

남극 대륙기지 건설지에서 채취한 흙시료의 동결특성에 관한 기초연구 An Fundamental Study of on Freezing Characteristics of Antarctic Soil

홍승서¹⁾, Seung-Seo Hong, 김영석²⁾, Young-Seok Kim, 배규진³⁾, Gyu-Jin Bae

¹⁾ 한국건설기술연구원 기반시설본부 지반연구실 전임연구원, Research Specialist, Geotechnical Engineering Research Division, Korea Institute of Construction Technology

²⁾ 한국건설기술연구원 기반시설본부 지반연구실 수석연구원, Senior Researcher, Geotechnical Engineering Research, Korea Institute of Construction Technology

²⁾ 한국건설기술연구원 기반시설본부 지반연구실 선임연구위원, Executive Vice President, Geotechnical Engineering Research, Korea Institute of Construction Technology

SYNOPSIS : In order to design and construction of the Antarctic Continental Station at the Terra Nova Bay in the East Antarctic, ground characteristics for soil samples taken from the Antarctic. A series of laboratory tests were performed to investigate the variations of the thermal conductivity, the unfrozen water content according to the temperature change of the soil taken from the Antarctic. The temperature were low down below zero.

Key words : Antarctic Continental Station, Terra Nova Bay, Freezing Characteristics, thermal conductivity, unfrozen water content, below zero

1. 서 론

남극 대륙기지 건설지로 확정된 동남극 테라노바만 인근(74° 37' S, 164° 12' E)에서 채취한 흙시료를 국내 실험실로 이송하여 동토공학적인 특성인 열전도시험(QTM)과 부동수분시험(TDR)을 수행하였다.

채취시료에 대한 실내시험 결과는 현지 지반의 구조 및 동결특성, 기후조건 등을 직접 반영할 수 없다는 한계를 가지고 있지만, 극지지반의 동토공학적인 특성을 규명하는 기초연구로서 의미를 가지며 기지설계시 고려될 수 있는 참고자료로 활용될 수 있을 것이다. 본 연구에서 수행된 결과는 대부분 흙시료의 동결특성을 파악하고자 하는데 목적이 있다.

2. 남극 대륙기지 건설지 현장 현황 및 시료채취

2.1 현장개요

남극 제2기지 건설 예정지인 테라노바만 지역(그림 1)은 북서-남동방향의 두개의 반도와 두개의 만으로 구성되어있다. 각 반도와 만은 각각 비교적 완만한 경사를 이루고 있고, 빙하퇴적물과 기반암이 이 지역의 지형특징을 규제하고 있으나 큰 차이를 보이지는 않는다. 남서부에 위치하는 주능선은 폭 600m, 길이 1.2km 정도이며, 북동부에 위치하는 같은 방향의 부 능선은 폭 300m, 길이 1.5km 정도로 발달하고 있으며 두 능선 사이에 소규모의 만이 형성되어있다. 조사지역의 동쪽은 캠벨 빙하와 접하며 해양 쪽으로 빙하혀(Glacier Tongue)가 발달되어 있으며 서쪽은 단층애의 발달로 해안절벽을 형성하고 있다(극지연구소, 2010).

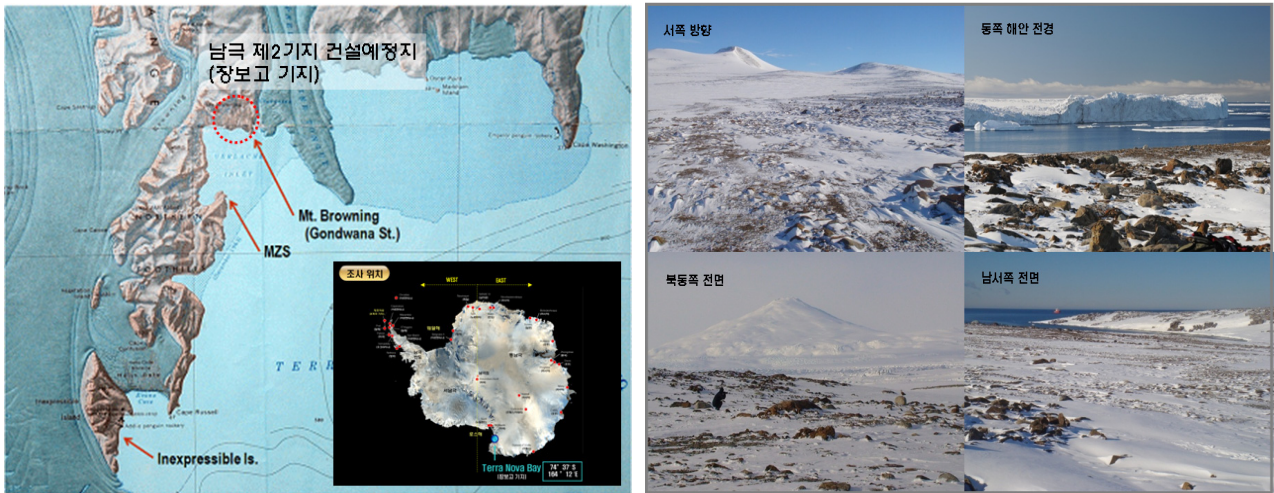



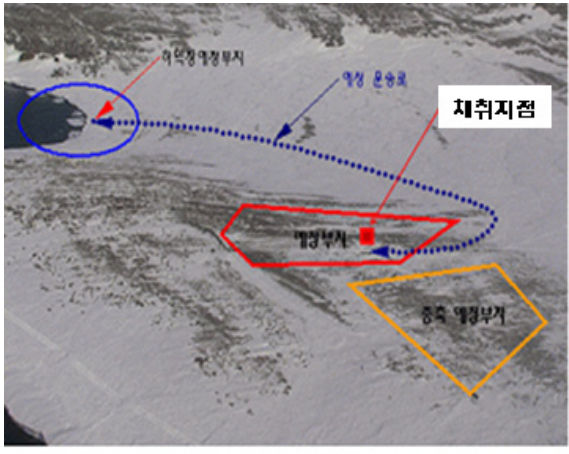
그림 1. 남극 대륙기지 건설예정지 현황

2.2 시료채취 및 자연함수비 측정

테라노바만 지역의 노출지반의 대부분은 풍화된 암반지역 구성되어 있다. 주변 지각활동(화산, 빙하활동 등)에 의하여 타 지역에서 운반된 암석(빙하 퇴적물)이 후보지 표층을 덮고 있었다. 실내실험을 위한 흙시료의 채취는 기지 건설지 내에서 채취하였다.

표 1. 시료채취 위치

| 조사지점 | 남위 | 동경 |
|-------|--------------|-------------|
| 테라노바만 | -74.62269034 | 164.2296111 |

현장조사에서 표층지반의 자연함수비를 측정하였다. 함수비 측정은 시료 채취지점 인근의 6개소에서 측정하였으며, 조사자가 직접 삽으로 30cm 정도 굴착한 후, 측정 probe(TDR)를 관입하여 측정하였다. 측정결과는 표 2와 같다.

채취한 시료에 대한 채취한 흙시료에 대한 기본물성은 표 3과 같다.

표 2. 자연함수비 측정결과

| 항 목 | T1-1 | T1-5 | T1-6 | T1-9 | T1-10 | T1-11 |
|---------|------|------|------|------|-------|-------|
| 자연함수비 | 13.2 | 10.2 | 14.1 | 13.1 | 13.3 | 11.9 |
| 지반온도(℃) | 1.23 | 1.13 | 0.23 | 0.92 | 0.66 | 0.33 |

표 3. 기본물성 결과

| 항 목 | 비중(G_s) | 소성지수(PI) | 균등계수(C_u) | 곡률계수(C_g) | 통일분류법 |
|-------|-------------|----------|---------------|---------------|-------|
| 테라노바만 | 2.90 | NP | 25.3 | 0.44 | SP-SW |

3. 동결특성

3.1 열적특성

3.1.1 열전도이론

흙의 물리적인 특성은 열을 전도 및 흡수하는 능력으로 결정한다. 열전도율은 흙의 함수비, 단위중량 등의 여러 요소들에 의존한다. 그림 2는 토질 요소를 통과하는 열전도의 유형이다. 온도 t_1 이 온도 t_2 보다 크다면 열은 A에서 B로 전달될 것이다. 온도의 상승 및 하강은 단위 길이 당 온도 차이와 온도경사에 의해 나타내어진다(靑山淸道 등,1997).

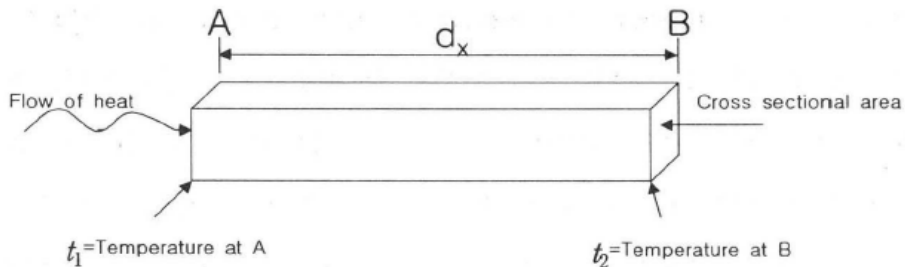


그림 2. 흙의 요소를 통과하는 열전도 유형

온도차이가 있을 때 열은 이동하면서 물체 전체를 동일온도가 될 때까지 이동한다. 열전도는 고체, 액체 및 기체 모두에서 일어나는 현상으로 열은 매체를 통하여 이동하는 특성을 가지고 있다. Fourier 법칙에 따른 열전도 식은 다음과 같다(일본토질공학회, 1994).

$$Q = A \frac{t_2 - t_1}{d} \cdot A \tag{1}$$

여기서, Q : 열이동속도(열류)(S/h)

t_1, t_2 : 위치별 온도(K ; 절대온도)

d : 위치별 사이 거리(m)

A : 열류 방향 수직 단면(m^2)

A : 비례계수

흙의 열전도율(thermal conductivity : k)은 열류방향의 단위온도 경사에서 단위 단면적을 통과하는 단위 시간당 통과열량으로 정의된다. 열전도율의 단위는 $W/m \cdot K$ 또는 $cal/cm \cdot s \cdot ^\circ C$ 로 나타낸다. 흙 전체의 열전도율은 수분이나 공기의 체적율, 광물성분 및 유기물의 체적율 영향을 받으며, 열전도율에 미치는 영향인자는 충전율 또는 간극율 등의 밀도와 입경 또는 입자, 접촉 및 결합 효과, 구성성분의 종류이다(일본토질공학회, 1994).

3.1.3 측정방법

본 시험에 사용한 Kemtherm QTM-D3(신속 열전도율계)은 Probe를 사용하는 측정 시스템이다. 가열선을 동질의 시료편으로 잡는 대신 한쪽을 열전도율이 이미 알려진 단열성 재료로 바꾸어 놓는다면 측정시료의 열전도율은 다음 식으로 구할 수 있다.

$$\lambda = K \cdot \frac{I^2 \ln(t_2/t_1)}{V_2 - V_1} - H \quad (2)$$

여기서, K, H는 정수 λ_N

V_1, V_2 는 각각 t_1 및 t_2 의 열전대의 기전력(mV)

I 는 가열선에 흐르는 전류(A)

시험에 사용하는 QTM Probe는 열전도율을 가진 물질의 표면에 가열선과 열전대가 배치된 상태로, 이 물질은 단열성이 좋으며 탄성이 있고 시료면과 잘 밀착되게끔 만들어졌다. 이 Probe를 사용해서 측정할 때에는 시료면 위에 Probe의 저면(5×10cm)과 같은 정도 혹은 그보다 약간 작은 평면부분이 있으면 되며 시료편을 잘라 내거나 표면을 정밀히 다듬을 필요는 없다. 따라서 비파괴 적으로 열전도율을 측정할 수 있다.

열전도 측정을 위한 공시체 제작은 다짐시험에 도출한 최적함수비와 최대건조밀도를 기준으로 열전도율 측정 시는 최대건조밀도(γ_{dmax} , g/cm^3)의 90%와 최적함수비(OMC, %) 상태에서 다짐을 하여 아크릴 시료 적재상자(가로 8cm, 세로 15.1cm, 높이 8cm, 체적 966.4 cm^3)에 넣은 후, QTM 열전도율 probe를 상자 윗면에 놓고 열전도율을 3회 측정하여 평균값을 구하였다.

3.1.2 시험결과

그림 2는 온도변화에 따른 남극 채취시료의 열전도율 변화곡선을 나타내고 있다. 그림 2와 같이 영하의 온도에서 급격히 열전도율이 상승한 후, 온도가 하강함에 따라 서서히 증가하였다. 이는 간극 사이에 있던 물이 얼음으로 변화하면서 열전도율이 증가하기 때문이다. 또한 얼음으로 변화한 후에도 영하의 온도가 내려갈수록 열전도율은 점진적으로 증가하였다. 이는 동결토 속에 존재하는 부동수분이 온도가 저하하면서 서서히 감소하였기 때문이다.

흙의 열전도율은 전도에 의해 흙이 열을 전달하는 능력을 나타낸다. 열전도율은 0 $^\circ C$ 이상에서는 온도가 높을수록 증가하는 경향이 있다. 이러한 증가량이 작기 때문에 공학적 문제에서는 무시 할 수도 있다. 그러나 열전도율은 0 $^\circ C$ 이하에서는 동결된 흙이 동결되지 않은 흙보다 크다. 그 이유는 얼음의 열전도율이 물의 열전도율보다 상당히 크기 때문이다. 동결된 흙의 열전도율은 흙속에 포함된 부동수분량에 의해서도 크게 좌우되는데 상대적으로 많은 부동수분량을 포함하는 점토나 실트 등의 열전도율이 점근하고 동결된 흙의 열전도율은 얼음의 열전도율 값에 점근한다. 함수비가 0%에 점근하면 흙의 열전도율 값은 흙입자의 평균 열전도율에 가까워진다. 세립토의 열전도율은 점토성분에 의해 지배되며 값도 작다(일본토질공학회, 1994).

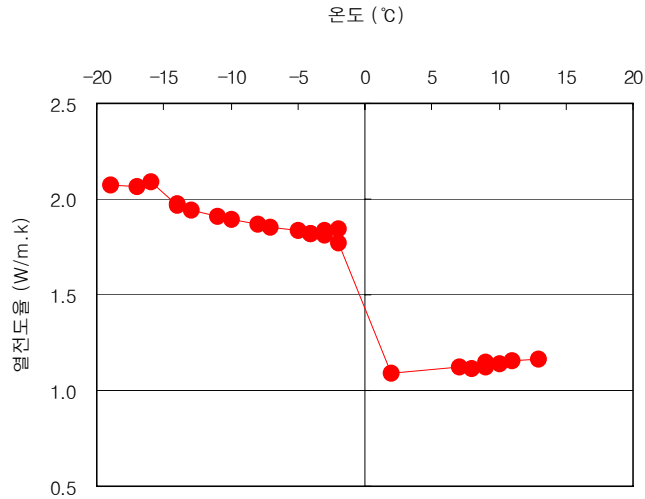


그림 2. 열전도율 측정결과

Johansen(1975)은 흙의 종류에 따른 열전도율의 범위를 동결상태와 비동결상태로 나누어 표 4와 같이 제시하였다. 표 4의 범위를 살펴보면 실험한 남극시료는 사질성분이 포함된 실트질 시료로 실트질의 열전도율 범위와 유사하게 나타났다.

표 4. 흙 종류에 따른 열전도율 가이드라인

| Soil | Thermal conductivity(W/m.K) | |
|-----------------------------|-----------------------------|---------|
| | Unfrozen | Frozen |
| Clay with high clay content | 0.85-1.1 | 2.0-2.2 |
| Silty clay | 1.1-1.5 | 2.3-2.8 |
| Silt | 1.2-2.4 | 2.3-3.2 |
| Sand below gw-table | 1.5-2.6 | 2.7-3.3 |
| Sand above gw-table | 0.4-1.1 | 0.4-1.0 |
| Gravel below gw-table | 1.6-2.1 | 2.8-3.0 |
| Gravel above gw-table | 0.7-0.9 | 0.8-0.9 |

3.2 부동수분

3.2.1 동결토 내 부동수의 존재

부동수의 존재를 살펴보면 얼음과 흡입자가 직접 접촉하였을 때의 계면자유에너지보다 얼음과 흡입자가 부동수를 사이에 지니고 접촉했을 때의 계면자유에너지의 합이 작기 때문에 부동수가 흡입자 표면에서 안정적으로 존재한다고 보고 다음과 같이 부동수분 존재 조건을 정의하였다(Uhlmann, 1966).

$$\sigma_{is} - (\sigma_{iw} + \sigma_{ws}) > 0 \tag{3}$$

여기서, σ_{is} : 얼음과 흡입자 간의 계면자유에너지

σ_{iw} : 얼음과 부동수 간 계면자유에너지

σ_{ws} : 부동수와 흡입자 간 계면자유에너지

동결된 지반에서 부동수가 존재하는 이유는, 부동수의 수막두께가 충분히 두꺼워 표면력을 무시할 수

있는 일반적인 물(bulky water)보다 낮은 화학능(chemical potential)을 갖고 있기 때문에 볼 수 있다 (Kuroda, 1980). 흙 속의 물의 화학능을 저하시키는 원인으로서는 다음과 같은 3가지 요인이 있다.

(1) 용질에 의한 응고점 강하

흙속의 물은 각종 용질을 함유하고 있으므로 응고점 강하가 일어난다. 용질의 농도가 낮을 경우, 응고점 강하량(ΔT_f)은 중량 mole 농도(C)를 이용하여 식 (4)와 같이 나타낼 수 있다(Ishizaki, 1991).

$$\Delta T_f = K_f C \tag{4}$$

여기서, K_f 는 단위농도(1mol/kg)당의 응고점 강하량(°C)이며, 흙속의 물의 경우 1.86°C · kg/mol의 값을 갖는다.

(2) 모관 영향에 의한 응고점 강하

흙의 간극은 연속되어 있는 구조로서 모관의 다발로 고려할 수 있는데, 이 모관내의 물은 모관의 벽면과 상호작용을 하여 밀으로 블록한 형태의 곡면을 이루고 있으며, 일반적인 물보다 화학능이 낮다. 이 모관내의 물이 동결했을 때 응고점 강하량(ΔT_f)은 모관의 반경(r)을 이용하여 식 (5)와 같이 나타낼 수 있다(Penner, 1966).

$$\Delta T_f = \frac{2V_W T_m \sigma_{iW}}{L_r} \tag{5}$$

여기서, V_W : 물의 비용적(cm^3/g), 0°C에서 1.00597
 T_m : 일반적인 물의 동결온도(°K), 273°K
 σ_{iW} : 동결잠열(cal/g), 물의 경우 80cal/g
 L_r : 열용량(cal/°C)

얼음과 부동수간의 계면자유에너지로서 35erg/ cm^2 로 보면 ΔT_f (°C)와 r(m)과의 사이에는 식 (6)과 같은 관계가 성립한다.

$$\Delta T_f = 5.7 \times 10^{-8} (1/r) \tag{6}$$

식 (6)의 의미는 모관의 영향에 의한 응고점 강하는 모관반경에 반비례하며, 예로서 모관반경(r)이 0.1 μm 일 때, 응고점 강하량은 0.57°C가 된다는 뜻이다.

(3) 흡입자 표면의 흡착력의 영향

미세한 점토입자 표면이 물에 닿으면 표면 이온이 부분적으로 분리되어 점토입자 표면이 음의 전기를 띠게 된다. 전장의 영향으로 점토입자 표면 부근의 액상에 식 (7)과 같이 표시되는 양이온 농도 분포가 생긴다(Penner, 1966). 이것을 전기확산 2중층(electrical diffuse double layer)이라고 부른다.

$$C = C_0 \exp\left(\frac{-ze\phi}{kT}\right) \tag{7}$$

여기서, C : 중량 mole 농도

- e : 음이온의 전하
- ψ : 물에 대한 상대 전위
- C_0 : 일반적인 물의 농도(mol/L)
- k : Boltzmann 정수(k)
- T : 절대온도(K)
- z : 이온의 원자가(ionic valence)

점토입자의 표면전하가 마이너스이므로 ψ 도 마이너스 값을 갖게 되어 식 (5)에서 우변 전체의 값은 C_0 보다 큰 값이 된다. 양이온의 농도는 식 (7)에서 표시한 바와 같이 흡입자 표면 근처에서 크게 되기 때문에 흡입자 표면 근처에 흡착되어 있는 물의 응고점 강하량은 크게 된다.

이상과 같은 요인들이 영향을 미쳐 주어진 온도조건에서 동토중의 부동수분량이 결정된다. 부동수분량이 많은 흙은 비표면적이 큰 실트성분을 많이 함유하고 있는 흙이므로 모관 영향에 의한 응고점 강하가 부동수의 영향에 가장 중요한 요인이다.

3.2.2 시험방법

(1) 시험장치

동토의 부동수분을 측정하는 방법은 부동수와 얼음의 물성치 차에 착안한 다양한 방법들이 이용되고 있으며 본 논문에서는 TDR 측정장비를 사용하여 채취한 남극시료의 부동수분을 측정하였다.

TDR(Time Domain Reflectometry) 장비는 다공매체를 통한 전자기파의 전달속도로부터 결정되는 것으로서 빠른 전압을 제공하는 파형발생기가 높은 빈도의 신호를 낮은 빈도로 전달하는 샘플러를 통하여 오실로스코프나 자동기록장치로 나타나는 장비이다. 즉, TDR 장비는 신호를 단계적으로 보내어 전달선 길이와 전송시간을 측정할 수 있는 장비이다(Topp et al., 1980; Patterson and Smith, 1980).

본 실험에 사용한 TDR 장비는 네덜란드 Eijkelkamp사 제품(Trime FM-3)으로 측정용 probe를 동토 속에 관입한 후, 시험기 내에서 전자파를 발생시키면 전자파는 probe의 길이를 따라 왕복하면서 전자파의 속도를 계산하여 흙의 유전상수를 도출하게 된다(그림 3 참조).

(2) 시험방법

동결시료에 대한 부동수분 측정은 ASTM 기준에 의거하여 현장에서 채취한 남극시료를 직경 100mm, 높이 150mm의 투수시험용 몰드에 넣고 강제로 포화시킨 공시체를 제작한 후, TDR probe 및 온도 측정용 센서를 흙속에 삽입한다. 시료표면은 평평하게 다듬고, probe가 몰드 저면과 측면에 접촉되지 않도록 주의하였다. 이후에 공시체를 동결챔버 속에 넣은 후, 몰드 내부의 온도를 0℃에서 -20℃까지 변화시켜 온도 변화에 따른 부동수분을 측정하였다. 이때 각각 해당 온도에서의 부동수분은 5회씩 측정하였다.



그림 3. TDR 장치 및 부동수분시험 모습

3.2.3 시험결과

그림 4는 남극 채취시료에 대한 부동수분량을 온도변화에 따라 도시한 곡선이다. 상기의 결과에서 동결시료는 온도가 낮아질수록 부동수분은 감소하였으며, -5°C 이하에서는 부동수분 변화곡선이 약 13%에서 수렴하는 경향을 나타냈다. 채취한 흙시료는 세립분이 일정부분 함유하는 실트질 시료로 동결된 상태에서도 부동수분량이 13% 이상이 존재하였다.

흙의 종류에 따라 동상성 영역은 그림 5와 같이 Silt가 함유된 시료의 동상성(frost-susceptibility)이 점토나 사질토에 비해 높은 것으로 나타난다. 따라서 채취한 흙시료는 동상 영향에 대한 검토가 수행되어야 할 것이다.

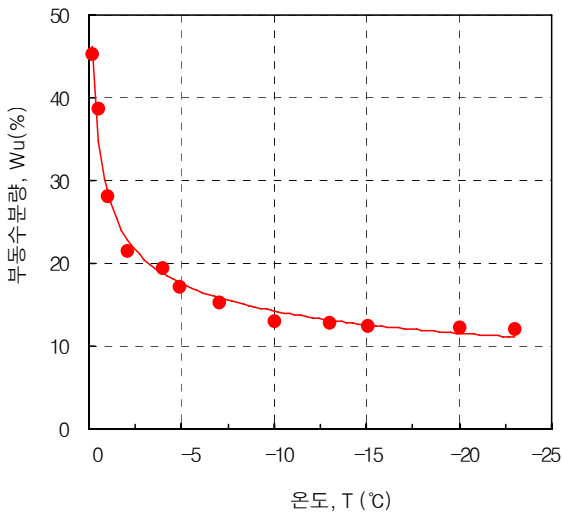


그림 4. 남극 채취시료에 대한 부동수분 측정결과

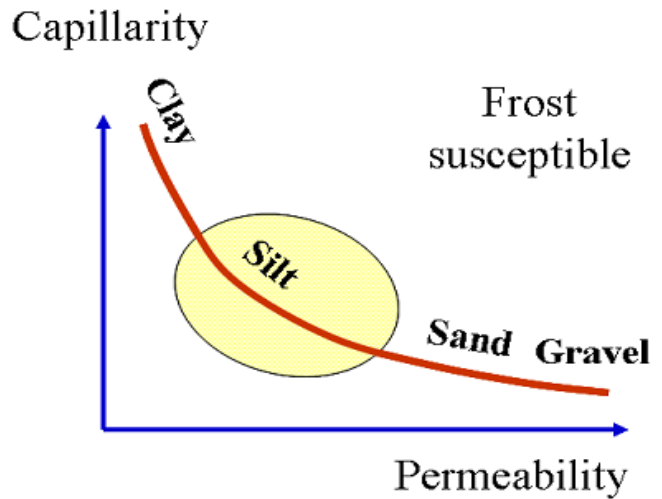


그림 5. 흙의 종류에 따른 동상가능성 (Sven Knutsson, 2006)

4. 부동수분 변화에 따른 열전도율과의 상관관계

부동수분의 존재가 동결토의 열적 특성에 어떻게 영향을 미치는지는 이론적으로 정확히 규명되어 있지는 않다. 그림 6에서는 채취시료의 부동수분과 열전도율와의 상관관계를 도시하였다.

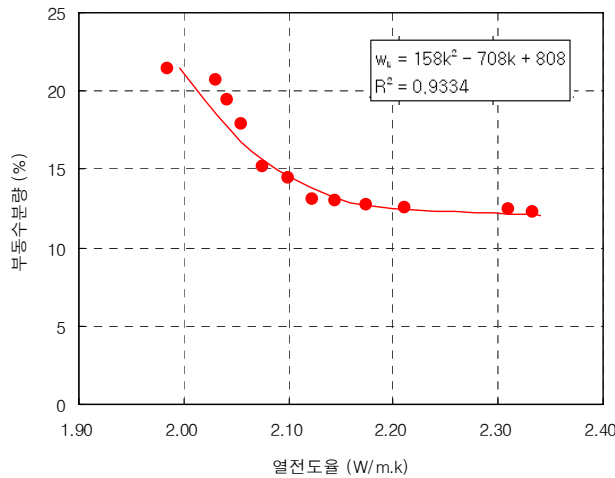


그림 6. 남극 채취 부동수분 - 열전도율 상관곡선

그림 6을 살펴보면, 열전도율이 증가할수록 부동수분을 감소하고 있었다. 부동수분의 감소는 열전도율이 2.0 ~ 2.2W/m·k까지는 감소하다가 2.2W/m·k 이후부터는 수렴하는 양상을 나타내 이 이후부터는 부동수분의 변화에 열전도율의 영향이 없었다.

일반적으로 동결된 흙의 열전도율은 부동수분량에 의해서 영향을 받는데 상대적으로 많은 부동수분량을 포함하는 실트질 흙의 열전도율이 크다(일본토질공학회, 1994).

5. 결론

남극 대륙기지 건설지로 확정된 동남극 테라노바만에서 채취한 흙시료에 대하여 동토공학적 특성을 분석하기 위하여 열전도시험과 부동수분시험을 수행하였으며 다음과 같은 결론을 도출하였다.

- (1) 열전도시험 결과, 남극 채취시료는 영하의 온도에서 급격히 열전도율이 상승한 후, 온도가 하강함에 따라 서서히 증가하였다. 이는 간극 사이에 있던 물이 얼음으로 변화하면서 열전도율이 증가한 것으로 판단된다.
- (2) 부동수분 측정결과, 저온에서 온도가 낮아질수록 부동수분은 감소하였으며 -5℃이하부터는 부동수분이 약 13%에서 더 이상 감소하지 않고 수렴하는 경향을 나타냈다. 남극 시료는 세립분이 일정부분 함유하는 실트질 시료로 동결된 상태에서도 부동수분량이 13% 이상이 존재하였다. 이러한 부동수분의 영향으로 동결된 상태에서도 동상에 의한 영향이 발생할 것으로 판단된다.
- (3) 동결된 흙의 열전도율은 흙속에 포함된 부동수분량에 의해서도 영향을 미치는데 채취한 남극시료의 경우에도 부동수분과 열전도율 사이에서 일정한 관계를 나타내고 있었다.

참고문헌

1. 극지연구소(2010), 남극 제2기지 유력건설후보지 및 대안지 조사 활동 보고서
2. 青山清道, Yang, R. N., 中村勉(1977), “土の凍結と凍土に關する諸問題”, 土質工學會研究會, 土と基礎, 25-7(233), pp.1-4.
3. 日本土質工學會(1994), “土の凍結”, 土質工學 ライブラリ23
4. Johansen(1975), “Thermal Conductivity of Soil“, Ph.D. diss., Norwegian Technical univ., Trondheim; also, U.S. Army Cold Regions Reaserch and Engineering Laboratory Tran니.637, July 1977.
5. Uhlmann, D. R. and Jackson, K. A., “Frost Heave in Soils”, Physics of Snow and Ice Vol. 1, Part 2. pp.1361-1373, 1966.
6. Kuroda, T., “Theoretical Study of Frost Heaving”, Proc. of the 4th Intl. Symp. on Ground Freezing, Vol. 1, pp39-46, 1980.
7. 홍성완(2007), “지반공학의 현기술과 개선방향“, 구미서관, pp.585-596.
8. 신은철, 박정준(2003), “동결토의 동상팽창압 특성에 관한 실험적 연구”, 한국지반공학회지, 제19권, 제2호, pp.65-74.
9. Sven Knutsson(2006), 한국건설기술연구원 해외전문가 초청 동토기술세미나 자료집.
10. Penner, E.(1966), “Pressures Developed during the Uni-di-rectional Freezing of Water Saturated Porous Materials”, Physics of Snow and Ice, Sapporo Conference, Part 2, pp.1401-1412.
11. Ishizaki, T., and Fukuda(1991), M., “Measurement of Unfrozen Water Content by Pulsed Nuclear Magnetic Resonance”, Low Temperature Science, Ser. A. 50, p.71.
12. Patterson, D. E. and Smith, M. W.(1980), “The Measurment of Unfrozen Water Content by Time Domain Reflectometry”, Can Geotech. J., Vol. 18, pp131-144.
13. Topp, G. C., Davis, J. L., and Annan, A. P.(1980), “Electro-magnetic Determination of Soil Water Content : Measurments in Coaxial Transmission Line”, Water Resources Research, Vol.16, No.3, pp.574-582.