.kr)  
3) 정회원 · 한국수자원공사 수자원연구소 책임연구원(E-mail:hskim@kowaco.or.kr)

의 원활한 운영을 위한 중요과제가 되어가고 있다. 지하의 각종 매설물을 통합적으로 운영관리하기 위한 공동구가 선진국을 중심으로 보편화되어 가고 있으며, 국내에서도 일부 시행되고는 있으나, 아직은 복잡하게 매설된 다양한 지하 시설물을 효율적으로 관리할 필요가 있다.

효율적인 지하 시설물의 관리를 위해서는 매설물의 위치, 깊이, 형태 및 재질 등이 기본적인 중요 자료가 되며, 이를 데이터베이스 하여야만 한다. 현재 각종 지하매설물의 관리는 각 시설물의 주관 부서에서 담당하고 있어서 통합 운영되지 않고 있는 실정이며, 각 기관에서 관리하고 있는 매설물에 관한 정보, 즉 매설물의 위치 및 깊이가 자료 또한 부정확하여 공사 중에 사고가 빈번히 발생하고 있다. 예를 들어, 1994년 서울 북아현동에서 발생한 도시가스 폭발사고, 100여명의 사상자를 낸 대구 도시가스 폭발사고 및 1997년의 서울 공덕동 지하철 공사장에서의 사고로 인한 지중 통신 케이블의 파손사고 등, 수많은 사례가 있다.

지하굴착에 의한 대, 소규모의 사고는 아직도 발생할 가능성이 매우 높다. 이러한 위험은 많은 인명피해 뿐만 아니라 경제적 피해가 크에도 불구하고 이에 대한 합리적인 방재대책이 아직 완벽히 구축되지 못한 결과이다.

한편, 지하 시설물의 매설초기에는 지하시설물의 양이 많지 않았고, 시설물의 노후화 문제점도 거의 없었으나, 시간이 경과함에 따라 시설물의 양적 팽창과 더불어 노후화 문제가 함께 대두되어, 관리의 어려움이 한층 증가되었다.

상기한 바와 같이 각종 지하매설물의 관리주체가 분산되어 있고, 매설도면이 공유되어 있지 않을 뿐만 아니라, 있다 하더라도 대부분의 매설물 위치와 깊이가 잘못 기재되어 있어서 도로 및 굴착공사 중에 많은 인명과 재산의 피해를 가져오는 사고가 빈번히 발생하고 있다. 이러한 이유로 지하시설물의 정확한 매설위치를 신속히 결정하기 위한 지하측량 방법의 개발과 도입은 매우 중요하다(이강원 등, 2003).

지하매설물의 위치 및 깊이를 확인하기 위한 지하측량 방법으로는 GPR(Ground Penetrating Radar)탐사 및 유도전류법을 이용한 조사방법이 국내외적으로 가장 많이 활용되고는 있으나, 지하매질이 매우 불균질하며 점토, 염분, 자갈 등이 많거나 전자기적 잡음이 심한 곳에서는 조사가 안 되는 경우가 빈번하고, 가탐심도(可探深度; skin depth)가 매우 낮아서 일반적으로 5m이상의 심도에 매설된 지중 매설물은 탐사가 안되고 있다(이강원 등, 2003, 손호웅 등, 2000).

본 연구에서는 고심도의 지하매설물 확인을 위한 지하

측량 및 천부임에도 불구하고 지반환경 때문에 지하매설물을 측량을 할 수 없는 지역에서 해상도를 높여 지하매설물을 효과적으로 측량할 수 있는 비파괴 전자(電磁; electromagnetic)법을 개발, 적용하였으며(손호웅 등, 2002), 본 비파괴 전자법의 효용성을 확인하기 위해 광역상수도관이 천부 및 심부에 다수 매설되어 있으나 열악한 지반환경 때문에 그 어느 지하측량법으로도 천부와 심부의 지하매설물을 정확히 측량할 수 없는 지역에서(손호웅 등, 2000; 한국공항, 1999), 비파괴 고주파수대역 전자탐사법의 고심도 정밀지하측량법으로서의 효용성과 가능성을 확인하기 위해 기존의 다양한 지하측량법을 적용하였으며 그 결과를 비교 분석하였다(손호웅 등, 2002).

## 2. 연구지역

연구지역은 서울특별시 동작구 노량진동에 위치하고 있으며, 그림 1의 항공사진에 표시한 바와 같이 서울 한강철교 복단의 올림픽대로와 노들길사이에 조성된 조정지로서 양옆의 다집한 도로와는 달리 단순히 매립하여 조성되었다. 조정지의 지하 천부 및 심부에는  $\phi 2000\text{mm}$ ,  $2200\text{mm}$  등의 많은 광역상수관이 매설되어 있으나, 위치 및 깊이는 도면과 일치하지 않는다.

다짐이 안된 토양에 차량교통에 의한 지반진동과 광역상수관에 큰 하중이 걸림에 따라 상수관의 빈번한 파열이 발생하고 있으나, 이들 상수관의 정확한 위치파악이 선행되어야 파열에 따른 조치를 취할 수 있기 때문에 우선 GPR 탐사 및 유도전류법 등을 이용하여 천부와 심부에 매설된 광역상수관을 탐지하기 위한 지하측량을 실시하였으나, 확인할 수 없었다 (한국공항, 1999).

탐지가 안 되는 이유를 알아보기 위하여 일차적으로 연구지역의 지반특성을 조사하기 위하여 흙시료를 시험하였다. 분석결과, 연구지역의 토양은 자갈과 실트질이 주를 이루는 GM으로 분석되었다. 자갈은 전자파 및 탄성파의 산란 및 감쇠를 가중시키는 원인으로 작용하였으며, 실트질 토양은 전자파의 감쇠를 크게 일으키게 되므로, 본 연구지역은 고심도의 고해상 지하측량을 수행하기에는 열악한 지반환경으로 판단된다.

이러한 지반환경은 연구지역 뿐만 아니라 국내의 천부 지반에 널리 분포하고 있기 때문에 정도의 차이만 있을 뿐 기존의 지하측량방법으로는 고심도 및 열악한 지반환경에서는 정밀 지하측량에 한계가 있게된다.

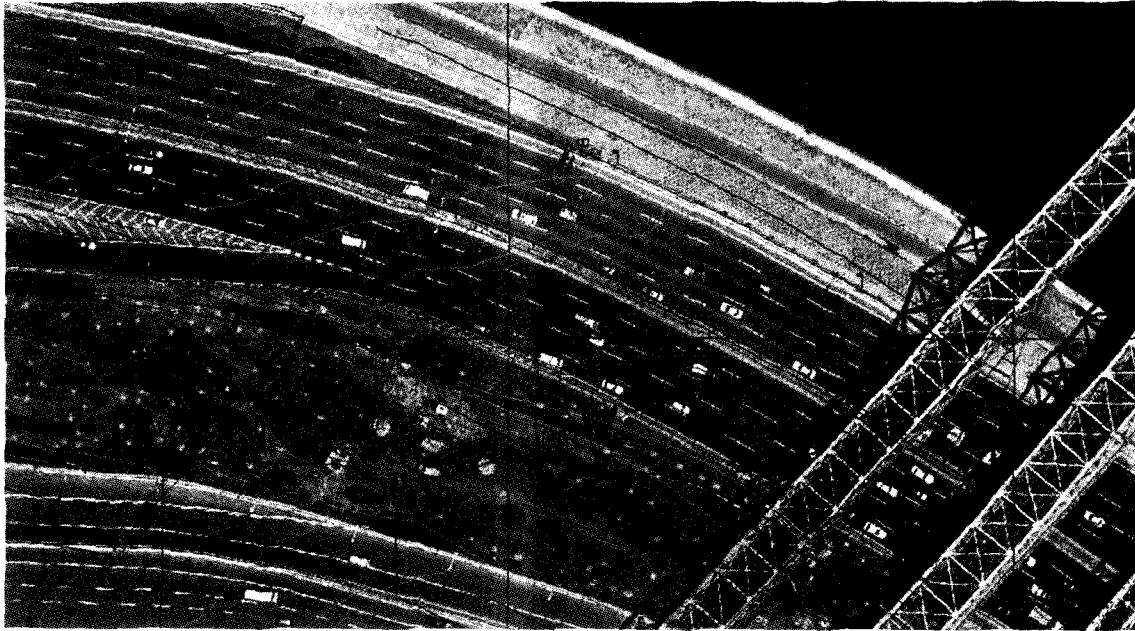


그림 1. 연구지역의 현장사진. 올림픽대로(사진의 북쪽)와 노들길(사진의 남쪽)사이에 위치한 조경지. 사진 왼쪽의 교량은 한강철교임

### 3. 기존 지하측량법의 적용

대부분의 중요 지하 매설물은 도심지에 위치하게 된다. 도심지는 아스팔트나 콘크리트로 포장되기 때문에 효율적인 지하측량을 위해서는 비파괴적인 방법을 적용해야 한다. 여기서, 협의의 비파괴적인 방법은 시추나 굴착 등을 사용하지 않고 지반이나 지하매설물에 관한 정보를 얻는 것이지만, 광의로는 지하측량을 위하여 시추나 굴착 등의 규모는 아니지만 전극이나 수진기를 접지시키기 위하여 아스팔트나 콘크리트 일부도 손상시키지 않는 것으로 본 논문에서는 정의한다.

위에서 언급한 바와 같이, 본 연구지역은 고심도의 고해상도 지하측량을 수행하기에는 부적합한 지반환경이다. 이러한 환경 하에서의 효율적인 지하측량방법을 찾기 위하여 기존의 각종 지하측량방법을 적용하였으며, 광의의 파괴적인 방법과 비파괴적인 방법을 모두 적용하였으나 협의의 파괴적인 방법은 제외하였다. 즉, 굴착이나 시추에 의한 방법은 지하매설물의 정확한 위치를 알고 있지 않은 상황에서는 그 자체가 지하매설물에 손상을 줄 수 있는 위험성이 있으며, 지하매설물의 지하측량에 이런 고가의 방법 적용은 현실적으로 상당한 무리가 있기 때문이다.

본 연구에서는 기존의 지하측량 방법으로서 중력탐사,

자력탐사, GPR탐사, 탄성과 굴절법탐사, 탄성과 반사법탐사, 전기비저항탐사(이하 전기탐사로 함) 등을 적용하였다. 본 연구에서의 지하측량을 위한 모든 조사는 연구지역 내의 동일 축선에서 실시하였으며, 축선의 좌측에서 우측으로 진행되었다. 따라서 지하측량에 의한 결과단면이나 곡선은 좌측에서 우측으로의 변화를 보이게 된다.

#### 3.1 중·지력탐사

##### 3.1.1 중력탐사

지표상의 물체들은 지구인력의 영향을 받는다. 이러한 성질을 이용한 중력탐사는 지표에서 중력값을 측정, 분석함으로써 지하매질의 밀도변화를 탐지하는 지하측량방법이다. 지표의 평균 중력값은  $980\text{cm/s}^2$ 이지만, 측정값의 변화량은 평균 중력값의 0.00001% 정도로 매우 작으므로, 중력측정을 위한 측정장비는 매우 정밀해야 한다. 한편, 중력값의 변화요인은 지하의 밀도변화 외에도 다른 요인들이 있으며, 이들 원인들을 보정해야 한다(민경덕 등, 1994; 손호웅 등, 2000; Burger, 1992; Dobrin 등, 1988; Telford 등, 1992). 예를 들어, 지표 측정의 고도변화는 중력값의 변화를 가져온다. 즉, 측정점과 지구중심 사이의 거리차이 뿐만 아니라, 측정점과 지구중심 사이의 매질(밀도) 차이에 따라서 중력값의 변화가 있게 된다. 중력탐사에 의한 지하측량에 영향을

미치는 또 다른 요소는 지하의 비균질성 즉 복잡성이다. 측정 하부의 모든 매질은 중력값에 영향을 미치므로 찾고자 하는 대상체에 의한 영향만을 남기고 나머지는 없애버리는 자료처리를 하게 되며, 비균질성에 의해 완전한 성공보다는 어느 정도 만족할 만한 결과를 얻고자 노력하게 된다.

### 3.1.2 자력탐사

자력탐사법은 천부 및 심부, 국지 및 광역 지하측량에 비교적 저렴한 비용으로 수행될 수 있으며, 중력탐사와 많은 유사점이 있다. 자력탐사는 빙하퇴적물 등으로 덮여 있는 곳에서의 자화물질을 함유한 기반암의 심도파악 및 고고학에서의 매장유물 연구 등에 활용되고 있다(민경덕 등, 1994; 손호웅 등, 2000; Burger, 1992; Dobrin 등, 1988; Telford 등, 1992).

본 연구에서는 핵 자력계를 사용하였다. 핵 자력계의 센서는 수소이온이 풍부한 액체로 채워진 원통형 용기로서 내부에 코일이 있다. 코일에 전류를 보내면 자기장이 코일 축과 평행하게 유도된다. 수소의 중성자 핵은 미세한 자전을 하는 쌍극자 역할을 하며, 유도자기장에 평행하게 정렬된다. 전원이 끊어지면 수소 핵들은 지구 자기장 방향을 중심 축으로 하는 세차운동을 하며, 세차 주파수와 동일한 주파수의 약한 교류를 코일에 생성시킨다. 이 세차주파수는 자기장의 강도에 비례하므로 자기장의 세기를 매우 정확히 결정할 수 있다(민경덕 등, 1994; 손호웅 등, 2000;

Burger, 1992; Dobrin 등, 1988; Telford 등, 1992). 측정값은 일반적으로  $\pm 1nT$  정도의 정밀도를 갖는다.

### 3.1.3 중·자력 탐사결과와의 비교

본 연구지역에서의 중력탐사는 Lacoste-Romberg 육상 중력계를 이용하였다. 중력측정은 연구지역내에서의 밀도의 변화에 따른 지하매설물의 위치를 확인하기 위한 것이므로 중력절대값이 설정된 기준점으로부터 값을 유도하지 않았다. 따라서 본 연구지역에서의 중력측정값은 상대적인 중력값이며, 그 결과를 그림 2(a)에 도시하였다. 이 중력 측정값은 보정을 한 값으로서, 주변 교통에 의한 진동과 측선 양끝단의 가드레일 영향 등은 보정을 할 수 없었다. 따라서 좁은 구간임에도 불구하고 큰 중력값들 사이에 큰 편차를 보이고 있으며 측선의 좌측이 대체적으로 큰 값을 보이고 있다. 따라서 지하매설물에 의한 영향만을 고려하기 위하여 수평방향으로의 미분을 실시하였으며, 그림 2(b)와 같은 중력값의 수평변화율을 얻었다. 이 결과는 지하매설물의 경계부에서 밀도차이에 의한 변화를 반영한 것이다.

한편, 연구지역내에서의 핵 자력계를 사용하여 자력탐사를 실시하였으며, 지하측량을 보다 정밀하게 하기 위하여, 본 연구에서는 각 측정마다 자력계의 센서를 지표면으로부터 일정한 두 높이에 위치시켜 측정하였다. 즉, 매 측정마다 지표면으로부터 2m와 3m높이에서 자력값을 측정하였으며, 이 결과를 그림 3(a)에 도시하였다. 이들 상하에서

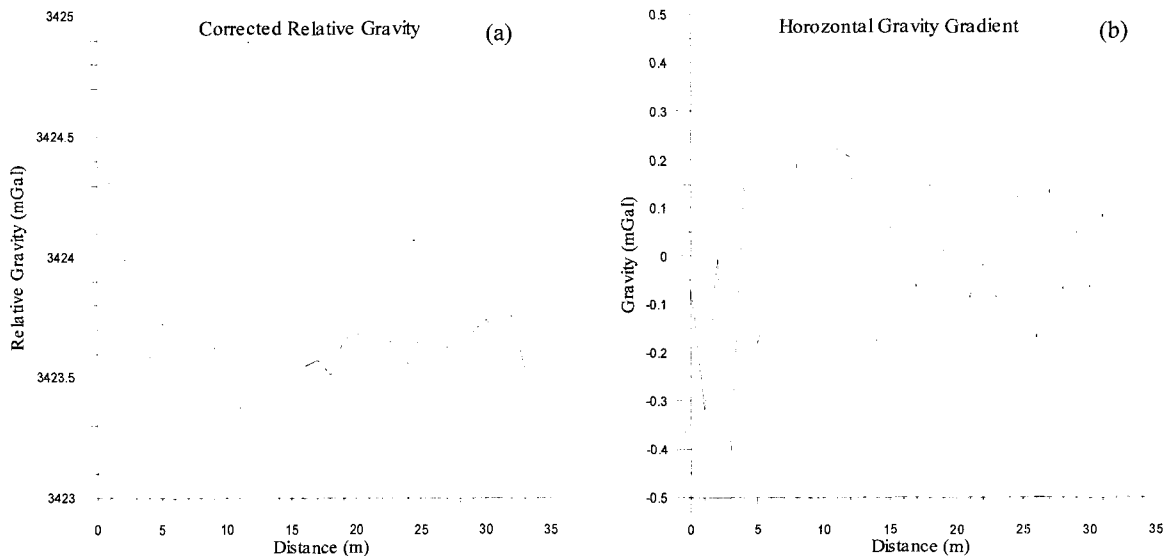


그림 2. 측선상에서의 (a) 보정된 상대중력값 및 (b) 중력값의 수평변화율

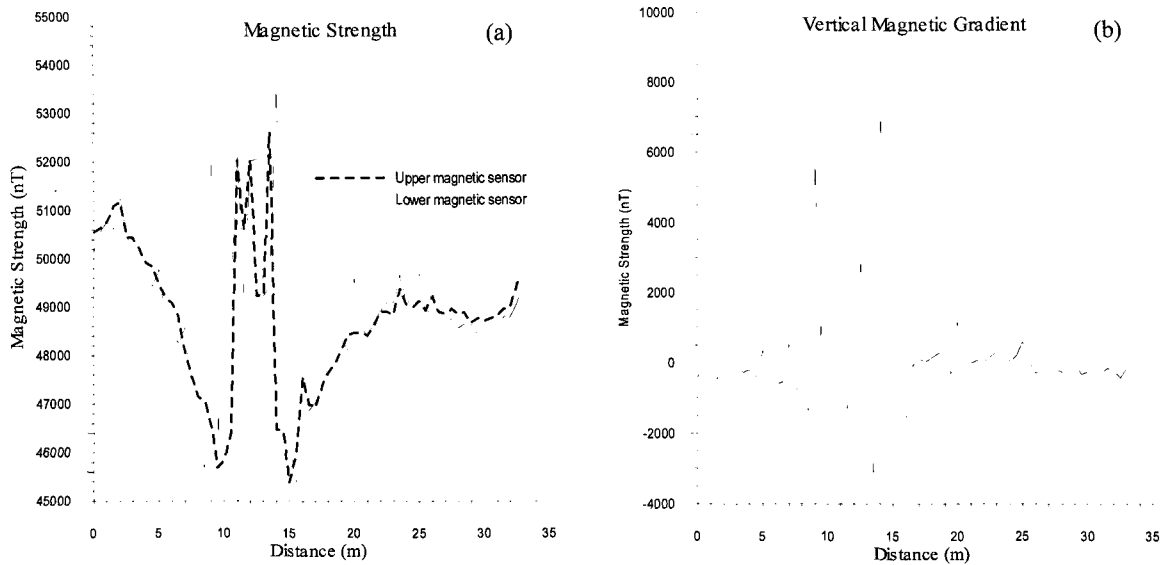


그림 3. 측선상에서의 (a) 자력값 및 (b) 자력값의 수직변화를

측정한 자력값들의 높이 차에 의한 자력값의 변화율을 보기 위하여 이들 값을 높이에 대하여 미분하여 그림 3(b)와 같은 자력값의 수직변화율을 얻었다.

자기장이나 중력장은 포텐셜 장(potential field)으로서, 두 장 사이에는 상관관계가 성립한다. 따라서 자력값과 중력값의 두 측정결과를 비교하기 위하여 그림 4에서는 중력값의 수평변화율과 자력값의 수직변화율을 같이 도시하였다. 자력값이 중력값에 비하여 보다 안정적인 것은 중력값의 경

우, 측정시의 주변의 차량진동 등을 통제할 수 없었기 때문이다. 그림 4에서 보는 바와 같이 두 곡선의 특징은 변화를 같이 한다는 것이다. 예를 들어, 거리가 2, 5, 7.5, 10, 11, 13, 15, 20, 25, 29m 되는 곳에서 자력값과 중력값이 같은 변화를 보이고 있으며, 이 위치에 지하의 이상체 경계부가 존재한다는 것을 의미한다. 그러나 깊이 등에 관한 정보를 얻을 수는 없다. 한편, 토질이 매우 불균질하고 매설물의 위치와 깊이에 관한 정보가 충분하지 않기에 modeling을 위한 변수가 부족하거나 모호하므로 중자력탐사 결과로는 어느 위치에 지하매설물이 존재할 것 같다는 추측만이 가능하다.

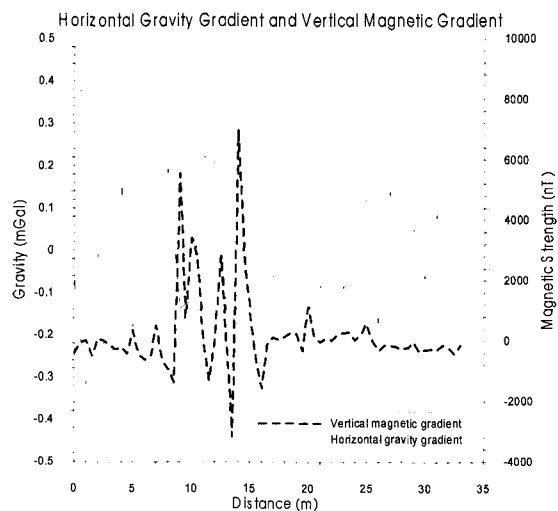


그림 4. 측선상에서의 중력값의 수평변화율 및 자력값의 수직변화율

### 3.2 GPR탐사

GPR탐사는 10MHz~수GHz 주파수 대역의 전자기파를 이용하여 천부의 지하구조를 파악하는 방법으로서, 짧은 파장의 전자기파를 사용하므로 분해능이 높으며, 매질간 유전율 차이에 의한 전자기파의 반사와 회절현상 등을 측정하고 이를 해석하여 천부 지하구조를 파악한다. GPR탐사법의 가장 큰 장점은 사용이 간편하고, 분해능이 높은 비파괴 탐사법이며, 매우 높은 고주파를 사용하기 때문에 전자기적 잡음에도 강하다는 장점이 있다(박상규, 1998; 손호용 등, 2000; Annan, 1992; Davis 등, 1989; Smith 등, 1992).

GPR탐사법은 개발된 지 20~30년된 비교적 최근의 기법이며 탐사심도가 천부인 환경 오염조사, 지반조사 또는 구조물의 비파괴 검사분야에 뛰어난 적용성을 가지는 탐사법이다. 레이더탐사법은 고주파대역의 전자기파를 송신

원으로 사용하므로 빙하지대, 사암, 기반암 또는 순수한 물과 같이 매질의 전기전도도가 낮은 지역에서 가장 큰 효율을 나타내며, 전기전도도가 큰 매질인 점토층이나 염수 등에서는 전자기파의 감쇠특성으로 인하여 적용이 어렵다(손호웅 등, 2000).

GPR탐사에서 사용하는 1MHz~수GHz의 고주파 대역은 전도전류에 비해 변위전류가 우세한 전파영역에 속하게 되어 전자기파의 거동은 파동방정식의 지배를 받는다. 전파영역에서 레이다파의 거동특성 중, 주된 관심은 감쇠도 및 속도이다. 평면 전자파를 가정할 경우 전파영역에서 감쇠상수 및 위상상수는 다음과 같이 주어진다.

$$\alpha = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}} \quad (\text{dB/m}), \quad \beta = \omega \sqrt{\mu \epsilon} \quad (\text{rad/m}) \quad (1)$$

여기서,  $\sigma$ 는 전기전도도(S/m),  $\epsilon$ 은 유전율(F/m),  $\mu$ 는 투자율(H/m),  $\omega$ 는 각주파수이다.

따라서 레이다파는 매질의 전도도가 클수록, 유전율이 작을수록 감쇠가 심하며 주파수에 무관하다. 그러나 100MHz 이상의 고주파 대역에서는 소위 10GHz에서 발생하는 물이완효과에 의해 감쇠상수가 급격히 증가하므로 100MHz 이상의 주파수를 사용하는 GPR탐사기의 가탐심도는 급격히 작아진다(손호웅 등, 2000; Davis 등, 1989).

한편, 지하를 구성하는 암석의 투자율을 진공에서의 값과 같다고 가정하면( $\mu = \mu_0$ ), 레이다파의 속도는

$$v = \frac{\omega}{\beta} = \frac{1}{\sqrt{\mu_0 \epsilon}} = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} = \frac{0.3}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (\text{m/ns}) \quad (2)$$

가 되어 레이다파의 전파속도는 주파수에 무관하며 단지 매질의 유전율에 좌우됨을 알 수 있다. 여기서,  $\epsilon_r = \epsilon/\epsilon_0$ 로 상대 유전율,  $c$ 는 진공에서의 전자기파의 속도로 0.3m/ns이다.

한편, 레이다파의 파장은

$$\lambda = \frac{v}{f} = \frac{300}{f \sqrt{\epsilon_r}} \quad (\text{M}) \quad (3)$$

이다. 여기서, 주파수  $f$ 의 단위는 MHz이다.

지하를 구성하는 암석의 상대 유전율은 일반적으로 3~30의 범위내의 값을 가지므로 레이다파의 속도는 0.06~0.175m/ns이다. 그러나 물의 상대 유전율은 80으로 다른 물질에 비하여 매우 크므로 지하 매질내의 수분함량은 레이다파의 거동에 큰 영향을 미치게 된다(손호웅 등, 2000).

GPR탐사는 캐나다 Sensors and Software사의 PulseEKKO GPR을 사용하였으며, 225, 450, 900MHz의 기본 주파수 외에 100MHz의 GeoRadar탐사를 수행하였다. 그림 5는 GPR탐사 결과단면으로서 주파수가 높은 안테나를 사용할수록 가탐심도가 낮아지며 해석 가능한 심도도 낮아지는

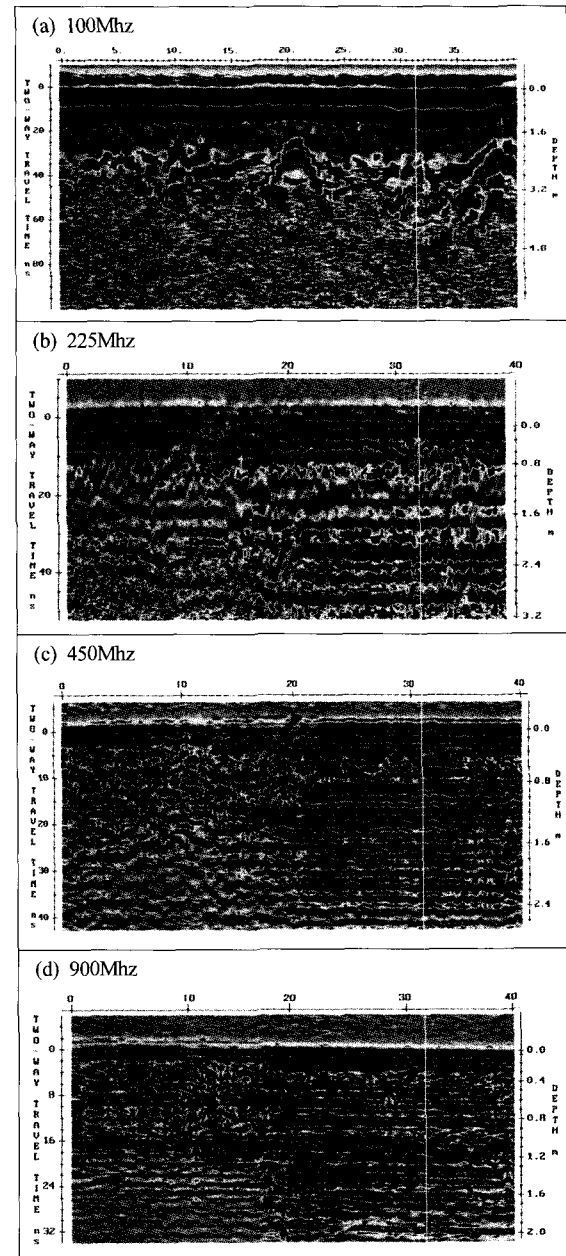


그림 5. GPR탐사결과: (a) 100MHz, (b) 225MHz, (c)450MHz, (d) 900MHz의 안테나를 사용한 결과

것을 볼 수 있다. 전체적으로 해석 가능한 심도가 급격히 낮은 것은 이 지역의 토질이 GPR탐사에는 불리한 매질(자갈 및 실트)로 구성되어 있기 때문이다. GPR탐사에 의한 결과단면의 전체적인 양상은, 그림 5(c)에 도시한 450MHz의 안테나를 사용한 GPR탐사결과가 잘 보여 주듯이, 연구 지역의 좌측 절반은 매우 교란되고 다짐이 안된 토양으로 구성되어 있는데 비하여, 우측 절반은 어느 정도 다짐이 된 토양임을 보여주고 있다. 그러나 연구지역의 우측 절반도 그림 5(c)와 (d)의 450MHz 및 900MHz의 안테나를 사용한 GPR탐사결과에서 보는 바와 같이 약 40~50cm심도에 자갈들이 많이 있음을 보여주고 있다.

그림 5(a)의 100MHz의 안테나를 사용한 GPR탐사결과에서 확인 할 수 있는 20m와 35m 하부의 2개의 이상체를 제외하고는 다른 주파수의 안테나를 사용한 GPR탐사에서는 지하의 상수관 탐지가 거의 불가능한 것을 확인할 수 있다.

### 3.3 전기탐사

전기비저항탐사 즉, 전기탐사는 지하에 전류를 인위적으로 흘려보내고 지하의 전기적 물성 차이에 의한 전위차를 측정함으로써 지하구조를 탐사하는 방법이다.

입력전류  $I$ 와 측정전위  $V$ 로부터 Ohm의 법칙( $V=IR$ )에 의해 저항  $R$ 을 구할 수 있다. 그러나 전기저항은 동일한 물체에서도 물체의 크기에 따라 변한다. 즉, 전기저항  $R$ 은 물체의 길이  $L$ 에 비례하고 단면적  $A$ 에 반비례한다.

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (4)$$

여기서,  $\rho$ 는 비례상수로서 물체의 크기에 관계없이 물체에 대한 전기적 특성을 나타내는 것으로서, 전기비저항(electrical resistivity)이라 하며, 단위는  $\Omega \cdot m$ 이다.

전기탐사는 그 동안 수많은 전극배열이 고안되어 사용되어 왔으며, 본 연구에서는 2차원 전기탐사를 위해서 쌍극자 배열(dipole-dipole array)을 사용하였다. 쌍극자 배열법은 전위 및 전류전극 간격( $a$ )이 같고 전위전극과 전류전극 사이의 간격( $na$ )을 넓혀가면서 전위차( $\Delta V$ )를 측정하여 겉보기비저항(apparent resistivity)을 계산한다. 쌍극자 배열에 의한 겉보기비저항  $\rho_a$ 는 다음과 같다.

$$\rho_a = n(n+1)(n+2)\pi \frac{\Delta V}{I} \quad (5)$$

겉보기비저항값의 분포도인 가단면도(pseudo-section)는 함수비, 염도, 점토량, 입경, 공극율, 파쇄대, 풍화도 등에 의해 진비저항값(true resistivity)과 차이가 나게된다. 따라서 겉보기비저항값으로부터 지하의 진비저항분포를 얻기 위해서 역산(inversion)을 수행한다(김정호, 1987; 민경덕 등, 1994; 손호웅 등, 2000; Loke, 1999; Telford 등, 1992). 진비저항값으로부터 지하의 매질 및 대상체의 물성을 파악할 수 있다. 따라서 지하 대상체의 형태 및 위치를 확인할 수 있는 지하측량을 수행할 수 있을 뿐만 아니라 물성(전기비저항)을 유추할 수 있다(Placky, 1987).

그림 6은 본 연구지역에서의 쌍극자배열에 의한 전기탐

(2-D Resistivity Structure)

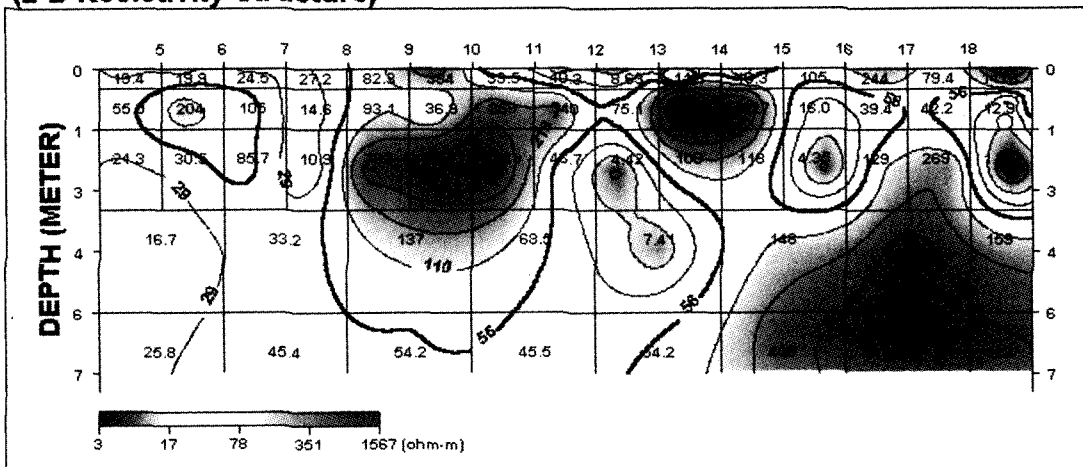


그림 6. 전기탐사결과

사 결과로서 역산을 실시하여 얻은 것이다. 그림으로부터 지하 매설관의 위치, 심도 및 크기를 일부 파악할 수 있다. 즉, ①측선 3m 지점의 약 7m 심도, ②측선 12.5m 지점의 약 3m 심도, ③측선 15.5m 지점의 약 2m 심도, ④측선 19m 지점의 약 2m 심도에는 직경이 약 2m되는 매설관이 있는 것으로 판단되며, 전기비저항값이 매우 낮은 것으로 보아 내부에는 물로 차있는 것을 유추할 수 있다. 지하매설물의 위치, 심도 및 크기를 어느 정도 파악할 수 있으나, 분해능이 좋다고는 할 수 없다. 이를 개선하기 위해서는 전극간격을 좁힐 수 있으나, 전극간격을 좁힐수록 가탐심도는 줄어들기 때문에 전기탐사에 한계가 있다고 할 수 있다. 한편, 본 연구지역이 차량이 통행하는 차도로 둘러싸여 협소하고 전극을 충분히 전개할 수 없는 관계로 지하에 관한 정보를 제한된 구간에서만 확보할 수 있었다. 지하매설관의 위치, 심도 및 크기 등의 정보가 다른 기존 지하측량에 비하여 향상된 것을 확인 할 수 있으나, 전기탐사는 전극을 접시시켜야 하므로 광의의 파괴검사로 볼 수 있다.

### 3.4 탄성파탐사법

지반내부를 전파하는 탄성파는 지반내부 지층의 물리학적, 기하학적 성질이 변하는 위치에서 반사, 굴절 및 회절현상 등을 일으킨다. 탄성파 탐사법은 탄성파의 이와 같은 현상을 이용하여 지반의 물성 및 형태 등에 관한 정보를 제공하는 지하측량으로서 반사법탐사와 굴절법 탐사로 나눌 수 있다. 탄성파탐사는 지표나 지표근처에서 해머(hammer)나 다이내마이트 등의 충격에 의한 압력파를 지하에 입력시키고, 지층의 음향 임피던스(acoustic impedance)의 차이에 의해 지하의 지층 경계면에서 반사, 굴절되어 돌아오는 탄성파를 지오폰(geophone) 등의 수신기로 취득하여 분석한다(민경덕 등, 1994; 손호웅 등, 2000; Burger, 1992; Dobrin 등, 1988; Telford 등, 1992; Yilmaz, 1988). 따라서 탄성파탐사를 위한 조사지역은 압력파를 지하로 충분히 잘 전파시킬 수 있어야 하며, 지하로부터 돌아온 탄성파를 수신기로 잘 취득할 수 있는 좋은 조건을 갖추어야 한다. 본 연구지역은 아스팔트로 포장된 도로로 둘러싸여 있으며, 내부의 조사지역은 자갈과 점토질 흙으로 구성된 지반이다. 따라서 압력파를 지하로 전파시키고 수신기로 취득하기에 불리할 뿐만 아니라 주변의 차량 및 전철에 의한 진동에 의해 많은 잡음도 취득되는 환경이다.

#### 3.4.1 굴절법 탄성파탐사

탄성파 에너지는 지하 지층 경계면에서 Snell의 법칙에

따라 굴절을 한다. 즉,

$$V_1 / V_2 = \sin \alpha / \sin \beta \quad (6)$$

여기서,  $V_1$ ,  $V_2$ 는 상, 하부 지층에서의 탄성파 속도,  $\alpha$  및  $\beta$ 는 각각 입사각 및 굴절각이다. 탄성파의 일부는 지층 경계면에서 반사되어 지표로 되돌아오고, 일부는 굴절되어 지층 경계면 하부층으로 계속 전파된다. 탄성파 전파과정에서 입사각

$$\alpha = \sin^{-1} (V_1/V_2) \quad (7)$$

이 되는 경우에는 굴절각  $\beta$ 가  $90^\circ$ 가 되어 탄성파가 경계면과 나란히 전파된다. 이를 임계굴절이라 한다. 임계굴절된 탄성파는 경계면을 따라서 지층경계면 하부층의 속도  $V_2$ 로 전파되며, 일부가 다시 상부층으로 재굴절하여 지표에 도달한다. 탄성파 굴절법 탐사는 지표 및 지표근처에서 인위적으로 압력파를 발생시켜 지하로 탄성파를 전파시킨 후, 지표면으로 전파되어 도달하는 직접파 및 선두파의 도달시간을 측정하여 지하의 지질구조 및 지하 매설물의 형태뿐만 아니라 지층의 탄성파 전파속도를 유추하는 방법이다(민경덕 등, 1994; 손호웅 등, 2000; Burger, 1992; Dobrin 등, 1988; Telford 등, 1992).

본 연구에서는 McSEIS를 사용하여 탄성파 굴절법탐사를 수행하였으며, 음원으로는 해머(hammer)를 사용하였다. 굴절법 탐사자료를 처리하기 위해서는 각 수신기에 가장 먼저 도달된 파의 초동시간을 읽어서, 초동시간을 발파점과 수신기의 위치에 따라 주시곡선(time-distance curve)을 작성하며, 주시곡선으로부터 지하 지층의 정보를 얻게 된다. 그림 7(a)는 본 연구지역에서의 굴절법탐사에 의한 주시곡선을 도시한 것이며, 이 곡선을 분석하여 그림 7(b)와 같은 지하에 관한 정보를 얻을 수 있었다. 그림에서 보는 바와 같이 탄성파 굴절법탐사에 의한 지하측량결과는 연구지역지하의 대체적인 지하매질의 구성에 관한 정보를 제공하고는 있으나 지하매설물에 관한 정보는 거의 제공하고 있지 못하다. 이유는 본 연구지역의 자갈과 실트의 간극비가 높은 매질로 구성되어 있어서 탄성파의 감쇠가 심하여 지하매설물을 찾을 수 있는 고주파수영역의 탄성파가 거의 상실된 것으로 판단된다. 또한 주변의 차량진동도 잡음으로 크게 작용한 것도 한 원인으로 분석된다. 한편, 측선의 21m 근처의 심도 2-3m 되는 곳에 지하매설물의 존재를 추정할 수 있으나, 결론지을 수는 없었다.



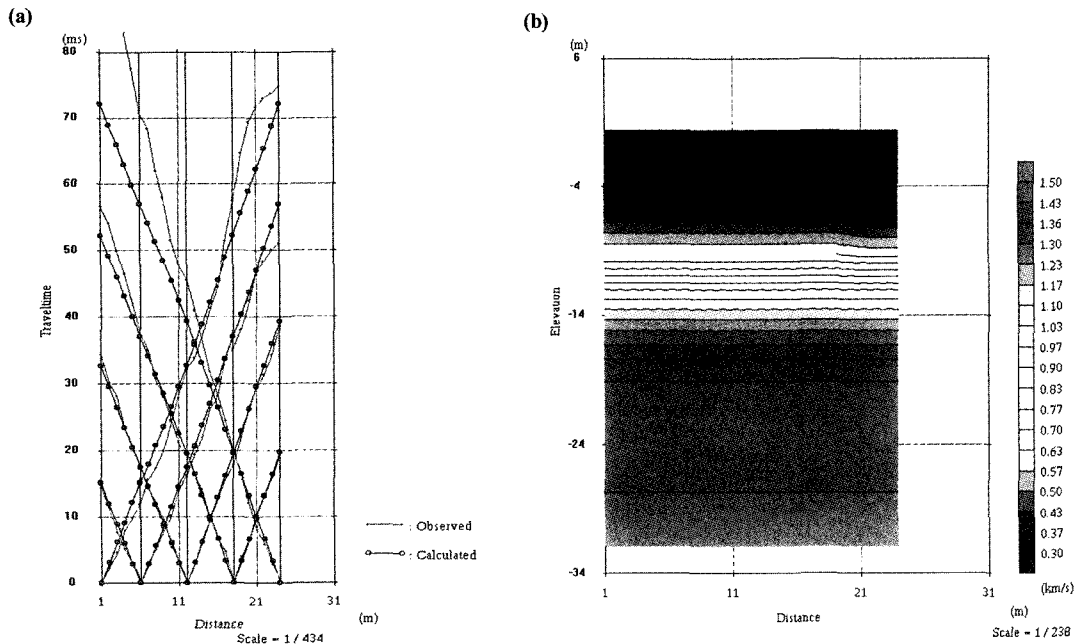


그림 7. 굴절법 탄성파탐사에 의한 (a) 주시곡선과 (b) 해석결과

### 3.4.2 반사법 탄성파 탐사

반사법 탄성파탐사는 지하구조 조사 및 석유탐사를 위한 방법으로 사용되고 있다. 굴절법 탐사로는 탐지하기 어려운 고심도의 복잡한 지질구조도 매우 향상된 분해능으로 보여주고 있다. 최근에는 지반조사 방법으로도 사용이 증가하고 있다. 특히, 최근의 컴퓨터 발달로 인한 자료처리 능력 및 속도향상으로 분해능이 증가되고 있으며, 각종 자료처리 기법으로 탄성파 반사법 탐사에 의한 보다 정밀한 지하측량 방법이 가능하게 되었다.

탄성파 자료처리는 현장자료로부터 실제 지하구조에 가까운 단면을 만드는데 그 목적이 있다. 특히, 신호대 잡음비(S/N ratio)를 높이기 위하여 중합자료를 취득할 경우 적절한 자료처리가 필수적이다. 자료처리에는 크게 디콘볼루션(deconvolution), 공심점 중합(CDP stacking), 구조보정(migration) 등이 있다. 특히, 반사점이 같은 트레이스를 모아 발파점-수진기 사이의 거리(offset distance)에 따라 재정리하게 되는데 이를 공심점 취합이라 하며, 한 반사점을 여러 번 기록함으로써 S/N비가 높아질 뿐만 아니라 지반의 지층 속도분포를 계산할 수 있다(손호웅 등, 2000; Dobrin 등, 1988; Telford 등, 1992; Yilmaz, 1988).

반사법 탄성파탐사에 의한 지하측량을 위해 본 연구에서는 굴절법의 경우와 같이 McSEIS를 사용하였으며, 음원

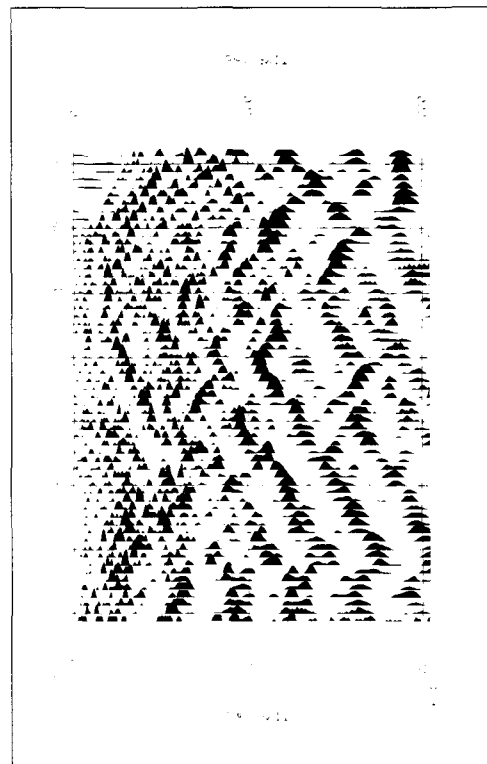


그림 8. 반사법 탄성파탐사결과

으로는 해머를 사용하였으며, 공심점 취합을 수행하였다. 그림 8은 탄성파 반사법탐사 결과이다. 이러한 결과는 우선 해머의 타격에 의해 발생하는 주파수가 우선 낮은 뿐만 아니라 자갈과 실트의 간극비가 높은 지반환경에 의해 탄성파의 감쇠가 심하기 때문이다. 한편, 차량진동에 의한 잡음도 열악한 결과를 얻게된 한 원인으로 분석된다. 지하에 많은 포물선이 존재하여 지하매설물의 존재를 생각할 수는 있으나 결과가 매우 부실하여 결론에 이르기에는 무리가 있다.

#### 4. 고주파수대역 전자탐사에 의한 지하측량방법

지표에서 발신된 전자기장은 지하의 지층 비저항 구조에 따라 다른 수신 전자기장을 유도하게된다. 이러한 유도 전자기장은 발신된 전자기장의 주파수와 지하 지층의 비저항 분포에 따라 변화하게되고 이러한 변화를 감지하여 지하의 지층에 대한 정보를 얻는 것이 전자(電磁; elelctromagnetics) 탐사의 목적이다.

고주파수대역 전자탐사(high frequency elelctromagnetics; HFEM)는 전자탐사의 일종으로 지표로부터 발신된 전자기장에 의한 2차 전기장의 세기(intensity) 및 위상(phase)을 측정하며, 이와 더불어 유도전류를 함께 측정함으로써, 지하의 비저항 분포를 추정하는 방법이다. 그림 9는 HFEM탐사 모식도를 보여준다.

전자기장은 정현파의 형태를 갖으며, 다음의 Maxwell 방정식을 만족한다.

$$\nabla \times E = -i\omega\mu H \quad (8)$$

$$\nabla \times H = \sigma E + i\omega\epsilon E \quad (9)$$

$$\nabla \cdot E = 0 \quad (10)$$

$$\nabla \cdot H = 0 \quad (11)$$

여기에서  $\vec{E}$ 는 전기장,  $\vec{H}$ 은 자기장이며,  $i$ 는  $\sqrt{-1}$ 이다. 또한  $\epsilon$ 은 전기유전율(electrical permittivity);  $\mu$ 는 자기투자율(magnetic permeability);  $\sigma$ 는 전기전도도(electrical conductivity)로서 전기비저항(electrical resistivity)  $\rho$ 의 역수이다(손호웅 등, 2000; Cagniard, 1953; Telford, 1992).

식 (9)의 우변 첫 번째 항과 두 번째 항은 각각 전도전류(conduction current) 및 변위전류(displacement current)를 나타내며, 이들 전류의 비율은

$$\frac{\omega\epsilon}{\sigma} \approx \frac{1}{2} \frac{\rho}{T} 10^{-10} \quad (12)$$

로 표현되는데, HFEM 탐사에서 활용되는 일반적인 주파수 대역이 수백 kHz를 넘지 못하고, 지층의 비저항 역시 10,000 ohm-m를 넘지 못하므로 두 번째 항인 변위전류 관련 항은 무시할 수 있으므로, 위의 Maxwell 방정식을 아래와 같은 유사 정상상태(quasi-stationary)로 다룰 수 있다.

$$\nabla \times E = -i\omega\mu H \quad (13)$$

$$\nabla \times H = \sigma E \quad (14)$$

$$\nabla \cdot E = 0 \quad (15)$$

$$\nabla \cdot H = 0 \quad (16)$$

위의 Maxwell 방정식들을 각 성분별로 비교하고, y축 주향방향에 대한 전자기장의 변화를 무시하는 2차원 문제

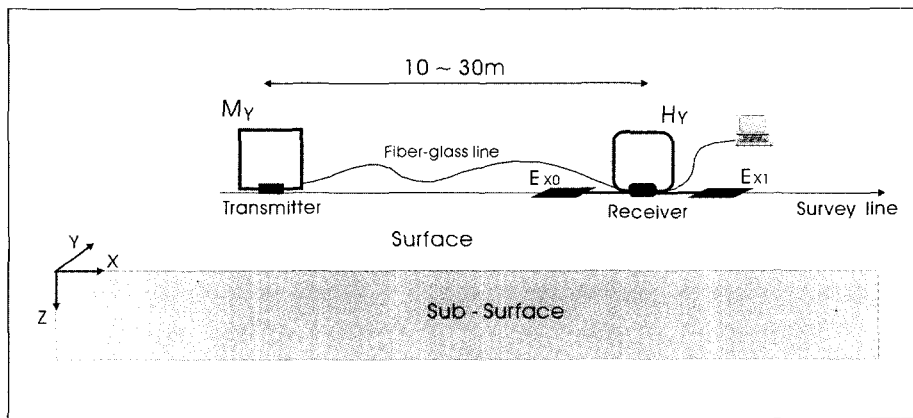


그림 9. HFEM 탐사장비 모식도 및 측량방법

로 단순화시키면,  $E_y$  및  $H_y$ 를 다음의 식 (17) 및 (18) 형태의 분산방정식(diffusion equation)으로 단순화할 수 있다.

$$\nabla^2 E_y + k^2 E_y = 0 \quad (17)$$

$$\nabla^2 H_y + k^2 H_y = 0 \quad (18)$$

여기서  $k^2 = -i\omega\mu\sigma$ 로서  $k$ 는 복소파수(complex wave number) 또는 전파상수(propagation constant)라고 한다. 이 식들은 HFEM에 대한 2차원 문제의 기본적인 지배방정식이 되며, 미분방정식에 대한 해석을 통해 2차원 지하 비저항 구조로부터 유도되는 전기장장을 계산할 수 있다. 지하 비저항이 균질 등방성 매질로 되어있는 경우, 지표에서 측정되는 직교하는 전기장과 자기장의 비율로부터 간단히 매질의 전기 비저항을 구할 수 있으며, 이때, 전기비저항은 다음의 식 (19)로 표현되며, 측정되는 전기장과 자기장의 위상차는 식 (20)과 같이 표현된다.

$$\rho = \frac{|Z_{xy}|^2}{2\pi f\mu} = \frac{|Z_{yx}|^2}{2\pi f\mu} \quad (19)$$

$$\Phi = \text{Arg}(Z_{xy}) = \text{Arg}(Z_{yx}) + \pi \quad (20)$$

여기에서 임피던스  $Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = -Z_{yx} = -\frac{E_y}{H_x}$  이다(Swift, 1987; Torres 등, 1992; Ward 등, 1988; Vozoff, 1991).

실제로 지표에서 특정 주파수에 대해 전기장과 자기장을 측정하는 경우, 지하의 매질을 균질 등방성 매질로 가정하여 일차적인 겉보기 비저항(apparent resistivity)을 구하게 되며, 주파수별로 이들 겉보기 비저항의 변화를 관찰하여 지하 심도별 비저항을 변화를 추정하게 된다. 조사에 활용된 주파수는 고주파일수록 근접 지표에 대한 정보를 부각시키고, 저주파일수록 심부 지표의 정보를 부각시키게 되므로 심도에 대한 지층의 전기 비저항 분포를 관찰할 수 있게된다(Swift, 1987). Constable 등(1987)은 1차원 층상구조에 대한 지하지층의 비저항과 층 두께에 따라 나타나는 겉보기 비저항과 임피던스 및 위상차이를 다음과 같이 설명하고 있다.

$$\rho_a = 2\pi f\mu c_1^2 \quad (21)$$

$$\Phi = \tan^{-1}\left(\frac{\text{Re}(c_1)}{-\text{Im}(c_1)}\right) \quad (22)$$

여기서  $c_1$ 은  $2\pi f\mu Z$ 이며,  $c_1$ 은 아래의 귀납관계(recursive relations)에 의해 결정되어 진다. 즉,

$$c_{i-1} = \frac{1}{k_{i-1}} \frac{(k_{n-1} c_n + 1) + (k_{n-1} c_n - 1) \exp(-2 k_{n-1} t_{n-1})}{(k_{n-1} c_n + 1) - (k_{n-1} c_n - 1) \exp(-2 k_{n-1} t_{n-1})}$$

$$c_n = \frac{1}{k_n} \quad (23)$$

여기서  $k_j = \sqrt{\frac{2\pi\omega\mu\sigma_j}{\rho_j}}$ 이며,  $\rho_j$ 는  $j$ 번째 층의 비저항이며,  $t_j$ 는  $j$ 번째 층의 두께이다.

결국, 주파수별로 겉보기 비저항의 분포와 위상 차이를 측정하게 되면, 지하의 비저항 분포를 조사할 수 있게된다. 최근 연구, 개발된 HFEM탐사법은 지하정보를 극대화하기 위하여 상기한 바와 같이 전기장, 즉 전위차를 측정한다. 기존의 전기장 측정을 위해서는 전극을 땅에 접지시켜야 하므로 접지에 시간이 걸리고, 지반상황에 따라서는 접지가 어렵거나 불가능한 경우가 발생한다. 이러한 문제를 극복하기 위하여 HFEM탐사법은 비접촉 용량전극(capacitive-coupled electrode)을 채용하여 측정시간을 대폭 줄일 수 있었으며, 콘크리트나 아스팔트로 포장되어 접지가 어려운 지역에서도 탐사가 가능한 장점을 가지고 있다. HFEM탐사는 주파수 대역 탐사이며, 인공적으로 에너지원(源)을 방출하는 능동적인(active) 탐사방법으로서 주파수 영역은 2kHz~4MHz이며 가탐심도는 약 30m 정도이다. 또한 중첩(stacking)에 의해 고압선 등에 의한 잡음을 감소시킬 수 있다. 지하의 매질물 탐사를 위해 널리 사용되고 있는 레이더 탐사는 가탐심도가 실제로 5-10m 내외로서, 천부의 정보만을 제공한다(손호용 등, 2002). 따라서 HFEM탐사는 GPR탐사의 보완적인 기능을 하게되면 자료해석의 정도가 높아질 것으로 기대된다. 한편, HFEM탐사 결과로부터 비저항 분포, 즉 지반상태를 파악할 수 있으므로, 지하매질물, 지반조사 및 유적지 조사 등에 유용하게 적용할 수 있다.

그림 10(b)는 HFEM탐사에 의해 얻은 탐사결과로서 측선상에서 30m만 실시하였으며, 15m심도까지 조사하였다. 고주파수대역인 관계로 신속한 조사가 가능하며, 100MHz를 이용한 GPR탐사로 2m에 깊이에 있는 매설관 2개 정도를 겨우 파악할 수 있었으나, HFEM탐사에서는 모든 매설관을 탐지할 수 있었으며 관경도 유추할 수 있었다. 특히, 좋은 조건 하에서도 기존의 지하측량법으로는 8~9m이상의 심도의 매설관을 찾기가 힘들으나 본 조사에서는 가능한 것을 확인할 수 있었다. 그림에서 볼 수 있듯이 GPR에서 볼 수 있었던 측선 좌측 절반은 매우 교란되고 다짐이 안된 토양으로 구성되어 있는데 비하여, 우측 절반은 어느 정도 다짐이 된 토양임을 보여주는 양상을 잘 보여주고 있다.

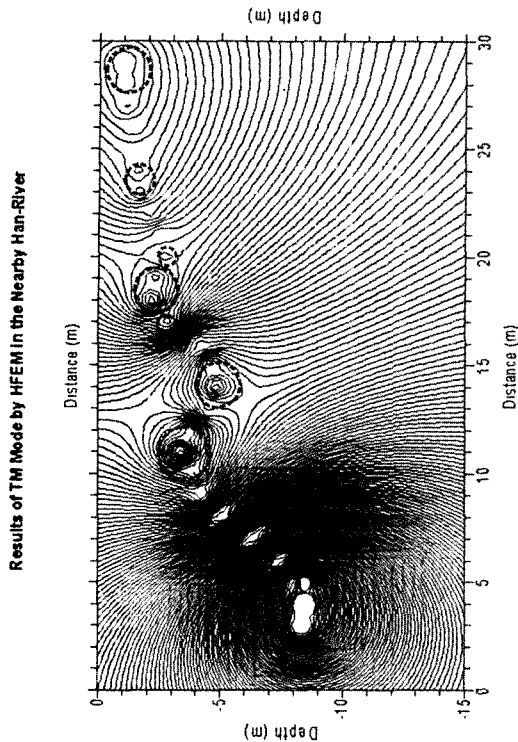


그림 10. HFEM 탐사결과 및 해석

## 5. 결 론

지하에 매설된 각종 시설물의 위치 및 깊이를 조사하기 위한 지하측량 방법으로 GPR탐사법이 많이 활용되고 있으며, 이외에도 많은 탐사방법들이 있으나, 가탐심도가 낮으며, 지하매질에 많은 제약을 받는다. 본 연구에서는 이러한 기존의 지하측량 방법의 제약을 극복하고자, 본 연구에서는 고심도 정밀 지하측량에 효과적으로 지하매설물을 탐사할 수 방법으로서 고주파수대역 전자측량을 적용하였다.

고주파수대역 전자탐사는 주파수대역 탐사이며, 인공적으로 에너지원(源)을 방출하는 능동적인 탐사방법으로서, 주파수 영역은 2kHz~4MHz이며 가탐심도는 약 30m 정도의 고심도를 측량할 수 있다. 고주파대역 전자탐사에서는 지하정보를 극대화하기 위하여 서로 수직인 전기장과 자기장을 측정하며, 측정 하부의 수직적 전기비저항 분포를 해석한다. 전기장을 측정하기 위한 전기탐사에서는 전극을 땅에 접시시켜야 하지만, 비접촉 용량전극을 채택하여 측정시간을 대폭 줄일 수 있을 뿐만 아니라 콘크리트, 아스팔트 및 잡석으로 포장된 지역에서도 조사가 용이하

며, 중첩에 의해 고압선 등에 의한 잡음을 대폭 감소시킬 수 있게 되었다.

연구지역에서의 적용결과, 다른 지하측량 방법으로는 발견할 수 없었던 지하매설관에 대해서 본 고주파수대역 전자측량은 성공적인 결과를 얻을 수 있었으며, 지반환경을 유추할 수 있었다. 따라서 본 연구방법을 지하매설물의 위치 및 깊이확인을 위한 정밀 지하측량 및 문화 유적지의 발굴 등에 효과적으로 적용할 수 있을 것으로 판단된다.

## 감사의 글

본 연구는 한국학술진흥재단의 연구지원비(KRF-2000-DP0434)에 의해 이루어졌다. 본 연구결과는 2001년도 측량협회 주최 신기술 경진대회에서 대상으로 건설교통부장관상을 수상하였으며, 특허출원(10-2001-0024602)되었다. 각종 탐사자료의 취득과 분석에 도움을 주신 삼보지오텍의 김병철 사장님과 조사 및 자료처리에 많은 도움을 준 배재대학교 토목환경공학과 지반조사공학연구실의 이대근, 김상규 석사 및 연구원들에게 감사를 드린다.

## 참고문헌

- 김정호 (1987), 이차원 전기비저항 탐사자료의 역산, 박사학위 논문, 서울대학교.
- 민경덕, 서정희, 권병두 (1994), 응용지구물리학, 우성문화사, 252 p.
- 박상규 (1998), GPR탐사해석시 흙의 유전상수 결정방법에 관한 연구, 석사학위논문, 건국대학교.
- 손호웅, 김지수, 송영수, 윤왕중, 김인수, 서만철, 김기영, 조인기, 김학수 (2000), 지반환경물리탐사, 시그마프레스.
- 손호웅, 이승희, 이강원 (2002) 비파괴 전자탐사에 의한 지하매설물의 정밀탐지, 비파괴검사학회지, 22, 3, pp. 275-283.
- 이강원, 손호웅 (2003), 지하시설물조사 및 탐사, 청문각 (in printing).
- 한국공항 (1999), 고심도 광역상수관로 탐사결과 보고, 결과보고서, 한국공항(주) GIS사업본부.
- Annan, A. P. (1992), *Ground Penetrating Radar Workshop*, GPR Workshop.
- Burger, H. R. (1992), *Exploration Geophysics of the Shallow Subsurface*, Prentice-Hall.
- Cagniard, L. (1953), *Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical exploration*, Geophysics, 18.
- Davis, J. L., Annan, A. P. (1989), *Ground Penetrating Radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy*, Geophy. Prosp. 37.
- Dobrin, M. B., Savit, C. H. (1988), *Introduction to Geophysical*

- Prospecting*, 4th ed, McGraw-Hill.
- Loke, M. H. (1999), *Rapid 2D Resistivity & IP Inversion using the least-squares method*, Geomatics, INC.
- Nichols, E. A., Morrison H. F., Lee, S. (1994), *Controlled source magnetotellurics for ground water*, Abstr, 64th Annu, Mtg., Soc. Explor. Geophys., pp. 553-554.
- Placky, G. J., *Resistivity Characteristics of Geologic Targets*, in Nabighian, M. N.(Ed.), *Electromagnetic methods in Applied Geophysics 1.*, pp. 53-129.
- Smith, D. G., Jol, H. M., "Ground penetrating radar investigation of a lake Bonneville delta, provo level, Brigham Cith, Utah", *Geology*, Vol. 20, 1992.
- Swift, C. M.(1987), *A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States*, in Nabighian, M.N. (Ed.), *Electromagnetic methods in Applied Geophysics 1.* SEG.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. (1992), *Applied Geophysics*, 2nd Ed, Cambridge Univ. Press.
- Torres, V. C., Bostick Jr., F.X. (1992), *Principles of spatial surface electric field filtering in magnetotellurics: electromagnetic array profiling(EMAP)*, *Geophysics*, 57, pp. 603-622.
- Ward, S. H., Homann, G. W. (1988), *Electromagnetic theory for geophysical application*, in Nabighian, M. N. (Ed.), *Electromagnetic methods in Applied Geophysics 1*, SEG.
- Vozoff, K. (1991), *The magnetotelluric method*, in Nabighian, M. N.(Ed.), *Electromagnetic method in Applied Geophysics*, 2B. Society of Exploration geophysicists, pp. 641-711.
- Yilmaz, O., *Seismic Data Processing*, SEG.

---

(2003년 3월 19일 원고접수)