

토양의 공극률 및 함수비가 열전도도에 미치는 영향

차장환¹ · 안선준¹ · 구민호^{1*} · 김형찬² · 송윤호² · 서명석³

¹공주대학교 지질환경과학과, ²한국지질자원연구원, ³공주대학교 대기과학과

Effects of Porosity and Water Content on Thermal Conductivity of Soils

Jang-Hwan Cha¹ · Sun-Joon An¹ · Min-Ho Koo^{1*} · Hyoung Chan Kim²
Yoonho Song² · Myoung-Seok Suh³

¹Department of Geoenvironmental Sciences, Kongju National University

²Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources

³Department of Atmospheric Science, Kongju National University

ABSTRACT

This paper presents a comprehensive laboratory study that examines the effects of porosity, water content, density and grain size distribution on the thermal conductivity of soils which were sampled from 16 synoptic stations of Korea. The experimental results clearly demonstrate that porosity and water content are important parameters which strongly affect the thermal conductivity of soils. Soils with lower porosities and higher water contents have higher thermal conductivities. On the contrary, increase of the matrix density slightly increases the thermal conductivity, and grain size distribution hardly affects the thermal conductivity. Dry soils with the same porosity tend to have more scattered values of thermal conductivity than wet soils. Based on the experimental results, a multiple linear regression model and a nonlinear regression model, having two regression variables of porosity and water content, were presented to predict thermal conductivity. Both models show a high accuracy of prediction with R² values of 0.74 and 0.82, respectively. Thus, it is expected that the suggested empirical models can be used for predicting thermal conductivity of soils by measuring porosity and water content.

Key word : Thermal conductivity, Porosity, Water content, Regression model

요 약 문

국내 16개 기상관측소에서 채취한 토양 시료에 대한 물성 실험을 통하여 토양의 공극률, 함수비, 밀도 및 입도 분포 특성이 열전도도에 미치는 영향을 분석하였다. 상관성 분석결과 열전도도는 공극률이 증가함에 따라 감소하는 부의 상관성을 보이며 함수비가 증가함에 따라 증가하는 정의 상관성을 갖는다. 입도 분포 특성에 의한 열전도도의 변화는 미비하며 토양 입자 밀도가 클수록 열전도도가 다소 증가하는 경향을 보였다. 건조 토양의 경우 동일한 공극률에서도 열전도도의 차이가 크게 나타났다. 실험 자료를 이용하여 열전도도에 주된 영향을 미치는 공극률과 함수비를 변수로 하는 다중선형회귀모형 및 비선형회귀모형을 제시하였으며, 회귀모형의 결정계수는 각각 0.74 및 0.82로 높게 나타났다. 따라서 본 연구 결과는 공극률과 함수비를 측정하여 토양의 열전도도를 예측하는데 이용될 수 있다.

주제어 : 열전도도, 공극률, 함수비, 회귀모형

*Corresponding author : koo@kongju.ac.kr

원고접수일 : 2007. 11. 6 심사일 : 2008. 4. 10 게재승인일 : 2008. 4. 30

질의 및 토의 : 2008. 8. 31 까지

1. 서 론

천부 토양의 온도변화는 지표면의 온도가 하부로 전달되면서 발생하며, 이러한 열전달은 토양의 열물성에 의해 좌우된다. 토양의 열물성 연구는 미기후에 따른 씨앗의 발아, 묘목의 출현과 정착에 관한 작물학, 토양학에서 활발하게 이루어지고 있다(Abu-Hamdeh, 2000). 이는 토양의 수분과 온도변화가 동식물 및 미생물의 활동과 토양생성 작용에 중요한 요소가 되기 때문이다. Lipiec et al.(2007)은 경작지와 초지를 대상으로 통계적인 모델을 이용하여 열물성의 공간적인 분포 특성을 검토하였으며 토양의 함수비, 용적밀도 및 공기 부피비에 의한 영향을 평가하였다. 석유와 가스 배관, 지하 통신선로 및 전기배선의 설계와 관련된 공학(Becker et al., 1992) 및 주택 건설 시 토양을 건축 재료로 이용하는 건축(Adam and Jones, 1995)에서도 열물성에 관한 관심이 증가되고 있다. 동토 지역에서 토양의 해동과 동결에 의한 토양 이용(Overduin, et al., 2006) 및 도로 건설시 지반을 포함한 포장 재료의 열전달과 동결작용(frost action) 분석 등에서도 열물성에 관한 정보가 필요하다(Côté and Konrad, 2005).

최근 화석 연료 고갈에 따른 에너지 자원 부족과 온실 가스배출 등으로 인한 심각한 환경오염에 직면함에 따라 천부지열을 이용한 지열원 열펌프(ground source heat pump, GSHP) 시스템의 개발 및 보급이 증대되고 있다. 지열원 열펌프 시스템의 설계나 성능 분석을 위해서는 지중 온도의 심도별 분포 및 시간적 변화에 대한 정보가 매우 중요하며, 이는 열전도도 및 열확산계수와 같은 지반의 열물성에 의하여 결정되는 것으로 알려져 있다. 국내에서도 최근 지열원 열펌프 시스템과 관련된 연구가 수행되고 있으나(백성권 · 안형준, 2004; 송윤호 · 이영민, 2006; Lim et al., 2007), 아직 초기 단계로 연구 인력이나 기술력 측면에서 매우 부족한 실정이다. 국내 지하 열 자원의 경제적 활용성에 대한 종합적인 평가를 위해서는 국내 지반의 열물성에 관한 자료 축적이 절실히 요구된다. 지하 열자원 부존량을 정량적으로 평가하기 위해서는 지반의 열물성을 우선적으로 파악해야 한다. 지반의 열물성 산정 방법은 1) 암종별로 알려진 대표값을 이용하는 방법, 2) 코아 시료를 채취하여 측정하는 방법, 3) 지중 온도 관측 자료를 해석하여 구하는 방법(구민호 등, 2003), 4) 열반응 시험(thermal response test)을 이용한 원위치 산정법(손병후 등, 2005) 등으로 구분된다.

열전도도, 열용량 및 열확산계수 등과 같은 토양의 열물성은 주로 토양의 함수비, 밀도 및 공극률 등에 지배적

인 영향을 받는 것으로 알려졌으며(Tarnawski et al., 2002), 부가적으로 입자밀도(matrix density), 입도분포(particle size distribution), 토양 구성광물의 종류 및 함량의 영향을 받는 것으로 보고된 바 있다(Presley and Christensen, 1997; Singh and Devid, 2000). Abu-Hamdeh and Reeder(2000)는 염분농도와 유기물 함량이 열물성에 미치는 영향을 연구하였으며 Tavman(1996)은 토양 입자의 모양(shape), 방향성(orientation) 및 입자간의 접촉저항(contact resistance) 등의 영향을 보고하였다. 토양의 경우 암석에 비하여 열물성 측정이 어렵기 때문에(Krishnaiah and Singh, 2003; Ochsner et al., 2001) 함수비, 건조밀도 등과 같은 토양의 다른 물성 측정을 통하여 열물성을 산정할 수 있는 다양한 경험식들이 제시되고 있다(Kersten, 1949; Singh and Devid, 2000; Lu et al., 2007; Usowicz et al., 2006).

토양은 일반적인 열전달 매체와는 다른 매우 복잡한 물리적 요소들, 즉 공극률, 함수비, 토양 입자 밀도, 비열, 입도 분포, 유기물 함량, 기질구성광물의 종류 및 함량 등에 의해 열물성이 달라지므로, 그 해석뿐만 아니라 측정에도 상당한 어려움이 있다. 또한 토양은 건조 및 습윤 상태의 반복, 동결과 같은 과거이력에 의해서도 열적 특성이 달라진다(De Vries, 1963). 토양의 열전도 특성을 파악하기 위해 많은 경험식과 모델들이 개발되고 있으나(Kersten, 1949; IGSHPA, 2000) 이 식들 사이의 오차가 크고, 토양의 물리적 특성에 따른 값을 결정하기에 어려움이 크다. 또한 이 값은 설계에 가장 직접적인 영향을 주는 계수로서, 초기에 계수 산정에 문제가 있으면 설계 전체에 큰 영향을 미친다(백성권, 안형준, 2004). 암반의 경우는 토양에 비해 균질하여 이 계수를 적용하기에는 큰 문제가 없지만 토양의 경우 현재 IGSHPA(International Ground Source Heat Pump Association)에서 제시한 값은 순수한 모래나 점토, 자갈에 대한 범위 값만을 나타낸 상태이므로 일반적인 혼합토사 또는 높은 함수비의 지반에 적용하려면 시공 기술자의 경험에 따라 적당한 값을 선택하여야만 하는 비합리성이 존재한다.

본 연구에서는 국내 16개 기상관측소(Korea Meteorological Administration, KMA)의 천부토양을 채취하여 토양의 물성(공극률, 함수비, 밀도) 및 열전도도를 측정하였으며 이들 상호간의 상관관계를 분석하였다. 또한, 측정된 자료를 이용하여 회귀분석을 통해 다중선형회귀(multiple linear regression) 모형과 Kersten(1949)이 제시한 경험식을 이용하여 다중비선형회귀(multiple non-linear regression) 모형을 제시하였다.

2. 본 론

2.1. 재료 및 방법

국내 16개 기상관측소를 대상으로 직경 90 mm의 불교란 토양시료 채취기를 이용하여 천부 1 m 심도의 토양시료를 채취하였다(Fig. 1). 현장에서 채취한 시료는 보관용 PVC와 포장용 랩을 이용하여 수분 증발과 변형을 최소화하였다. 또한, 채취한 토양은 시료의 길이, 자갈의 유무 및 갈라짐 등 개략적인 상태를 파악하였으며, 10등분으로 절단한 후 왕자갈(cobble) 및 나무뿌리 등의 이물질이 많은 시료를 제외한 나머지 시료를 이용하여 실험을 수행하였다.

실험은 제작된 155개의 토양 시료에 대하여 포화 및 건조 상태에 따라 공극률, 용적밀도, 함수비 및 열전도도를

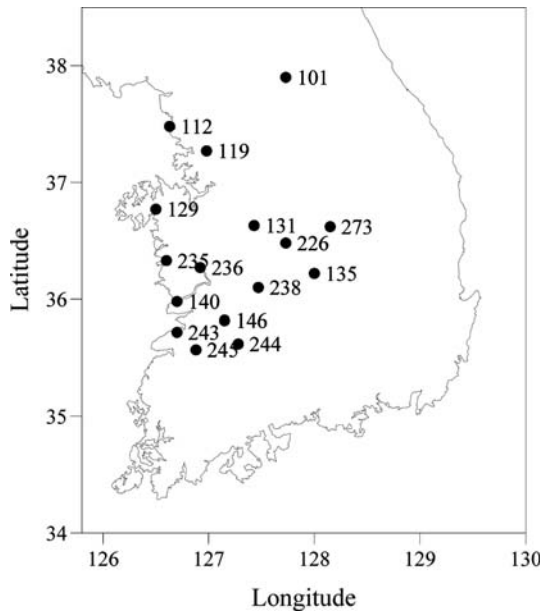


Fig. 1. Location map of 16 KMA stations for soil samples.

를 측정하였다. 열전도도 측정은 탐침을 이용하는 열물성 실험 장치(KD2 thermal properties analyzer, Decagon Device Inc.)를 사용하여 수행하였다. 측정원리는 열선을 가열하기 시작하면 열선부와 탐침 선단부의 열전대(thermocouple)가 온도를 측정하기 시작하고 열은 탐침을 따라 상대적으로 저온인 선단부로 향하게 된다. 이 때 접촉하고 있는 토양 구성물질(토양입자, 물, 공기)에 의해 열 손실이 발생하며 시간에 따른 열 손실량을 이용하여 열물성을 계산한다. 실험 장비의 열전도도 측정범위는 0.02~2.00 W/mK로 5% 정도의 정밀도를 갖는다. 시료의 포화는 용기에 일정량의 물을 넣은 후 25°C의 진공오븐에서 2일 동안 실시하였으며 건조는 103°C의 건조오븐(dry-oven)에서 3, 6, 9, 12, 20, 40시간 간격으로 수행하였다. 열전도도는 각 단계별 건조시료를 3시간 동안 상온에서 식힌 후 측정하였으며 측정값의 대표성을 고려하여 1회 실험 시 3곳의 열전도도를 측정하여 평균값을 이용하였다. 또한 건조 시료의 경우 열물성 측정센서와 매질의 접촉을 원활하게 하기위해 윤활제를 사용하여 측정오차를 최소화하였다. 입도분석은 11개의 표준체와 입도 분석기를 이용하여 수행하였다.

2.2. 결과 및 고찰

실험 결과 토양 시료의 공극률은 포화상태의 경우 0.36~0.62이며 평균과 표준편차는 각각 0.48, 0.07이다(Fig. 2a). 완전건조상태의 공극률은 0.34~0.60의 범위를 가지며 평균과 표준편차는 각각 0.46, 0.06으로 포화상태보다 작은 값을 갖는다(Fig. 2b). 실험에 이용된 시료는 건조되면서 다소의 부피변화가 발생하였는데, Fig. 2c는 포화 및 완전건조 상태의 공극률 변화를 나타낸 것으로 0.005~0.049의 값 변화를 보였으며 평균 0.017로 약 3.5%의 감소율을 나타냈다. 실험 시료의 공극률은 토양이

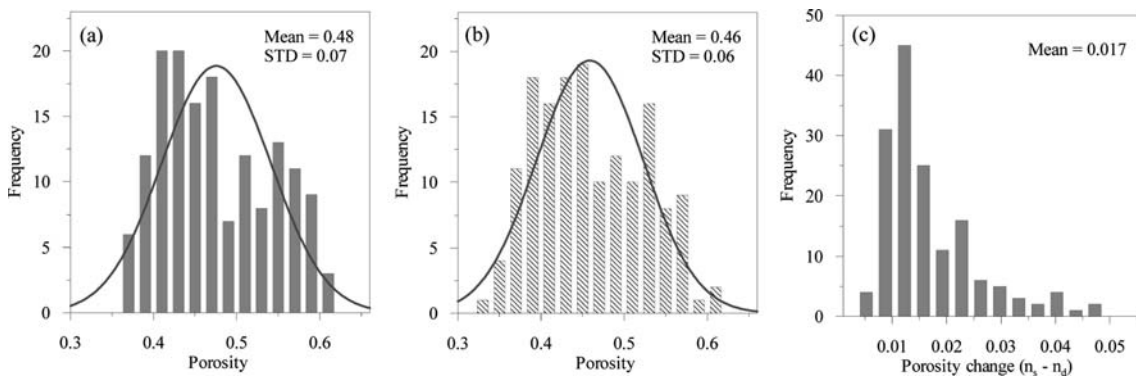


Fig. 2. Histogram of porosity: (a) saturated soils, (b) dry soils, and (c) porosity change.

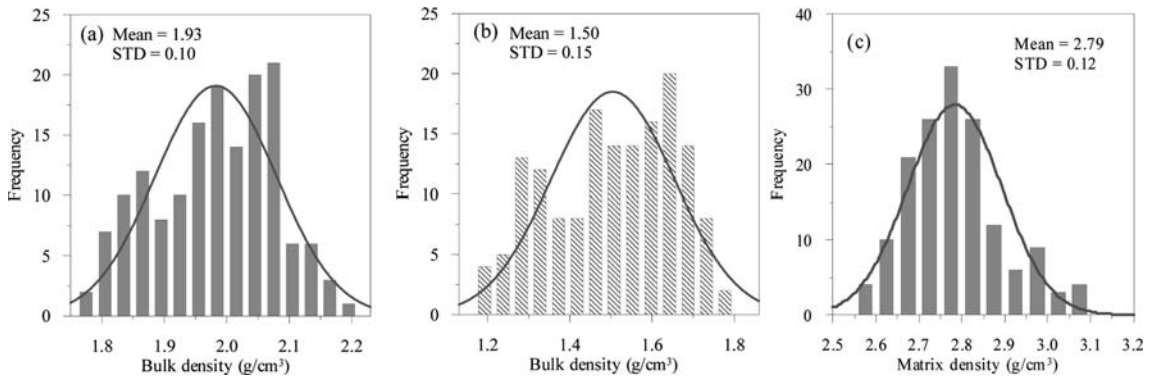


Fig. 3. Histogram of density: (a) bulk density of saturated soils, (b) bulk density of dry soils, and (c) matrix density.

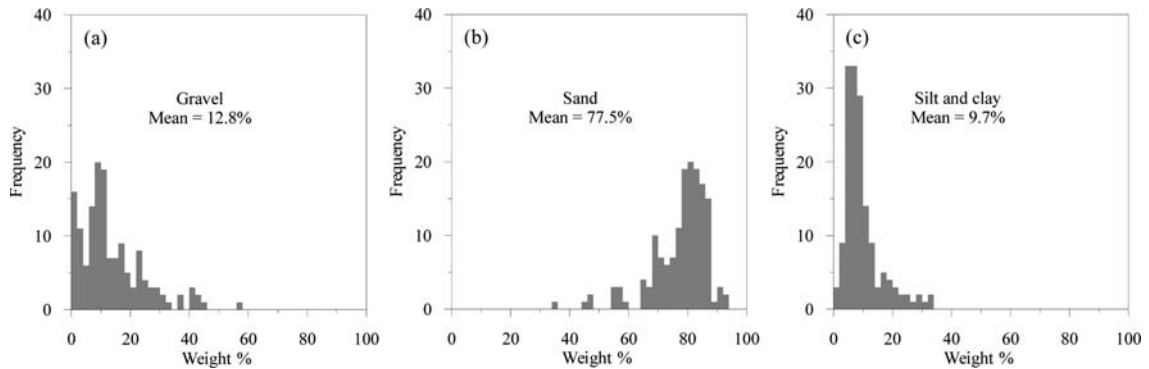


Fig. 4. Histogram of grain size distribution: (a) gravel, (b) sand, and (c) silt and clay.

갖는 일반적인 공극률에 비해 다소 큰 값을 보였으며 이는 시료에 대공극의 존재 및 부피 측정 시 시료와 용기 사이에 틈이 발생하여 나타난 것으로 판단된다.

시료의 용적밀도는 포화 및 완전건조 시 각각 1.71~2.13, 1.19~1.78 g/cm³의 범위를 나타내며 평균과 표준편차는 포화 시 1.93 및 0.10 g/cm³, 완전건조 시 1.50 및 0.15 g/cm³의 값을 보였다(Fig. 3a, b). 이는 VDI (2000)에서 제시한 0.93~2.20 g/cm³와 유사함을 알 수 있다. Fig. 3c는 각 시료의 토양입자 밀도를 나타낸 것으로 토양구성비에 따른 혼합법칙(mixing law)을 적용하여 포화상태의 시료에서 물과 토양입자가 차지하는 구성비로부터 계산하였다. 입자밀도는 2.59~3.10 g/cm³의 값을 보이며, 평균과 표준편차는 각각 2.79, 0.12 g/cm³이다.

표준체를 이용한 토양의 입도분석 결과 자갈(gravel)의 함량은 0.0~57.5 w%로 평균 12.8 w%이며, 실트와 점토(silt and clay)는 0.5~33.1 w%의 함량을 가지며 평균 9.7 w%이다. 또한, 모래(sand)의 경우 35.8~93.9 w%의 함량을 나타내며 평균 77.5 w%로 가장 많은 비중을 차지하였다(Fig. 4). 따라서 토양 분류표에 의해 구분한 결과 몇

개의 시료를 제외한 대부분의 시료는 모래질 토양인 것으로 파악되었다. 토양의 입도분포 특성을 나타내는 균등계수(uniformity coefficient)는 1.55~37.77의 범위를 보이며 전체시료의 85%는 좋은 입도분포(well graded)를 갖는다.

Fig. 5는 측정시료의 열전도도를 나타낸 것으로 포화 및 완전건조 시 각각 0.85~1.62, 0.10~0.71 W/mK의 범위를 보이며 평균과 표준편차는 포화 시 1.18 및 0.18 W/mK, 완전건조 시 0.33 및 0.14 W/mK의 값을 갖는다. 이는 일반적인 토양이 갖는 값의 범위인 0.4~2.4 W/mK(VDI, 2000)에 해당된다. 포화 및 건조 시의 열전도도 차이는 공극을 가지는 매질에서 나타나며 입자간의 접촉과 공극을 채우는 물질에 의해 발생한다. 토양은 고상의 토양 기질과 공극을 채우는 공기 및 물로 구성되어 있으며 이러한 구성물질과 구성비에 따라 열물성은 다르게 나타난다. 특히, 토양의 열적특성은 동일 시료에서도 공극을 채우고 있는 물과 공기의 함양에 따라 달라지므로 이 연구에서는 열전도도에 영향을 미치는 토양의 물성을 파악하고 상관성분석을 실시하였다.

토양의 건조 및 습윤 상태에 따라 측정된 함수비와 열

전도도를 도시하면 Fig. 6과 같으며 토양 입자와 물 사이의 상호작용에 의해 함수비가 증가함에 따라 열전도도가 증가하는 것을 볼 수 있다. Fig. 6b는 부안 기상관측소의 시료에 대한 심도별 함수비에 따른 열전도도를 나타낸 것이다. 열전도도는 낮은 함수비에서 함수비 증가에 따라 급

격한 증가경향을 보이며 임계함수비(critical water content) 이상에서는 함수비 증가에 따른 열전도도 증가세가 둔화되는 현상을 볼 수 있다. 이는 임계함수비 이하에서는 물분자가 토양입자 표면에 빠르게 흡착되어 물막(water film)을 형성하면서 입자 상호간의 접촉면적이 효율적으로 증대되어 열전도도가 급격히 증가한다. 그러나 임계함수비 이상에서는 단순히 물이 공극을 채우고 있던 공기를 대신하므로 열전도도의 증가세는 둔화된다(Lu et al., 2007). Fig. 7은 포화 시 토양의 열전도도, 공극률 및 용적밀도 간의 상관성을 도시한 것으로 공극률과 토양의 용적밀도는 선형적인 관계를 보이며, 부의 상관성($R^2 = 0.73$)을 갖는다(Fig. 7a). 공극률에 따른 열전도도는 공극률이 증가함에 따라 감소하는 부의 상관성($R^2 = 0.58$)을 나타내며, 용적밀도와 열전도도는 정의 상관성($R^2 = 0.63$)을 보인다.

Fig. 8은 포화 시 공극률에 따른 열전도도를 도시한 것으로, 공극률 이외의 요인에 의한 영향을 파악하기 위해

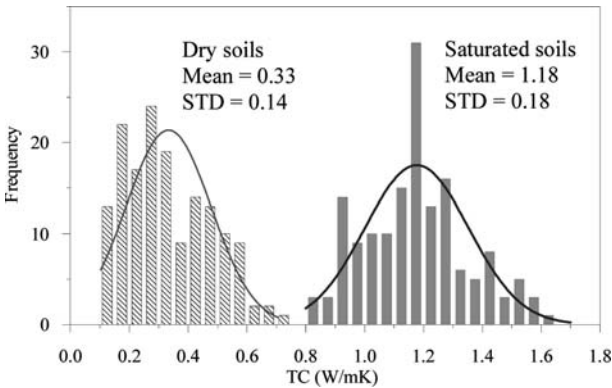


Fig. 5. Histogram of the thermal conductivity: saturated and dry soils.

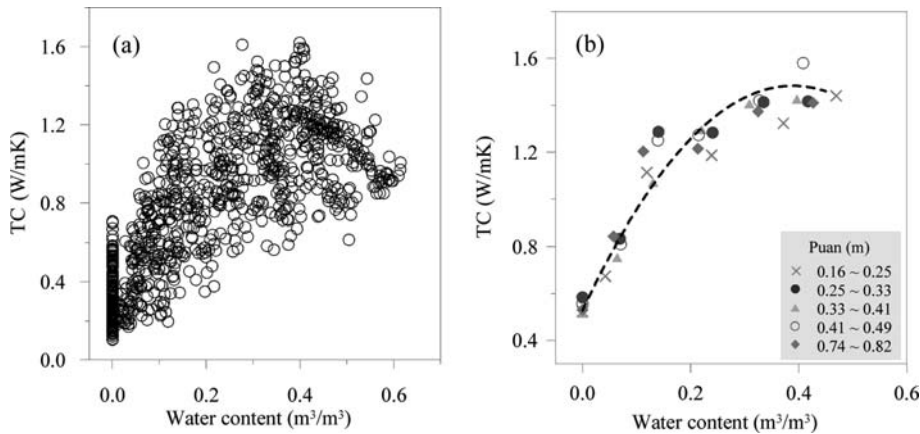


Fig. 6. Relationship between thermal conductivity and water content: (a) all samples and (b) samples of the Puan KMA station.

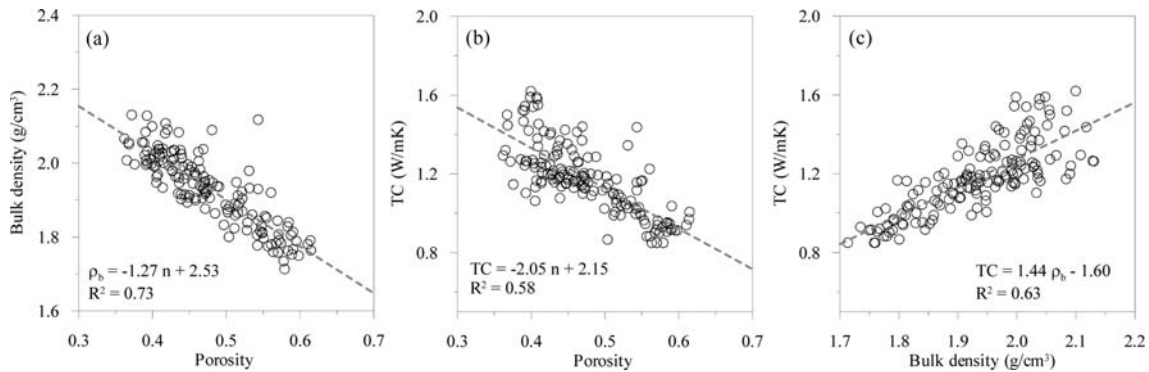


Fig. 7. Comparison of physical and thermal properties of saturated soils: (a) bulk density vs. porosity, (b) thermal conductivity vs. porosity, and (c) thermal conductivity vs. bulk density.

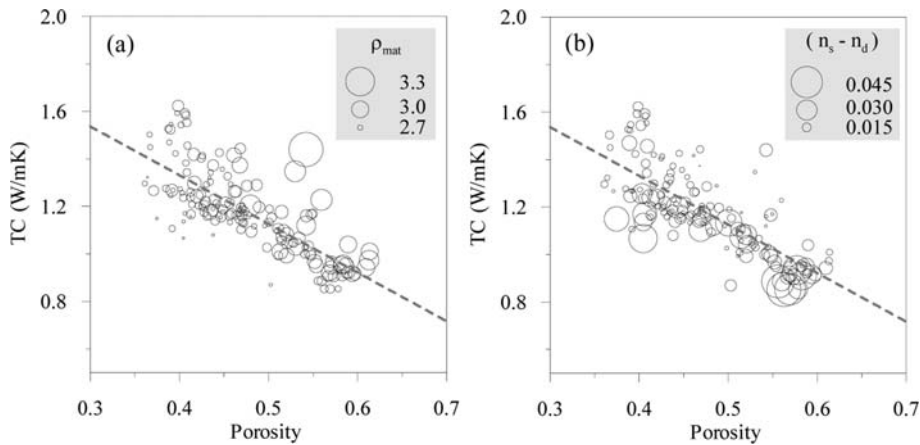


Fig. 8. Effects of (a) matrix density and (b) porosity change on thermal conductivity.

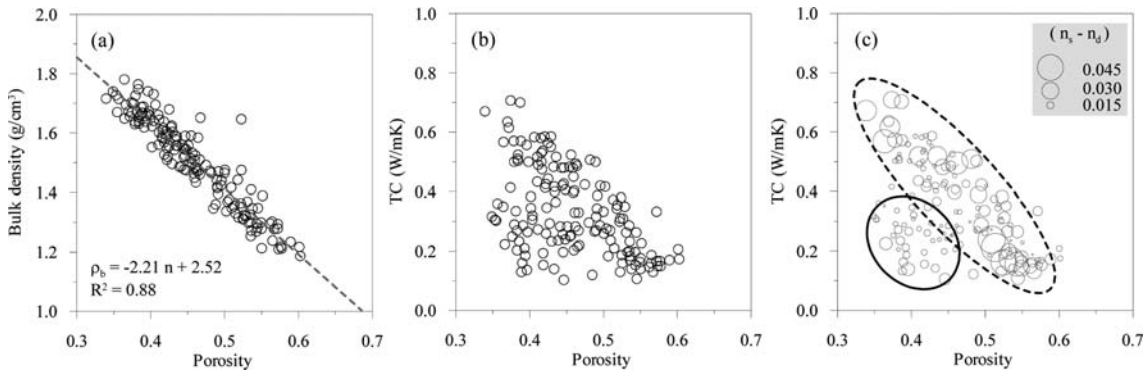


Fig. 9. Comparison of physical and thermal properties of dry soils: (a) bulk density vs. porosity, (b) thermal conductivity vs. porosity, and (c) effect of porosity change.

입자밀도와 공극률 변화를 bubble plot으로 나타냈다. 열전도도는 동일한 공극률을 갖는 시료에서 공극률 변화가 작을수록 큰 값을 가지는 것으로 나타났는데(Fig. 8b), 이는 함수비가 커지면서 발생하는 공극률 증가가 토양 기질의 연결성(connectivity)을 감소시키며, 결과적으로 열전도도를 감소시키는 작용을 한 것으로 해석된다.

Fig. 9는 완전건조 시 공극률에 따른 용적밀도(건조밀도)와 열전도도를 도시한 것이다. 토양의 건조밀도는 공극률이 증가할수록 감소하며 포화상태보다 높은 상관성($R^2 = 0.88$)을 갖는다(Fig. 9a). 완전건조 시료의 공극률과 열전도도의 관계를 살펴보면(Fig. 9b) 공극률이 증가함에 따라 감소하는 경향이 보이나 포화상태와 다르게 일부 시료에서는 경향성이 잘 나타나지 않는다. Fig. 9c는 이러한 원인을 파악하기 위해 공극률 변화를 bubble plot으로 나타낸 것으로 공극률 변화가 작은 시료에서 작은 열전도도 값을 보인다(실선영역). 이는 건조에 따른 시료의 부피 변화가 덜 일어나 토양입자 간의 접촉도(connectivity)가 낮

아지기 때문인 것으로 판단된다. 포화 및 완전건조 상태에서 시료의 공극률에 따른 열전도도는 공극을 채우고 있는 물질(공기, 물)의 열전도도(0.025, 0.591 W/mK)에 따라 다른 영향을 미치는 것으로 파악되었다. 또한, 열전도도는 입도분포 특성에 의한 영향은 미비하게 나타났으며 입자밀도와 공극률 변화에 대한 상관성은 낮게 나타났다.

전술한 바와 같이 토양의 열전도도는 주로 공극률과 함수비에 의한 영향이 크게 나타났으며 따라서 이들 인자를 이용하여 회귀식을 추정하였다. 회귀분석은 155개 시료에 대해 완전건조, 포화 및 습윤 상태 등 930개 측정 자료를 이용하여 다중선형회귀(multiple linear regression) 모형과 비선형회귀 모형으로 실시하였다.

다중선형회귀분석을 통해 산정된 회귀식은 다음과 같다.

$$TC_{model} = -2.598 \cdot n + 0.018 \cdot \theta + 1.605 \quad (1)$$

여기서 TC_{model} 은 모형에 의해 계산된 열전도도(W/mK)를 나타낸 것이며, n 과 θ 는 각각 공극률과 함수비(%)이다. 열

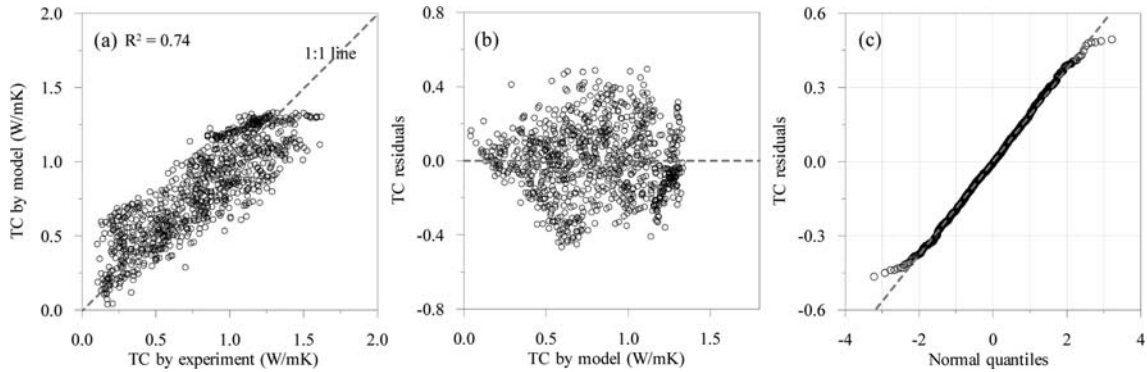


Fig. 10. Results of the multiple linear regression analysis: (a) comparison of measured and predicted thermal conductivities, (b) residual plot of predicted thermal conductivity, and (c) normal quantile of calculated residuals.

전도도의 공극률 및 함수비에 대한 추정치는 각각 -2.598 과 0.018 을 가지며 함수비보다 공극률에 의한 영향이 크게 추정된 것을 알 수 있다. Fig. 10은 다중선형회귀 모형에 대해 통계분석 결과를 나타낸 것이다. 실험에 의해 측정된 열전도도와 다중선형회귀 모형을 통해 계산된 값을 비교한 결과 높은 상관성($R^2=0.74$)을 보였으며(Fig. 10a), 모형에 의해 계산된 값과 측정값의 잔차를 도시하면 $-0.465\sim-0.494$ 의 범위를 갖는 무작위적인(random) 형태를 보였다(Fig. 10b, c). 이 다중선형회귀 모형은 포화상태의 공극률에 대한 열전도도의 관계와 비교할 경우 잘 맞지 않는 것을 볼 수 있으며 이는 추정된 회귀식에서 다른 요인을 추가적으로 고려해야 할 것으로 판단된다.

비선형회귀 모형은 함수비와 건조밀도를 변수로 하는 로그함수와 지수함수의 곱으로 표현되는 Kersten(1949)의 경험식 형태로 나타내었으며 Kersten(1949)의 경험식은 많은 연구자들(백성권 · 안형준, 2004; 한대석, 1991; Côté and Konrad, 2005; Naidu and Singh, 2004; Singh and Devid, 2000)에 의해 이용되었다.

Kersten(1949)은 자갈, 파쇄암석(crushed rock), 모래, 실트, 점토 및 이탄(peat) 등의 토양에 대하여 실험을 실시하였으며 토양의 함수비와 건조밀도를 주요 변수로 이용하였다. 제시된 경험식은 식 (2)과 같이 표현되며 세립토와 조립토로 구분하였다.

$$TC = (a \cdot \log \theta + b) \times 1^{0.6243 \cdot \rho_d} \quad (2)$$

여기서 ρ_d 는 건조밀도(g/cm^3)를 나타내며 a , b 는 각각 상수이다. 세립토의 경우 a 와 b 는 각각 0.13 , -0.03 의 값을 가지며 조립토는 0.10 , 0.06 의 값을 갖는다(백성권 · 안형준, 2004). 그러나 완전 건조시료의 경우 $\theta=0$ 이므로 Kersten(1949)에 의해 제시된 경험식을 적용하는 것이 불

가능하다.

Singh and Devid(2000)는 조립질 모래, 세립질 모래, 실트질 모래, 실트, 점토 등 입자 크기에 따른 열물성, 함수비 및 건조밀도 변화를 측정하였으며 이를 이용하여 아래와 같은 경험식을 제시하였다. 함수비가 1% 이하인 건조시료와 1~5%의 습윤 상태 및 5%를 초과한 습윤 상태로 구분하여 식 (3), (4), (5)와 같이 표현된다.

$$TC = c \times 10^{0.6243 \cdot \rho_d} \quad (\theta < 1\%) \quad (3)$$

$$TC = d \times 10^{0.6243 \cdot \rho_d} \quad (1 \leq \theta \leq 5\%) \quad (4)$$

$$TC = (0.017 \cdot \log \theta + e) \times 10^{0.6243 \cdot \rho_d} \quad (\theta > 5\%) \quad (5)$$

여기서, c , d 및 e 는 함수비와 토양분류에 따른 상수로 Table 1과 같다.

본 연구에서는 자연 상태의 혼합된 시료를 대상으로 실험을 실시하였으며 이에 대한 비선형회귀 모형으로 건조밀도와 함수비뿐만 아니라 공극률과 함수비의 함수에 대하여 회귀식을 추정하였다. 또한 함수비가 2% 미만인 건조상태와 2% 이상인 습윤 상태로 구분하여 제시하였다. 건조 및 습윤 상태의 열전도도는 건조밀도와 함수비를 변수로 추정하였으며 식 (6), (7)과 같다.

$$TC_{model} = 0.036 \times 10^{0.6243 \cdot \rho_d} \quad (\theta < 2\%) \quad (6)$$

$$TC_{model} = (0.086 \cdot \log \theta - 0.012) \times 10^{0.6243 \cdot \rho_d} \quad (\theta \geq 2\%) \quad (7)$$

Fig. 11은 식 (6), (7)을 이용하여 회귀모형에 의해 계산된 값과 측정된 열전도도를 도시한 것으로 상관성이 높게 나타났다($R^2=0.80$). 회귀모형과 측정값 사이의 잔차는 $-0.652\sim-0.468$ 의 범위를 보인다. 그러나 이 실험의 경우 함수비가 2% 미만인 시료 중 건조밀도가 같은 시료가 존

Table 1. Values of the regression parameters for various soils (Singh and Devid, 2000)

Soil type	c (dry)	d ($\theta\%$)		e ($\theta\%$)
Clays	0.0219	0.0243 ($2 \leq \theta < 4$)	0.0276 ($4 < \theta \leq 5$)	-0.073 ($5 <$)
Silts		0.0254 ($2 \leq \theta < 4$)	0.0302 ($4 < \theta \leq 5$)	-0.054 ($5 <$)
Silty-sand	0.0385			0.012 ($1 \leq$)
Fine-sand	0.0340			0.070 ($1 \leq$)
Coarse-sand	0.0480			0.073 ($1 \leq$)

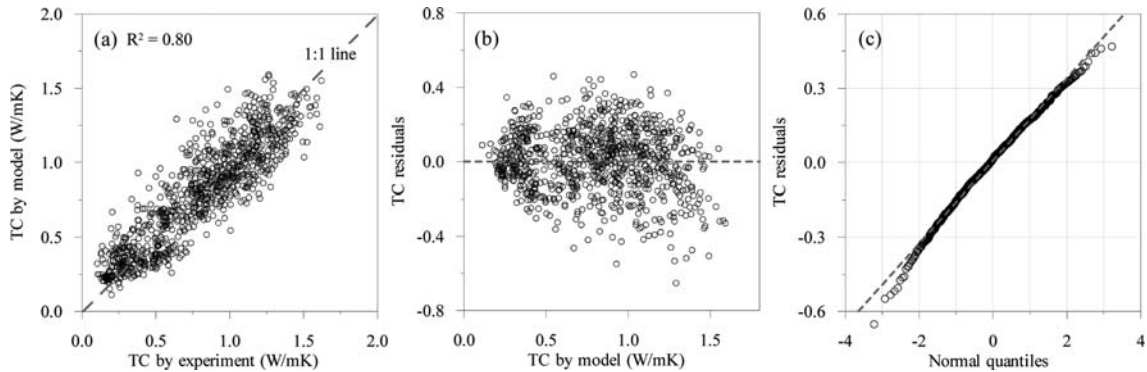


Fig. 11. Results of the nonlinear regression analysis based on water content and dry density: (a) comparison of measured and predicted thermal conductivities, (b) residual plot of predicted thermal conductivity, and (c) normal quantile of calculated residuals.

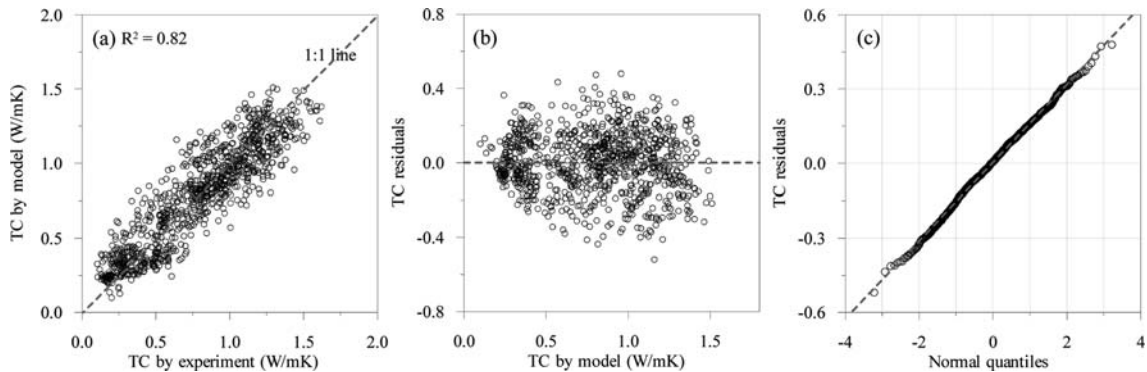


Fig. 12. Results of the nonlinear regression analysis based on water content and porosity: (a) comparison of measured and predicted thermal conductivities, (b) residual plot of predicted thermal conductivity, and (c) normal quantile of calculated residuals.

재하며 이들의 열전도도는 대부분 다른 값을 보였다. 따라서 식 (8)과 같이 공극률과 건조밀도와 관계식을 이용하여(Fig. 9a) 공극률과 함수비의 함수인 열전도도 모형을 추정하였으며 식 (9), (10)과 같다.

$$\rho_d = -2.21 \cdot n + 2.52 \tag{8}$$

$$TC_{model} = 0.036 \times 10^{(1.57 - 1.38 \cdot n)} \quad (\theta < 2\%) \tag{9}$$

$$TC_{model} = (0.092 \cdot \log \theta - 0.016) \times 10^{(1.57 - 1.38 \cdot n)} \quad (\theta \geq 2\%) \tag{10}$$

Fig. 12는 공극률과 함수비의 함수로 추정된 비선형회귀 모형에 의해 계산된 열전도도와 측정값을 나타낸 것으로 결정계수(R^2)가 0.82인 높은 상관성을 보인다. 또한 잔차의 범위는 $-0.519 \sim 0.480$ 으로 무작위적인 분포 특성을 잘 보여주며 정규분위수로 나타낸 결과 정규분포를 나타냄을 알 수 있다.

3. 결 론

천부 토양의 열전도도는 함수비와 공극률에 의해 지배적인 영향을 받는다. 상관성 분석결과 열전도도는 공극률

이 증가함에 따라 감소하는 부의 상관성을 보이며 함수비의 증가에 따라 증가하는 정의 상관성을 갖는다. 낮은 함수비에서는 함수비가 증가함에 따라 열전도도는 급격한 증가를 보이지만 임계함수비 이상에서는 열전도도의 증가세가 둔화되는 현상을 나타냈다. 입도 분포 특성에 따른 열전도도의 변화는 미비하나 토양 입자 밀도가 클수록 열전도도가 커지는 비례경향을 보였다. 건조 토양의 경우 동일한 공극률에서도 열전도도의 차이가 습윤 토양에 비하여 상대적으로 크게 나타났다. 실험 자료를 이용하여 열전도도에 주로 영향을 미치는 공극률과 함수비를 변수로 하는 다중선형회귀 모형 및 비선형회귀 모형을 제시하였다. 회귀분석 결과 추정식은 결정계수(R^2)가 각각 0.74 및 0.82로 높게 나타났다. 그러나 다중선형회귀 모형의 경우 포화상태의 토양에서 측정된 열전도도 값은 이 회귀식에 잘 일치하지 않는 것으로 분석되었으며 이는 함수비와 공극률뿐만 아니라 다른 요인에 의한 영향도 고려해야 할 것으로 판단된다. 따라서 국내 천부 토양의 열전도도는 공극률과 함수비를 통하여 추정이 가능하며 차후 구성광물 및 입자접촉 계수 등 다른 요인에 대한 연구가 필요할 것으로 판단된다.

사 사

이 연구는 에너지관리공단의 에너지·자원기술개발 사업의 연구비 지원에 의해 수행되었다.

참 고 문 헌

- 구민호, 김용제, 서만철, 서명석, 2003, 온도 시계열 자료를 이용한 국내 토양의 열확산계수 산정, *지질학회지*, **39**(3), 301-317.
- 백성권, 안형준, 2004, 고소성 점토의 열전도 특성에 관한 연구, *대한토목학회논문집*, **24**(5c), 267-272.
- 손병후, 신현준, 안형준, 2005, 열응답 시험과 변수 평가 모델을 이용한 그라우트/토양 혼합층의 열전도도 산정, *설비공학논문집*, **17**(2), 173-182.
- 송윤호, 이영민, 2006, 지열에너지자원 개발, 활용 기술의 동향 및 전망, *한국신재생에너지학회 2006 추계학술대회 논문집*, p. 20-23.
- 한대석, 1991, 흙의 열전도율 산정법에 관하여, *한국지반공학회지*, **7**(3), 65-72.
- Abu-Hamdeh, N.H., 2000, Effect of tillage treatments on soil thermal conductivity for some Jordanian clay loam and loam soils, *Soil & Tillage Res.*, **56**, 145-151.
- Abu-Hamdeh, N.H. and Reeder, R.C., 2000, Soil thermal conductivity: effects of density, moisture, salt concentration, and organic matter, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **64**, 1285-1290.
- Adam, E.A. and Jones, P.J., 1995, Thermophysical properties of stabilised soil building blocks, *Building and Env.*, **30**(2), 245-253.
- Becker, B.R., Misra, A., and Fricke, B.A., 1992, Development of correlations for soil thermal conductivity, *Int. Comm. Heat Mass Transfer*, **19**, 59-68.
- Côté, J. and Konrad, J., 2005, Thermal conductivity of base-course materials, *Can. Geotech. J.*, **42**, 61-78.
- De Vries, D.A., 1963, Thermal properties of soils, In: van Wijk, W.R. (Ed.), *Physics of Plant Environment*, North-Holland, Amsterdam, 210-233.
- IGSHPA, 2000, Closed-loop/geothermal heat pump systems : design and installation standards, p. 175.
- Kersten, M.S., 1949, Laboratory research for the determination of the thermal properties of soils, Research laboratory Investigations, Engineering Experiment Station, Technical Report 23, University of Minnesota, Minneapolis.
- Krishnaiah, S. and Singh, D.N., 2003, Determination of influence of various parameters on thermal properties of soils, *Int. Comm. Heat Mass Transfer*, **30**(6), 861-870.
- Lim, K., Lee, S., and Lee, C., 2007, An experimental study on the thermal performance of ground heat exchanger, *Exp. Thermal and Fluid Sci.*, In Press.
- Lipiec, J., Usowicz, B., and Ferrero, A., 2007, Impact of soil compaction and wetness on thermal properties of sloping vineyard soil, *Int. J. of Heat and Mass Transfer*, **50**, 3837-3847.
- Lu, S., Ren, T., Gong, Y., and Horton, R., 2007, An improved model for predicting soil thermal conductivity from water content at room temperature, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **71**, 8-14.
- Naidu, A.D. and Singh, D.N., 2004, A generalized procedure for determining thermal resistivity of soils, *Int. J. of Thermal Sci.*, **43**, 43-51.
- Ochsner, T.E., Horton, R., and Ren, T., 2001, A new perspective on soil thermal properties, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **65**, 1641-1647.
- Overduin, P.P., Kane, D.L., and van Loon W.K., 2006, Measuring thermal conductivity in freezing and thawing soil using the soil temperature response to heating, *Cold Regions Sci. and Tech.*, **45**, 8-22.
- Presley, M.A. and Christensen, P.R., 1997, Thermal conductivity measurements of particulate materials : 2. Result, *J. Geophys. Res.*, **102**(E3), 6551-6566.
- Singh, D.N. and Devid, K., 2000, Generalized relationships for estimating soil thermal resistivity, *Exp. Thermal and Fluid Sci.*, **22**, 133-143.

Tavman, I.H., 1996, Effective thermal conductivity of granular porous materials, *Int. Comm. Heat Mass Transfer*, **23**(2), 169-176.

Tarnawski, V.R., Leong, W.H., Gori, F., Buchan, G.D., and Sundberg, J., 2002, Inter-particle contact heat transfer in soil system at moderate temperatures, *Int. J. Energy Res.*, **26**, 1345-1358.

Usowicz, B., Lipiec, J., and Ferrero, A., 2006, Prediction of soil

thermal conductivity based on penetration resistance and water content or air-filled porosity, *Int. J. of Heat and Mass Transfer*, **49**, 5010-5017.

VDI 4640, 2000, Thermal use of the underground; fundamentals, approvals, environmental aspects, Verein Deutscher Ingenieure, Düsseldorf, 157.