

## 지하레이더 탐사법을 이용한 지반조사 사례 연구 Case Study of Ground Penetrating Radar for Subsurface Investigation

문 장 수 (Moon, Jang-Soo)  
김 세 환 (Kim, Se-Hwan)  
남 옥 현 (Nahm, Wook-Hyun)  
오 영 철 (Oh, Young-Chul)

금호건설 기술연구소  
금호건설 기술연구소  
한국건설품질관리연구원  
시설안전기술공단

### 요약 / ABSTRACT

토공사의 안전시공과 품질향상을 위해서는 지반의 지질구조 및 특성에 대한 정확한 정보의 획득이 무엇보다 중요하다. 지하레이더 탐사법은 수~수십 m 이내의 얇은 심도 지반을 조사할 수 있는 간편한 지구물리탐사법의 하나이다. 본 연구는 토공사의 주요한 관심 대상인 지질 경계면 추정에 지하레이더 탐사법을 적용한 사례에 관한 것이다. 탐사지역의 기반암은 안산암이며, 풍화토층, 풍화암층, 연암층 등으로 구성되어 있음이 시추조사 결과로 알려졌다. 여기에 지하레이더 탐사를 실시하여 이들 지질 경계면의 심도를 추정하였다. 지질 경계면의 심도를 추정하기 위해서는 지하 매질에서의 전자기파 속도를 분석하여야 하는데, 본 연구에서는 공통 중간점 (CMP, Common Mid-Point) 방법으로 전자기파 평균 속도 0.096m/ns를 구하여 자료를 처리하였다. 이렇게 추정된 심도와 시추조사 결과가 거의 일치하고 있는 점을 확인하였다. 또한 시추조사로는 밝혀지 못했던, 연암층 상부경계에서의 차별풍화로 인한 지층의 기복을 확인하였다.

The exact information on geological structures and characteristics of the subsurface must be acquired to secure quality and safety of constructions. GPR technique, one of the most updated geophysical methods, is known for its applicability to shallow-depth underground surveys. The purpose of this study is to examine the usefulness of GPR method in constructions for detailed subsurface investigations, especially detecting the boundary between basement rock and its overburden. To find appropriate depths of the geological boundaries, it is necessary to obtain velocity of electromagnetic wave propagating into the ground. Wave velocity 0.096 m/ns estimated from velocity analysis using CMP gathers is used for depth conversion from time section. The depths of geological boundaries from GPR profiles are very well correlated with boring data. In addition, GPR survey has found some undulations of the geological boundaries due to weathering, which cannot be provided by conventional coring approaches.

## 서 언

최근 대규모의 지하공간 개발이 증가함에 따라 지하 지질구조에 대한 관심이 높아지고 있으며, 특히 지층 구조, 파쇄대의 위치, 기반암의 분포 상태 등의 정보가 더욱 필요하고 중요하게 되었다. 가장 일반적으로 쓰이는 지반조사의 방법은 시추조사인데, 이는 지하 지층의 시료를 직접 채취할 수 있으며 각종 원위치 시험이 가능하지만, 시추위치에 국한된 정보만을 얻을 수 있다는 제한이 있다.

지하레이더 탐사법은 전자기파를 지하로 방사시킨 후, 지질 경계면이나 지하의 불균질면, 파쇄대, 또는 지하매설물 등 여러 가지 경계면으로부터 반사되어 되돌아오는 전자기파를 받아서 지하 지질구조를 파악하는 지구물리탐사 방법이다. 적용할 수 있는 범위가 넓고, 탐사가 빠르게 진행되어 경제적이고, 지하 지질구조를 해상도가 높은 영상으로 연속적으로 볼 수 있다는 것 등을 지하레이더 탐사법의 특징으로 들 수 있으며, 이러한 장점으로 인하여 최근 각광 받고 있다(Davis and Annan, 1989).

본 조사는 부산광역시 중구 영주동에서 지하레이더 탐사법을 이용하여 앞에 언급한 지하 지질구조에 대한 정보, 특히 시추공과 시추공 사이의 지질 경계면 위치를 파악하기 위한 목적으로 시도되었다. 지질 경계면의 정확한 심도를 알기 위해서는 전자기파가 매질속으로 전파하는 속도를 파악하여야 하는데, 본 조사에서는 공통 중간점 (CMP, Common Mid-Point) 방법을 이용하였다. 시추공 부근에서는 시추조사를 통한 결과와 비교하여 지하레이더 탐사법의 신뢰도를 확인하였으며, 또한 탐사결과를 3차원적으로 표현하여 지하 지질구조에 대한 시각적인 이해를 높이고자 하였다.

### 지하레이더 탐사법 기초이론

본 조사에 이용한 지하레이더 (GPR, Ground Penetrating Radar) 탐사법은 지표에서 탐사를 수행하는 간편한 방법인데, 이는 전자기파를 이용하는 지구물리탐사법의 한 종류이다.

전자기파는 빛이나 음파와 같이 전파하며 반사, 굴절, 회절, 간섭, 감쇠, 발산, 분산, 흡수 등의 일반

적인 파동의 성질을 가지고 있다. 지하에서의 전자기파의 전파에 영향을 미치는 지하매질의 특성은 주로 매질의 상대유전율과 상대투자율, 그리고 전기전도도 등이다.

매질들은 서로 다른 전기적 성질을 갖는데, 여기서 전기적 성질이란 매질의 상대유전율과 상대투자율에서 유도되는 고유의 임피던스를 말한다. 이 고유임피던스  $Z$ 는

$$Z = \frac{\sqrt{j\omega \mu_r}}{\sqrt{\sigma + j\omega \epsilon_r}} \quad (1)$$

( $\sigma$ : 매질의 전기전도도,  $\epsilon_r$ : 매질의 상대유전율,  $\mu_r$ : 매질의 상대투자율)로 표시된다. 위아래로 나란한 두 매질의 임피던스를 각각  $Z_1$ ,  $Z_2$ 라고 했을 때, 이 경계를 지나가는 전자기파의 반사계수 (reflection coefficient)  $K$ 는,

$$K = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (2)$$

로 나타낼 수 있으며, 두개의 서로 다른 매질의 경계면에서 입사파와 반사파의 진폭의 비를 말한다. 이 때 투과계수 (transmission coefficient)는  $1 - K$ 이다(Kraus, 1984).

$\mu_r$ 의 상대투자율과  $\epsilon_r$ 의 상대유전율을 갖는 매질에서의 전자기파 속도  $V$ 는

$$V = \frac{c}{\sqrt{\mu_r \epsilon_r}} \quad (3)$$

( $c$ : 진공에서의 전자기파 속도,  $\epsilon_r$ : 매질의 상대유전율,  $\mu_r$ : 매질의 상대투자율)이고, 감쇠상수  $\alpha$ 는

$$\alpha = \sqrt{\frac{\omega \sigma \mu_r}{2}} \quad (4)$$

( $\omega$ : 각주파수,  $\sigma$ : 매질의 전기전도도,  $\mu_r$ : 매질의 상대투자율)가 된다.

지하레이더 탐사에서는 전자기파가 지하의 어떤 두 매질의 경계에서 반사되어 돌아온 신호를 받아,

지하 지질구조를 영상화하게 되는데, 이렇게 두 매질 사이에서 반사가 일어나려면 두 매질의 고유임피던스의 차이가 커야 한다. 그런데, 고유임피던스는 식 (1)에서와 같이 상대유전율과 상대투자율, 전기전도도에 의해 결정된다. 상대투자율은 강자성 물질을 제외한 대부분의 유전체에서 거의 1의 값을 가지며, 전기전도도는 보통 매우 작은 값을 가지므로, 전자기파의 반사특성을 좌우하는 것은 상대유전율이 된다. 어떤 매질에서의 전자기파 속도는 식 (3)에서 보는 바와 같이 상대유전율에 의해 많은 영향을 받는다. 전자기파의 왕복시간에서 지하 불균질면까지의 거리를 계산할 수 있으므로, 전자기파의 속도는 심도추정에 매우 중요하다.

매질의 전기전도도에 의한 전자기파의 감쇠 정도는 식 (4)에 의해 구할 수 있으며, 따라서 매질의 전기전도도 또한 중요한 물성치이다. 지하레이더 탐사에서 이용하는 주파수대역 (10~1000 MHz)에서 대부분의 물질은 매우 낮은 전기전도도를 보인다. 그러나 물로 포화된 점토층은 탐사에 특히 큰 장애물이 된다. 우리나라의 경우 대부분 지표가 점토층으로 피복되어 있는데, 보통 점토층 (젖어있는 점토의 전기전도도 0.05 mho/m)은 기반암 (화강암의 전기전도도 0.0001 mho/m)에 비하여 전기전도도가 매우 높다(Ulriksen, 1982). 이렇게 전기전도도가 높으면 전자기파의 감쇠가 심하게 일어난다 (Smith and Jol, 1992).

수신된 전자기파 신호에는 전자기파의 주시 (travel time)와 진폭 (amplitude)에 대한 정보가 포

함되어 있다. 주시에서 매질의 두께를 유추할 수 있으며, 진폭에서 매질의 감쇠특성을 파악할 수 있다. 하지만, 수신 신호에는 많은 잡음이 포함되어 이들 정보가 교란되어 있다. 실제 정보를 정확하게 알기 위해서는 잡음을 제거하고 신호이득을 보정해주는 등 자료처리 과정이 따라야 한다.

현재 지하레이더 탐사법은 지질학적인 용도 이외에도 도로 포장상태 점검, 콘크리트 구조물 검사, 지하수 탐사, 환경오염지역 조사, 고고학 탐사 등등 그 이용범위는 대단히 넓다(Bae *et al.*, 1996; Lu *et al.*, 1996). 지하레이더 탐사법의 가장 기본적인 용도는 무엇보다도 지하 지질구조를 밝히는 것이라고 할 수 있다. 그러나, 지하 지질구조는 Fig. 1에서 보는 바와 같이 무척 복잡하고 다양하다. 지하레이더 탐사의 결과는 지하 매질의 전기적 성질, 즉 암석의 종류, 공극률, 물의 포화정도 등에 따라 심하게 변화하며 (Knoll and Knight, 1994), 일반적으로 빙하, 균질한 모래, 그리고 산성암 등에서 좋은 결과를 보여준다고 알려져 있다(Tillard, 1994). 지하레이더 탐사를 통하여 이렇게 복잡한 지질구조를 밝혀내기 위해서는 탐사 지역 일대의 지질 상태를 세심하게 관찰하고, 탐사 설계도 신중하게 이루어져야 하며, 또한 정확한 시추조사도 경우에 따라서는 함께 이루어져야 한다.

지하레이더 탐사법의 한계로는 지반의 안정성을 정량적으로 해석하기 어렵고, 함수비가 높은 지반이나 점토층에서는 지하심부를 측정하기가 어렵다는 문제점이 있다.

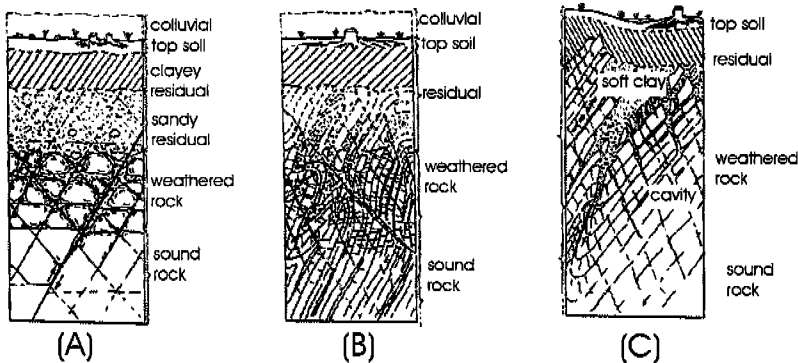


Fig. 1. Profiles of geological structures (A) Igneous Rock, (B) Metamorphic Rock, (C) Limestone (Deere and Patton, 1971).

### 탐사 부지의 지질 개요

조사대상 지역은 부산광역시 중구 영주동에 위치한 아파트 건설현장 부지로서, 산사면에 약간 경사지게 분포하고 있다(Fig. 2).

여기서 NX 크기의 시추조사가 시행되었는데, 그

결과에 의하면 본 부지는 표토층, 붕적토층, 풍화토층, 풍화암층, 그리고 연암층으로 구분되며 (Table 1), 지하수위는 심도 약 4~5m 정도로서 붕적토층에 위치하고 있다. 대표적인 시추조사 위치는 Fig. 3에 나타내었다.

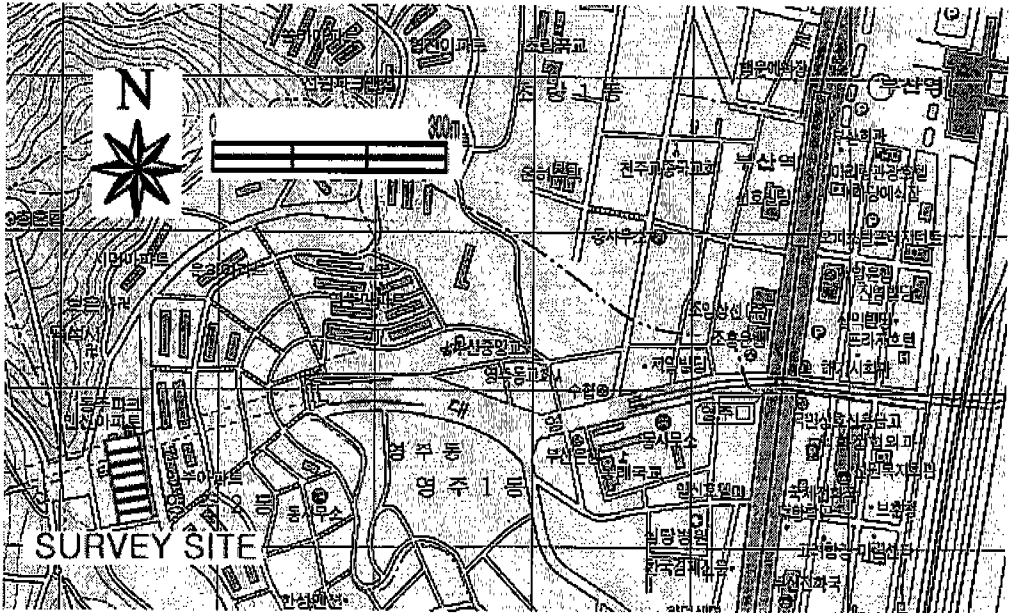


Fig. 2. Location map of the survey site (Youngju-dong, Jung-ku, Pusan).

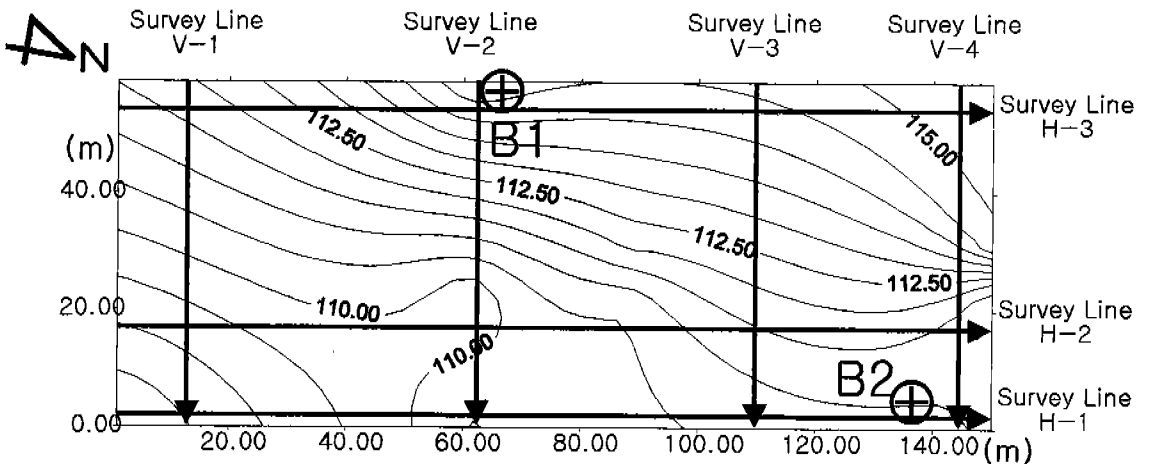


Fig. 3. Location of GPR survey lines (V-1~4, H-1~3) and boring points (B1, B2).

Table 1. Summary of boring data at survey site.

지층구분	심도 (m)	특징
표토층	0~2,3	실트, 조립질 모래
봉적토층	2,3~5,6	세립질 모래
풍화토층	5,6~10,11	세립질 모래, 자갈
풍화암층	10,11~14,15	중·조립질 모래, 자갈
연암층	14,15~	균열·파쇄가 심한 안산암

시추조사 결과에서 기반암을 이루고 있는 안산암은 균열과 파쇄가 심하다는 점, 그 위에 존재하는 풍화암층의 두께가 위치에 따라 약간씩 차이가 난다는 점 등에서 안산암은 차별적 풍화작용을 받

았을 것으로 판단하였으며, 따라서 시추공들 사이에서 기반암선 기록의 변화에 주목하여 탐사를 실시하였다.

### 지하레이더 탐사와 자료처리

본 탐사에서는 스웨덴 MALA GeoScience의 RAMAC/GPR 지하레이더 탐사장비를 사용하였다. 본 탐사장비는 조사 심도 및 해상도에 따라서 25, 50, 100, 200, 400, 그리고 1000 MHz의 안테나를 선택적으로 사용할 수 있는데, 먼저 실시된 시추조사 자료에 의하여 기반암의 위치를 약 15~17m 정도로 예상하고, 적어도 심도 20m 정도까지 투과할 수 있는 중심주파수 50 MHz의 안테나를 선택하였다 (Smith and Jol, 1995). 부지의 넓이는 가로 150m,

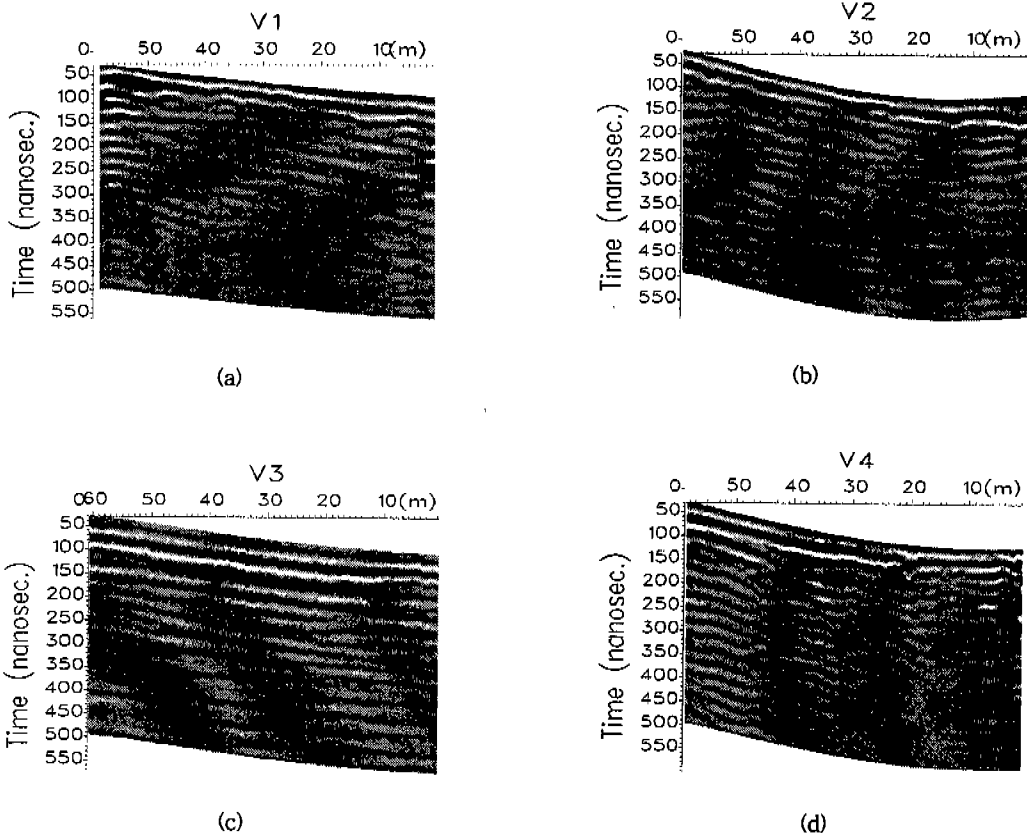


Fig. 4. 50 MHz GPR profile along survey line (a) V-1, (b) V-2, (c) V-3, (d) V-4.

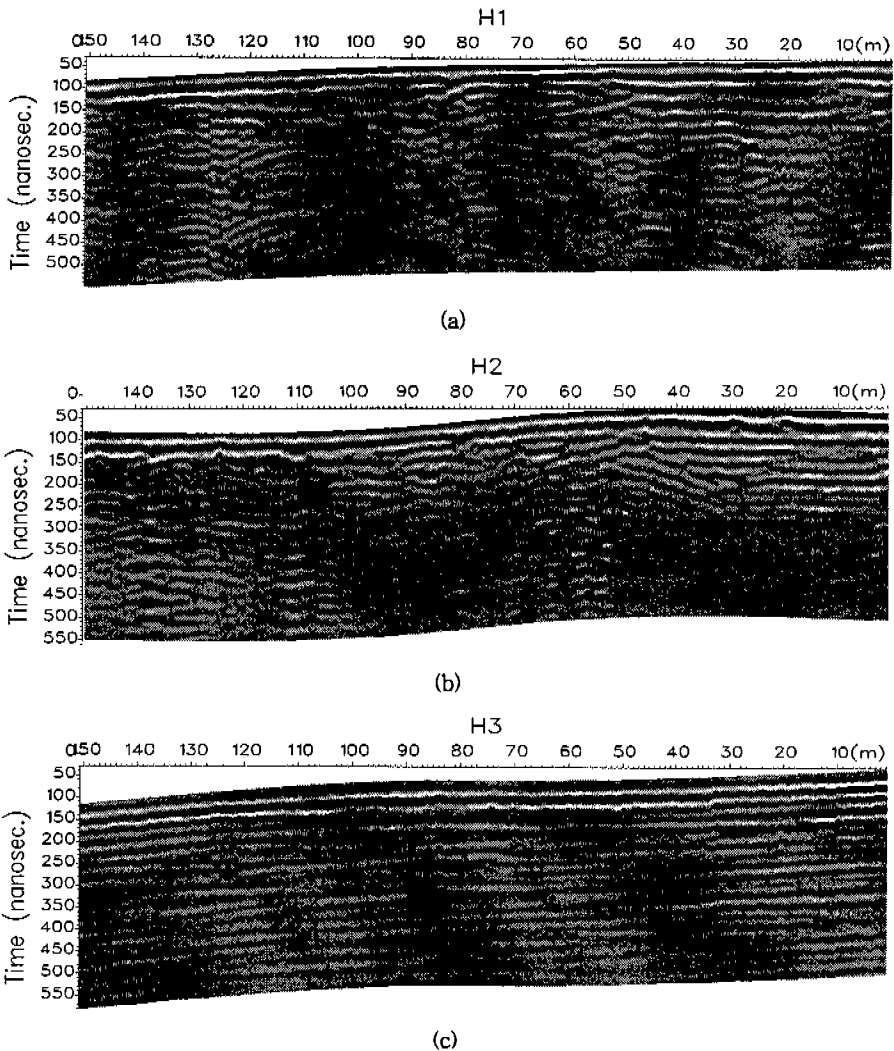


Fig. 5. 50 MHz GPR profile along survey line (a) H-1, (b) H-2, (c) H-3.

세로 60m 정도이며, 여기서 가로 방향 3개 축선, 세로 방향 4개 축선을 설정하였다(Fig. 3). 축선에서의 탐사간격은 10cm, 트레이스당 샘플수는 512, 샘플링 주파수는 840.82 MHz, 그리고 스택킹은 64로 하여 탐사를 실시하였으며, 탐사축선에서 수직 축량을 실시하여 탐사 결과에 고도보정을 하였다.

실제 지하의 모습을 정확하게 알기 위해서는 잡음이 섞이고 왜곡되어진 신호를 전산처리하여야 하는데, 이 일련의 처리 과정을 자료처리라고 한다. 이상적인 자료처리는 두 매질 사이에서의 반사강도

를 나타내는 반사계수로 구성되는 영상을 얻는 것이다(Fisher *et al.*, 1994).

전자기파는 지하 매질로 방사됨에 따라 그 진폭이 기하급수적으로 감쇠하게 된다. 이렇게 감쇠되어 미약하게 나타나는 반사파를 전체 시간대역에서 반사파 진폭이 균일하게 나타나도록 하기 위하여 이득보정을 실시하게 된다. 또한 탐사 자료에는 저주파나 고주파 성분의 잡음이 상당히 많이 섞여 있는데, 수신된 전자기파 신호의 스펙트럼을 분석한 후 잡음으로 판단되는 부분을 주파수 대역 필터링

을 사용하여 제거한다. 그리고, 신호강도가 낮은 것은 더 낮게, 높은 것은 더 높게 대비를 향상시켜 원하는 부분의 특징을 더욱 뚜렷하게 할 목적으로 이동평균 필터링, 즉 주요한 트레이스와 인접 트레이스에서 평균값을 계산하여 그 값을 트레이스에서 빼는 처리과정을 거친다. 이렇게 처리된 탐사 축선 V-1~4와 H-1~3의 탐사 결과를 Fig. 4와 Fig. 5에 나타내었다.

### 전자기파 속도 분석

공기 중에서 전자기파는 약 0.3m/ns, 즉 빛의 속도로 전파되는데, 암반 내에서는 광속의 약 1/3인 약 0.11m/ns 정도로 전파된다. 탐사자료에 나타나는 어떤 반사면의 정확한 깊이를 알기 위해서는, 지층에서 전자기파가 어떤 속도로 전파되는지를 정확하게 알아야 한다. 지하레이더 탐사에서 전자기파의 속도를 측정하는 방법에는 크게 세가지가 있다.

첫 번째로, 매질의 상대유전율을 직접 측정하는 방법이 있다. 매질의 상대유전율을 직접 측정하고, 다음의 식을 사용하여 매질에서의 전자기파 전파속도를 계산할 수 있다( $V$ : 매질에서의 전자기파의 속도,  $c$ : 대기중에서의 전자기파의 속도,  $\epsilon_r$ : 매질의 상대유전율,  $\mu_r$ : 매질의 상대투자율).

$$V = \frac{c}{\sqrt{\mu_r \epsilon_r}} \quad (5)$$

여기서 대부분 매질에서의 상대투자율  $\mu_r$ 은 보통 1이므로 무시하는 경향이 있다. 대표적인 매질의 상대유전율은, 공기 1, 물 81, 비포화 모래 6, 포화 모래 20 등이다. 이 방법은 정확한 속도를 구할 수 있다는 장점이 있으나, 실제 현장에서 매질의 상대유전율을 직접 측정하기 어렵다는 곤란한 점이 있다.

두 번째로, 점반사원 (point reflector)에서 반사된 쌍곡선을 이용하는 방법이 있다. 점반사원에서 반사된 신호는 탐사자료에서 반사쌍곡선으로 나타난다.

Fig. 6에서와 같이, 쌍곡선의 꼭지점 위의 지표면의 점을 0, 쌍곡선의 임의의 점 위의 지표면의

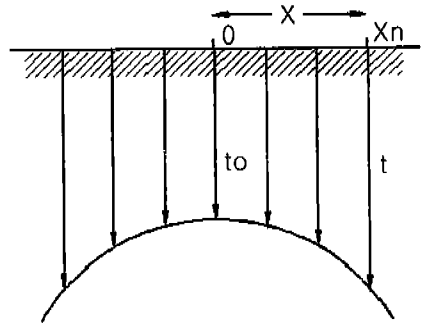


Fig. 6. Velocity determination from a point reflector.

점을  $X_n$ 라고 하고, 점 0와  $X_n$ 사이의 거리를  $X$ , 쌍곡선의 꼭지점에서 지표면까지의 왕복시간을  $t_0$ , 쌍곡선 임의의 점에서 지표면까지의 왕복시간을  $t$ 라고 하면, 전자기파의 속도  $V$ 는

$$V = \left( \frac{2}{t_0} \right) \frac{X}{\sqrt{\left( \frac{t}{t_0} \right)^2 - 1}} \quad (6)$$

로 나타낼 수 있다. 이 방법은 탐사자료에서 실제로 좋은 쌍곡선을 구별해내기 어렵다는 단점이 있다. 또한 좋은 쌍곡선을 만드는 점반사원은 상하수도관, 전선 등으로 주로 지표에 가깝게 위치하기 마련인데, 이렇게 되면 지표면 근처의 전자기파 속도만 구해진다는 문제가 있다.

세 번째로, 공통 중간점 (CMP, Common Mid-Point) 방법이 있다. CMP 방법의 기본개념은, 서로 분리된 송신안테나와 수신안테나를 지표면상에서 간격을 넓혀가며 배치하여, 동일한 반사점으로부터 여러개의 트레이스를 기록하는 것이다. 탄성파 탐사법에서 쓰는 방법을 그대로 지하레이더 탐사법에 적용시킨 것으로서, 이 방법을 적용시키기 위해서는 탐사구간에 반사면이 존재하여야 하며, 송신안테나와 수신안테나가 서로 분리되어 있어야 한다. CMP 방법으로 탐사된 자료에는 수평으로 놓인 지층이 경사지게 보인다. 이 자료에 NMO (Normal Move Out) 보정을 실시하는데, NMO 보정에 주어진 속도와 실제 전자기파의 속도가 일치하면 스테킹에 의하여 큰 진폭을 갖는 신호들이 나

란하게 배열된다. 경사지게 나타난 신호들이 편평하게 배열되는 속도를 전자기파가 지하 매질을 전파하는 속도라고 할 수 있다. 이렇게 전자기파 속도를 구하면 반사면의 심도는 다음 식에서 구할 수 있다(S; 심도, V; 전자기파 속도, T; 왕복 도달시간).

$$S = \frac{VT}{2} \quad (7)$$

본 연구에서는 이 CMP 방법을 이용하여 지반에서의 전자기파 속도를 구했다. 비교적 완만한 경사를 보이는 V-1의 탐사측선에서 CMP를 실시한 결과를 Fig. 7에 나타내었다.

Fig. 7에서 ① (왕복 도달시간 0 ns) 신호는 안테나에서 안테나로 공기를 통하여 직접 전해진 직접파이며, ② (10 ns)와 ③ (45 ns) 신호는 지표면에서 굴절되어 도달한 굴절직접파, 그리고 ④ (75 ns), ⑤ (90 ns), ⑥ (110 ns), ⑦ (150 ns) 신호는 지층에서 반사된 반사파로 판단되었다.

임의의 속도로 NMO 보정을 실시할 때 주목할 신호는 반사 신호들이며, 이들은 각각 ④ 0.0979, ⑤ 0.0982, ⑥ 0.0979, ⑦ 0.0958m/ns의 속도에서 가장 큰 진폭을 보여주었다. ⑦ 신호는 150 ns에서 기록되었는데, ⑦ 지점과 그 이하로는 지하수로 포

화되어 있어서 전자기파의 속도가 ④, ⑤, 그리고 ⑥의 신호에 비하여 약간 떨어진 것으로 생각된다 (Huggenberger *et al.*, 1994).

본 조사에서 찾고자 하는 지질 경계면은 지하수 위 아래에 위치하므로, ⑦ 지점의 구간 속도 0.096 m/ns를 전체 탐사자료의 평균 속도로 가정하여 지질 경계면의 심도를 유추하였다.

### 지하레이더 탐사 결과 해석 및 고찰

앞에서도 설명한 바와 같이, 어떠한 매질의 전기적 성질은 전기전도도, 상대유전율, 상대투자율, 함수비 등 다양한 조건에 의하여 결정된다. 기본적으로 전기적 성질이 서로 다른 두 매질의 경계면에서 전자기파의 반사가 일어난다. 따라서 탐사 자료에 나타난 반사면이 어떤 경계를 의미하는지 파악하는 일이 무엇보다 중요한데, 이를 위해서는 시추조사 자료와 비교하는 것이 가장 정확할 것이다.

지하레이더 탐사 자료에서 3개의 반사면을 유추하였는데, 이 반사면의 심도는 앞에서 설명한 전자기파의 평균 속도 0.096m/ns로 계산하였다. 그리고 시추공 부근에서 반사면의 심도를 시추자료와 비교하여 보았다. Table 2와 3에서 볼 수 있는 바와 같이, 지하레이더 탐사 결과 유추된 3개의 반사면을 시추자료와 비교하면, 각각의 반사면은 봉적토층-풍화토층 (제 1 반사면), 풍화토층-풍화암층 (제 2 반사면), 풍화암층-연암층 (제 3 반사면)의 경계와 대비된다고 할 수 있다. 이렇게 유추된 반사면은 시추조사로 구분된 지질 경계면과 0.2~0.9m 정도의 차이로 거의 일치하고 있다. Table 2와 3에서 각 시추자료와 탐사자료의 지반고가 약간의 차이를 보이는 이유는, 시추조사와 탐사가 이루어진 시기가 서로 다르기 때문이다.

지하레이더 탐사 결과에서 3개의 반사면은 대체로 지표면과 나란하게 경사져서 발달하고 있고, 반사면의 기록은 지표면보다 전체적으로 완만하다는 것을 알 수 있다. 이를 시각적 이해를 돕기 위하여 3차원 그래픽으로 표현하면 Fig. 8과 같다.

Fig. 8에서 특이한 점은 화살표로 나타낸 부분인데, 이 지점에 대해서는 지하 지층이 약간 하부로 만곡된 것으로 해석하였다. 이는 Fig. 3에서 가로

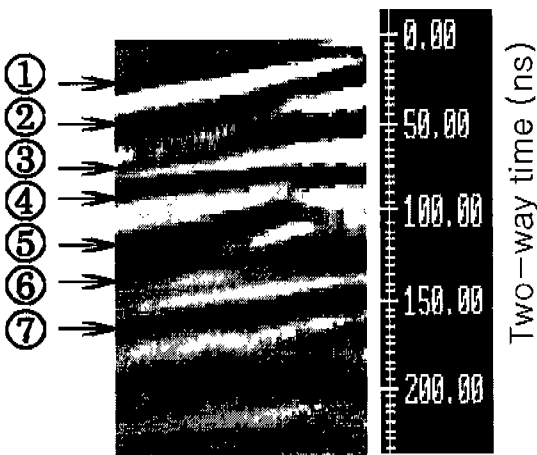


Fig. 7. Representative 50 MHz CMP gather (① : Direct air wave; ②, ③: Refracted air waves; ④, ⑤, ⑥, ⑦: Reflected waves).



약 60m, 세로 약 20m 지점인데, 시추공 위치에 해당하지 않아 시추조사에서는 나타나지 않은 부분이다. 여기에 해당하는 탐사 자료는 Fig. 4 (b)의 탐사 축선 V-2와 Fig. 5 (b)의 탐사 축선 H-2에 화

살표로 표시하였다. 특히 이 지점의 제 3 반사면 (풍화암층과 연암층의 경계) 부근 약 6~7m 정도가 주변보다 약 2~3m 정도 낮은 것으로 판단되었다.

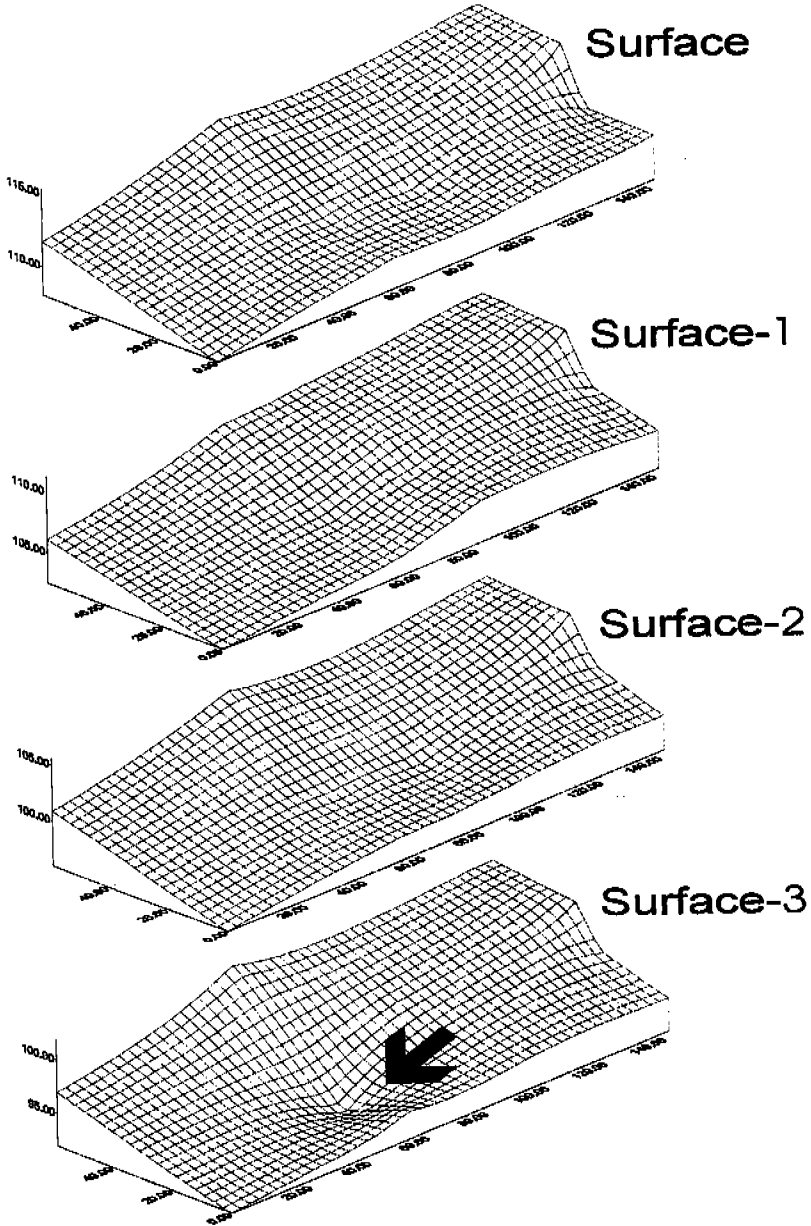


Fig. 8. Three dimensional aspect of geological boundaries (Surface; surface of the site, Surface-1; colluvial-residual boundary, Surface-2; residual-weathered rock boundary, Surface-3; weathered rock-sound rock boundary).

결 론

Table 2. Summary of the results from GPR profile and B1 boring.

지질 경계면	B1 시추자료 (지반고 m)	탐사자료 (지반고 m)	반사면
지표면	114.6	114.9	지표면
표토-붕적	111.3	-	-
붕적-풍화토	108.4	109.3	1반사면
풍화토-풍화암	103.1	104.0	2반사면
풍화암-연암	100.9	101.3	3반사면

Table 3. Summary of the results from GPR profile and B2 boring.

지질 경계면	B2 시추자료 (지반고 m)	탐사자료 (지반고 m)	반사면
지표면	111.0	111.5	지표면
표토-붕적	109.3	-	-
붕적-풍화토	105.8	105.5	1반사면
풍화토-풍화암	101.2	100.4	2반사면
풍화암-연암	96.1	95.9	3반사면

Fig. 8의 화살표 부분에서 풍화암층과 연암층의 경계면이 파여져 있는 원인으로 부분적 또는 차별적 풍화를 생각할 수 있다. 앞서서도 언급한 바와 같이 연암층을 이루고 있는 안산암에 균열과 파쇄가 심하다는 점, 연암층 위에 존재하는 풍화암층의 두께가 위치에 따라 차이가 난다는 점 등이 시추조사를 통하여 알려졌는데, 이러한 결과는 안산암이 부분적 또는 차별적 풍화작용을 받았다는 것을 시사하고 있는 것으로 생각된다(Goodman, 1993). 화살표 부근의 연암층 상부 경계에 분포하는 절리나 파쇄대를 따라 차별적으로 풍화가 이루어져 이 부분에서 풍화암층이 약간 더 두껍게 나타난 것으로 판단하였다. 이러한 해석은 이 부지에서 말뚝 시공 또는 록앵카 시공 등 정확한 기반암의 위치를 알아야 할 때에 유용한 정보로 쓰일 수 있다.

본 조사는 부산광역시 중구 영주동에 위치한 아파트 건설현장 부지에서, 지하 지질구조에 대한 정보, 특히 시추공과 시추공 사이의 지질 구조 및 기반암선 추정에 중점을 두어 지하레이더 탐사법을 이용하여 수행하였다. 이의 결과는 다음과 같다.

- (1) 본 부지는 시추조사 결과 표토층, 붕적토층, 풍화토층, 풍화암층, 그리고 연암층 등 5개 지층으로 구분되며, 지하레이더 탐사 결과 3개의 반사면, 즉 4개의 지층을 인식하였다.
- (2) 본 부지의 전자기파 평균 속도는 CMP 방법을 통하여 0.096m/ns를 구하였으며, 이 평균 속도를 이용하여 각 탐사 자료를 처리하였다. 이렇게 지질 경계면의 심도를 추정할 때에는 지하수위와 지질상태를 고려하여 적절한 전자기파 속도를 유추하는 것이 중요하다.
- (3) 지하레이더 탐사로 인식된 반사면과 시추조사 자료를 대비한 결과, 3개의 반사면은 각각 붕적토층-풍화토층, 풍화토층-풍화암층, 풍화암층-연암층의 경계로 확인되었으며, 각 지질 경계면의 심도는 시추조사 자료와 거의 일치하고 있다.
- (4) 지하레이더 탐사에서는 표토층-붕적토층의 경계는 인식되지 않았는데, 그 원인으로서는 지표면 부근에서 강한 직접파에 의해 반사 신호가 구분되지 못한 점, 두 매질의 전기적 성질 차이가 크지 않다는 점 등을 들 수 있다.
- (5) 지하레이더 탐사로 인식된 지질 경계면은 지표면과 거의 나란하게 경사져 있으며, 지표면 보다 더 완만한 기복을 보이며 발달하고 있다.
- (6) 지하레이더 탐사에서 연암층의 경계면에 차별 풍화에 의한 부분적인 기복이 있음이 확인되었으며, 이는 시추조사로는 밝혀지 못했던 부분이다. 기복이 있는 부분에서는 풍화암층이 약간 더 두껍게 나타나고 있으며, 이러한 정보는 말뚝 시공 또는 록앵카 시공 등 정확한 기반암의 위치를 알아야 할 때에 유용하게 쓰일 수 있을 것이다.

참 고 문 헌

Bae, S. H., Kim, H. S. and Yoon, W. S., 1996, Case studies on the application of ground penetrating radar technology in detection of underground utilities and structure safety diagnosis, Proceedings of the 6<sup>th</sup> International Conference on Ground Penetrating Radar, 467-472.

Davis, J. L. and Annan, A. P., 1989, Ground-Penetrating Radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy, Geophysical Prospecting, Vol. 37, 531-551.

Deere, S. L. and Patton, P. M., 1971, Slope stability in residual soils, Proceedings of the 4<sup>th</sup> International Conference of Soil Mechanics and Foundation Engineering, Vol. 1, 92.

Fisher, S. C., Stewart, R. R. and Jol, H. M., 1994, Processing ground penetrating radar data, Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Conference on Ground Penetrating Radar, Vol. 2, 661-675.

Goodman, R. E., 1993, Engineering geology. John Wiley & Sons, Inc. 208-229.

Huggenberger, P., Meier, E. and Beres, M., 1994, Three-dimensional geometry of fluvial gravel deposits from GPR reflection patterns : a comparison of results of three different antenna frequencies, Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Conference on Ground Penetrating Radar, Vol. 2, 805-816.

Knoll, M. D. and Knight, R., 1994, Relationships between dielectric and hydrogeologic properties of sand-clay mixtures, Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Conference on Ground Penetrating Radar, Vol. 1, 45-61.

Kraus, J. D., 1984, Electromagnetics. McGraw-Hill, New York. 775 p.

Lu, Y., Sato, M. and Niitsuma, H., 1996, Application of GPR in archaeology using boreholes, Proceedings of the 6<sup>th</sup> International Conference on Ground Penetrating Radar,

499-504.

Smith, D. G. and Jol, H. M., 1992, Ground penetrating radar investigation of a lake Bonneville delta, Provo level, Brigham City, Utah, Geology, Vol. 20, 1084-1086.

Smith, D. G. and Jol, H. M., 1995, Ground penetrating radar : antenna frequencies and maximum probable depths of penetration in Quaternary sediments, Journal of Applied Geophysics, Vol. 33, 93-100.

Tillard, S., 1994, Radar experiments in isotropic and anisotropic geological formations (granite and schists), Geophysical Prospecting, Vol. 42, 615-636.

Ulriksen, C. P. F., 1982, Application of impulse radar to civil engineering, Doctoral Thesis, Department of Engineering Geology, Lund University of Technology, Sweden.

---

문장수, 김세환  
 서울시 구로구 구로5동 49 금호하우스텔 2층  
 금호건설 기술연구소  
 152-055  
 TEL : 02) 3281-0103  
 FAX : 02) 3281-1323

남옥현  
 서울시 강남구 삼성동 143-6 영창빌딩  
 (재) 한국건설품질관리연구원  
 135-092  
 TEL : 02) 501-5562  
 FAX : 02) 501-5563

오영철  
 경기도 안양시 동안구 관양동 1588-9  
 시설안전기술공단 기술지원단  
 430-060  
 TEL : 0343) 80-3159  
 FAX : 0343) 80-3216