

공학석사 학위논문

지열응답실험을 통한 유효열전도도  
산출에 관한 연구

2006 년 2 월

부 경 대 학 교 대 학 원

환경탐사공학과

임 도 형

공학석사 학위논문

지열응답실험을 통한 유효열전도도  
산출에 관한 연구

지도교수 김 희 준

이 논문을 공학석사 학위논문으로 제출함

2006 년 2 월

부 경 대 학 교 대 학 원

환경탐사공학과

임 도 형

# 임도형의 공학석사 학위논문을 인준함

2005 년 12 월

주	심	공학박사	공 영 세	인
위	원	공학박사	엄 정 기	인
위	원	공학박사	김 희 준	인

# 목 차

List of figures .....	ii
List of tables .....	iv
Abstract .....	V
1 서 론 .....	1
1.1 연구 배경 .....	1
1.2 연구 동향 .....	2
1.3 연구 목적 .....	3
2 연구지역 .....	4
2.1 지질 및 지형 .....	5
2.1.1 텔레뷰어검층 .....	9
2.1.2 현장수압시험 .....	13
2.2 현장의 지중열교환기 형식 및 배열 .....	18
3 유효열전도도 산출 .....	20
3.1 현장 암석의 열전도도 .....	20
3.2 지열응답실험 .....	25
3.3 선형열원모델 .....	31
3.4 유효열전도도 산출 .....	34
4 결 론 .....	39
5 참고문헌 .....	40
부 록 .....	42
감사의 글 .....	64

## List of Figures

Fig. 1. Location map of the study area and the construction site pictures. ....	6
Fig. 2. Color core scanning image of drilled cores (Hyun, 2005). .....	7
Fig. 3. Measurement system of televiewer logging. ....	10
Fig. 4. Principle of ultrasonic beam injection. ....	10
Fig. 5. Evaluation of each joint aperture size (c) by auto–abstract technique (b) using travel time image (a). ....	12
Fig. 6. Relative comparison between joint aperture size and results obtained by discontinuity analysis. ....	12
Fig. 7. Schematic diagram of Lugeon test. ....	15
Fig. 8. Results of Lugeon tests. ....	15
Fig. 9. Comparison between televiewer logging data (joint image (a), joint aperture size (b), joint number (c)) and Hydraulic conductivity (d). .....	17
Fig. 10. Borehole array and ground heat exchanger placed by parallel form at the study area. ....	19
Fig. 11. Cross section of ground heat exchanger. ....	19
Fig. 12. Flowchart of heat properties measurement tests. ....	22
Fig. 13. Thermal property measurement equipment LFA–447. ....	23
Fig. 14. Results of thermal conductivity tests. ....	23
Fig. 15. The thermal resistance causes a temperature loss in the materials of the borehole (pipes, borehole filling) and in the ground itself. ....	26

Fig. 16. Thermal response test set-up. ....	26
Fig. 17. Photographs showing installation process of the geothermal response test. ....	27
Fig. 18. Temperature variation with depth in the geothermal response test. The test begins on 10 : 50 AM, November 2, 2005.....	29
Fig. 19. Temperature variation with depth in the geothermal response test. ....	30
Fig. 20. Temperature variation after the geothermal response test. The test was finished on 6:50 AM, November 5, 2005. ....	31
Fig. 21. Variation of EWT (CH1), LWT (CH2) and mean temperature according to test time. ....	37
Fig. 22. Mean temperature variation during underground stabilization and heat source injection log scaled time. ....	37
Fig. 23. Range of log scaled test time to decide effective thermal conductivity. ....	38
Fig. 24. Estimation of slope using linear regression analysis on decided range. ....	38

## List of Tables

Table 1. Results of hydraulic conductivity tests. ....	16
Table 2. Results of thermal conductivity tests. ....	24

# Study on the evaluation of effective thermal conductivity through geothermal response test

Do-Hyung, Lim

Department of Environmental Exploration Engineering

Graduate School, Pukyong National University

## Abstract

The purpose of this study is to evaluate effective thermal conductivity through a geothermal response test in order to design a ground heat exchanger. For investigating the geological characteristics of the study area, water pressure tests and televiwer logging have been performed. Also, the thermal conductivity test is made for evaluating the thermal conductivity of the in-situ bedrock. The geothermal response test has been performed in a 200 m borehole for 4062 minutes. To find the effective thermal conductivity, a line source model is applied to temperature data measured in the borehole. As a result, the effective thermal conductivity is evaluated as  $3.34 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ , which is slightly higher than the average thermal conductivity of  $2.98 \text{ W/m}^\circ\text{C}$  measured directly from the cores recovered in the borehole. The difference in the thermal conductivity is mainly due to the flow of ground water which is highly dependent on the fractures in the medium, which can be detected by the televiwer logging and water pressure test. If the in-situ average thermal conductivity were applied to the design of the ground heat exchanger, there would be an excessive design for air-conditioning, suggesting a high cost and becoming less competitive when compared to other alternative energy.

# 1 서론

## 1.1 연구 배경

화석 에너지는 인류의 주요 에너지원으로 이용되어 왔지만, 최근 화석 에너지 부존량의 감소로 국제 유가가 급등하고 환경오염 때문에 교토의정서(기후변화협약)가 발효되기도 하였다. 세계는 지금 이러한 문제들을 해결하기 위하여 새로운 에너지(신·재생 에너지 혹은 대체 에너지) 개발에 적극적으로 참여하고 있다.

우리나라의 경우는 「신·재생에너지 개발 보급 및 이용 보급 촉진법」 제2조에 석유, 석탄, 원자력, 천연가스가 아닌 에너지로 11개 분야를 지정하여 연구 개발을 장려하고 있다. 이 11개 분야는 재생에너지(태양열, 태양광발전, 바이오매스, 풍력, 소수력, 지열, 해양에너지, 폐기물에너지)의 8개 분야와 신에너지(연료전지, 석탄액화가스화, 수소에너지)의 3개 분야로 구성되어 있다. 신·재생 에너지는 과도한 초기투자의 장애요인에도 불구하고 화석 에너지의 고갈문제와 환경문제에 대한 핵심 해결방안이라는 점에서 선진국들은 과감한 연구개발과 보급정책을 추진해오고 있다. 선진국들이 여러 차세대 에너지원을 검토한 후 실행해 본 결과 최근 각광을 받게 된 분야가 바로 지열(geothermal)이다.

지구상에 매일 복사되는 태양 복사열중 47%는 지각표면의 지중으로 흡수 저장되는데 그 양은 현재 60억 인구가 27년간 사용할 수 있는 엄청난 열에너지이다. 또한 심부의 마그마로부터 방출되는 지구 내부 열이 천부지열의 형태로 저장되어 있으며, 지각 내부 암석의 방사성 동위원소인 우라늄( $T_{235}$ ,  $T_{236}$ ), 토륨( $TH_{232}$ )과 칼륨( $K_{40}$ )의 붕괴에 따르는 열에너지도 지열의 근원이 된다.

이러한 지열을 저렴하게 추출하여 친환경적으로 이용할 수 있는 방법이 지열 펌프(geothermal heat pump, GHP)시스템이다. 현재 미국과 유럽은 지열펌프를

이용하여 여름철에는 냉방용으로 겨울철에는 난방용으로 이용하고 있다. 지역적인 차이가 다소 있긴 하지만 지열펌프를 이용한 후부터 난방비는 과거에 비해 50 ~ 70 %, 냉방비는 30 ~ 50 % 절감 할 수 있었다고 한다 (송운호, 2005). 2000년 1월에 미국 환경 보호청 (Environmental Protection Agency, EPA)은 “지열펌프는 가정용 주택이나 빌딩의 냉난방 장치 가운데 현재까지 개발된 설비 중에서 가장 효율적이고 쾌적감을 제공해주는 시설이다” 라고 언급한바 있다

## 1.2 연구동향

미국에서 최초로 상업용 지열 펌프가 적용된 것은 1946년도에 설치된 오레건주 포틀랜드시에 위치한 Commonwealth 빌딩이다. 이 건물은 지하수를 이용한 지열 히트펌프를 설치 하였으며, 50년이 지난 지금도 작동하고 있다. 50년대 초반까지 그 주변 지역을 중심으로 확대되어 나갔지만 지열을 이용한 냉·난방의 가능성을 제대로 인지하지 못하였다. 그 후 1970년대 중반부터 오클라호마 주립대학에서 Jim Bose 교수를 중심으로 폴리에틸렌 파이프를 지중에 매설하여 열교환기로 사용하는 폐회로 지열 히트펌프의 연구를 시작하였으며, 1976년부터 시범 설치를 하였다. 이때 설치한 지열 히트펌프는 아직도 잘 작동하고 있다. 미국의 중서부 루이지애나에 위치한 포트 포크의 연평균 기온은 19.4 °C 정도이며 연간 최저 및 최고기온은 대략 -7 °C와 33 °C 이다. 여기에 설치된 지중열교환기는 10.5 cm 관경을 총 연장 550 km를 천공하였다. 여기에 소비된 폴리에틸렌 파이프의 총 길이는 1086 km를 넘었다. 천공의 개수와 비례하여 그라우팅 비용도 많이 들었다. 후에 전문가들의 주도하에 포트 포크의 지열히트펌프에 대한 분석 보고서에는 20 %정도 과설계가 되었으며, 지중열교환기의 최적설계가 얼마나 중요한지에 대해서 언급하였다 (김진상 외, 2003).

지중열교환기의 최적 설계를 위하여 여러 가지 다양한 모델이 제시되 왔다. 해석적인 방법으로는 선형열원이론 (line source theory)과 원통형열원모델 (cylinder source model)이 많이 쓰이고 있다. 수치해석적인 방법은 앞서 나온 해석적인 방법에 실제 지중열교환기의 특성 (U-tube, 그라우트의 특징)을

반영하여 해석적인 분석이 힘든 짧은 시간 영역에 적합하지만 많은 계산시간이 필요하다. 지금까지 제안된 수치해석 방법은 장영수 (2003)에 의해 정리된바 있다.

### 1.3 연구 목적

지열에너지를 효율적으로 이용하기 위해서는 지역 지질 특성에 맞는 지중열 교환기를 설계할 필요가 있다. 본 연구의 목적은 이 지중열교환기의 설계를 위한 현장의 유효열전도도를 산출하는 것이다.

지중의 열전도도를 산출하는 방법은 다양하다. 가장 간단한 방법은 지질도를 이용하여 대상 지역에 분포하는 기반암의 평균 열전도도를 이용하는 것과 현장의 암석 샘플을 채취하여 실험실에서 열전도도를 측정하는 방법이 있다. 보다 더 정확한 방법은 에너지 주입 또는 추출시에 일어나는 천공내의 온도변화를 측정하는 지열응답실험 (geothermal response test)을 실시하는 것이다.

지중열교환기의 열응답에 대한 개념은 Mogensen (1983)에 의해 처음으로 소개되었다. 열응답실험 결과로 대상 현장의 유효열전도도 (effective thermal conductivity)와 천공열저항 (borehole thermal resistance)을 파악할 수 있다. 유효열전도도는 천공 외부의 지질 특성과 그 내부의 그라우트와 파이프의 열물성에 의한 열전달 효과를 포함한다. 본 연구에서는 연구 지역의 지하수 유동 특성 조사를 위해 현장수압시험 (Lugeon test)과 텔레뷰어검층 (televiwer logging)을 하였고, 기반암의 열전도도를 구하기 위해 암석의 열전도도실험을 하였다. 실제 지중열교환기가 설치된 천공의 유효열전도도를 알기 위해 지열 응답실험을 수행하였다. 수압시험과 텔레뷰어검층 등의 결과를 바탕으로 천공 주위 암반의 불연속면 특징과 수리전도도를 파악 하였으며, 암석의 열전도도 측정 자료와 지열응답실험으로 얻은 유효열전도도의 차이를 확인하였다.

## 2. 연구지역

### 2.1 지질 및 지형

연구지역은 대전광역시 유성구 가정동에 위치한 한국지질자원연구원내 신축건물 공사현장이다 (Fig. 1). 연구지역은 경사가 없는 평탄 한 지형이며 지표는 잔디로 덮여있으며 남쪽으로는 갑천의 지류가 흐르고 있다.

연구지역은 유라기 남포층군 대보관입화강암류가 주류를 이루고 있다. 상세한 지질은 시추 조사를 통해 얻은 코어를 대상으로 분석하였다. 시추조사가 실시된 연구공은 HQ bit로 굴착된 302m 심도로서 bit 외경은 97.54 mm이다. 암석을 대상으로 광물학적-공학적으로 암상을 분류함에 있어서 일반적으로 완전 풍화암상 (completely weathered rock facies), 풍화 말기암상 (highly weathered rock facies), 풍화 중기암상 (moderately weathered rock facies), 풍화 초기암상 (slightly weathered rock facies), 신선한 암상 (fresh rock facies) 등으로 분류하고 있다.

시추 주상도 분석 결과 표토는 0 ~ 0.7 m 구간에 분포하며, 완전 풍화암은 표토하부의 7~11.5 m 구간에 분포한다. 풍화 중기암은 13.5 ~ 32.1 m 및 223.6 ~ 224.5 m 그리고 풍화 초기암은 32.1 ~ 36.5 m, 70 ~ 71.6 m, 103.1 ~ 105.3 m, 192.7 ~ 194.1 m 및 235.1 ~ 236.5 m 구간에 각각 분포한다. 이러한 구간을 제외하고는 암상이 모두 신선하며 외견상 견고한 느낌을 준다 (Fig 2), 조사 대상의 복운모 화강암체 (two mica granite body) 내에는 페그마타이트 세맥, 유동구조 및 회흑색의 유색광물대 등이 전 구간에서 흔하게 관찰되며, 석영맥은 희귀하게 나타난다 (박덕원, 2005).

지중의 유효열전도도는 위와 같은 현장의 지질 특성 및 암종에 따라 다르게 산출된다. 이에 대한 원인으로는 암석의 종류마다 열전도도가 다르며, 실제 지반의

수많은 불연속면과 파쇄구간이 지하수의 유동 통로가 되어 지중의 온도를 교란시키기 때문이다. 보통 천공 내부의 그라우트와 파이프의 열전도도 값은 이미 알려져 있지만 천공 주위의 지질 특성은 현장마다 틀리다. 그러므로 지열응답실험을 통해 산출된 유효열전도도를 올바르게 해석하기 위해서는 다음의 방법들을 참고해야 한다.



Fig.1. Location map of the study area and the construction site pictures.

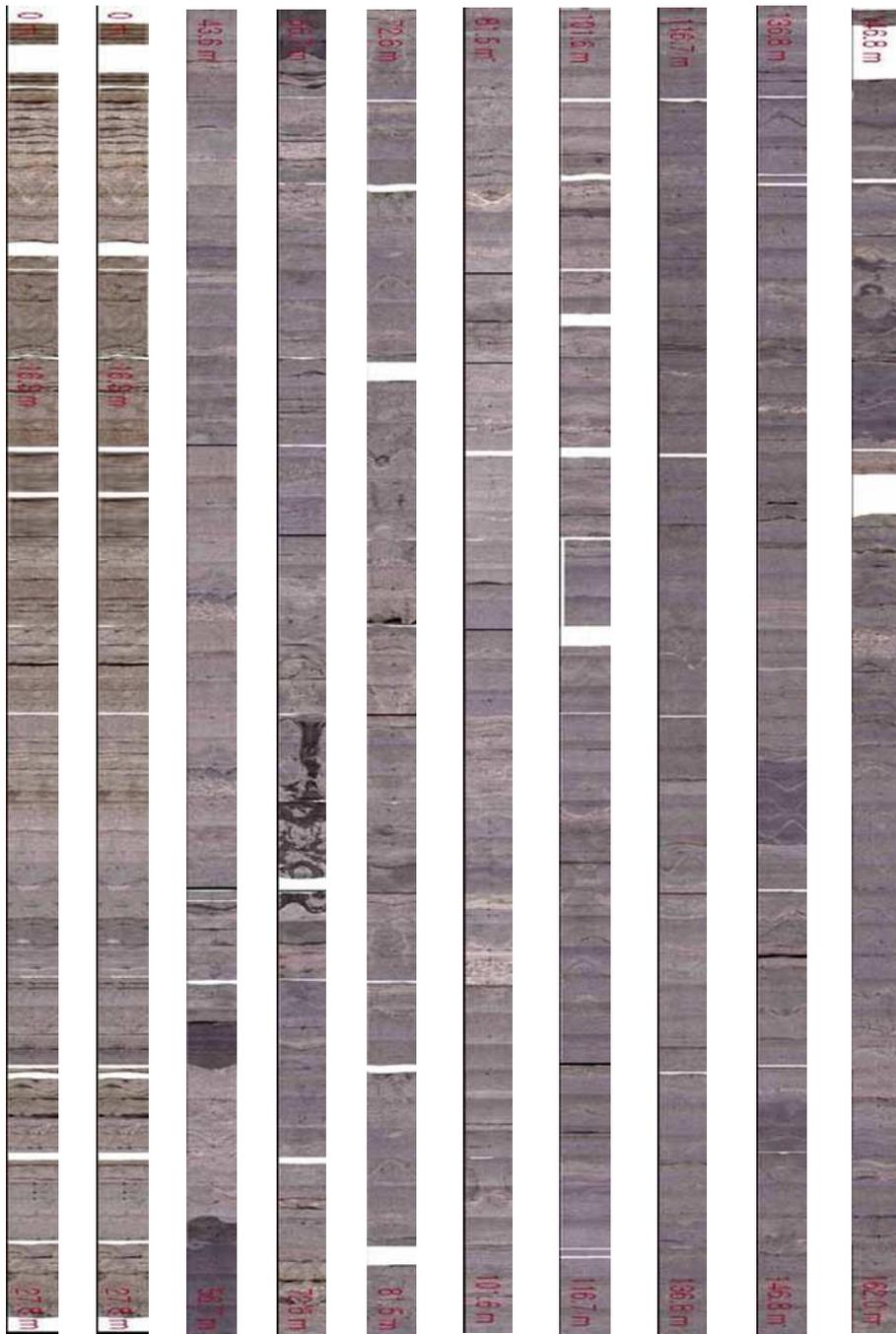


Fig. 2. Color core scanning image of drilled cores (Hyun, 2005).



Fig. 2. Color core scanning image of drilled cores (Hyun, 2005).

### 2.1.1 텔레뷰어검층

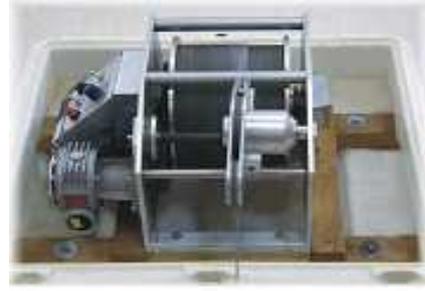
텔레뷰어 (Televiewer) 혹은 초음파 주사 (borehole acoustic scanner) 검층법은 초음파 빔 (ultrasonic beam)을 시추공 내벽에 주사하여 얻게 되는 반사파의 진폭 및 주기를 분석하여 불연속면에 대한 정보 (경사방향 및 경사각), 절리 틈새의 크기, 암질의 변화, 암석의 역학상태 (일축압축강도 또는 점하중강도) 등의 정보를 규명할 수 있는 시추공 물리검층 기술이다 (김중열 외, 1996).

본 연구에서 텔레뷰어검층의 목적은 텔레뷰어 이미지를 통하여 각 절리에 대한 정보 (심도, 절리 개수)와 각 절리의 틈새 크기 (aperture size)를 파악하는 것이다. 연구에 사용된 측정 시스템은 시추공에 대한 정보를 입력하고 측정 결과를 저장할 수 있는 기록계 (data control device), 초음파를 발생시키는 검층기 (logger) 그리고 이 검층기를 지탱하는 와이어 (wire)로 구성되어 있다 (Fig. 6).

텔레뷰어 이미지의 획득원리는 우선 검층기의 압축소자 (disc swinger)에서 초음파빔 (약 1.4MHz)이 검층기 축과 평행하게 방사되면 모터에 의해 회전되는 반사경에 의해 거의 수직으로 공벽에 도달된다. 센서 내부는 오일 (oil)로 충전되어 초음파의 전달을 원활하게 하며 외부 (공내)와의 상호 압력균형이 이루어진다. 공벽에서 반사된 초음파는 입사할 때와 동일한 경로를 통하여 변환기 (transducer)에 도달하며 이때 전기에너지로 변환된 전기 펄스는 peak detector (signal processing part)에 의해 주기 및 진폭치가 발췌된다 (김중열 외, 1996). 획득된 불연속면 이미지로부터 절리 틈새를 가늠하는 방법은 두 가지가 있다. 우선 관찰된 절리들이 분리되어 발달한다면 각 절리의 상 하단 심도를 발췌하여 실질적인 틈새를 산출하는 것이다. 절리가 밀집된 경우에는 구간별 단열면적을 계산하는 방법으로 산출할 수 있다.



Data control device



Winch



Logger



Set up a logger

Fig. 3. Measurement system of televiewer logging.

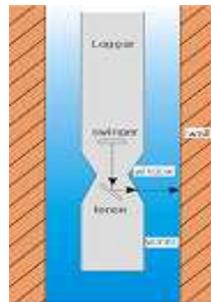


Fig. 4. Principle of ultrasonic beam injection.

Fig. 5는 텔레뷰어 주시 이미지 및 절리정보를 이용하여 자동 산출기법에 의해 각 절리틈새 크기를 산출하는 과정을 보여주고 있으며, Fig. 6은 총 15.9 ~ 300.3 m 구간의 연구공에서 실시한 텔레뷰어 검층의 심도별 불연속면 정보와 절리틈새 크기를 보여주고 있다.

텔레뷰어 이미지 분석에서 총 767개의 불연속면 중 549개의 열린 절리를 측정하였으며, 대표적인 3개의 절리군으로 나타났다. 단층면 및 절리면을 포함하는 불연속면의 심도별 빈도 수 (N)는 5 ~ 142개 의 범위로 나타난다. 전 구간에서 20개 내외의 분포가 우세하며, 단열대 (fractured zone)를 포함하는 일부 구간에서는 40 ~ 120개로 빈도수가 급격히 증가한다. 불연속면의 구간별 간격 (joint spacing, cm)은 5 ~ 60 cm의 범위로 나타나며, 전체적인 분포 양상을 보면, 주로 20 cm 내외가 우세하며 단열대를 포함하는 구간에서는 10 cm 미만, 단열대를 포함하지 않는 연속성이 비교적 양호한 구간에서는 30 ~ 60 cm로 확인된다. 코아암질지수 (RQD, %)는 전 구간에서 0 ~ 100 %의 범위로 나타난다. 지표 부근의 11.5 ~ 13.5 m 구간에서는 약 10 % 그리고 단열대를 포함하는 일부 구간에서는 0으로 불량하다. 그러나 이들 구간을 제외한 대부분의 구간에서는 대체로 50 ~ 100 %에 달하여 전반적으로 코아암질지수는 양호한 것으로 나타난다.

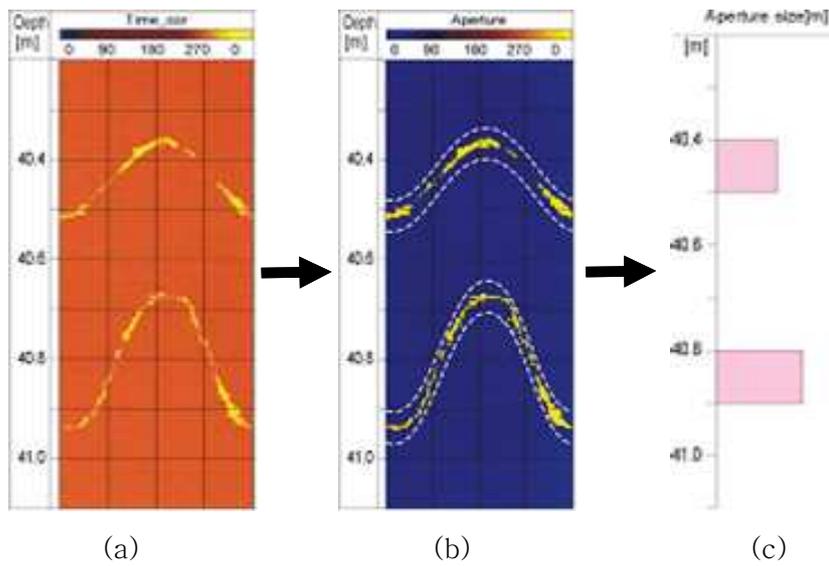


Fig. 5. Evaluation of each joint aperture size (c) by auto-abstract technique (b) using travel time image (a).

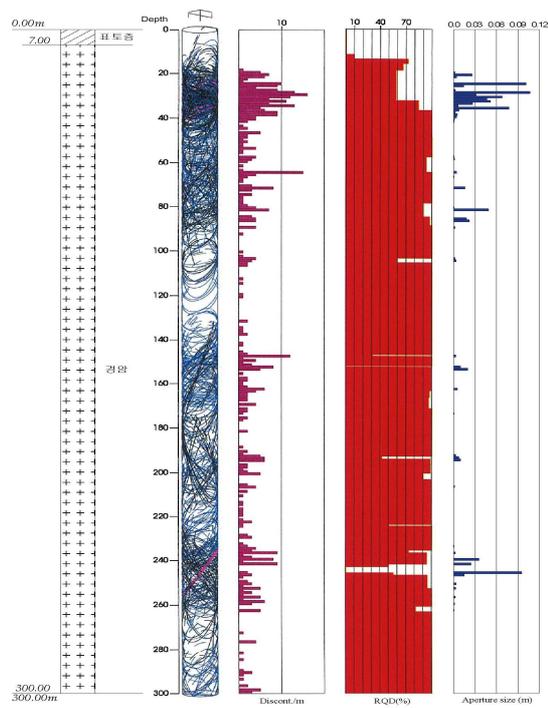


Fig. 6. Relative comparison between joint aperture size and results obtained by discontinuity analysis.

### 2.1.2 현장수압시험 (Lugeon test)

실제 지중은 수많은 불연속면들이 분포하고 있다. 지하수는 이러한 통로를 이용하여 수두가 높은 곳에서 낮은 곳으로 이동하게 된다. 하지만 수없이 많은 불연속면이 지하수 유동의 통로가 되는 것은 아니며, 불연속면의 간격이 넓다고 하여 더 많은 양의 물을 이동 시킨다고 확신 할 수도 없다. 따라서 실제 단열암반의 투수성을 파악하기 위하여 수압시험을 실시하였다.

현장수압시험의 기본적인 장비 구성은 완벽한 격리기능을 가진 이중 패커 (double packer), 패커를 팽창 및 유지시켜 주는 물, 주입수에 압력을 유지시켜줄 수 있는 펌프 또는 물탱크, 정확한 수량을 측정할 수 있는 수량계로 구성된다 (Fig. 7). 관측공에서 (심도 302 m, 직경 97.54 mm) 수압시험시 측정된 지하수위는 3.17 ~ 4.58 m 사이에 위치하며, 평균 4.36 m 이다.

우선 시험 전에 주입수의 누수 여부를 확인하기 위해 지표에서 주입파이프, 주입파이프와 패커와의 연결부위 등의 점검을 하였고, 패커의 벌어짐도 확인하였다. 이는 패커가 완전히 벌어지지 않으면 패커와 공벽사이에서 누수가 발생하기 때문이다. 1 m 길이의 패커가 위 아래 3 m 간격으로 공벽에 밀착되는데 이때 패커는 수압에 의해 팽창하게 된다. 패커가 공벽에 단단히 밀착 된 것을 확인한 후에 일정한 압력으로 물을 주입하게 된다. 이 때 주입되는 양을 측정하여 수리전도도를 구하게 된다. 총 302 m 구간중 케이싱이 설치된 구간을 제외하고 3 m 간격으로 상향 이동하면서 측정하였으며, 대상 심도에 대한 주입 압력은 5 MPa 정하였고 주입시간은 5 분 간격으로 하였다.

본 연구에서는 Kutzner (1996)과 Houlbsy (1990)에 따른 수압시험을 실시하였다. 더블 패커에서 패커 사이의 간격을 3 m로 설정하였으므로 한 구간에 여러 개의 절리가 나타나는 곳에서는 하나의 균열틈에 대한 각각의 투수량계수를 측정하기 어렵다 (심병완, 2005). 이러한 균열에 대한 수리적인 특성을 다음의 수리전도도  $K$ 에 관한 Moye의 가정 (1967)을 이용하여 설명하였다.

$$K = \frac{Q_{in}}{L \cdot \Delta p} \cdot \left[ \frac{1 + \ln(L/d)}{2 \cdot \pi} \right] \quad (2-1)$$

여기서,  $Q_{in}$ : 주입량 (liter)

$L$ : 시험 구간의 간격 (m)

$\Delta p$ : 주입압력 (MPa)

$d$ : 시험공의 직경 (cm)

수압시험결과 계산된 수리전도도는  $1.54 \times 10^{-8} \sim 1.91 \times 10^{-4}$  m/sec의 범위이고 평균값은  $1.19 \times 10^{-5}$  m/sec로 측정되었다. 수압시험 구간의 수리상수는  $10^{-8}$  m/sec과  $10^{-4}$  m/sec 사이의 값으로서 전체적으로 투수성이 상당히 낮다.

지중의 유효열전도도에 영향을 미치는 균열암반내의 불연속면과 이를 매개로 하는 지하수 유동을 파악하기 위하여 수압시험, 텔레뷰어검층 시추주상도 등의 자료를 분석하여보았다. 우선 시추공의 상부 21 ~ 24 m 심도구간과 그 하부로 33 m 심도까지 높은 수리전도도를 보이고 있다. 그리고 시추공 하부에서는 237 ~ 243 m 심도 구간이 다소 높은 수리전도도를 나타내고 있으며 심도가 깊어질수록 절리 개수와 투수성 구간이 작게 나타나는 것을 알 수 있다 (Fig. 9). 시추주상도 자료에 의하면 지하수의 통로가 대부분 3.5 ~ 36.5 m 및 70 ~ 71.6 m, 103.1 ~ 105.3 m, 192.7 ~ 194.1 m, 223.6 ~ 236.5 m 구간의 암반내 풍화된 절리군이 모여 있는 곳에서 높게 측정된 것으로 나타났다.

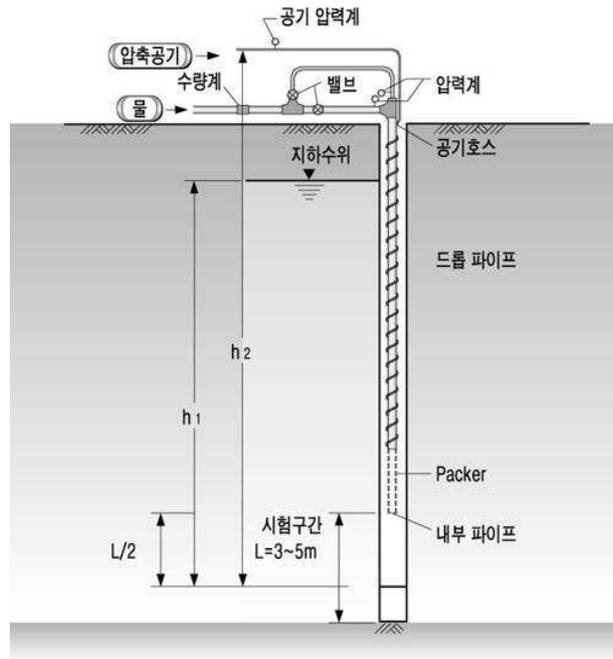


Fig. 7. Schematic diagram of Lugeon test.

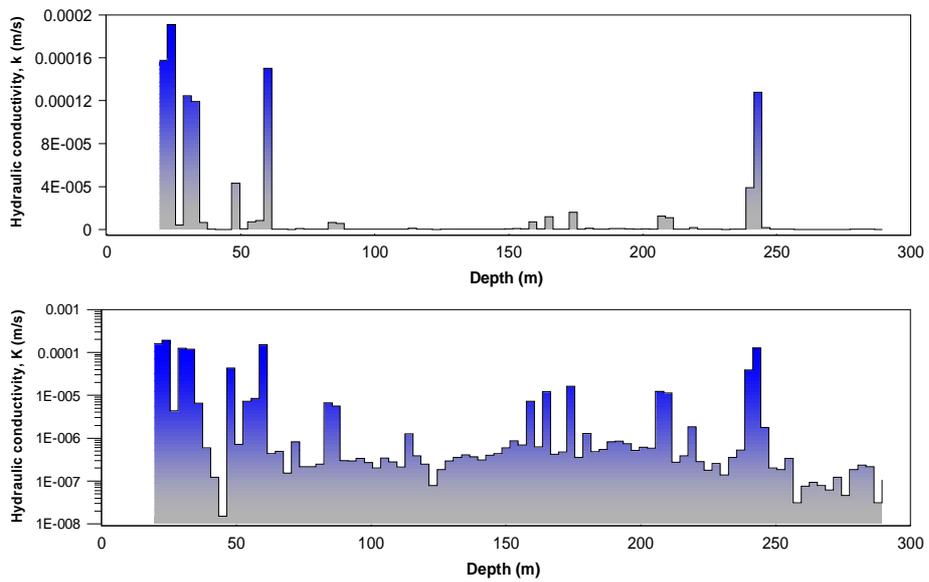


Fig. 8. Results of Lugeon tests.

Table 1. Results of hydraulic conductivity tests.

Depth interval (m) from to	Time (min)	Applied pressure (kg/cm <sup>2</sup> )	Volume of injected water (cm <sup>3</sup> )	Hydraulic conductivity (m/sec)	Depth interval (m) from to	Time (min)	Applied pressure (kg/cm <sup>2</sup> )	Volume of injected water (cm <sup>3</sup> )	Hydraulic conductivity (m/sec)
18 20	5	5	101.91	1.57E-04	156 158	5	5	4.73	7.30E-06
21 23	5	4.5	111.22	1.91E-04	159 161	5	5	0.4	6.18E-07
24 26	5	4.9	2.71	4.27E-06	162 164	5	5	7.75	1.20E-05
27 29	5	5	80.74	1.25E-04	165 167	5	5	0.27	4.17E-07
30 32	5	5.1	78.8	1.19E-04	168 170	5	5.1	0.31	4.69E-07
33 35	5	5	4.23	6.53E-06	171 173	5	4.9	10.29	1.62E-05
36 38	5	5	0.38	5.87E-07	174 176	5	5.2	0.24	3.56E-07
39 41	5	5	0.08	1.24E-07	177 179	5	5	0.83	1.28E-06
42 44	5	5	0.01	1.54E-08	180 181	5	5.3	0.33	4.81E-07
45 47	5	4.9	27.39	4.32E-05	183 185	5	5	0.35	5.40E-07
48 50	5	5	0.47	7.26E-07	186 188	5	4.9	0.53	8.35E-07
51 53	5	4.9	4.6	7.25E-06	189 191	5	5.1	0.56	8.48E-07
54 56	5	5	5.45	8.42E-06	192 194	5	5.3	0.51	7.43E-07
57 59	5	5.1	99.22	1.50E-04	195 197	5	6	0.4	5.15E-07
60 62	5	5	0.28	4.32E-07	198 200	5	5.3	0.42	6.12E-07
63 65	5	5	0.32	4.94E-07	201 203	5	5.1	0.38	5.75E-07
66 68	5	5	0.1	1.54E-07	204 206	5	5.5	8.9	1.25E-05
69 71	5	5	0.54	8.34E-07	207 209	5	5	7.27	1.12E-05
72 74	5	5	0.14	2.16E-07	210 212	5	5.3	0.19	2.77E-07
75 77	5	5	0.14	2.16E-07	213 215	5	5.2	0.26	3.86E-07
78 80	5	5	0.16	2.47E-07	216 218	5	5	1.2	1.85E-06
81 83	5	5	4.31	6.66E-06	219 221	5	5.1	0.19	2.88E-07
84 86	5	5	3.62	5.59E-06	222 224	5	5.6	0.13	1.79E-07
87 89	5	4.9	0.19	2.99E-07	225 227	5	5.2	0.17	2.52E-07
90 92	5	5	0.19	2.93E-07	228 230	5	5	0.09	1.39E-07
93 95	5	5	0.22	3.40E-07	231 233	5	5	0.23	3.55E-07
96 98	5	5.1	0.18	2.73E-07	234 236	5	5	0.34	5.25E-07
99 101	5	5	0.13	2.01E-07	237 239	5	5.2	26.21	3.89E-05
102 104	5	5.2	0.23	3.42E-07	240 242	5	5	82.76	1.28E-04
105 107	5	5.2	0.19	2.82E-07	243 245	5	5	1.16	1.79E-06
108 110	5	5.5	0.15	2.11E-07	246 248	5	5	0.13	2.01E-07
111 113	5	5	0.82	1.27E-06	249 251	5	5	0.12	1.85E-07
114 116	5	5	0.25	3.86E-07	252 254	5	5	0.22	3.40E-07
117 119	5	5	0.16	2.47E-07	255 257	5	5	0.02	3.09E-08
120 122	5	4.9	0.05	7.88E-08	258 260	5	5.1	0.05	7.57E-08
123 125	5	5	0.12	1.85E-07	261 263	5	5	0.06	9.27E-08
126 128	5	5	0.19	2.93E-07	264 266	5	5	0.05	7.72E-08
129 131	5	5	0.23	3.55E-07	267 269	5	5	0.04	6.18E-08
132 134	5	5.1	0.27	4.09E-07	270 272	5	5	0.08	1.24E-07
135 137	5	5.2	0.25	3.71E-07	273 275	5	5	0.03	4.63E-08
138 140	5	5.5	0.22	3.09E-07	276 278	5	5	0.12	1.85E-07
141 143	5	5	0.26	4.02E-07	279 281	5	5	0.15	2.32E-07
144 146	5	5.3	0.3	4.37E-07	282 284	5	5	0.14	2.16E-07
147 149	5	5.2	0.4	5.94E-07	285 287	5	5	0.02	3.09E-08
150 152	5	5	0.56	8.65E-07	288 290	5	5	0.07	1.08E-07
153 155	5	5	0.45	6.95E-07					

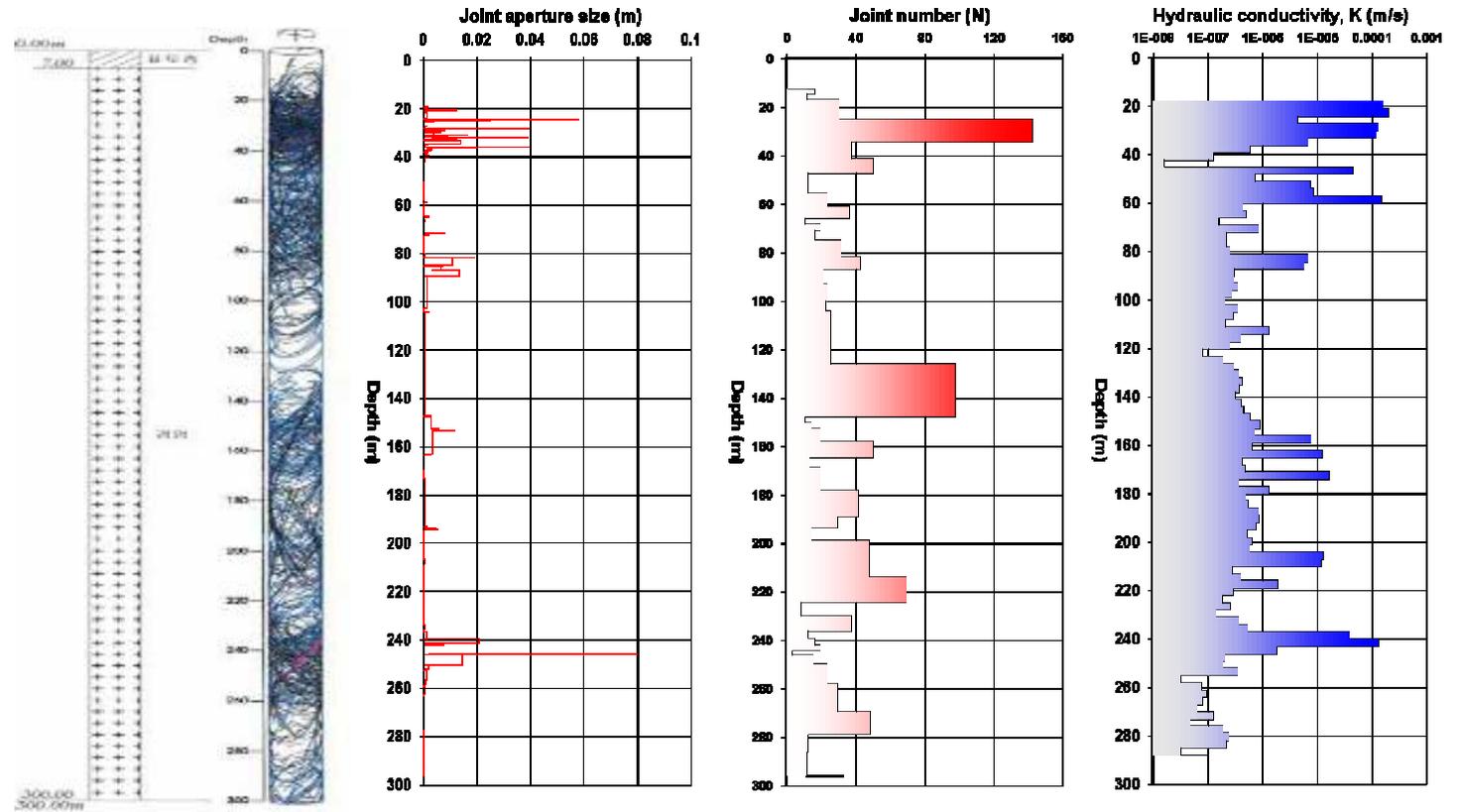


Fig.. 9. Comparison between televiewer logging data (joint image (a), joint aperture size (b), joint number (c)) and Hydraulic conductivity (d).

## 2.2 현장의 지중열교환기 형식 및 배열

지중열교환기의 형식 및 배열은 지중 순환회로를 설치할 토지의 가용성, 해당부지의 국지적인 토양/암석의 특성, 굴착비 및 미관유지의 필요성 등에 따라서 수평 또는 수직으로 설치한다. 수직 시스템은 단단한 기반암이 넓게 분포되어 있거나 좁은 가용면적이라도 설치 가능하다는 장점이 있다. 병렬 시스템은 직렬 시스템과 비교하여 비교적 단가가 낮은 작은 직경의 파이프를 사용하여 설치된다. 하지만 순환 유체가 병렬로 흐르기 때문에 모든 관로내의 공기가 고속의 플러싱 작업에 의해 제거되어야 하는 번거로움이 있다. 각각의 병렬 관로는 동일한 수두를 가져야 하므로 동일한 길이로 설치해야 한다.

연구지역에 설치된 지중열교환기의 형식은 수직 (vertical) 루프 시스템이며 배열은 병렬 (parallel)방식이다 (Fig. 10). 지중열교환기가 설치된 공은 총 30 공으로써 3조의 순환회로로 구성되어 있으며 한 조마다 10 공으로 이루어져 있다. 수직 격자 배치는 6 x 5 이며 천공간의 이격거리는 가로 7m, 세로 7 m 이다. 각각의 지중열교환기를 구성하는 루프는 이중루프 (double U-tube)로 200 m까지 설치되어 있다. 이중루프를 사용하는 이유는 단일루프를 사용하는 것보다 10 ~ 20 %정도로 열교환율이 뛰어나며, 천공의 개수도 절반으로 줄일 수 있기 때문이다.

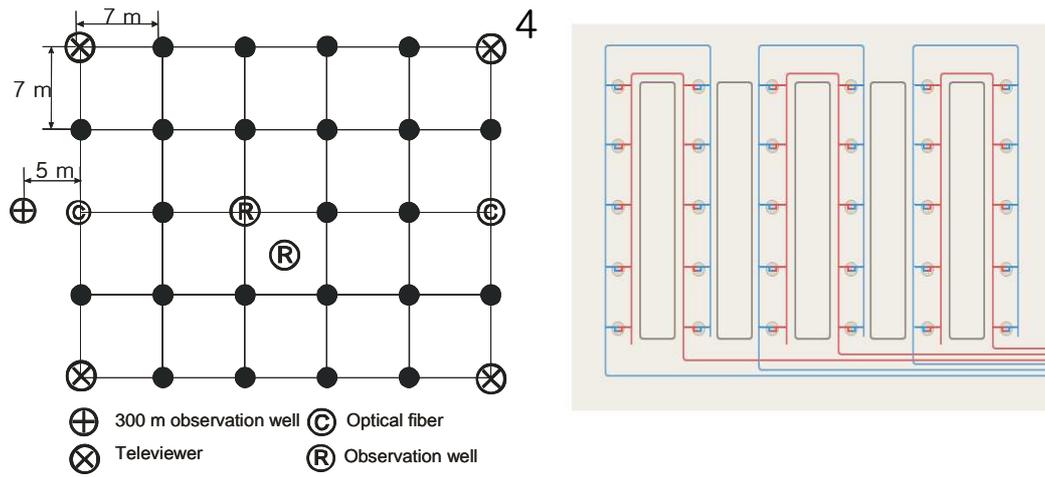


Fig. 10. Borehole array and ground heat exchanger placed by parallel form at the study area.

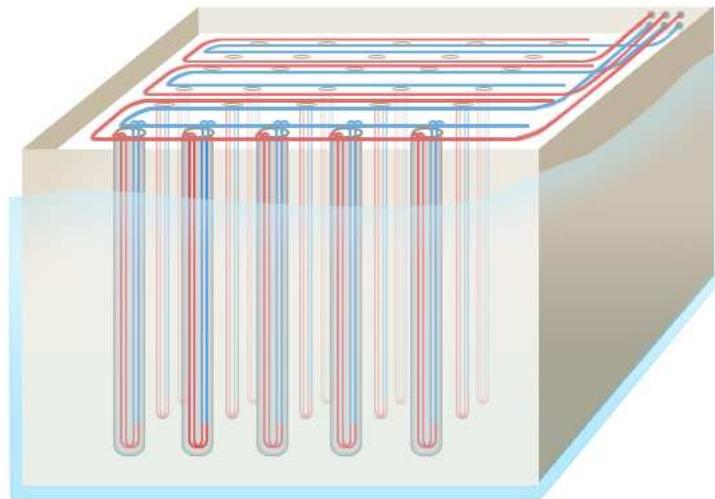


Fig. 11. Cross section of ground heat exchanger.

### 3 유효열전도도 산출

#### 3.1 현장 암반의 열전도도

지열에너지는 암석의 열전달능력 (열전도도)과 수 많은 불연속면에 의해 그 흐름과 양이 결정된다. 따라서 암석의 열전도도를 알 수 있다면 지하수의 영향 등을 고려하여 유효열전도도에 가까운 결론을 이끌어 낼 수 있다,

온도의 변화는 열의 형태로 에너지가 전달됨으로써 이루어진다. 물질에 온도 변화가 일어나면 특징적인 성질이 함께 변화하게 되는데 이를 이용하여 온도를 측정할 수 있다. 이러한 변화에는 곧 1) 물리적 상태의 변화, 2) 화학적 상태의 변화, 3) 물리적 크기의 변화, 4) 전기적 성질의 변화, 5) 복사량의 변화 등이 있다. 이중 1), 2)는 직접 온도 측정에 응용하지는 않으나 물리적 상태의 변화, 즉 응고, 용해, 비등에 따라 온도의 표준을 정한다.

본 연구에서는 온도의 물리적인 크기 변화를 이용한 방법을 사용하여 암석의 열전도도를 측정하였다. 암석의 열전도도를 측정하기 위해 빠른 측정 시간과 작은 시료도 측정이 가능한 열 물성측정 장치 LFA-447 (Fig. 13)을 이용하였다. 열전도도를 측정을 하기 전에 우선 시료를 알맞은 크기로 성형해야 하며, 시료는 직경이 25.4 mm 두께가 6.25 mm인 실린더 모양이 되어야 한다. 암석의 열전도도는 암석이 가지는 열적 특성에 의해 결정되며, 비열 (specific heat)과 열확산률 (thermal diffusivity), 밀도(density)에 비례한다. 다음의 식은 열전도도를 구하는 방정식이다.

$$\lambda = \kappa \cdot \rho \cdot C_p$$

여기서,  $\lambda$ : 열전도도 ( $\text{W/m}^\circ\text{C}$ )

$\kappa$ : 열확산률 ( $\text{m}^2/\text{s}$ )

$\rho$ : 밀도 ( $\text{kg/m}^3$ )

$C_p$ : 비열 ( $\text{J/kgK}$ )

Fig. 12와 같이 열확산율은 시료의 하부에 Xenon flash lamp를 이용하여 가열한 후 상부의 적외선 온도계를 이용하여 시간 대비 온도를 측정하여 구하며, 비열은 이미 알려진 표준 비열 시료와 대상 시료의 온도 상승 값과 비교하여 구할 수 있다. 밀도는 시료의 무게를 측정한 후에 부피를 측정하여 구한다 (김형찬, 2005).

본 연구에서는 300 m의 코어에서 5 m 간격으로 시료를 채취하여 열전도도를 측정하였다. 측정 결과 열전도도는 2.50 ~ 3.62  $\text{W/m}^\circ\text{C}$  사이에 분포하며 평균 열전도도는 2.98  $\text{W/m}^\circ\text{C}$ 이다. 79.80 ~ 102.60 m 와 159.0 ~ 195.8 m 구간의 측정값은 평균 값보다 높게 측정되었다. 이렇게 구한 현장 암반의 평균 열전도도는 지중열교환기 설계에 적용 할 수 있다. 하지만 암반의 평균 열전도도만 가지고 실제 지중의 상황에 근접하기에는 부족하다. 따라서 불연속면을 매개로 하는 지하수의 영향과 지중열교환기 내부의 폴리에틸렌 파이프, 그라우트의 열전도도가 포함된 유효열전도도를 산출해야 한다.

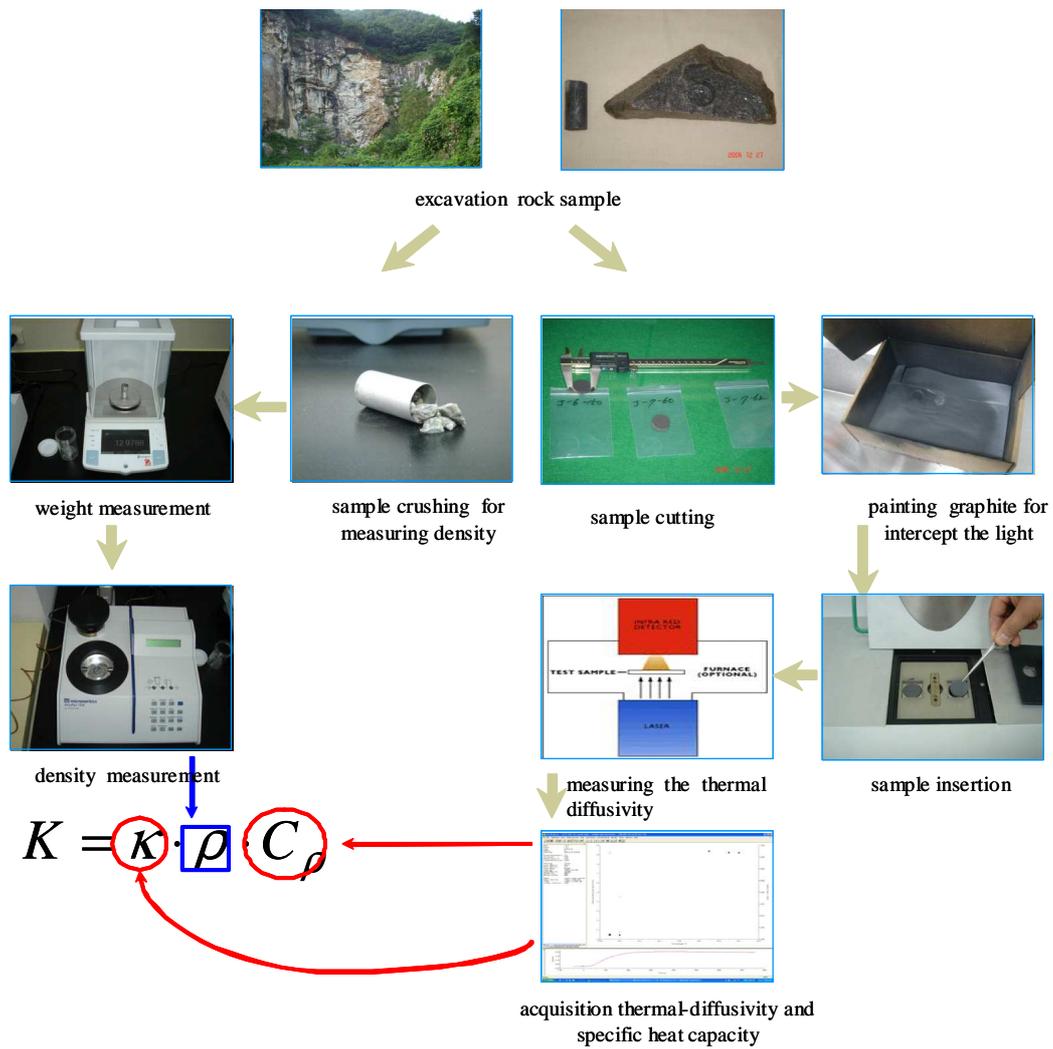


Fig. 12. Flowchart of heat properties measurement tests.

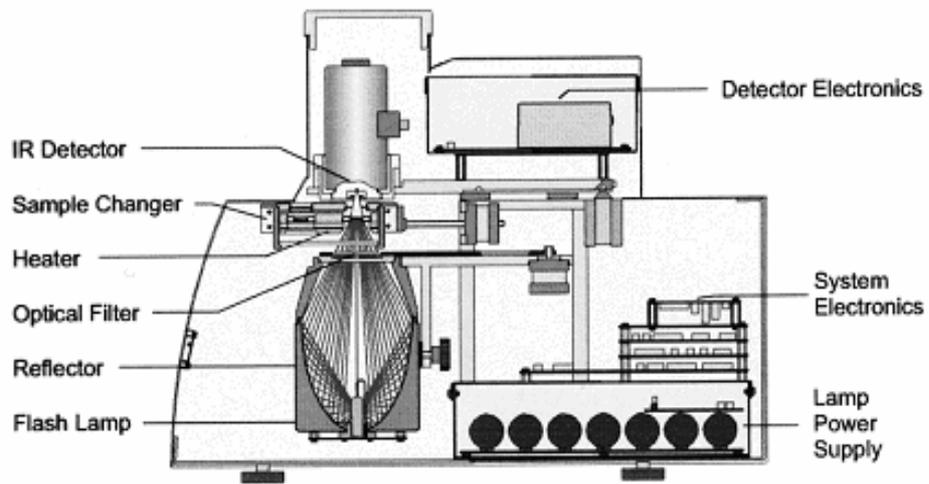


Fig. 13. Thermal property measurement equipment LFA-447.

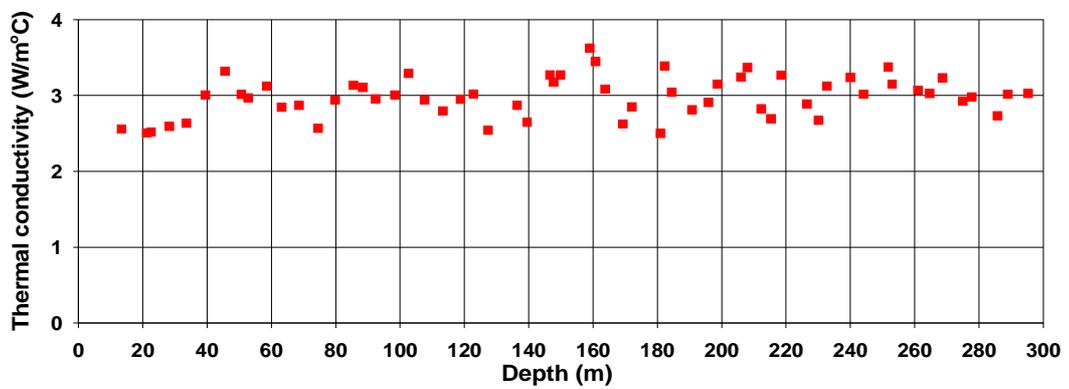


Fig. 14. Results of thermal conductivity tests.

Table 2. Results of thermal conductivity tests.

Depth (m)	Density (kg/m <sup>3</sup> )	Diffusivity (m <sup>2</sup> /s)	Specific heat (J/kgKs)	Conductivity (W/m °C)	Depth (m)	Density (kg/m <sup>3</sup> )	Diffusivity (m <sup>2</sup> /s)	Specific heat (J/kgKs)	Conductivity (W/m °C)
13.4	2.6511	1.081	0.893	2.55919432	163.8	2.6561	1.357	0.856	3.0853045
21.25	2.651	1.192	0.794	2.50903365	169.3	2.676433	1.189	0.825	2.6253804
22.6	2.6775333	1.138	0.827	2.51989624	172.1	2.669533	1.251	0.854	2.8520066
28.25	2.6666	1.25	0.778	2.5932685	181	2.655033	1.201	0.785	2.5031256
33.55	2.6562	1.25	0.794	2.6362785	182.3	2.655333	1.583	0.807	3.3921379
39.45	2.6773667	1.366	0.822	3.00628652	184.5	2.663733	1.44	0.794	3.0456061
45.5	2.678	1.392	0.891	3.32144842	190.8	2.659833	1.238	0.855	2.815407
50.6	2.6516333	1.284	0.885	3.01315702	195.85	2.647133	1.4	0.785	2.9091995
52.7	2.6624333	1.381	0.808	2.97087091	198.65	2.679333	1.479	0.795	3.1503735
58.6	2.6522333	1.533	0.769	3.12665688	206	2.641233	1.519	0.809	3.245735
63.13	2.6665667	1.569	0.68	2.84501331	208	2.679467	1.803	0.697	3.3672616
68.6	2.6880333	1.569	0.68	2.86791652	212.26	2.668467	1.245	0.85	2.8239049
74.5	2.6764	1.263	0.76	2.56902283	215.25	2.7524	1.246	0.786	2.6955795
79.8	2.6708	1.346	0.818	2.94062558	218.5	2.667267	1.513	0.81	3.2688153
85.5	2.6968667	1.694	0.686	3.1339856	226.5	2.6725	1.302	0.83	2.8880639
88.35	2.6482667	1.477	0.794	3.10572295	230.1	2.673833	1.156	0.864	2.670582
92.4	2.6695667	1.504	0.737	2.95907583	232.8	2.667967	1.419	0.826	3.1271077
98.4	2.6798333	1.273	0.882	3.00887935	240.08	2.672733	1.507	0.804	3.2383585
102.6	2.6308333	1.667	0.75	3.28919938	244.1	2.675033	1.413	0.798	3.016298
107.6	2.6751667	1.209	0.91	2.94319162	251.75	2.674067	1.522	0.83	3.3780415
113.3	2.6695333	1.273	0.823	2.79681401	253	2.6847	1.524	0.77	3.1504418
118.8	2.6828	1.209	0.91	2.95158973	261.05	2.682267	1.258	0.91	3.0706052
122.8	2.6815	1.27	0.887	3.02068294	264.7	2.6726	1.344	0.843	3.0280344
127.4	2.6810667	1.096	0.865	2.54175844	268.7	2.669367	1.425	0.85	3.2332704
136.4	2.6817667	1.181	0.906	2.86945279	277.8	2.674367	1.401	0.796	2.982443
139.5	2.6842	1.169	0.844	2.64832835	275	2.6703	1.239	0.884	2.9247155
146.65	2.6741	1.329	0.921	3.27312247	285.75	2.682167	1.255	0.813	2.7366549
147.8	2.6701333	1.392	0.855	3.17788589	289	2.679433	1.294	0.87	3.0164525
149.9	2.6627	1.436	0.856	3.27303344	295.3	2.6792	1.368	0.825	3.0237451
159	2.6449667	1.741	0.788	3.62865093	301.50	2.677533	1.367	0.815	2.9830533
160.8	2.6264667	1.613	0.814	3.44850346					

### 3.2 지열응답실험

지중열교환기의 열응답 (thermal response)에 대한 개념은 Mogensen (1983)에 의해 처음으로 소개되었다. 열응답실험 결과 (에너지 주입 또는 추출시에 발생하는 천공내의 온도변화)로 대상 현장의 유효열전도도와 천공열저항을 파악할 수 있다. 유효 열전도도는 지하수 상태, 자연 대류, 순환 회로 내부의 유체와 공벽 사이에 생기는 열 저항 등에 의해 영향을 받는다. 천공 열 저항은 내적으로 파이프의 종류, 파이프 사이의 간격, 그라우트의 종류 등에 따라 달라지며, 외적으로는 암석의 열전도도, 불연속면, 지하수의 유동 등에 의해 영향을 받는다. 지열응답실험을 통하여 이러한 불안정한 요소들이 포함된 천공의 유효열전도도를 알 수 있다.

지중에서의 열교환 (추출 혹은 방출)은 지중열교환기 내부의 순환 유체와 공벽 사이에서 이루어 진다. 이 과정 중에 그라우트와 파이프에 의해 열 손실이 일어나며 이러한 손실을 천공열저항 (borehole thermal resistance) 이라고 한다 (Fig. 15). 천공열저항은 그라우트의 열저항과 파이프의 열저항에 의해 결정되며 유효열전도도를 산출한 후에 구할 수 있다.

본 연구에서 수행된 지열응답실험은 심도 200 m 천공에 이중루프를 설치하여 11월 2일 오전 10시 50분부터 11월 5일 오전 6시 30분까지 실시 되었다. 실험 진행 중에 일어나는 순환수의 온도변화를 파악하기 위해 광섬유 (optical fibar) 온도 센서를 공급파이프 (CH1)와 환수파이프 (CH2)에 부착 시켰으며, 온도 센서의 부착은 순환 파이프의 설치와 동시에 진행하였다 (Fig. 15). 실제로 200 m 길이의 파이프를 천공 바닥까지 설치하는 일은 쉽지가 않다. 이유는 파이프의 휘어짐이나 천공의 형상 그리고 지하수에 의한 부력으로 인하여 파이프가 제대로 내려가지 않는 등의 문제가 발생할 수 있기 때문이다. 이번 연구에서는 부력으로 인하여 생기는 문제를 해결하기 위해 천공 바닥에 고압의 공기를 불어넣어 강제로 지하수를 배출시키며 설치하였다.

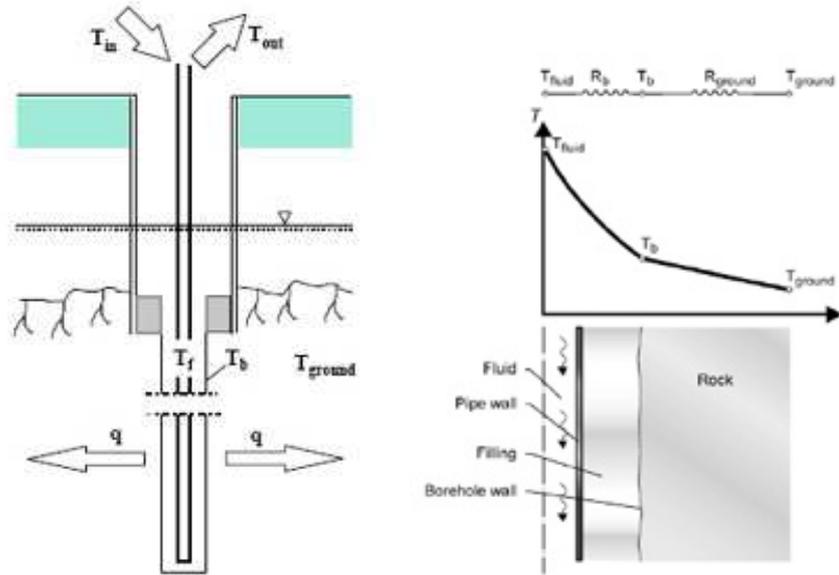


Fig. 15. The thermal resistance causes a temperature loss in the materials of the borehole (pipes, borehole filling) and in the ground itself.

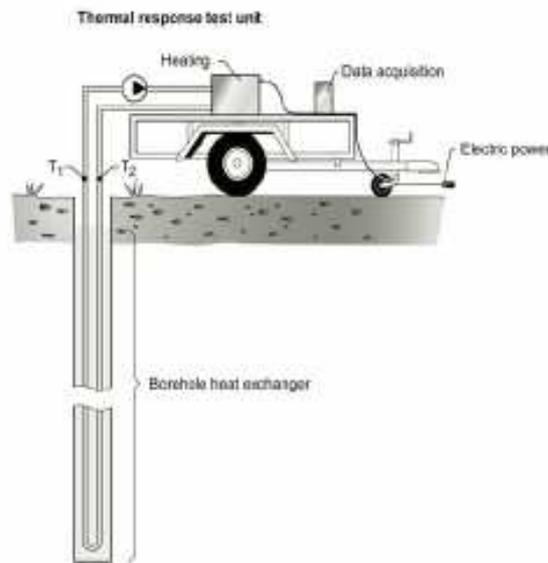


Fig. 16. Thermal response test set-up.



Fig. 17. Photographs showing installation process of the geothermal response test.

지열응답실험 방법은 간단하다. 지중열교환기의 이중루프 입구에 일정한 온도 (입구 온도)를 가진 유체를 주입한 다음에 순환하여 나온 유체의 온도 (출구온도)를 측정 한 결과로부터 유효열전도도를 산출해 내는 것이다. 실험 전에 주의 할 점은 지상으로 빠져 나온 파이프와 대기 온도 사이의 온도 간섭 현상을 막기 위해 단열처리가 필요하고, 유체를 순환 시키는 모터의 전원관리도 철저히 해야 한다.

실험의 진행은 우선 열원 투입 후에 획득되는 온도자료의 오차를 줄이기 위해 파이프 내부의 잔존 공기의 제거와 지중안정화 작업이 필요하다. 지중안정화는 입구온도 (entrance water temperature, EWT)와 출구온도 (leaving water temperature, LWT)가 거의 같아질 때까지 유체를 순환시켜야 한다. 파이프 내부의 잔존 공기는 유체를 순환 시키는 동안 측정 장비의 환기구를 통하여 제거된다. 본 연구에서 이 작업은 약 5시간 정도가 소요되었고 지중안정화가 끝난 11월 2일 오후 4시에 열원을 투입하기 시작하였다.

열원을 투입한 후의 파이프 외벽 온도분포 (Fig. 18)를 살펴보면 공급파이프와 환수파이프가 만나는 U자형 연결관에서 온도가 거의 일치하는 것을 볼 수 있으며, 상부로 갈수록 온도변화가 일정하지 못하고 산란되는 것을 확인할 수 있다. 이것은 온도센서가 파이프 내벽에 부착되어 직접 유체의 온도를 측정하지 못하고, 파이프 외벽에 부착되었기 때문에 파이프 내부의 유체온도와 인접한 파이프의 온도간섭, 실제 지중의 온도 등의 영향을 받은 것으로 생각된다. 실험이 종료되기 전까지의 환수파이프의 온도변화를 살펴보면 시간이 지나면서 조금씩 상승하는 것을 볼 수 있다. 실험 시작전의 20 m 부근의 온도분포는 약 15 °C 이며, 약 3일이 지난 후에는 약 17.5 °C 정도이다. 물론 시간이 지남에 따라 온도가 계속 상승하는 것은 아니다. 실험이 종료된 후 20 m 부근의 온도 분포 (Fig. 20)는 시간이 지나면서 점점 초기의 온도에 가까워지고 있다. 이것은 파이프 내부에 순환하는 유체가 없으므로 더 이상 열교환이 일어나지 않는 것을 뜻한다.

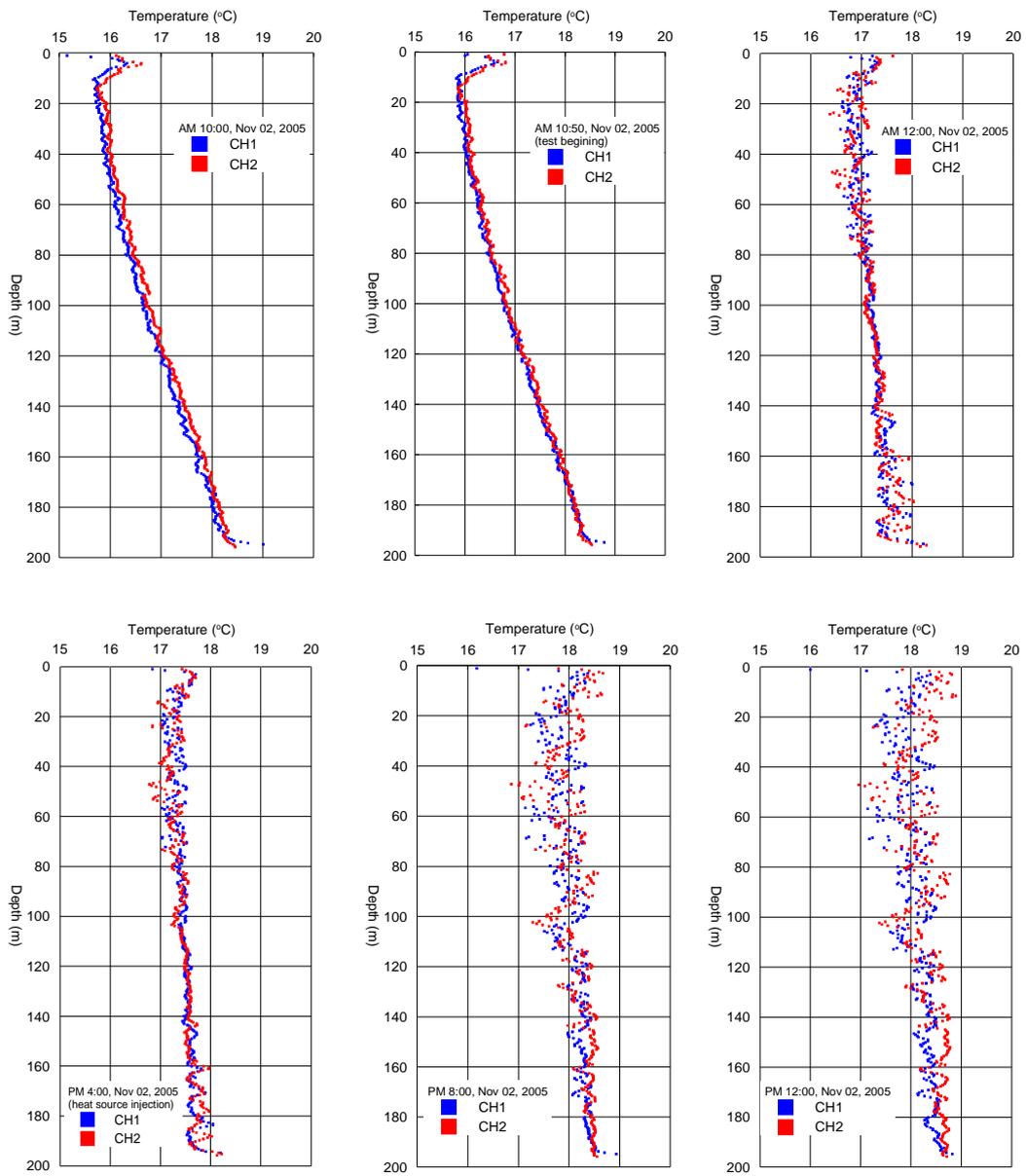


Fig. 18. Temperature variation with depth in the geothermal response test. The test begins on 10 : 50 AM, November 2, 2005.

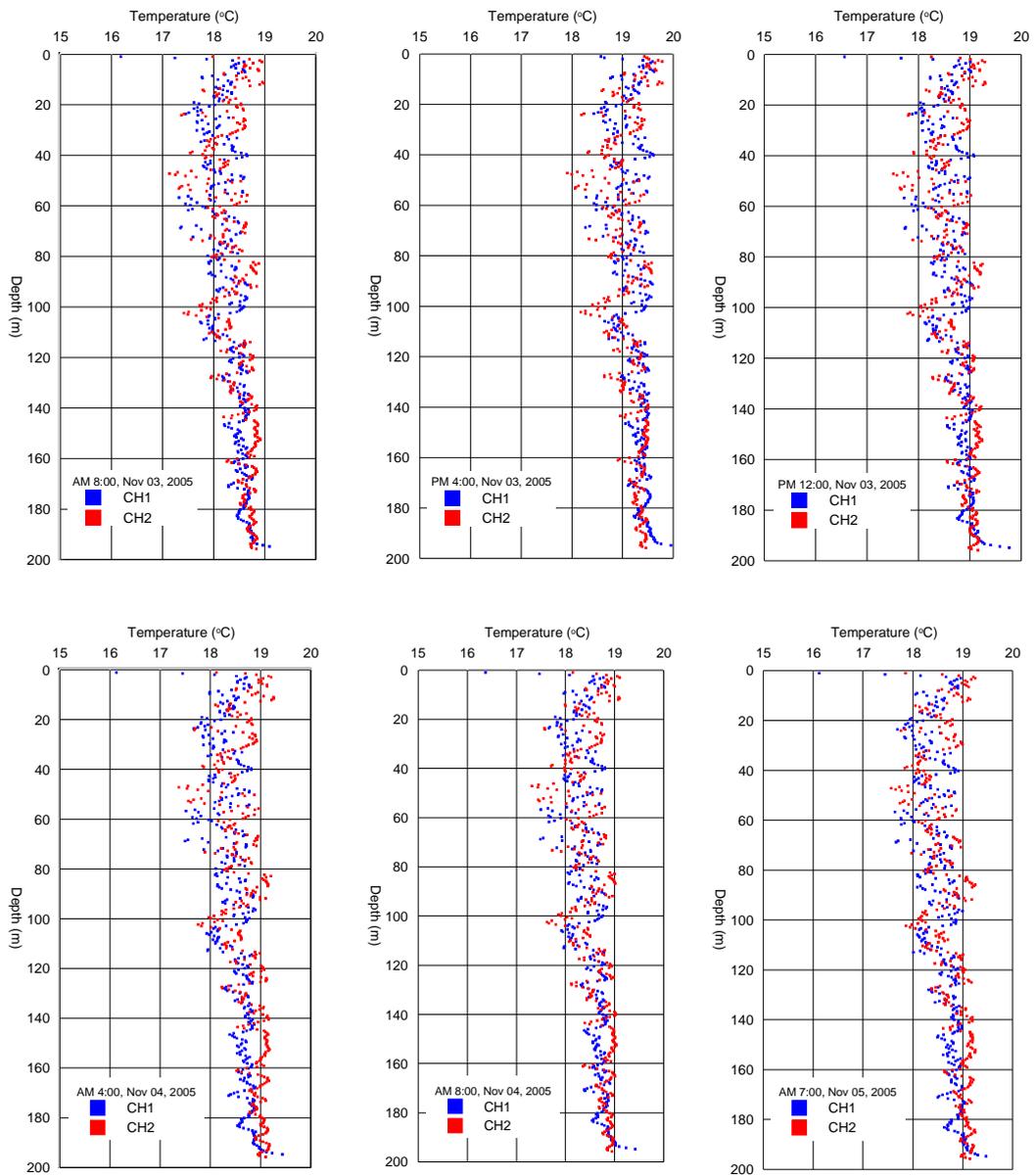


Fig. 19. Temperature variation with depth in the geothermal response test.

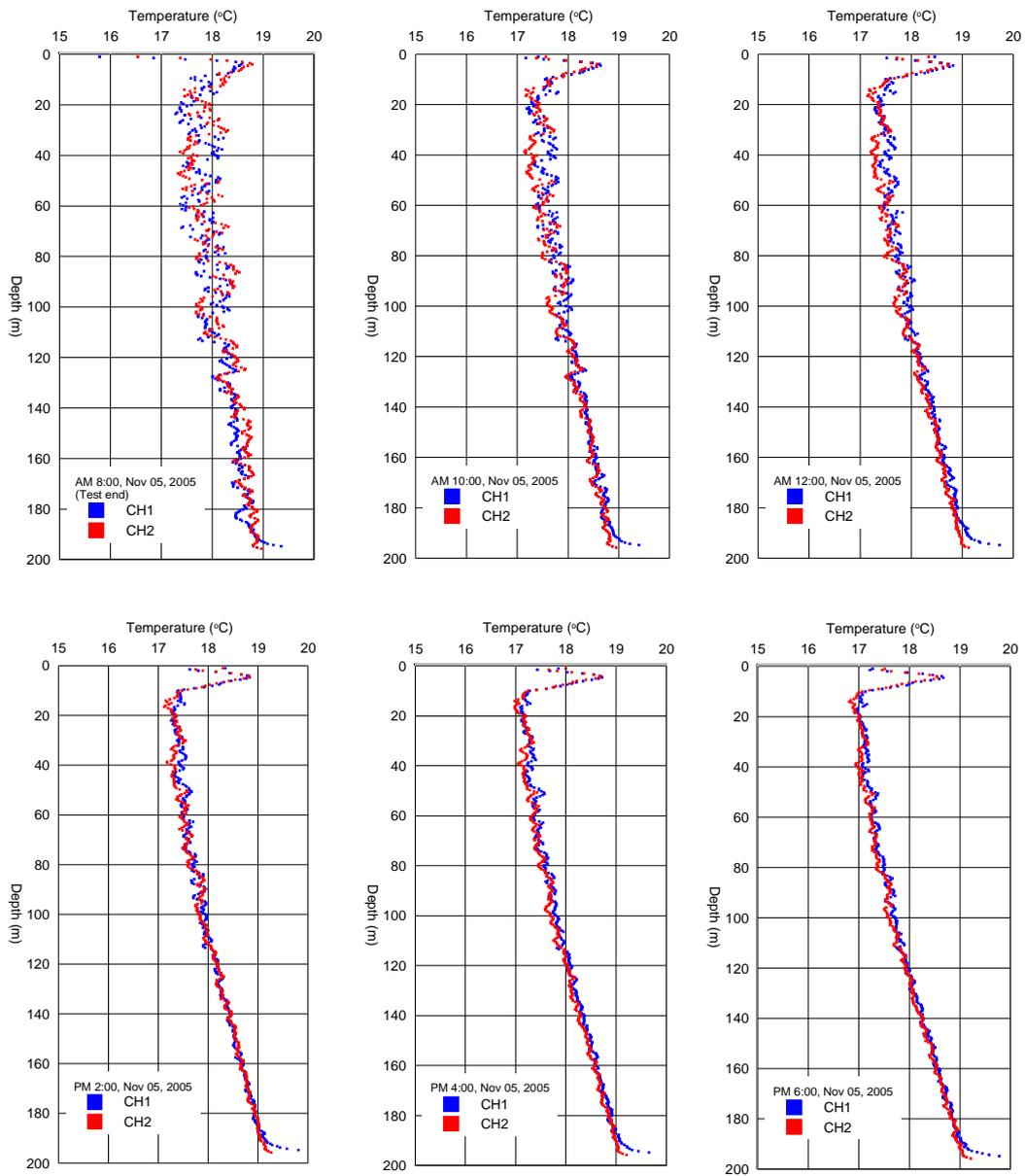


Fig. 20. Temperature variation after the geothermal response test. The test was finished on 6:50 AM, November 5, 2005.

### 3.3 선형열원모델

선형열원모델은 Kelvin의 선형열원이론을 기본으로 하며 지중열교환기의 설계 (Ingersoll and Plass, 1948; Sanner, 1992)에 적용되어 왔고, Mogensen (1983)는 지열응답실험 결과를 평가하는데 사용하였다. 이러한 적용 방법은 균질 등방성의 무한한 매질 내부에 무한한 길이의 선형열원의 열 반응에 대한 해석적 문제에 적합하다. 여기서 무한한 길이의 선형열원은 다음의 가정을 통하여 지중열교환기에 적용시킬 수 있다. 즉 지중열교환기의 내부는 수직 또는 수평의 열 흐름이 없으며, 열원의 중심축으로부터 주위 온도변화는 오직 시간과 반경에 의해서만 결정된다. 이러한 가정은 다음의 적분 방정식 (Carslaw and Jaeger, 1959)으로 나타낼 수 있다.

$$T(r,t) - T_0 = \frac{q}{4\pi \cdot \lambda} \int_{\frac{r^2}{4\kappa}}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du = \frac{q}{4\pi \cdot \lambda} E_1 \left[ \frac{r^2}{4\kappa} \right] \quad (3-1)$$

여기서,  $q$ : 단위 길이당 열 투입 또는 열 추출량 (W/m)

$T_0$ : 교란되지 않은 지표온도 (°C)

$r$ : 열원 중심축으로부터의 반경 (m)

$t$ : 열원 투입 혹은 추출시간 (sec)

$\lambda$ : 지중의 열전도도 (W/m°C)

$\kappa$ : 지중의 열확산률 (m<sup>2</sup>/s)

만일 지중열교환기의 중심축에서 전달되는 열이 천공벽을 지나서 주위의 암반까지 전달되었다면, 즉 장시간 동안 열원이 발생하였다면 식 (3-1)은 다음과 같이 정의할 수 있다.

$$\begin{aligned} E_1 \left[ \frac{r^2}{4\kappa} \right] &= -\gamma - \ln \left[ \frac{r^2}{4\kappa} \right] - \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n \frac{\left( \frac{r^2}{4\kappa} \right)^n}{n \cdot n!} \\ &\cong \ln \left[ \frac{4\kappa}{r^2} \right] - \gamma \end{aligned} \quad (3-2)$$

여기서,  $\gamma$ : Euler 상수 [0.5772...]

위 식에서 열원의 투입 시간에 대한 기준은 아래와 같으며 일반적으로 10시간 이상이다 (Thomas, 2001).

$$t_c \geq \frac{5 \cdot r^2}{\kappa} \quad (3-3)$$

따라서 일정 시간이 지난 후의 천공벽 온도는 아래 식에 의해 정의된다.

$$T(r_b, t) = \frac{q}{4\pi \cdot \lambda} \left[ \ln \left( \frac{4\kappa t}{r_b^2} \right) - \gamma \right] + T_0 \quad (3-4)$$

여기서,  $r_b$ : 천공 반경 (m)

지중열교환기를 순환하여 나온 유체의 온도는 천공벽의 온도와 천공열저항에 의해 결정되므로 다음과 같다.

$$\begin{aligned} T_f(t) &= T(r_b, t) + q \cdot R_b \\ &= \frac{q}{4\pi \cdot \lambda} \ln(t) + q \cdot \left[ R_b + \frac{1}{4\pi \cdot \lambda} \left( \ln \left( \frac{4 \cdot \kappa}{r_b^2} \right) - \gamma \right) \right] + T_0 \end{aligned} \quad (3-5)$$

여기서,  $T_f$ : 평균 입·출구온도,  $(T_{in} + T_{out})/2$  (°C)

$R_b$ : 천공열저항 (m°C/W)

식 (3-5)는 아래와 같은 선형 방정식으로 표현 가능하다.

$$T_f(t) = k \cdot \ln(t) + m \quad (3-6)$$

여기서,  $k = \frac{q}{4\pi \cdot \lambda}$

$$m = q \cdot \left[ R_b + \frac{1}{4\pi \cdot \lambda} \left( \ln \left( \frac{4 \cdot \kappa}{r_b^2} \right) - \gamma \right) \right] + T_0$$

식 (3-6)의  $k$ 는 평균온도 곡선 (Fig. 20)에서 선형 구간의 기울기 값이다. 곡선의 선형 구간을 결정한 다음 기울기를 구하여, 식 (3-7)을 이용하여 유효열전도도를 구할 수 있다.

$$\lambda = \frac{q}{4\pi \cdot k} \tag{3-7}$$

반대수시간에 대한 평균온도 곡선에서 적절한 선형구간을 선택하지 않고 열원 투입 시작부터 측정 종료까지의 시간간격으로 기울기를 결정하게 되면 오차가 생길 수 있다. 내부의 열원이 지중열교환기를 대상으로 하나의 선형열원이 되기까지는 일정한 시간이 필요하며, 그 시간은 지중열교환기의 설계 특징과 현장의 지질 특성에 의해 달라진다.

### 3.4 유효열전도도 산출

지열응답실험을 통하여 얻은 시간에 따른 입·출구온도와 이것의 평균온도는 Fig. 21과 같다. 열원 투입은 시험 시작 35분에서 312분 사이에 선형구간이 지속되므로 지중안정화가 이루어졌다고 판단하여 313분으로 결정되었다. 열원 투입 후 423분이 지난 736분부터 선형구간이 나타나기 시작하였다. 이 시간부터 내부의 열원과 천공 주위의 암반 사이에서 안정적으로 열교환이 이루어진다고 생각할 수 있다. 이러한 선형구간의 기울기를 구하여 유효열전도도를 산출하였다 (Fig. 22).

이상적인 조건하에서 평균온도  $T_f$ 와 시간  $\ln(t)$ 사이에는 직선관계가 성립할 것이다. 하지만 지중열교환기 내부의 열저항 등의 요인으로 인하여  $T_f$ 와  $\ln(t)$ 사이에는 완전한 선형 관계가 이루어 질 수 없다. 따라서 선형 구간을 선택하는 방법에 따라서 유효열전도도의 측정 정도가 좌우 될 것이다. 기존의 측정구간 산출은 자료를 눈으로 확인하는 방법, 측정 자료의 1차 회귀분석 함수계수가 1에 가까운 구간을 채용하는 방법 등 여러 방법에 의해 행해진다 (강대우, 1996).

본 연구에서는 반대수-온도 곡선에서 눈으로 선형 구간을 확인한 후에, 평균온도와 대수시간이 직선을 이루면 평균온도의 2계미분치가 0이 되는 것에 착안하여 유효열전도도의 산출구간을 결정하였다. 선형으로 추측 되는 구간은 대수시간으로 7분부터 시작된다. 그러나 7.5분에 온도곡선에 오차로 보이는 감소구간이 나타나기 시작하며 7.7분부터 선형구간이 다시 나타난다. 따라서 7.7분부터 실험종료시간 (8.31분)까지를 선형구간으로 선택하여 2계미분치를 구하였다 (Fig. 23). 그 결과 7.7 ~ 7.8분까지는 0.1 ~ 0.12 °C 사이의 값들이 일정하지 않게 분포 되어 있었고, 7.9 ~ 8.31분까지는 0.1 °C 이내였다. 따라서 2계미분치가 일정하게 진행되는 7.9분부터 선형구간으로 결정하여 기울기를 계산하였다. 선형회귀분석으로 계산된 기울기는 0.259 이며 회귀분석 함수 계수는 0.96이다. 이렇게 구한 기울기를 식 (3-7)에 대입하여 유효열전도도를 계산하였다.

$$\lambda = \frac{q}{4\pi k} = \frac{Q}{4\pi Hk}$$

$$= \frac{2175W}{4 \times 3.14 \times 200m \times 0.259^{\circ}C} = 3.34 W/m^{\circ}C$$

여기서,  $Q$ : 주입된 열량 (W)

$H$ : 천공 깊이 (m)

200 m 천공에서 4062분 동안 평균 2,175 W를 투입하여 실시된 지열응답실험에서 구한 유효열전도도는 3.34 W/m $^{\circ}$ C 이다 (Fig. 24).

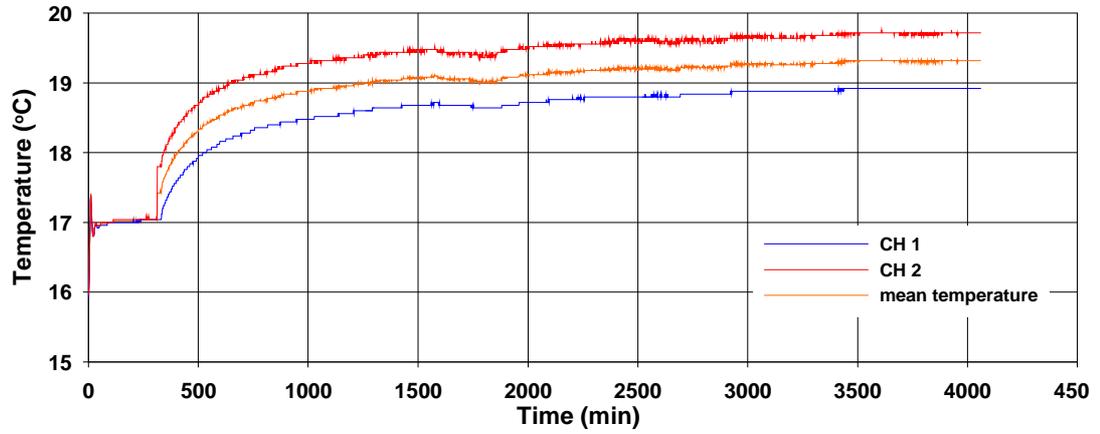


Fig. 21. Variation of EWT (CH1), LWT (CH2) and mean temperature according to test time.

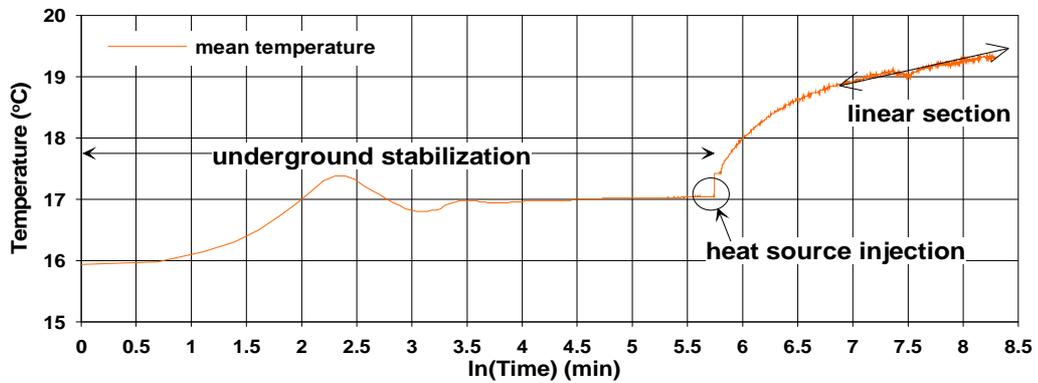


Fig. 22. Mean temperature variation during underground stabilization and heat source injection log scaled time.

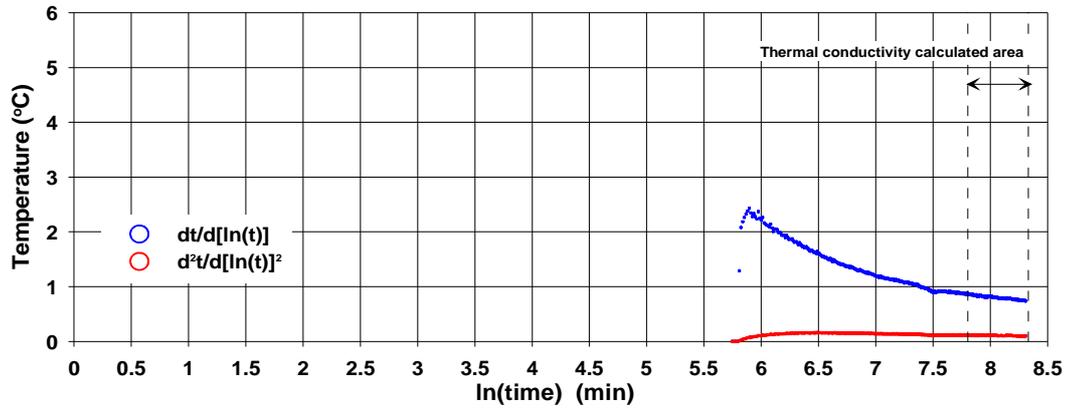


Fig. 23. Ranges of log scaled test time to decide effective thermal conductivity.

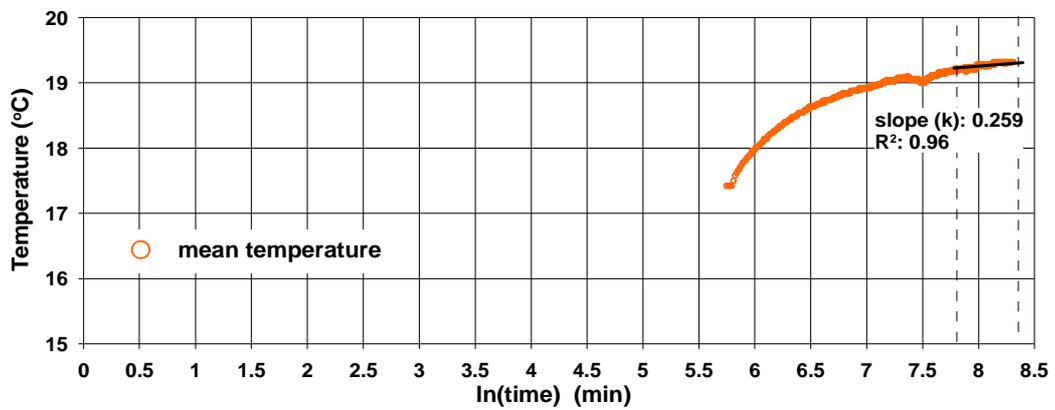


Fig. 24. Estimation of slope using linear regression analysis on decided range.

## 4 결론

본 연구는 지역 지질 특성에 알맞은 지중열교환기 설계를 위해 지열응답실험을 통하여 현장의 유효열전도도를 산출하였다. 연구지역의 지질 특성 조사를 위하여 현장 수압시험과 텔레뷰어검층을 실시하였고 기반암의 열전도도를 구하기 위해 암석의 열전도도 측정실험을 하였다.

지열응답실험은 총 길이 200 m의 천공에서 4062분간 실시되었다. 측정된 온도 자료는 선형열원모델을 이용하여 유효열전도도를 구하였다. 유효열전도도를 구하기 위해서는 반대수-온도 곡선에서 선형구간을 정해야 한다. 선형구간을 정하기 위해 측정 자료를 눈으로 확인한 후에 온도 변화가 직선이면 2계미분치가 0이 되는 것에 착안하여 기울기를 정하였다. 이렇게 산출된 유효열전도도는  $3.34 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ 이며 열물성측장비를 이용하여 구한 현장의 평균열전도도는  $2.98 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ 이다.

이번 연구를 통하여 얻은 결론은 현장 기반암의 평균열전도도와 지열응답실험을 통하여 얻은 유효열전도도 사이에 차이가 있다는 것이다. 이러한 열전도도의 차이는 텔레뷰어검층과 현장수압시험 결과에서 알 수 있듯이 특정한 불연속면을 매개로 하는 지하수 유동에 기인하여 열 전달이 더 활발하게 일어날 수 있다는 것이다.

만일 현장 기반암의 평균열전도도를 사용하여 지중열교환기의 설계에 적용하였다면 유효열전도도와의 차이만큼 과설계가 될 것이다. 여기서 언급한 과설계란 천공의 개수와 그 개수만큼 늘어나는 지중루프의 길이를 뜻한다. 천부지열을 이용하여 건물 및 가정의 냉·난방에 활용할 경우에 이러한 과설계는 초기에 많은 비용이 들어가게 됨으로써 그 활용가치를 잃어버리게 되며, 다른 신·재생 에너지와의 경쟁에서 밀려날 수 밖에 없다.

## 5 참고문헌

- 강대우, 1996, 곡면 CORE 물체의 열전도율 측정법 개발, 건설기술연구소 연구논문, vol. 20, no.1, p. 93-102.
- 김진상, 김옥중, 박준택, 2003, 지열이용 히트펌프 시스템, 한국설비기술협회, vol. 20, no. 1, p. 71-83.
- 김중열, Schepers, R., 1996, 고분해능 텔레뷰어 검증기법의 기능, 대한지질공학회, vol. 5, p. 277-288.
- 김형찬, 2004, 남한의 지열류량과 지질자료를 이용한 지열 이상대 해석, 이학박사학위논문, 충남대학교.
- 송운호, 2005, 세계 지열에너지 활용 현황 및 전망, 한국신·재생에너지학회 2005년도 춘계학술대회, p. 669-673.
- 심병완, 송운호, 김형찬, 조병욱, 박덕원, 이영민, 임도형, 2005, 지중 열교환기 성능 분석을 위한 지반 열물성 조사, 한국신·재생에너지학회 2005년도 추계학술대회, p. 587-590.
- 장영수, 2003, 지열용 열교환기, 한국설비기술협회, vol. 20, no. 1, p. 101-108.
- 한정상, 2002, 지열펌프 냉난방시스템, 510 p.
- Carlsaw, H. S., Jaeger, J. C., 1959, Conduction of heat in solids. 2nd ed., Oxford Univers. Press, London, 510 p.

- Houlsby, A. C., 1990, Construction and design of cement grouting, John Wiley & Sons, Inc., New York, 464 p.
- Ingersoll, L. R., Plass, H. J., 1948, Theory of the ground pipe heat source for heat pump. ASHVE transactions, vol. 54, p. 339–348.
- Mogensen, P., 1983: Fluid to duct wall heat transfer in duct system heat storage. Proc. Int. conf. on Surface Heat Storage in Theory and Practice. Stockholm, Sweden, June 6–8 1983, p. 652–657.
- Moye, D. G., 1967, Drilling for foundation exploration, Civil Engineering Transaction, Institute of Engineering, Australia, p. 95–100.
- Kutzner C., 1996, Grouting of rock and soil, A.A Balkema, Rotterdam, 282 p.
- Thomas. R. Y., 2001, Development, verification, and design analysis of the borehole fluid thermal mass model for approximating short term borehole thermal response, Bachelor of Science Thesis 2001, Oklahoma State University, Stillwater, Oklahoma, p. 11–32.
- Sanner, B., 1986, Schwalbach ground-coupled heat pump (GCHP) research station, Newsletter IEA Heat Pump Centre, 4/4, p. 8–10.

## 부 록

A. 열전도방정식

B. 암석의 종류에 따른 열전도도

## A. 열전도방정식

매질 (고체)내의 온도분포는 열전도방정식을 유도한 후에 알맞은 경계조건과 초기조건을 대입하여 결정할 수 있다. 평판, 직사각형 또는 직육면체의 모양의 물체에서 열적인 해석을 할 때에는 직교좌표계로 주어진 열전도방정식이 필요하고 원통이나 구의 모양을 한 물체의 열전도해석은 각각 원통좌표계와 구좌표계가 필요하다. 본 장의 목적은 열전도문제를 수식화하는데 사용되는 열전도방정식을 이해하고 매질의 경계조건 및 시간변화에 따른 지중 온도변화를 이해하는데 있다.

### A.1 푸리에 법칙

열전달 (heat transfer)에는 열전도?복사?열대류 등의 열이동 과정이 있다. 이 중에서 열전도 (heat conduction)는 물질의 이동 없이 고온부에서 저온부로 열이 전달되는 현상을 말한다. 정상상태 (steady state)인 균질한 매질의 경우 푸리에 법칙 (Fourier's law)으로 열전도를 설명할 수 있다. 푸리에 법칙은 한 지점에서의 열류량은 그 지점의 온도구배 (temperature gradient)에 비례함을 뜻하는 경험식으로 다음과 같다.

$$q = -k \frac{dT}{dy} \quad (A-1)$$

여기서,  $k$ : 열전도 계수 (W/mK)  
 $y$ : 온도 변화가 진행되는 방향의 축  
 $q$ : 열류량 (heat flux, W/m<sup>2</sup>)

열 흐름은 온도가 낮아지는 방향으로 진행하기 때문에 식 (A-1)의 우변항은 마이너스로 표현된다. Fig. A1은 두께가  $l$ 인 매질에서 온도차  $\Delta T$ 를 가지고 통과하는 열류량을 보여주고 있다. 이 때의 온도구배는 식 (A-2)와 같다.

$$\frac{dT}{dy} = -\frac{\Delta T}{l} \quad (A-2)$$

온도구배는 매질의 두께  $l$ 과 온도차이  $\Delta T$ 의 비율이다. 푸리에 법칙에 온도구배를 대입한 열류량 방정식은 다음과 같다.

$$q = \frac{k\Delta T}{l} \quad (A-3)$$

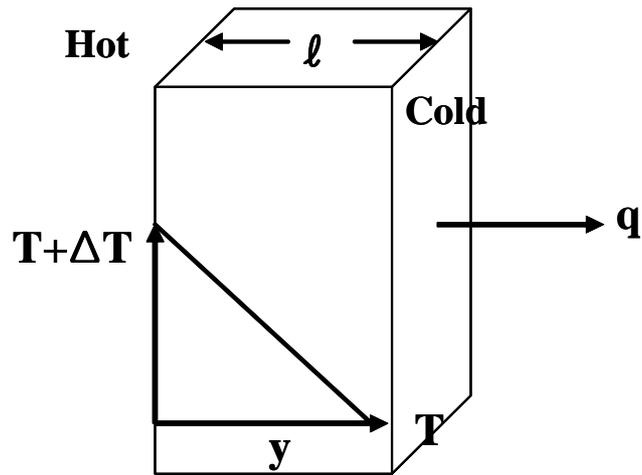


Fig. A1. Heat transfer through a slab.

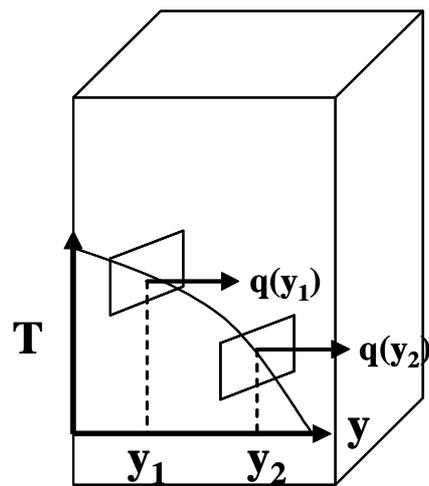


Fig. A2. Heat flux and the local slope of the temperature profile when  $T(y)$  has nonzero curvature.

푸리에 법칙은 온도 분포가 Fig. A2처럼 선형이 아닐 때도 적용할 수 있다. 온도변화가 비선형인 경우 온도 단면의 미소구간에 푸리에 법칙을 적용하여  $y$ 에 대한 열류량 방정식  $q=q(y)$ 로 표현한다. 온도구배 단면의 곡선형태는 열원 (heat source) 또는 수열점 (heat sink)의 발생이나 시간에 따른 온도 변화를 의미한다.

## A.2 1차원 열전도 방정식

어떤 매질에 대한 열원과 경계조건 및 열류량에 대한 정보가 주어졌을 때 열 전도 이론을 사용하여 온도 분포를 결정 할 수 있다. 시간에 따른 온도 변화나 열류량 변화가 없는 정상 상태 (steady state)에서 한쪽 방향으로만 열이 전달되는 간단한 1차원 문제를 가정하면 Fig. A3과 같다. 일반적으로 열전도 이론은 에너지 보존의 법칙을 따르며 그 식은 아래와 같이 유도할 수 있다.

$$q(y+\delta y)-q(y) \tag{A-4}$$

여기서  $\delta y$ 는 미소길이 이므로,  $q(y+\delta y)$ 는 테일러 전개식 (Taylor series)을 이용하면 아래와 같다.

$$q(y+\delta y)=q(y)+\delta y \frac{dq}{dy}+\dots \tag{A-5}$$

테일러 전개에서 2차항 이상은 매우 작은 값이므로 생략이 가능하다. 2차항이 생략된 식 (A-5)의 무변의  $dq$  항에 식 (A-1)의 열류량  $q$ 를 대입하면 다음과 같다.

$$\begin{aligned} q(y+\delta y)-q(y) &= \delta y \frac{dq}{dy} = \delta y \frac{d}{dy} \left( -k \left( \frac{dT}{dy} \right) \right) \\ &= \delta y \left( -k \left( \frac{d^2T}{dy^2} \right) \right) \end{aligned} \tag{A-6}$$

식 (A-6)의 우변항  $q(y+\delta y)$ 은 단위 시간과 단위 면적에서 미소두께가  $\delta y$ 인 체적에서 빠져 나오는 열류량을 뜻한다. 매질의 단위 면적을 통과하여 나오는 열류량이 0이 아니라면 열 흐름은 체적내부에서 발생된 열에 의해 만들어진다. 열생산량은 단위체적당 열생산률  $H$ , 밀도, 매질의 두께의 곱으로 구할 수 있다.

$$\rho H \delta y \tag{A-7}$$

여기서,  $\rho$ : 체적의 밀도 ( $\text{g/cm}^3$ )

$H$ : 열 생산률 ( $\text{W/kg}$ )

매질을 통과하여 나온 열류량은 매질의 열생산량과 같으므로 식 (A-6)과 식 (A-7)은 서로 같다.

$$\begin{aligned}\rho H \delta y &= -k \frac{d^2 T}{dy^2} \delta y \\ 0 &= k \frac{d^2 T}{dy^2} + \rho H\end{aligned}\quad (\text{A-8})$$

위의 결과에서 대상 매질의 경계조건이 주어지면 적분방정식을 이용해 한 지점의 온도를 구할 수 있다. Fig. A4처럼 매질의 지표면은  $y=0$ 인 반평면으로 가정하고  $y$  축은 깊이가 깊어질수록 양의 수로 증가한다고 가정한다. 식 (A-8)에 대한 경계조건들은 지표면 ( $y=0$ )의 온도와 열류량의 성질로 정해진다. 따라서  $y=0$ 일 때  $T_s = T$ ,  $q = -q_s$ 가 된다. 식 (A-8)을 한번 적분하면 다음과 같다.

$$\rho H y = -k \frac{dT}{dy} + c_1 = q + c_1 \quad (\text{A-9})$$

여기서,  $c_1$ : 적분상수

주어진 경계조건  $y=0$ 에서  $q = -q_s$ 이므로

$$c_1 = q_s \quad (\text{A-10})$$

이고

$$\rho H y = -k \frac{dT}{dy} + q_s \quad (\text{A-11})$$

의 형태가 된다. 식 (A-11)을 다시 한번 적분하면

$$\rho H \frac{y^2}{2} = -kT + q_s y + c_2 \quad (\text{A-12})$$

여기서,  $c_2$ : 2차 적분상수

주어진 경계조건  $y=0$ 에서  $T = T_s$ 이므로

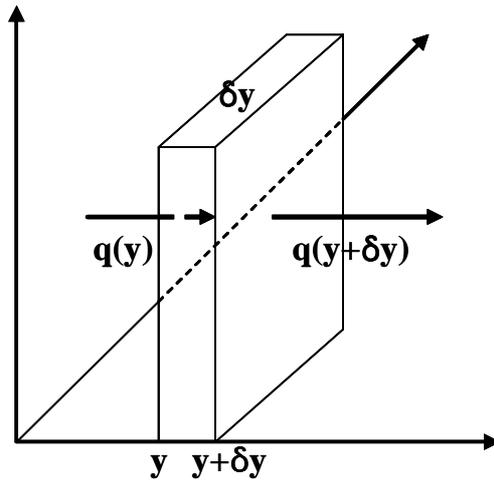


Fig. A3. Heat flow into  $q(y)$  and out of  $q(y + \delta y)$  a thin slab of thickness  $\delta y$  producing heat internally at the rate of  $H$  per unit mass.

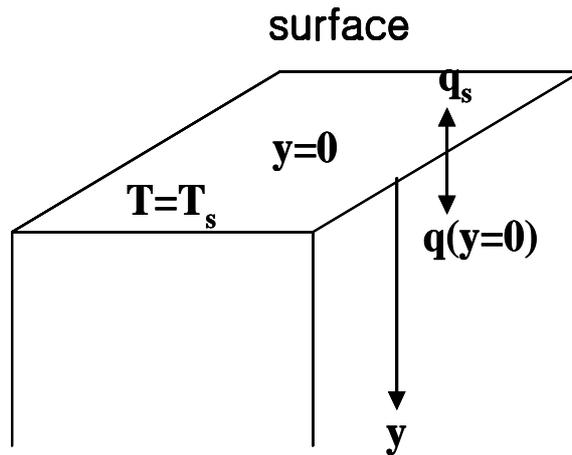


Fig. A4. Geometry and boundary conditions for integration of Equation (A-8).

$$c_2 = KT_s$$

이고

$$T = T_s + \frac{q_s}{k} y - \frac{\rho H}{2k} y^2 \quad (\text{A-13})$$

의 형태가 된다. 식 (A-13)은 지표면에서의 온도와 열류량 경계조건을 만족시키는 1차원 열전도 방정식이다. 이 방정식으로 1차원 매질에서의 온도분포를 구할 수 있다.

### A.3 2, 3차원 열전도 방정식

실제 지중의 열전도는 1차원의 열 전달만으로 충분히 표현할 수 없다. 이 장은 2차원에서 열전달을 설명할 수 있는 열전도 방정식을 소개한다. 3차원 열전달은 별도의 증명과정 없이 2차원 방정식 풀이 중에 유도할 수 있다. Fig. A5와 같이 열이  $x$  와  $y$  방향으로 전도 되었다면  $\delta x$  와  $\delta y$  의 미소길이로 정의된 작은 육면체의 열적 평형을 고려해야 한다. 2, 3차원 열전도 또한 1차원 열전도와 마찬가지로 에너지 보존 법칙을 따른다. 우선  $x$  방향의 열 흐름은  $q_x$ 이고,  $y$ 방향의 열 흐름은  $q_y$ 이다.  $y$ 방향으로 들어가는 열류량은  $q_y(y) \delta x l$ 이다. 여기서  $l$ 은 세번째 방향의 임의의 길이로 2차원 전도에서는 아무런 변화가 없는 값으로 가정한다.  $y$  방향과 마찬가지로  $x$  방향으로 들어가는 열류량은  $q_x(x) \delta y l$ 이다. 정의된 체적을 통과하는 열류량은 다음과 같다.

$$\begin{aligned} & \{q_x(x + \delta x) \delta y l - q_x(x) \delta y l\} + \{q_y(y + \delta y) \delta x l - q_y(y) \delta x l\} \\ &= \{q_x(x + \delta x) - q_x(x)\} \delta y l + \{q_y(y + \delta y) - q_y(y)\} \delta x l \\ &= \frac{\partial q_x}{\partial x} \delta x \delta y l + \frac{\partial q_y}{\partial y} \delta x \delta y l \\ &= \left( \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} \right) \delta x \delta y l \end{aligned} \quad (\text{A-14})$$

식 (A-14)는  $q_x(x + \delta x) - q_x(x)$  와  $q_y(y + \delta y) - q_y(y)$ 를 테일러 전개식을 사용하여 간단하게 표현되었다.  $q_x$ 는  $x$ 와  $y$  두 방향을 가지므로 편미분 형식으로 표현된다. 정의된 체적의 열 발생량은  $\rho H(\delta x \delta y l)$ 이다. 1차원 열전도와 마찬가지로 매질을 통과하여 나온 열류량은 매질의 열생산량과 같아야 하므로 열생산량을 식 (A-14)의 우변에 대입하면

$$\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y}\right) \delta x \delta y l = \rho H \delta x \delta y l$$

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_u}{\partial y} = \rho H \quad (\text{A-15})$$

이 된다.

위의 열류량 방정식을 3차원에 적용하면 임의의 방향으로 가정한  $l$  이  $z$  방향으로 바뀐다.

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_u}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} = \rho H \quad (\text{A-16})$$

만일 매질의 열전도도 (thermal conductivity)가 등방성을 가진다면, 즉 매질의 모든 방향으로 균일하게 열이 전도 된다면 푸리에 법칙은

$$q_x = -k \frac{\partial T}{\partial x} \quad (\text{A-17})$$

$$q_y = -k \frac{\partial T}{\partial y} \quad (\text{A-18})$$

와 같다. 위 결과를 식 (A-15)에 대입하면 다음과 같다.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( -k \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( -k \frac{\partial T}{\partial y} \right) = \rho H$$

$$-k \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right) = \rho H \quad (\text{A-19})$$

위 식을 3차원 영역에서 일반화하면 다음과 같다.

$$-k \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) = \rho H \quad (\text{A-20})$$

만약 내부에 열원이 없다면 열생산량은 0 이 된다.

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} = 0 \quad (\text{A-21})$$

위 식은 다음 장에서 매질의 온도를 결정하는데 계속 언급 될 것이다.

식 (A-21)은 라플라스 방정식 (Laplace's equation)으로 알려져 있다. 3차원 라플라스 방정식은  $z$  방향의 온도변화를 추가하면 된다.

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = 0 \quad (\text{A-22})$$

라플라스 방정식은 유체의 흐름, 확산, 정자기학 등의 많은 분야에서 볼 수 있다.

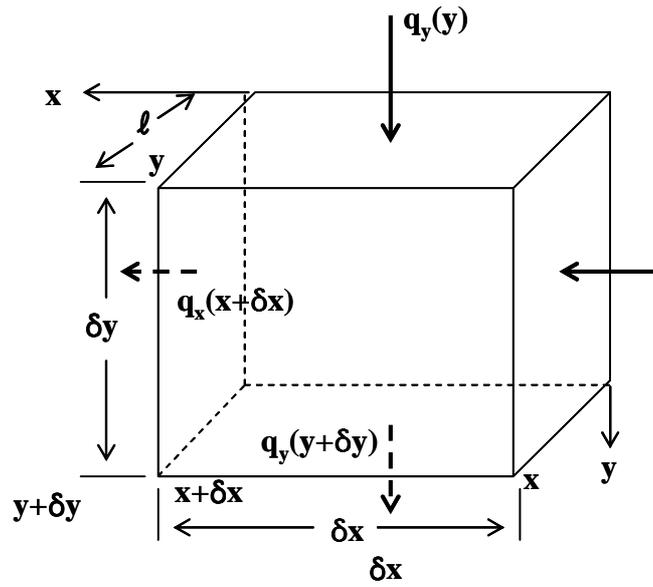


Fig. A5. Heat flow into and out of a rectangular element.

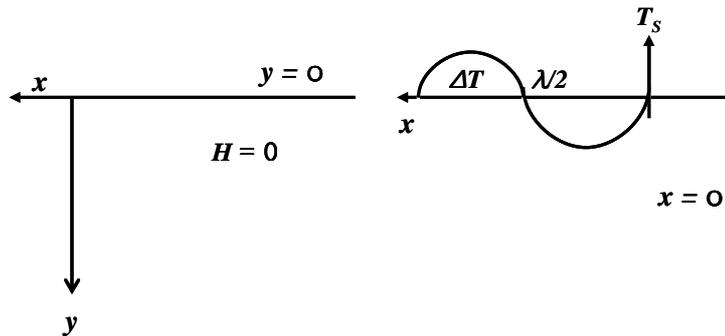


Fig. A6. Temperature in a half-space whose surface temperature varies periodically with distance.

#### A.4 지표의 주기적 온도변화에 따른 지중 온도

보통 지표면 하부의 온도를 측정 하기 위해서 천공을 만든 후에 온도 센서를 설치한다. 측정된 온도 자료를 분석해보면 향온층을 경계로 하부는 온도변화가 일정하지만 상부는 심한 변화를 보인다. 이러한 변화의 요인은 지표열류량의 주기적 변화 때문이며, 이러한 변화를 계산할 수 있으면 지중의 온도를 분석하는데 많은 도움이 된다. 이 장에서는 지표의 주기적 온도변화에 따른 지중온도 변화를 이해하는데 있다.

우선  $y \geq 0$  인 반무한평면을 생각해보자. 지표는  $y=0$  인 평면으로 정의하고 지표 온도  $T_s$  는  $x$  의 주기 함수로 표현할 수 있다.

$$T_s = T_0 + \Delta T \cos \frac{2\pi x}{\lambda} \quad (A-23)$$

여기서  $\lambda$ : 온도변화 곡선의 파장

지표 온도변화에 의한 지중온도 변화를 파악하는 것이 목적이므로 지중은 암석의 방사능 동위원소의 붕괴로 인한 열 발생은 존재하지 않는다고 가정한다. 온도분포를 결정하기 위해 식 (A-23)에서 주어진 경계조건을 이용해 식 (A-21)을 풀어야 한다. 식 (A-21) 2차 편미분 방정식의 적절한 풀이 방법으로 변수분리법을 사용한다. 2차원 공간에서의 온도는 아래와 같이 정리하고

$$T(x, y) = T_0 + X(x)Y(y) \quad (A-24)$$

지표 경계조건을 만족시키기 위해 다음 식을 사용한다.

$$X(x) = \cos \frac{2\pi x}{\lambda} \quad (A-25)$$

위의 조건에서 온도의 수평적 변화는 깊이와 상관없으며 코사인 함수로 표현된다. 식 (A-24)와 식 (A-25)를 식 (A-21)에 대입하면 아래와 같이  $y$  에 대한 상미분 방정식을 얻을 수 있다. 우선 식 (A-21)  $\partial^2 T / \partial x^2 + \partial^2 T / \partial y^2 = 0$  의  $T$  항에 식 (A-24)를 대입하면

$$\begin{aligned} & \frac{\partial^2 (T_0 + X(x)Y(y))}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 (T_0 + X(x)Y(y))}{\partial y^2} \\ &= \frac{\partial^2 X(x)}{\partial x^2} Y(y) + \frac{\partial^2 Y(y)}{\partial y^2} X(x) \end{aligned}$$

와 같고 식 (A-25)에서 정의된 지표 경계조건을 대입하면

$$\begin{aligned}
 &= -\frac{2\pi}{\lambda} \left( \sin \frac{2\pi x}{\lambda} \right)' Y(y) + \frac{d^2 Y}{dy^2} X(x) \\
 &= -\frac{4\pi^2}{\lambda^2} \cdot \cos \frac{2\pi x}{\lambda} \cdot Y + \frac{d^2 Y}{dy^2} \cdot X(x) \\
 &-\frac{4\pi^2}{\lambda^2} \cdot Y + \frac{d^2 Y}{dy^2} = 0
 \end{aligned} \tag{A-26}$$

와 같다. 식 (A-26)은 2차 선형미분방정식으로 중첩의 원리를 이용하여 풀 수 있다.

$$\begin{aligned}
 \frac{d^2 Y}{dy^2} - \frac{4\pi^2}{\lambda^2} Y &= 0 \\
 Y'' - \frac{4\pi^2}{\lambda^2} Y &= 0 \\
 Y &= A \cdot e^{By} \\
 Y' &= A \cdot B \cdot e^{By} \\
 Y'' &= A \cdot B^2 \cdot e^{By} \\
 A \cdot B^2 \cdot e^{By} - \frac{4\pi^2}{\lambda^2} \cdot A \cdot e^{By} &= 0 \\
 \left( B^2 - \frac{4\pi^2}{\lambda^2} \right) \cdot e^{By} &= 0 \\
 \therefore B &= \pm \frac{2\pi}{\lambda}
 \end{aligned}$$

위의 결과를 식 (A-26)의 일반해  $y = c_1 y_1(x) + c_2 y_2(x)$ 에 대입하면

$$Y = c_1 e^{-2\pi y / \lambda} + c_2 e^{2\pi y / \lambda} \tag{A-27}$$

여기서,  $c_1, c_2 =$  적분상수

$Y$ 에 관한 방정식으로 정리된다.

다른 경계조건으로  $y \rightarrow \infty$ 일 때 온도는 0에 근사하므로  $c_2 = 0$  이 되며 식 (A-23)의 경계 조건을 만족하기 위해  $c_1 = \Delta T$  가 된다. 따라서  $c_2 = 0$ 와  $c_1 = \Delta T$ 의 조건을 만족하는 반무한평면의 온도 방정식은 아래와 같다.

$$T(x, y) = T_0 + \Delta T \cos \frac{2\pi x}{\lambda} e^{-2\pi y / \lambda} \quad (\text{A-28})$$

식 (A-28)을 이용하여 지중의 온도를 알아내거나 예측할 수 있다. 지표온도 변화로 인한 지중온도 교란현상은 깊이에 따라 지수적으로 감소하게 된다. 지금까지 지표온도 변화를 수반한 2차원 열전도 방정식에 대하여 알아보았다. 다음 장에서는 시간에 따라 변화하는 열전도 현상을 다룬다.

## A.5 시간 종속 열전도

열전도를 수반하는 많은 지질학적 문제들은 시간에 의존적이다. 한 매질의 시간에 따른 온도변화를 알 수 있으면 1달, 1년, 100년 후의 온도온도변화를 예측할 수 있다. 이렇게 시간에 따른 온도 변화를 파악함으로써 지중의 열전도도를 알 수 있으며 지중열교환기 설계시 지중의 열적 특성을 고려할 수 있다.

### A.5.1 1차원 시간 종속 열전도

시간에 따른 열전도 현상을 설명하기 위하여 다시 1차원 문제로 돌아간다. 앞서 나온 Fig. A3에서의 열 흐름은 매질 안에 열원이 없다고 가정하면 매질의 온도와 평형을 이룰 것이다. 이렇게 두께가  $\delta y$  인 얇은 판과 단면적은 아래와 같이 단위 시간당 열에너지의 흐름으로 표현한다.

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} \delta y \quad (\text{A-29})$$

얇은 판을 통과하여 나오는 열 흐름에 대한 식 (A-11)은 식 (A-29)와 같아지게 된다. 매질을 통과하는 열 흐름은 온도가 감소하는 방향이므로 식 (A-11)의 마이너스 기호는 없어진다.

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = K \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \quad (\text{A-30})$$

위 식은 전도에 의한 온도의 시간적 변화와 공간적 변화에 대한 기본 방정식이며 다시 간단하게 나타내면 아래와 같다.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \quad (\text{A-31})$$

$\kappa$  는 열확산율로 아래와 같이 구한다.

$$k = \frac{K}{\rho c}$$

여기서  $K$ : 열전도도 (W/mK)

$\rho$ : 밀도 ( $\text{g/cm}^3$ )

$c$ : 비열 (J/kgKs)

### A.5.2 계절변화에 따른 반무한 평면의 주기적 가열

이 장에서는 주기적으로 변화하는 지표 온도변화가 지중에 어떻게 영향을 미치는지 알기 위해 앞에서 언급한 1차원 시간의존 열전도 방정식을 이용하여 소개한다. 먼저  $y=0$ 로 정의된 지표면에서  $y \geq 0$ 가 지중으로 설정된 반무한평면을 가정했을 때 지표의 온도는 아래의 주기함수로 표현된다.

$$T_s = T_0 + \Delta T \cos \omega t \quad (\text{A-32})$$

각주파수  $\omega$  는 주파수  $f$  에 의해 결정되고.

$$\omega = 2\pi f \quad (\text{A-33})$$

온도 변화의 주기는 아래와 같이 계산된다.

$$\tau = \frac{1}{f} = \frac{2\pi}{\omega} \quad (\text{A-34})$$

예를 들어 지표온도의 일간변화 주기가 하루인 1이라면 주파수는  $1.157 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 이며 각주파수는  $7.272 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$  이다. 만일 지표의 한 지점에서 그 하부의 매우 깊은 지점의 온도가 지표의 평균온도와 같다고 가정했을 때의 경계조건은  $y \rightarrow \infty$  일 때  $T \rightarrow T_0$  이다. 이 경계조건을 만족하는 식 (A-31)을 풀기 위하여 변수분리법을 이용한다.

$$T(y,t) = T_0 + Y(y)T'(t) \quad (\text{A-35})$$

지표온도는 시간에 따라 변하므로 지중의 온도도 같은 시간대에 주기적으로 변한다. 그러나 일정한 깊이에서의 온도가 최대 혹은 최소에 도달하는 시간은 지표와 틀리다. 이러한 위상차이를 해결하기 위해  $T'(t)$ 는  $\sin \omega t$  와  $\cos \omega t$  의한 함수로 나타낸다. 따라서 식 (A-35)는 아래와 같이 일반화되며.

$$T(y,t) = T_0 + Y_1(y)\cos \omega t + Y_2(y)\sin \omega t \quad (\text{A-36})$$

1차원 시간중속 열 전도 방정식에서 주기적인 온도변화를 알아내기 위하여 식 (A-36)을 식 (A-31)에 대입한다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(T_0 + Y_1(y)\cos \omega t + Y_2(y)\sin \omega t) &= \kappa \frac{\partial^2}{\partial y^2}(T_0 + Y_1(y)\cos \omega t + Y_2(y)\sin \omega t) \\ -\omega \cdot Y_1(y)\sin \omega t + \omega \cdot Y_2(y)\cos \omega t &= \kappa \frac{\partial^2 Y_1(y)}{\partial y^2} \cos \omega t + \kappa \frac{\partial^2 Y_2(y)}{\partial y^2} \sin \omega t \\ -\omega \cdot Y_1 &= \kappa \frac{\partial^2 Y_2}{\partial y^2}, \quad \omega \cdot Y_2 = \kappa \frac{\partial^2 Y_1}{\partial y^2} \end{aligned} \quad (\text{A-37})$$

식 (37)의 결과는  $Y_1$ 과  $Y_2$ 의 2차상미분방정식의 형태이다.  $Y_1$ 과  $Y_2$ 를 결정하기 위해  $Y_2$ 에  $Y_1$ 를 대입하면

$$\begin{aligned} \omega \cdot Y_2 &= \kappa \frac{d^2}{dy^2} \left( -\frac{\kappa}{\omega} \frac{d^2 Y_2}{dy^2} \right) \\ Y_2 &= -\frac{\kappa^2}{\omega^2} \frac{d^4 Y_2}{dy^4} \\ \frac{d^4 Y_2}{dy^4} + \frac{\omega^2}{\kappa^2} Y_2 &= 0 \end{aligned} \quad (\text{A-38})$$

과 같다. 식 (A-38)의 결과는 4차 상미분방정식의 형태이므로 아래와 같은 형태로 정의한 후에

$$Y_2 = ce^{ay} \quad (\text{A-39})$$

식 (A-38)이 식 (A-39)를 만족해야 하므로 아래와 같이 유도된다.

$$\begin{aligned} Y_2 &= ce^{ay} \\ Y_2 &= c_1 y_1(x) + c_2 y_2(x) + c_3 y_3(x) + c_4 y_4(x) \\ Y_2' &= a \cdot ce^{ay}, Y_2'' = a^2 \cdot ce^{ay}, Y_2''' = a^3 \cdot ce^{ay}, Y_2'''' = a^4 \cdot ce^{ay} \\ a^4 \cdot ce^{ay} + \frac{\omega^2}{\kappa^2} \cdot ce^{ay} &= 0 \\ \left( a^4 + \frac{\omega^2}{\kappa^2} \right) \cdot ce^{ay} &= 0 \end{aligned}$$

$$a^4 + \frac{\omega^2}{\kappa^2} = 0$$

$$\therefore a = \pm \left( \frac{1 \pm i}{\sqrt{2}} \right) \sqrt{\frac{\omega}{\kappa}}$$

$$Y_2 = c_1 \exp\left(\frac{(1+i)}{\sqrt{2}} \sqrt{\frac{\omega}{\kappa}} y\right) + c_2 \exp\left(\frac{(1-i)}{\sqrt{2}} \sqrt{\frac{\omega}{\kappa}} y\right) + c_3 \exp\left(\frac{-(1+i)}{\sqrt{2}} \sqrt{\frac{\omega}{\kappa}} y\right) + c_4 \exp\left(\frac{-(1-i)}{\sqrt{2}} \sqrt{\frac{\omega}{\kappa}} y\right) \quad (\text{A-40})$$

온도변화는 깊이에 따라 감소하기 때문에 적분상수  $c_1$  와  $c_2$  는 0이 된다. 식(A-40)의 결과를 다시 쓰면

$$Y_2 = \exp\left(-y \sqrt{\frac{\omega}{2\kappa}}\right) \left( b_1 \cos \sqrt{\frac{\omega}{2\kappa}} y + b_2 \sin \sqrt{\frac{\omega}{2\kappa}} y \right) \quad (\text{A-41})$$

과 같다. 적분상수  $c_3$  와  $c_4$  는  $b_1$ ,  $b_2$ 로 구분하였고  $\sin x$  와  $\cos x$  는 지수함수  $e^{ix}$  와  $e^{-ix}$  에 대응된다.  $Y_1$  는  $Y_2$  와 유사한 형태로 아래와 같다.

$$Y_1 = \exp\left(-y \sqrt{\frac{\omega}{2\kappa}}\right) \left( b_3 \cos \sqrt{\frac{\omega}{2\kappa}} y + b_4 \sin \sqrt{\frac{\omega}{2\kappa}} y \right) \quad (\text{A-42})$$

$Y_1$  과  $Y_2$  는 식 (A-37)을 만족하므로 적분 상수  $b_1$ ,  $b_2$ ,  $b_3$ ,  $b_4$  는 아래의 관계를 만족시킨다.

$$b_2 = b_3, \quad b_1 = -b_4 \quad (\text{A-43})$$

또한 지표온도는 식 (A-23)의 경계조건을 만족해야 하므로

$$b_1 = 0, \quad b_3 = \Delta T \quad (\text{A-44})$$

따라서 지표의 주기적인 온도변화에 기인한 반평면의 온도변화는 식 (A-45)에 의해 결정된다.

$$T = T_0 + \Delta T \exp\left(-y \sqrt{\frac{\omega}{2\kappa}}\right) \left( \cos \omega t \cos y \sqrt{\frac{\omega}{2\kappa}} + \sin \omega t \sin y \sqrt{\frac{\omega}{2\kappa}} \right) = T_0 + \Delta T \exp\left(-y \sqrt{\frac{\omega}{2\kappa}}\right) \cos\left(\omega t - y \sqrt{\frac{\omega}{2\kappa}}\right) \quad (\text{A-45})$$

식 (A-45)에서 지중의 온도는 깊이에 따라 지수함수로 감소하게 되며, 온도의 교란이 없는 한계심도 (skin depth,  $d_w$ )는 다음과 같이 구한다.

$$d_w = \left( \frac{2\kappa}{\omega} \right)^{1/2} \quad (\text{A-46})$$

지표온도의 일간변화를 고려했을 때  $\omega = 7.27 \times 10^{-5}$ 는 이다. 만일  $\kappa = 1 \text{ mm}^2 \text{ s}^{-1}$  이라면 식 (A-46)에 의해 결정되는 일간 온도변화의 한계심도는 0.17 m 이다.

### A.5.3 반무한 평면에서의 순간적인 가열 및 냉각

순간적 변화와 지중온도의 시간종속적인 온도 분포를 함께 고려해야 한다. 최초 시간  $t=0$  일 때 지표온도는  $T_0$  이며 시간이  $t > 0$  일 때 지표온도는  $T_s$  라고 한다. 시간이 경과한 후  $T_0 > T_s$  이면 지중은 냉각상태이며,  $T_0 < T_s$  일 경우의 지중은 가열 상태이다. Fig. 4는  $T_0 < T_s$  을 보여주고 있다. Fig. A7에서 시간과 깊이에 따른 온도변화는 다음과 같이 표현된다

$$\begin{aligned} T &= T_0 \text{ at } t=0, & y > 0 \\ T &= T_s \text{ at } y=0, & t > 0 \\ T &\rightarrow T_0 \text{ as } y \rightarrow \infty, & t > 0 \end{aligned} \quad (\text{A-47})$$

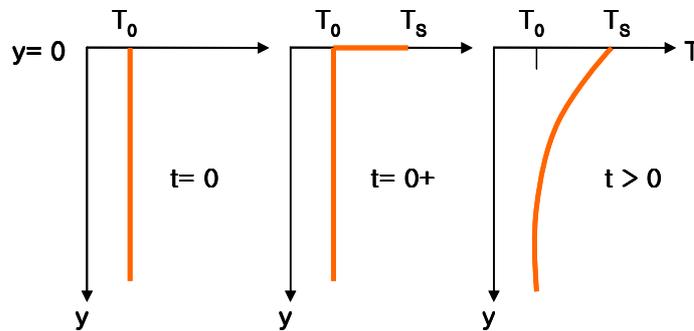


Fig. A7. Heating of a semi-infinite half-space by a sudden increase in surface temperature.

식 (A-31)과 (A-47)을 해결하기 위해 “similarity” 라고 불리는 접근방법을 사용하여 해결 할 수 있다. 우선 차원이 없는 온도 비  $\theta$  는 다음과 같다.

$$\theta = \frac{T - T_0}{T_s - T_0} \quad (\text{A-48})$$

$\theta$  에 관한 식은 방정식 (A-31)의 T에 대해서도 동일하다.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} \quad (\text{A-49})$$

$\theta$  의 조건은 더 간단해진다.

$$\begin{aligned} \theta(y, 0) &= 0 \\ \theta(0, t) &= 1 \\ \theta(\infty, t) &= 0 \end{aligned} \quad (\text{A-50})$$

$\theta$ 를 결정하기 위하여 무차원변수를 도입하였다.  $\theta$ 는 열확산거리 (thermal diffusion distance, length<sup>2</sup>/time)와 깊이  $y$  에 대한 무차원영역을 뜻한다. 그러나  $\theta$ 가  $t$ 과  $y$ 에 의해 결정되는 함수라는 뜻은 아니다,  $\theta$ 의 무차원변수는 다음과 같이 정의된다.

$$\eta = \frac{y}{2\sqrt{\kappa t}} \quad (\text{A-51})$$

무차원변수  $\eta$ 는 “similarity variable” 이라고 부른다. 식 (A-49)와 경계조건 (A-50)은  $\eta$ 에 관한 함수로 다시 쓸 수 있다.  $\eta$ 에 대한 유도과정에서 시간  $t$ 와 깊이  $y$ 에 관한  $\theta$ 의 풀이가 필요하므로 합성함수의 미분법으로 연쇄법칙(chain rule)을 사용하여 유도하였다.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d\theta}{d\eta} \frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{d\theta}{d\eta} \left( -\frac{1}{4} \frac{y}{\sqrt{\kappa t}} \frac{1}{t} \right) = \frac{d\theta}{d\eta} \left( -\frac{1}{2} \frac{\eta}{t} \right) \quad (\text{A-52})$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial y} = \frac{d\theta}{d\eta} \frac{\partial \eta}{\partial y} = \frac{d\theta}{d\eta} \frac{1}{2\sqrt{\kappa t}} \quad (\text{A-53})$$

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} = \frac{1}{2\sqrt{\kappa t}} \frac{d^2 \theta}{d\eta^2} \frac{\partial \eta}{\partial y} = \frac{1}{4} \frac{1}{\kappa t} \frac{d^2 \theta}{d\eta^2} \quad (\text{A-54})$$

위 식에서 시간과 깊이의 변화에 따른 무차원온도비  $\theta$  에 대한 결과를 방정식 (A-49)에 대입하면 다음과 같다.

$$\begin{aligned}\frac{\partial \theta}{\partial t} &= \kappa \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} \\ \frac{d\theta}{d\eta} \left( -\frac{1}{2} \frac{\eta}{t} \right) &= \kappa \frac{1}{4} \frac{1}{\kappa} \frac{d^2 \theta}{d\eta^2} \\ -\eta \frac{d\theta}{d\eta} &= \frac{1}{2} \frac{d^2 \theta}{d\eta^2}\end{aligned}\tag{A-55}$$

경계조건은  $y=0$  일 때에  $\eta=0$  이며,  $y=\infty, t=0$  일 때에는  $\eta=\infty$  이므로  $\theta$  는 아래와 같이 정리된다.

$$\begin{aligned}\theta(\infty) &= 0 \\ \theta(0) &= 1\end{aligned}\tag{A-56}$$

“similarity variable”의 도입은  $\eta$  에 대한 상미분 방정식 (A-55)와 편미분 방정식 (A-49)의 유도과정을 줄이고  $t$  와  $y$  의 경계조건을 간단하게 만든다.

식 (A-55)는 치환 적분법으로 풀 수 있으며 아래와 같이

$$\Phi = \frac{d\theta}{d\eta}\tag{A-57}$$

$\psi$  로 치환한 후 다시 쓰면

$$-\eta \Phi = \frac{1}{2} \frac{d\Phi}{d\eta}\tag{A-58}$$

또는

$$-\eta d\eta = \frac{1}{2} \frac{d\Phi}{\Phi}\tag{A-59}$$

이 되고, 식 (A-59)의 적분 결과를 간단하게 정리하면

$$-\eta^2 = \ln \Phi - \ln c_1\tag{A-60}$$

과 같다. 여기서  $\ln c_1$ 은 적분 상수이다. 식 (A-60)의 양변을 간단하게 정리하면

$$\begin{aligned}
-\eta^2 &= \ln \frac{\Phi}{c_1} \\
e^{-\eta^2} &= \frac{\Phi}{c_1} \\
\Phi &= c_1 e^{-\eta^2} = \frac{d\theta}{d\eta}
\end{aligned} \tag{A-61}$$

과 같다. 식 (A-61)을 적분하여  $\theta$ 을 구한 뒤에 알맞은 경계조건을 대입한다.

$$\begin{aligned}
\int c_1 e^{-\eta^2} d\eta &= \int d\theta \\
\theta + c_2 &= c_1 \int_0^\eta e^{-\eta'^2} d\eta'
\end{aligned}$$

경계조건 (A-56)을 대입하면

$$\begin{aligned}
\theta(0) &= 1 \\
\theta &= c_1 \int_0^\eta e^{-\eta'^2} d\eta' + c_2 \text{에서} \\
\theta(0) &= 0 + c_2 = 1
\end{aligned}$$

과 같이  $c_2$ 가 결정되고 아래와 같은 방정식이 된다.

$$\theta = c_1 \int_0^\eta e^{-\eta'^2} d\eta' + 1 \tag{A-62}$$

여기서  $\eta'$ 은 모조 적분변수이며 경계조건  $\theta(0)=1$ 은 적분상수  $c_2$ 를 결정할 때 쓰인다. 경계조건  $\theta(\infty)=0$ 일 때에

$$0 = c_1 \int_0^\infty e^{-\eta'^2} d\eta' + 1 \tag{A-63}$$

위 식은 아래와 같다.

$$\int_0^\infty e^{-\eta'^2} d\eta' = \frac{\sqrt{\pi}}{2} \tag{A-64}$$

여기서  $c_1$ 은  $-2/\sqrt{\pi}$ 이고 식 (A-62)는

$$\theta = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^\eta e^{-\eta'^2} d\eta' \tag{A-65}$$

가 되며, 위 식의 적분형태는 특별히 error function, erf( $\eta$ ) 이라고 부른다.

$$\operatorname{erf}(\eta) \equiv \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^\eta e^{-\eta'^2} d\eta' \quad (\text{A-66})$$

위와 같이 정의하면 식 (A-65)는

$$\theta = 1 - \operatorname{erf}(\eta) = \operatorname{erfc}(\eta) \quad (\text{A-67})$$

과 같다. 여기서의  $\operatorname{erfc}(\eta)$ 은 complementary error function 이라고 한다. 시간  $t$  일 때 깊이  $y$  의 온도를 구하는 식은 식 (67)이 되고 이 식을 원시의 변수들로 다시 써보면 아래와 같다.

$$\frac{T - T_0}{T_s - T_0} = \operatorname{erfc}\left(\frac{y}{2\sqrt{\kappa t}}\right) \quad (\text{A-68})$$

여기서  $y=0$  일 때 complementary error function 값은 1 이고  $T=T_s$  가 된다.  $y \rightarrow \infty$  또는  $t=0$  일때  $\operatorname{erfc}(\eta)$ 은 0이고  $T=T_0$ 가 된다.

예를 들어 급격한 온도 변화가 있는 지표부근을 열경계층(thermal boundary layer)이라고 부르는데 열경계층의 두께는 초기의 온도  $T$  가 지중 온도  $T_0$  에 점근적으로 가까워지므로 임의의 정의를 필요로 한다. 어떤 경계층의 두께를  $y_T$ 로 정의하고 그 지점에서의  $\theta$  값을 0.1 로 가정했을 때 해당 깊이는 반평면이 냉각 또는 가열 되는 시간에 따라 변화하게 된다. 이 깊이를 구하기 위하여 식 (A-67)을 이용하여  $\eta_T$ 를 구한다.

$$\eta_T = \operatorname{erfc}^{-1}0.1 = 1.16 \quad (\text{A-69})$$

위의 결과와 식 (51)을 이용하면 아래와 같다.

$$y_T = 2\eta_T \sqrt{\kappa t} = 2.32\sqrt{\kappa t} \quad (\text{A-70})$$

따라서 열경계층의 깊이는 열확산거리의 2.32배 정도로 구할 수 있다.

## B. 암석의 종류에 따른 열전도도

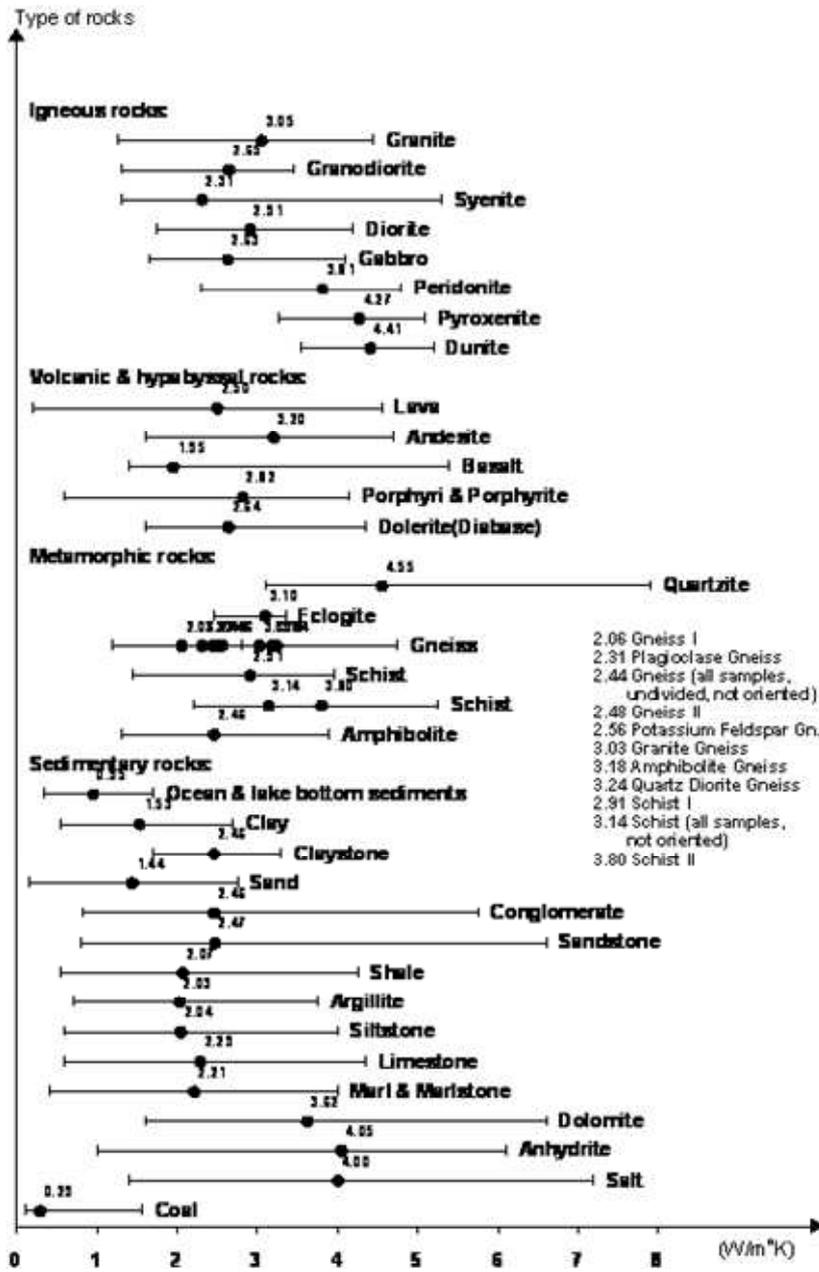


Fig. B1. Thermal conductivity of different rocks at room temperature according to Cermak and Rybach, Kappelmeyer and Haenel (Zoth and Haenel, 1998).

## 감사의 글

그동안 모자란 저를 항상 챙겨주시고 이끌어 주신 김희준 지도교수님께 먼저 감사의 말씀을 올립니다. 또한 논문의 방향과 설계에 있어 많은 도움을 주신 공영세 교수님과 엄정기 교수님께도 감사의 말씀을 전하고 싶습니다. 학부 4년과 석사과정 2년 동안 많은 가르침을 주셨던 환경탐사공학과 김대철 교수님, 이광훈 교수님, 조태진 교수님, 그리고 왕수균 교수님께도 다시 한번 감사드립니다. 그리고 물리탐사 연구실의 박미경 박사님과 이동성 박사님께도 진심으로 감사드립니다.

대학원 생활에서 모범적인 활동으로 후배들을 잘 이끌어준 강태승 선배님, 김종우 선배님, 여정윤 선배님께 감사드립니다. 또 언제나 한결 같은 모습으로 저를 반겨주는 남병훈, 한상훈, 허인실, 윤영호 동기님들께 감사드립니다. 더불어 이광수, 박소영, 이성암, 김재홍 후배님들께도 감사의 말씀을 전합니다. 못난 선배가 겨울에 추울까바 목도리와 연하장을 보내온 연구실 후배 누리에게도 감사의 말을 전하고 싶습니다. 제가 없는 연구실을 열심히 지키는 이상명, 정희룡 후배님께도 감사드립니다.

지열에 관한 주제로 논문을 쓸 수 있게 해주신 한국지질자원연구원 지열자원연구실 송윤호 실장님께 감사드립니다. 연구생인 저를 자식 같이 잘 보살펴주신 이창범 선생님과 현장의 광물과 암석에 대해 자세하게 설명해주신 박덕원 박사님께 감사의 말씀을 올립니다. 하찮은 질문에도 성실히 알려주셨던 김형찬 박사님과 매번 저의 점심을 챙겨주시는 이철우 박사님께도 감사드립니다. 바로 옆자리에서 저에게 많은 격려와 용기를 주신 박인화 선배님과 언제나 푸근한 미소로 저를 격려해주시는 이성곤 박사님께 감사드립니다. 그리고 이번 논문의 여러 실험에 적극 참여하시고 저에게 많은 참고문헌을 주신 심병완 박사님과 저에게는 난해했던 수학문제를 푸는데 도움을 주신 이태중 박사님께 감사의 말씀을 전하고 싶습니다. 항상 밝은 미소와 많은 지식을 주시는 이영민 박사님께도 감사드립니다. 박사학위 논문 준비에 바쁘시면서도 많은 관심을 주신 임성근 형님과 논문에 대한 귀중한 조언과 자료를 공유해준 지열실 친구 박정민에게 감사드립니다. 그리고 보이지 않는 곳에서 많은 걱정과 관심을 가져주신 엄은용 누님께도 감사드립니다.

마지막으로 두 여동생과 지금까지 저를 보살펴 주신 부모님께 죽도록 감사드립니다.