

Araştırma Makalesi/Research Article (Original Paper)

## Toprak Sıcaklığının Yüzeysel Isı Akışına Bağlı Olarak Değişimi

Coşkun GÜLSER<sup>1</sup>, İmanverdi EKBERLİ<sup>1\*</sup>, Amrakh MAMEDOV<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Ondokuz Mayıs Üniversitesi Ziraat Fakültesi, Toprak Bilimi ve Bitki Besleme Bölümü, Samsun, Türkiye

<sup>2</sup>Arid Land Research Center, Faculty of Agriculture, Tottori University, Tottori, Japan

\*e-posta: iman@omu.edu.tr, Tel: +90 (362) 312 1919/1172, Fax: +90 (362) 457 6034

**Öz:** Sıcaklık dalgalarının toprak yüzeyinde ve alt katmanlarında dağılımı, toprak özelliklerinin yanı sıra, toprakların ısı kapasitesi, ısısal yayılımı, ısı iletkenliği ve yüzeysel ısı akışı gibi ısısal özelliklerine de önemli düzeyde bağlıdır. Bu çalışmada, (i) toprak yüzeyinde ısı akışının sabit olması durumunda ısı akışı denkleminin çözümüne ve Fourier kuralına göre toprak yüzey sıcaklığının değişimi irdelenmiş, (ii) toprağın yüzey ısı akışı, yüzey ve alt katman sıcaklıklarının, ısısal yayılımının ve zamanın bir fonksiyonu olarak analitik biçimde ifade edilmiştir. Araştırma döneminde toprağın yüzey ve 10 cm derinliğinde ortalama sıcaklık değerleri 18.5 °C ile 33.1 °C arasında değişmekte, 0-10 cm katmanında ortalama ısısal yayılım katsayısı ( $a$ ) ise  $0.671 \cdot 10^{-6} m^2 / sn$ 'dir. Kuru toprağın özgül ( $C_{\theta,t}$ ) ve hacimsel ısı kapasiteleri sırasıyla  $0.188 cal / gr \text{ } ^\circ C$  (veya  $786.800 J / kg \text{ } ^\circ C$ ) ve  $0.211 cal / cm^3 \text{ } ^\circ C$ ; hacimsel nem içeriği ( $W_\theta$ ), nem içeriğine bağlı hacimsel ısı kapasitesi ( $C_{h,t}$ ), ısı iletkenliğine ( $\lambda$ ) ait ortalama değerler ise sırasıyla  $0.311 cm^3 / cm^3$ ;  $0.522 cal / cm^3 \text{ } ^\circ C$  (veya  $2.182 \cdot 106 J / m^3 \text{ } ^\circ C$ );  $1.476 watt / m \text{ } ^\circ C$  olarak belirlenmiştir. Toprak yüzeyindeki ısı akışı günün 09.00-15.00 saatlerinde  $25.638$  ile  $239.742 watt / m^2$  arasında yüzeyden alt katmana doğru değişmekte; 15.00-17.00 saatlerinde ise  $-27.725$  ile  $-12.473 watt / m^2$  arasında genel olarak alt katmandan yüzeye doğru değişmektedir. Hesaplanan ve ölçülen toprak yüzey sıcaklık değerleri arasındaki ortalama nispi hata % 7.10 olarak bulunmuştur. Toprakların yüzey sıcaklık değişimlerinin matematiksel olarak ifade edilmesi, ısısal özelliklere ait sayısal değerlerin belirlenmesi toprak sıcaklığının modellenmesinde gerekli aşamalardan birisi olup, nemli ve kurak bölgelerde iklim değişikliğini göz önüne alarak toprak yönetim uygulamalarının toprak sıcaklığı üzerine olan etkilerinin izlenmesi bakımından da önemlidir.

**Anahtar kelimeler:** Isı akışı denklemi, Isı iletkenliği, Isı kapasitesi, Isısal yayılım, Toprak sıcaklığı

### Change in Soil Temperature Depending on Surface Heat Flow

**Abstract:** Distribution of temperature waves at soil surface and subsurface layers depends on thermal properties (soil heat capacity, diffusivity and conductivity etc.) and surface heat flow, as well as basic soil properties. In this study, (i) change in soil surface temperature was examined according to solution of heat conductivity equation and Fourier law in case of constant heat flow on soil surface, and (ii) surface heat flow of soil was described analytically as a function of surface and sublayers temperatures, heat diffusivity and time. During the experimental period, mean soil temperature at the surface and 10 cm depth varied between 18.5 °C and 33.1 °C, where the mean thermal diffusivity coefficient ( $a$ ) in this layer was  $0.671 \cdot 10^{-6} m^2 sec^{-1}$ . The mean of specific and volumetric heat capacities of dry soil were  $0.188 cal gr^{-1} \text{ } ^\circ C^{-1}$  (or  $786.800 J kg^{-1} \text{ } ^\circ C^{-1}$ ) and  $0.211 cal cm^{-3} \text{ } ^\circ C^{-1}$ , respectively. Soil volumetric moisture content ( $W_\theta$ ), volumetric heat capacity ( $C_{h,t}$ ) associated with moisture content, thermal conductivity ( $\lambda$ ) were  $0.311 cm^3 cm^{-3}$ ,  $0.522 cal cm^{-3} \text{ } ^\circ C^{-1}$  (or  $2.182 \cdot 106 J m^{-3} \text{ } ^\circ C^{-1}$ ) and  $1.476 watt m^{-1} \text{ } ^\circ C^{-1}$ , respectively. The heat flow at the soil surface varied between 25.638 and 239.742  $watt m^{-2}$  changing from surface to deeper soil layers during 09.00-15.00 hours, whereas during 15.00-17.00 hours heat flow varied between -27.725 and -12.473  $watt m^{-2}$  changing from lower to upper soil layers. Mean relative errors between measured and predicted soil surface temperature values were 7.10%. Predicting surface temperature changes of soils mathematically, and determination of numerical values of thermal properties is one of the necessary stages for modelling soil temperature, and important for monitoring the effect of soil management on soil temperature in both humid and arid regions with consideration of climate change.

**Keywords:** Heat flow equation, Heat conductivity, Heat capacity, Heat diffusivity, Soil temperature

## Giriş

Toprak yüzeyinde ve aşağı katmanlarında sıcaklığın değişimi, toprağın fiziksel, kimyasal ve ısıl özellikleriyle beraber, ısı akışına etki yapan temel faktördür. Toprağın yüzey ve aşağı katmanlarındaki sıcaklık değişiminin tahmini, ısı akışı ve toprak sıcaklığını kapsayan ısı alanı ile ilişkilidir (Wang ve Bras 1999; Kustas ve ark. 2000; Ekberli ve ark. 2005; Chen ve ark. 2006; Ekberli 2006a; Muerth ve Mauser 2012; Ekberli ve Sarılar 2015a; Ekberli ve ark. 2015b; Usowicz ve ark. 2017; Han ve ark. 2018; Kayaci ve Demir 2018). Toprak ısı alanının belirlenmesi, yüzey ve yüzey altı fiziksel süreçlerin düzenlenmesinde kritik öneme sahiptir. Aşağı toprak katmanlarındaki ısı taşınımı da, yüzey enerjisini oluşturan ve sürekli olarak atmosfer olayları etkisinde olan yüzey sıcaklığına bağlı olmaktadır. Bu nedenle, birçok araştırmacı (McCumber ve Pielke 1981; de Silans ve ark. 1997; Heusinkveld ve ark. 2004; Foken 2008; Sayılğan 2016) toprağın ısı alanının uygun çevre ve iklim koşullarında belirlenmesinin gerekliliğini göstermektedirler. Isı alanının belirlenmesinde teorik modellerin uygulanması bu problemi kısmen ortadan kaldırmaktadır.

Toprak sıcaklığı ve ısı akışının değerlendirilmesinde, genel olarak bir boyutlu ısı iletkenlik denkleminin çeşitli sınır koşullarında ve farklı yöntemlerle belirlenen çözümü kullanılmaktadır (Wang ve Bras 1999; Gülser ve Ekberli 2002; Liu ve ark. 2005; Ekberli 2006b; Russell ve ark. 2015; Ekberli ve Sarılar 2015b; Ekberli ve ark. 2015b; Oosterkamp ve ark. 2016; Ekberli ve ark. 2016; Huang ve ark. 2016; Ekberli ve ark. 2017; Mahdavi ve ark. 2017; Knight ve ark. 2018). Wang (2012) tarafından yapılan bir araştırmada, toprak yüzeyindeki sıcaklığın ve ısı akışının tahmini için bir boyutlu ısı iletkenlik denkleminin çözümü geliştirilmiş, modelin uygulanmasında toprağın farklı derinliklerindeki tek ısı akışı ve sıcaklık ölçümü kullanılmıştır. Toprak yüzeyinin altındaki ısı alanının değerlendirilmesi için ısı iletkenlik denkleminin çözümünde, sonlu elemanlar yöntemi gibi ileri sayısal teknikler de kullanılmaktadır (Bittelli ve ark. 2008; Vogel ve ark. 2011). Tarım, ekoloji, meteoroloji, hidroloji gibi alanlarda toprakta ısı akışı ve toprak sıcaklığının değerlendirilmesi için, bir boyutlu ısı taşınımı denkleminin çeşitli analitik yaklaşımlarla yapılan çözümleri de kullanılmıştır (Horton ve Wierenga, 1983; Guaraglia ve ark. 2001; Gao ve ark. 2003; Holmes ve ark. 2008; Nunez ve ark. 2010). Toprak sıcaklığına etki yapan faktörlerin fazlalığı, sıcaklık değişiminin teorik yönlerinin tam olarak belirlenmesinin zorluğu, ısı iletkenlik denkleminin çözümünde ve uygulanmasında bazı önemli sınırlamalara neden olmaktadır (Wang ve Bras 1999; Wang ve Bou-Zeid 2011; Wang ve Bou-Zeid 2012). Temel difüzyon denkleminin toprağa uygulanmasında, ısı süreçlerinin dağılımının basitleştirilmesi (Deardorff 1978); sınır koşullarının genellikle sinüsoidal (veya kosinüsoidal) biçimde analitik fonksiyonlarla veya Fourier serileriyle ifadesi (Gao ve ark. 2003; Holmes ve ark. 2008; Nunez ve ark. 2010) sınırlamalar kapsamına girmektedir.

Toprak yüzeyindeki ısı akışı, toprak-bitki-atmosfer sisteminin enerji dengesinin de bileşenlerinden birisi olup, deneysel ve teorik yöntemlerle belirlenmektedir (Ochsner ve ark. 2006; Peng ve ark. 2015). Peng ve ark. (2015), ısı akımı yoğunluğunun belirlenmesinde "levha yöntemi" kullanarak, toprağın 2 cm; 6cm ve 10 cm derinliklerinde ısı akışının sırasıyla  $\approx -75 - 150 \text{ watt}/m^2$ ;  $\approx -49 - 130 \text{ watt}/m^2$  ve  $\approx -24 - 70 \text{ watt}/m^2$  aralığında değiştiğini göstermişlerdir. Toprağın 6 cm ve 10 cm derinliklerinde deneysel ve teorik olarak hesaplanan ısı akışı değerleri arasındaki doğrusal regresyon denklemlerine ait eğimlerin sırasıyla 0.96 ( $r^2=0.99$ ) ve 0.99 ( $r^2=0.99$ ) olduğunu bildirmişlerdir. Florentin ve Agam (2017), bir kurak bölge toprağında ısı akışını belirlemek için, yüzey enerji dengesi denklemi ve kolorimetrik yöntem kullanmışlardır. Yüzey ısı akışı uzun sürelerde (>24 saat) toprağın enerji dengesine az, birkaç saat içerisinde ise daha fazla etki yapmaktadır (Allen ve ark. 1998; Agam ve ark. 2004; Sauer ve Horton 2005). Jeotermal alandan CO<sub>2</sub> emisyonu ve toprağın ısı akışının belirlenmesi amacıyla yapılan bir araştırmada (Fridriksson ve ark., 2006), topraktaki ısı akışı, Dawson (1964) yöntemi kullanılarak, yüzey sıcaklığına göre kalibre edilen 15 cm derinlikteki toprak sıcaklık ölçümlerinden tahmin edilmiştir. Li ve ark. (2018) tarafından bitki örtüsü altında bulunan toprakta yapılan bir araştırmada, toprakta yüzey ısı akışının  $\approx 15 - 95 \text{ watt}/m^2$  olduğu saptanmış; toprak enerji bilançosunun belirlenmesinde yüzey ısı akışının önemli bir faktör olduğu gösterilmiştir. Isı akışının farklı yöntemlerle belirlendiği diğer bir çalışmada (Lu ve ark. 2018) ise, 4 mm toprak katmanında ölçülen ısı akışının maksimum  $448.8 \text{ watt}/m^2$  olduğu belirlenmiştir. Bitki örtüsü, güneş ışınlarının toprak yüzeyinde dağılımı, gölgelenme gibi faktörler yüzey ısı akışının geniş aralıkta mekânsal değişimine neden olmaktadır (Kustas ve ark. 2000; Shao ve ark. 2008; Agam ve ark. 2012; Evett ve ark. 2012; Colaizzi ve ark. 2016).

Bu çalışmanın amacı, toprak sıcaklığı değişiminin toprağın yüzey ısı akışına bağlı olarak temel ısı taşınımı denkleminde göre irdelenmesidir.

## Materyal ve Yöntem

Toprak yüzeyindeki sıcaklık değişimine, toprak özellikleriyle beraber, yüzey ısı akışı önemli düzeyde etki yapmaktadır. Topraktaki ısı akışı, toprağın herhangi bir noktasındaki birim alandan birim zamanında geçen ısı miktarını göstermekte, toprağın ısı iletkenliğinin ve sıcaklık eğiminin bir fonksiyonu olmaktadır. Moleküler ısı iletkenliğinin temel kuralı olan Fourier kuralının (Fourier 1822) bir boyutlu durumuna uygun olarak, topraktaki ısı akışı ( $q$ ,  $\text{watt}/m^2$  veya  $J/m^2sn$ ) aşağıdaki gibi ifade edilir:

$$q = -\lambda \frac{dT}{dx} \quad (1)$$

Burada;  $\lambda$  - ısı iletkenliği,  $\frac{watt}{m} \text{ } ^\circ\text{C}$  veya  $\frac{J}{m} sn^\circ\text{C}$ ;  $\frac{dT}{dx}$  sıcaklık eğimi,  $^\circ\text{C}/m$ ;  $x$  - uzunluk veya derinliktir,  $m$ . Denklemdaki negatif işaret, cisimde veya toprakta sıcaklığın eğim doğrultusunda yüksek sıcaklıktan düşük sıcaklığa taşınımını ifade etmektedir.  $\frac{dT}{dx} > 0$  ise, sıcaklık pozitif, ısı akışı ise negatif yönde yer değiştirmektedir.

Temel ısı iletkenliği denklemi ( $T_t(x, t) = aT_{xx}(x, t)$ ); burada,  $t$  - zaman,  $sn$ ;  $a$  - ısıl yayınımdır,  $m^2/sn$ ) ve Fourier kuralı, toprak yüzey sıcaklığının tahmin edilmesi için yapılacak modelin materyalini oluşturmaktadır. Bu modelin oluşturulması için ısı iletkenlik denkleminin analitik çözüm yöntemi kullanılmıştır.

## Bulgular ve Tartışma

*Isı akışına bağlı olarak toprak yüzey sıcaklığının teorik olarak incelenmesi*

Fourier kuralı temel ısı iletkenliği denkleminde göz önüne alınırsa, ısı akışı denklemi aşağıdaki gibidir:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = a \frac{\partial^2 q}{\partial x^2} \quad (2)$$

Toprak yüzeyinde ( $x = 0$ ) ısı akışının sabit olması ( $q = q_0$ ) durumunda  $x \geq 0$  katmanının ısınması durumuna bakalım.  $t = 0$  başlangıç zamanında katman sıcaklığı sabit ( $T = T_0$ ) yüzey ısı akışı ise  $q(0) = 0$  olsun. Bu durumda, (2) denkleminin sınır koşulları aşağıdaki gibi ifade edilir:

$$\begin{aligned} q &= 0, & \text{eğer } t &= 0, & x > 0 \text{ ise} \\ q &= q_0, & \text{eğer } x &= 0, & t > 0 \text{ ise} \\ q &\rightarrow 0, & \text{eğer } x &\rightarrow \infty, & t > 0 \text{ ise} \end{aligned} \quad (3)$$

Toprak yüzeyinde sıcaklığın ani değişimi durumunda katmanın ısınması ve soğuması olaylarını, (2) probleminin (3) koşulluna göre çözümünü yansıtmaktadır. Bu durumda, toprak yüzeyinde sıcaklığın ani değişimi durumunda katman sıcaklığının ısınması ve soğumasını ifade eden denklemin çözümünde (Luikov ve Mikhailov 1965; Luikov 1967; Isachenko ve ark. 1981; Kreith ve Black 1983; Ekberli ve ark. 2015a),  $\theta \leftrightarrow \frac{q}{q_0}$  ( $\theta$  - boyutsuz sıcaklık fonksiyonudur) değişimi yapılarak, (2)-(3) ifadelerinden elde edilen çözüm aşağıdaki gibi olur:

$$q = q_0 \operatorname{erfc} \eta \quad (4)$$

[burada,  $\eta = \frac{x}{2\sqrt{at}}$  boyutsuz değişken;  $\operatorname{erfc} \eta = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^\eta e^{-\eta^2} d\eta = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_\eta^\infty e^{-\eta^2} d\eta$ -

fiziksel problemlerin çözümünde yaygın olarak kullanılmakta olan tamamlayıcı hata fonksiyonudur (Luikov 1948; Luikov 1967; Kreith ve Black 1983)].

(4) ifadesi (1) Fourier kuralında yerine konursa,

$$\frac{\partial T}{\partial x} = -\frac{q}{\lambda} = -\frac{q_0}{\lambda} \operatorname{erfc} \left( \frac{x}{2\sqrt{at}} \right) \quad (5) \text{ elde edilir.}$$

(5) ifadesinin  $T \rightarrow T_0$  ve  $x \rightarrow \infty$  sınır koşullarında,  $\eta = \frac{x}{2\sqrt{at}} \Rightarrow x = 2\sqrt{at}\eta \Rightarrow dx = 2\sqrt{at}d\eta$  olarak integrali alındığında,

$$\begin{aligned} T - T_0 &= \int_\infty^x \left( -\frac{q_0}{\lambda} \operatorname{erfc} \left( \frac{x}{2\sqrt{at}} \right) \right) dx = \frac{q_0}{\lambda} \int_\eta^\infty 2\sqrt{at} \operatorname{erfc} \eta d\eta = \frac{2q_0\sqrt{at}}{\lambda} \int_\eta^\infty \operatorname{erfc} \eta d\eta \text{ veya} \\ T &= T_0 + \frac{2q_0\sqrt{at}}{\lambda} \int_\eta^\infty \operatorname{erfc} \eta d\eta \quad (6) \text{ olur.} \end{aligned}$$

$\int_\eta^\infty \operatorname{erfc} \eta d\eta$  ifadesine  $u = \operatorname{erfc} \eta \Rightarrow du = -\frac{2}{\sqrt{\pi}} e^{-\eta^2} d\eta$  ve  $dv = d\eta \Rightarrow v = \eta$  olarak kısmi integrasyon kuralı ( $\int_\eta^\infty u dv = uv \Big|_\eta^\infty - \int_\eta^\infty v du$ ) uygulanır ve (6) ifadesi aşağıdaki biçimde elde edilir:

$$T = T_0 + \frac{2q_0\sqrt{at}}{\lambda} \left( \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{-\eta^2} - \eta \operatorname{erfc}\eta \right) = T_0 + \frac{2q_0\sqrt{at}}{\lambda} \left[ \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{-\frac{x^2}{4at}} - \frac{x}{2\sqrt{at}} \operatorname{erfc}\left(\frac{x}{2\sqrt{at}}\right) \right] =$$

$$= T_0 + \frac{2q_0}{\lambda} \left[ \sqrt{\frac{at}{\pi}} e^{-\frac{x^2}{4at}} - \frac{x}{2} \operatorname{erfc}\left(\frac{x}{2\sqrt{at}}\right) \right] \quad (7)$$

Toprak yüzey ( $x = 0$ ) sıcaklığı ( $T_y$ ) için (7) ifadesinden  $T_y = T_0 + \frac{2q_0}{\lambda} \sqrt{\frac{at}{\pi}}$  (8) olarak elde edilir.

Toprak yüzeyinin  $q_0$  sabit ısı akışı etkisi altında olması durumunda, (8) ifadesi yüzey toprak sıcaklığı değişiminin belirlenmesine imkân sağlamaktadır.

#### Toprağın yüzey katmanında sıcaklığın değişimi ve bazı ısıl parametrelerin belirlenmesi

Ondokuz Mayıs Üniversitesi Kampus Yerleşim sahası Ziraat Fakültesinin deneme alanı ( $41^\circ 21.86'$  Kuzey,  $36^\circ 11.41'$  Doğu koordinatlarında, deniz seviyesinden 190 m yükseklikte) toprağında yapılan sıcaklık ölçümleri Çizelge 1'de verilmiştir. Araştırma toprağının 0-10 cm katmanında ölçülen ortalama sıcaklık değerleri  $18.5^\circ\text{C}$  ile  $33.1^\circ\text{C}$  arasında değişmektedir.

Çizelge 1. Toprağın ölçülen sıcaklık ( $^\circ\text{C}$ ) değerleri

| Tarih      | Derinlik,<br>cm | Zaman, saat |       |       |       |       |       |
|------------|-----------------|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|
|            |                 | 09.00       | 11.00 | 13.00 | 15.00 | 17.00 | 19.00 |
| 09.05.2005 | 0               | 21.0        | 27.0  | 29.0  | 33.8  | 25.5  | 20.2  |
|            | 10              | 16.0        | 17.0  | 18.2  | 21.0  | 20.5  | 19.2  |
|            | Ortalama        | 18.5        | 22.0  | 23.6  | 27.4  | 23.0  | 19.7  |
| 30.05.2005 | 0               | 27.8        | 39.0  | 34.4  | 33.0  | 27.0  | 23.0  |
|            | 10              | 23.0        | 21.8  | 24.7  | 24.5  | 23.8  | 23.5  |
|            | Ortalama        | 25.4        | 30.4  | 29.6  | 28.8  | 25.4  | 23.3  |
| 07.06.2005 | 0               | 32.0        | 41.5  | 42.2  | 40.2  | 38.0  | 29.8  |
|            | 10              | 21.5        | 22.0  | 24.0  | 25.0  | 25.0  | 26.0  |
|            | Ortalama        | 26.8        | 31.8  | 33.1  | 32.6  | 31.5  | 27.9  |

Ölçülen sıcaklık değerlerinden kullanılarak, toprağın 0-10 cm katmanındaki ısıl yayılım katsayısı

$$a = \frac{\omega(x_{10}-x_0)^2}{2(A_{10}/A_0)^2} \quad (9)$$

(burada;  $A_{10}$  ve  $A_0$  sırasıyla toprağın 10 cm katmanına ve yüzeyine ait sıcaklık amplitütü değerleri;  $\omega = \frac{2\pi}{P} = \frac{6.28}{36000sn} \approx 0.000174 \text{ 1/sn}$ - açısal frekansdır) ifadesine (Trombotto ve Borzotta 2009; Correia ve ark. 2012; Arias-Penas ve ark. 2015; Ekberli ve Dengiz 2016; Dengiz ve Ekberli 2017) göre hesaplanarak, 09.05.2005; 30.05.2005 ve 07.06.2005 tarihlerinde sırasıyla  $0.615 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{sn}$ ;  $0.223 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{sn}$ ;  $1.174 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{sn}$  olarak belirlenmiştir.

Kuru toprağın özgül ısı kapasitesi ( $C_{\bar{o},t}$ ,  $\text{cal/gr}^\circ\text{C}$  veya  $\text{J/kg}^\circ\text{C}$ ) aşağıdaki ifade ile hesaplanmıştır (Hanks ve Ashcroft 1980; Hilel 2004):

$$C_{\bar{o},t} = C_{\bar{o},org} \frac{m_{org}}{m} + C \left( 1 - \frac{m_{org}}{m} \right)_{\bar{o},min} \quad (10)$$

(burada,  $C_{\bar{o},org}$  ve  $C_{\bar{o},min}$ - sırasıyla kuru topraktaki organik maddenin ve mineral maddenin özgül ısı kapasitesi ( $\text{cal/gr}^\circ\text{C}$  veya  $\text{J/kg}^\circ\text{C}$ );  $\frac{m_{org}}{m}$ - topraktaki organik madde miktarı ( $\text{gr/gr}$  veya %) olmaktadır). Araştırma toprağında  $C_{\bar{o},org} = 0.46 \text{ cal/gr}^\circ\text{C}$ ;  $\frac{m_{org}}{m} = 0.0283 \text{ gr/gr}$ ;  $C_{\bar{o},min} = 0.18 \text{ cal/gr}^\circ\text{C}$  olduğunu göz önüne alarak,  $C_{\bar{o},t} = 0.188 \text{ cal/gr}^\circ\text{C} = 786.800 \text{ J/kg}^\circ\text{C}$  elde edilir.

Kuru toprağın hacimsel ısı kapasitesi ( $C_{h,t}$ ,  $\text{cal/cm}^3^\circ\text{C}$  veya  $\text{J/m}^3^\circ\text{C}$ ),

$$C_{h,t} = C_{\bar{o},t}\rho + C_{h,s}W_\theta \quad (11)$$

(burada,  $\rho = 1.12 \text{ gr/cm}^3$  olup, toprağın hacim ağırlığı;  $C_{h,s} = 1.00 \text{ cal/cm}^3^\circ\text{C}$  - suyun hacimsel ısı kapasitesi;  $W_\theta$  - toprağın hacimsel nem ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ) içeriği olmaktadır) formülünden faydalanarak aşağıdaki gibi belirlenmiştir:

$$C_{h,t} = 0.188 \text{ cal/gr } ^\circ\text{C} \cdot 1.12 \text{ gr/cm}^3 + 1.00 \text{ cal/cm}^3 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot W_\theta = (0.211 + W_\theta) \text{ cal/cm}^3 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (12)$$

(12) ifadesinden görüldüğü gibi, kuru toprağın hacimsel ısı kapasitesi  $0.211 \text{ cal/cm}^3 \text{ } ^\circ\text{C}$  olup, toprak neminin artması durumunda, hacimsel ısı kapasitesi doğrusal olarak artmaktadır.

Toprak sıcaklığı ölçümleri yapılan 09.05.2005; 30.05.2005 ve 07.06.2005 günlerinde, toprağın 0-10cm katmanında hacimsel nem içeriğinin sırasıyla  $0.286 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ;  $0.316 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ;  $0.330 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  olduğunu göz önüne alarak, toprağın hacimsel ısı kapasitesi uygun olarak

$$\begin{aligned} &0.497 \text{ cal/cm}^3 \text{ } ^\circ\text{C} \text{ veya } 2.079 \cdot 10^6 \text{ J/m}^3 \text{ } ^\circ\text{C}; \\ &0.527 \text{ cal/cm}^3 \text{ } ^\circ\text{C} \text{ veya } 2.204 \cdot 10^6 \text{ J/m}^3 \text{ } ^\circ\text{C}; \\ &0.541 \text{ cal/cm}^3 \text{ } ^\circ\text{C} \text{ veya } 2.263 \cdot 10^6 \text{ J/m}^3 \text{ } ^\circ\text{C} \text{ saptanmıştır.} \end{aligned}$$

Toprakta moleküler düzeyde enerji taşınımını karakterize eden ısı iletkenliği ( $\lambda$ ) toprağın ısı geçirme özelliğini göstermektedir. Isısal yayılım gibi, ısı iletkenliği de toprak nemine çok önemli düzeyde bağlıdır. Bu parametrelerle toprak nemi arasındaki ilişkilerin karakteri, toprağın katı, sıvı ve gaz özelliklerinin karşılıklı etkisiyle belirlenmektedir. Toprağın ısı iletkenliği aşağıdaki ifadeyle hesaplanmaktadır:

$$\lambda = aC_{h,t} \quad (13)$$

Toprak sıcaklığı ölçümü yapılan 09.05.2005 tarihinde, toprağın 0-10cm katmanında  $a = 0.615 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{sn}$  ve  $C_{h,t} = 2.079 \cdot 10^6 \text{ J/m}^3 \text{ } ^\circ\text{C}$  olduğunu göz önüne alarak,

$\lambda = 0.615 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{sn} \cdot 2.079 \cdot 10^6 \text{ J/m}^3 \text{ } ^\circ\text{C} = 1.278 \text{ watt/m } ^\circ\text{C}$  bulunur. Benzer şekilde, 30.05.2005 ve 07.06.2005 günlerinde, ısı iletkenliği değerleri sırasıyla  $0.492 \text{ watt/m } ^\circ\text{C}$  ve  $2.657 \text{ watt/m } ^\circ\text{C}$  olarak elde edilir.

Araştırma toprağının 0-10 cm katmanı için yukarıda belirlenen bazı ısısal parametre değerleri Çizelge 2'de verilmiştir.

Çizelge 2. Yüzeysel toprak katmanının (0-10 cm) bazı ısısal parametre değerleri

| Tarih      | $C_{\theta,t}, \frac{\text{cal/gr } ^\circ\text{C}}{\text{J/kg } ^\circ\text{C}}$ | $C_{h,t}, \frac{\text{cal/cm}^3 \text{ } ^\circ\text{C}}{\text{J/m}^3 \text{ } ^\circ\text{C}}$ | $a \cdot 10^{-6}, \text{m}^2/\text{sn}$ | $\lambda, \frac{\text{watt/m } ^\circ\text{C}}{\text{J/m sn } ^\circ\text{C}}$ |
|------------|---|---|---|--|
| 09.05.2005 |   | $\frac{0.497}{2.079 \cdot 10^6}$  | 0.615                                   | $\frac{1.278}{1.278}$  |
| 30.05.2005 | $\frac{0.188}{786.800}$   | $\frac{0.527}{2.204 \cdot 10^6}$  | 0.223                                   | $\frac{0.492}{0.492}$  |
| 07.06.2005 |   | $\frac{0.541}{2.263 \cdot 10^6}$  | 1.174                                   | $\frac{2.657}{2.657}$  |

*Toprağın yüzey akışının teorik olarak belirlenmesi ve ölçülen sıcaklık değerlerine göre değerlendirilmesi*

Toprak yüzeyinde sıcaklığın ani değişimi (katmanın ısınması) durumunda

$\frac{T-T_0}{T_y-T_0} = \text{erfc}\left(\frac{x}{2\sqrt{at}}\right)$  (14) olmaktadır (Luikov 1948; 1967; Luikov ve Mikhailov 1965; Isachenko ve ark. 1981; Kreith ve Black 1983; Ekberli ve ark. 2015a). (1) Fourier kuralına uygun olarak, (14) ifadesinin  $x = 0$ 'da diferansiyeli alındığında, toprak yüzeyinde ( $x = 0$ ) ısı akışı aşağıdaki gibi bulunur:

$$\begin{aligned} q &= -\lambda \left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)_{x=0} = -\lambda \frac{\partial}{\partial x} \left[ T_0 + (T_y - T_0) \text{erfc}\left(\frac{x}{2\sqrt{at}}\right) \right]_{x=0} = -\lambda (T_y - T_0) \frac{\partial}{\partial x} \left( \text{erfc}\frac{x}{2\sqrt{at}} \right)_{x=0} = \\ &= -\frac{\lambda (T_y - T_0)}{2\sqrt{at}} \frac{d}{d\eta} (\text{erfc}\eta)_{\eta=0} = -\frac{\lambda (T_y - T_0)}{2\sqrt{at}} \left( -\frac{2}{\sqrt{\pi}} e^{-\eta^2} \right)_{\eta=0} = \frac{\lambda (T_y - T_0)}{\sqrt{\pi at}}. \end{aligned}$$

Böylece, toprağın yüzey akışı için,  $q_0 = \frac{\lambda (T_y - T_0)}{\sqrt{\pi at}}$  (15) ifadesi elde edilir.

Çizelge 1'de verilmiş yüzey ve 0-10 cm katmanının ortalama sıcaklık; günlük ortalama ısı iletkenliği ve ısısal yayılım katsayısı, zaman aralığı değerlerinden kullanılarak, (15) ifadesine göre toprağın yüzey ısı akışı belirlenir.

Örneğin,  $T_0 = 18.5^\circ\text{C}$ ;  $T_y = 27.0^\circ\text{C}$ ;  $\lambda = 1.278 \text{ watt/m}^\circ\text{C}$ ;  $a = 0.615 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{sn}$ ;  $t = 7200 \text{ sn}$  olarak,  $q_0 = \frac{1.278 \text{ watt/m}^\circ\text{C} (27.0 - 18.5)^\circ\text{C}}{\sqrt{3.14 \cdot 0.615 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{sn} \cdot 7200 \text{ sn}}} \approx 92.126 \text{ watt/m}^2$  bulunur. Benzer biçimde, diğer sıcaklık ölçümü yapılan saatlerde de ısı akışı hesaplanmış ve elde edilen değerler Çizelge 3'te verilmiştir.

Çizelge 3. Toprak yüzeyinde ısı akışı değerleri

| Tarih      | Zaman, saat            |         |         |         |         |
|------------|------------------------|---------|---------|---------|---------|
|            | 09.00                  | 11.00   | 13.00   | 15.00   | 17.00   |
|            | $q_0, \text{watt/m}^2$ |         |         |         |         |
| 09.05.2005 | 92.126                 | 75.868  | 110.551 | -20.593 | -41.033 |
| 30.05.2005 | 94.237                 | 27.717  | 25.638  | -12.473 | -16.630 |
| 07.06.2005 | 239.742                | 169.613 | 115.794 | 88.067  | -27.725 |

Toprak yüzeyindeki ısı akışı, yüzey ve hesaplama katmanının (0-10cm) sıcaklık farklarına önemli düzeyde bağlı olmaktadır. Bu nedenle, farklı sıcaklık ölçümü saatlerinde, yüzey ısı akışı değerleri farklılık göstermekte, genel olarak, 15.00 ve 17.00 saatlerinde alt katmandan yüzeye doğru ısı akışı gerçekleşmektedir.

#### Ölçülen ve hesaplanan sıcaklık değerlerinin karşılaştırılması

Araştırma toprağının ortalama katman sıcaklığı ( $T_0$ ), yüzey ısı akışı ( $q_0$ ), ısı iletkenliği ( $\lambda$ ), ısısal yayılım ( $a$ ) parametrelerinin yukarıda hesaplanan değerlerini göz önüne alarak, (8) ifadesine göre, yüzey sıcaklığının sıcaklık değişimi teorik olarak hesaplanır. Örneğin,  $T_0 = 18.5^\circ\text{C}$ ;  $q_0 = 92.126 \text{ watt/m}^2$ ;  $\lambda = 1.278 \text{ watt/m}^\circ\text{C}$ ;  $a = 0.615 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{sn}$ ;  $t = 7200 \text{ sn}$  olarak,

$T_y = 18.5^\circ\text{C} + \frac{2 \cdot 92.126 \text{ watt/m}^2}{1.278 \text{ watt/m}^\circ\text{C}} \cdot \sqrt{\frac{0.615 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{sn} \cdot 7200 \text{ sn}}{3.14}} \approx 23.914^\circ\text{C}$  elde edilir. Benzer biçimde, diğer saatlerde de sıcaklık değerleri hesaplanmış ve bulunan değerler Çizelge 4'te gösterilmiştir.

Çizelge 4. Toprak yüzeyinin hesaplanan ve ölçülen değerleri

| Tarih      | Yüzey sıcaklığı, $^\circ\text{C}$ | Zaman, saat |        |        |        |        |
|------------|-----------------------------------|-------------|--------|--------|--------|--------|
|            |                                   | 11.00       | 13.00  | 15.00  | 17.00  | 19.00  |
| 09.05.2005 | Hesaplanan                        | 23.914      | 26.459 | 30.097 | 26.190 | 20.589 |
|            | Ölçülen                           | 27.000      | 29.000 | 33.800 | 25.500 | 20.200 |
| 30.05.2005 | Hesaplanan                        | 34.062      | 32.948 | 31.957 | 27.654 | 23.841 |
|            | Ölçülen                           | 39.000      | 34.400 | 33.000 | 27.000 | 23.000 |
| 07.06.2005 | Hesaplanan                        | 36.163      | 38.424 | 37.622 | 36.039 | 30.417 |
|            | Ölçülen                           | 41.500      | 42.200 | 40.200 | 38.000 | 29.800 |

Hesaplanan ve ölçülen sıcaklık değerleri arasındaki ortalama nispi hata  $\left(\frac{|T_{\text{ölçülen}} - T_{\text{hesaplanan}}|}{|T_{\text{hesaplanan}}|}\right)$ , 09.05.2005; 30.05.2005, 07.06.2005 tarihlerinde sırasıyla %7.867; %5.636; %7.781 olarak saptanmıştır. Toprak yüzeyinde sıcaklığın ani değişimleri, ısısal parametrelerin detaylı olarak belirlenmesini zorlaştırmakta, dolayısıyla hesaplanan ve ölçülen değerler arasındaki nispi hataların çok düşük olmamasına neden olmaktadır.

Toprak yapısındaki değişikliğin yapılan modelde göz önüne alınması zor ve karmaşık bir süreçtir. Bu nedenle, çoğu ısı taşınım modelinde gözeneklilik sabit kabul edilmektedir. Fakat toprakta ısı iletkenliğini etkileyen gözeneklilik değişken olduğu kabul edilirse, topraktaki strüktür ve ısı adsorpsiyonundaki değişiklikler sabah saatlerinde ölçülen ve hesaplanan sıcaklık değerleri arasında daha büyük farklılıklara sebep olabilir. Bu çalışmada da öğlen saatlerinde yapılan sıcaklık ölçümleri akşam saatlerinde yapılanlarla karşılaştırıldığında modelle hesaplanan değerlerden oransal olarak daha fazla farklılık göstermektedir (Çizelge 4). Toprakta ısı taşınımını ifade eden modellerin oluşturulmasında genellikle uzun süreli sıcaklık ortalamaları ve gözlemlenen en yüksek veya en düşük sıcaklık farklarından hesaplanan amplitüt değerleri dikkate alınır. Toprak sıcaklığının modellerle tahmin edilmesinde, günün en yüksek (öğlen saatleri) ve en düşük (gece saatleri) sıcaklık değerlerinin olduğu sürelerdeki gerçek toprak sıcaklık değerleri o anki atmosferik ve toprak koşullarına bağlı olarak büyük farklılıklar gösterebilir. Bu durumda günün diğer saatlerdeki yapılan ölçümlerle karşılaştırıldığında, ölçülen ekstrem sıcaklık değerleri için modelle tahmin edilen sıcaklık değerleri arasında büyük farklılıklar gözlemlenebilir. Bu durum modelin sinüsoidal veya kosinüsoidal davranış göstermesinden kaynaklanmaktadır. Bu nedenle uzun süreli meteorolojik gözlemlerin bulunduğu yerlerde bu tür modeller mevsimlere bağlı olarak sınır koşulları dikkate alınıp kısa zaman aralıkları için oluşturulmalıdır.

## Sonuç ve Öneriler

Topraktaki fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçlerin optimum düzeyde gerçekleşmesi, verimliliğin artırılması ve tahmini toprak sıcaklığının değişimiyle ilişkilidir. Toprak yüzeyinde ve alt katmanlarda sıcaklık dalgalarının oluşumu, yüzey ışık akışının değişimine bağlıdır. Yüzey ve alt katmanın (hesaplama katmanı) sıcaklık değerlerinin farkına bağlı olarak, ısı akışı yüzeye veya aşağı katman yönünde gerçekleşmektedir. Toprak sıcaklığının düzenlenmesinde ise, toprakların ısı bilançosu ile beraber, ısısal özelliklerinin de (yüzey ısı akışı, ısı kapasitesi, ısısal yayılım ve ısı iletkenliği) değerlendirilmesi gerekmektedir. Toprakların ısısal özelliklerinin belirlenmesi, bitkilerin gelişimi için önemli faktör olan “kritik sıcaklık noktası”nın düzenlenmesinde de önemlidir.

Nemli ve kurak bölgelerde hava sıcaklığının artması, yağış özelliklerinin değişimi (yağış yoğunluğunun artması ve yağış müddetinin azalması sonucunda yağışın kinetik enerjisinin artması) gibi değişken iklim koşullarında toprak yüzeyinde ve strüktüründe, toprağın su ve ısısal özelliklerinde değişiklikler meydana gelmektedir (Kelshadi et al., 2018). Bu değişikliklerin ısısal ve nem parametreleriyle ilişkili olarak belirlenmesi ve yüzey ısı akışı ile matematiksel olarak ifadesi, toprağın su ve sıcaklık rejiminin amenajman yöntemleriyle düzenlenmesinde ve toprak degradasyonunun önlenmesinde yardımcı olabilir.

Zamana ve toprak katmanlarındaki sıcaklık farkına bağlı olarak, yüzey sıcaklık akışı yön değiştirmekte, yüzey enerji bilançosunun oluşumuna ve topraktaki CO<sub>2</sub> salımına da önemli düzeyde etki yapmaktadır.

Aynı zamanda, toprak sıcaklığının tahmin edilmesinde sıcaklığın teorik ifadesinin uygulanabilirliği, ısısal özelliklerin detaylı olarak belirlenmesine bağlıdır. Farklı bölge topraklarında da sıcaklık rejiminin belirlenmesi ve düzenlenmesi için, toprakların ısısal özelliklerinin değerlendirilmesi gereklidir. Yüzey sıcaklık değişiminin analitik fonksiyonla ifade edilmesi ise, toprak sıcaklığının modellenmesinin gerekli aşamalarından biridir. Toprak sıcaklığının matematiksel olarak ifade edilmesi sürdürülebilir toprak yönetimindeki kültürel uygulamalar sonucu (sulama, gübreleme, toprak işleme, malçlama vb.) toprak yüzeyi ve alt katmanlarındaki oluşabilecek ısı nakli ve sıcaklık değişimlerinin tahminine de imkân sağlayabilir.

## Kaynaklar

- Agam N, Berliner PR, Zangvil A, Ben-Dor E (2004). Soil water evaporation during the dry season in an arid zone. *Journal of Geophysical Research*, 109 (D16103), <http://dx.doi.org/10.1029/2004JD004802>.
- Agam N, Kustas, WP, Evett SR, Colaizzi PD, Cosh M, McKee LG (2012). Soil heat flux variability influenced by row direction in irrigated cotton. *Advances Water in Resources*, 50: 20–30.
- Allen RG, Pereira LS, Raes D, Smith M (1998). Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. In: *Irrigation and Drainage Paper No. 56*. United Nations FAO, Rome, Italy.
- Arias-Penas D, Castro-Garcia MP, Rey-Ronco MA, Alonso-Sanchez T (2015). Determining the thermal diffusivity of the ground based on subsoil temperatures. Preliminary results of an experimental geothermal borehole study Q THERMIE-UNIOVI. *Geothermics*, 54: 35–42.
- Bittelli M, Ventura F, Campbell GS, Snyder RL, Gallegati F, Pisa PR (2008). Coupling of heat, water vapor, and liquid water fluxes to compute evaporation in bare soils. *Journal of Hydrology*, 362: 191–205.
- Chen Y, Shi M, Li X (2006). Experimental investigation on heat, moisture and salt transfer in soil. *International Communications in Heat and Mass Transfer*, 33: 1122–1129.
- Colaizzi PD, Evett SR, Agam N, Schwartz RC, Kustas WP (2016). Soil heat flux calculation for sunlit and shaded surfaces under rowcrops: 1. Model development and sensitivity analysis. *Agricultural and Forest Meteorology*, 216: 115–128.
- Correia A, Vieira G, Ramos M (2012). Thermal conductivity and thermal diffusivity of cores from a 26 meter deep borehole drilled in Livingston Island, Maritime Antarctic. *Geomorphology*, 155(156): 7–11.
- Dawson GB (1964). The nature and assessment of heat flow from hydrothermal areas. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 7 (1): 155–171.
- Deardorff JW (1978). Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*, 83: 1889–1903.
- Dengiz O, Ekberli İ (2017). Bazı vertisol alt grup topraklarının fizikokimyasal ve ısısal özelliklerinin incelenmesi. *Akademik Ziraat Dergisi*, 6(1): 45-52.
- de Silans AP, Monteny BA, Lhomme JP (1997). The correction of soil heat flux measurements to derive an accurate surface energy balance by the Bowen ratio method. *Journal of Hydrology*, 89: 453–465.
- Ekberli İ (2006a). Isı iletkenlik denkleminin çözümüne bağlı olarak topraktaki ısı taşınımına etki yapan bazı parametrelerin incelenmesi. *Ondokuz Mayıs Üniversitesi Ziraat Fakültesinin Dergisi*, 21(2): 179-189.
- Ekberli İ (2006b). Determination of initial unconditional solution of heat conductivity equation for evaluation of temperature variance in finite soil layer. *Journal of Applied Sciences*, 6(7): 1520-1526.

- Ekberli İ, Dengiz O (2016). Bazı inceptisol ve entisol alt grup topraklarının fizikokimyasal özellikleriyle ısısal yayılım katsayısı arasındaki regresyon ilişkilerinin belirlenmesi. *Toprak Su Dergisi*, 5(2): 1-10.
- Ekberli İ, Dengiz O, Gülser C, Özdemir N (2016). Benzerlik teorisinin toprak sıcaklığına uygulanabilirliği. *Toprak Bilimi ve Bitki Besleme Dergisi*, 4 (2): 63–68.
- Ekberli İ, Gülser C, Mamedov A (2015a). Toprakta bir boyutlu ısı iletkenlik denkleminin incelenmesinde benzerlik teorisinin uygulanması. *Süleyman Demirel Üniversitesi Ziraat Fakültesi Dergisi*, 10(2): 69-79.
- Ekberli İ, Gülser C, Özdemir N (2005). Toprakların termo-fiziksel özellikleri ve ısısal yayılım katsayısının değerlendirilmesi. *Ondokuz Mayıs Üniversitesi Ziraat Fakültesinin Dergisi*, 20(2): 85-91.
- Ekberli İ, Gülser C, Özdemir N (2015b). Toprakta ısı iletkenliğine etki yapan ısısal parametrelerin teorik incelemesi. *Anadolu Tarım Bilimleri Dergisi*, 30(3): 300-306.
- Ekberli İ, Gülser C, Özdemir N (2017). Farklı toprak derinliklerindeki sıcaklığın tahmininde parabolik fonksiyonun kullanımı. *Toprak Bilimi ve Bitki Besleme Dergisi*, 5 (1); 34- 38.
- Ekberli İ, Sarılar Y (2015a). Toprak sıcaklığının profil boyunca sönme derinliğinin ve gecikme zamanının belirlenmesi. *Ege Üniversitesi Ziraat Fakültesinin Dergisi*, 52 (2): 219-225.
- Ekberli İ, Sarılar Y (2015b). Toprak sıcaklığı ve ısısal yayılımın belirlenmesi. *Anadolu Tarım Bilimleri Dergisi*, 30(1): 74-85.
- Evett SR, Agam N, Kustas WP, Colaizzi PD, Schwartz RC (2012). Soil profile method for soil thermal diffusivity, conductivity, and heat flux: comparison to soil heat flux plates. *Advances Water in Resources*, 50: 41–54.
- Florentin A, Agam N (2017). Estimating non-rainfall-water-inputs-derived latent heat flux with turbulence-based methods. *Agricultural and Forest Meteorology*, 247: 533–540.
- Foken T (2008). The energy balance closure problem: an overview. *Ecological Applications*, 18: 1351-1367.
- Fourier JBJ (1822). *Théorie analytique de la chaleur (The Analytical Theory of Heat)*. Paris, 676 p.
- Fridriksson T, Kristjansson BR, Armannsson H, Margretardottir E, Olafsdottir S, Chiodini G (2006). CO<sub>2</sub> emissions and heat flow through soil, fumaroles, and steam heated mud pools at the Reykjanes geothermal area, SW Iceland. *Applied Geochemistry*, 21: 1551–1569.
- Gao ZQ, Fan XG, Bian LG (2003). An analytical solution to one-dimensional thermal conduction–convection in soil. *Soil Science*, 168: 99-107.
- Guaraglia DO, Pousa JL, Pilan L (2001). Predicting temperature and heat flow in a sandy soil by electrical modeling. *Soil Science Society America Journal*, 65:1074-1080.
- Gülser C, Ekberli İ (2002). Toprak sıcaklığının profil boyunca değişimi. *Ondokuz Mayıs Üniversitesi Ziraat Fakültesinin Dergisi*, 17(3): 43-47.
- Hanks RJ, Ashcroft GJ (1980). *Applied soil physics. Soil water and temperature applications*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 125-144.
- Han Z, Li B, Ma C, Hu H, Bai C (2018). Study on accurate identification of soil thermal properties under different experimental parameters. *Energy & Buildings*, 164: 21-32.
- Heusinkveld BG, Jacobs AFG, Holtslag AAM, Berkowicz SM (2004). Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux. *Agricultural and Forest Meteorology*, 122: 21–37.
- Hilel D (2004). *Introduction to environmental soil physics*. Elsevier Academic Press, USA, pp. 215-233.
- Holmes TRH, Owe M, De Jeu RAM, Kooi H (2008). Estimating the soil temperature profile from a single depth observation: a simple empirical heatflow solution. *Water Resources Research*, 44: W02412, doi: 10.1029/2007WR005994.
- Horton R, Wierenga PJ (1983). Estimating the soil heat flux from observations of soil temperature near the surface. *Soil Science Society America Journal*, 47: 14-20.
- Huang C, Chen W, Li Y, Shen H, Li X (2016). Assimilating multi-source data into land surface model to simultaneously improve estimations of soil moisture, soil temperature, and surface turbulent fluxes in irrigated fields. *Agricultural and Forest Meteorology*, 230-231: 142-156.
- Isachenko VP, Osipova VA, Sukomel AS. 1981. *Heat transfer (in Russian)*. Energoizdat Press, Moscow, 417 p.
- Kayaci N, Demir H (2018). Numerical modelling of transient soil temperature distribution for horizontal ground heat exchanger of ground source heat pump. *Geothermics*, 73: 33-47.
- Kelishadi H, Mosaddeghi MR, Ayoubi S, Mamedov AI (2018). Effect of temperature on soil structural stability as characterized by high energy moisture characteristic method. *Catena*, 170: 290-304.
- Knight JH, Minasny B, McBratney AB, Koen TB, Murphy BW (2018). Soil temperature increase in eastern Australia for the past 50 years. *Geoderma*, 313: 241–249.
- Kreith F, Black WZ (1983). *Basic Heat Transfer (in Russian)*. Press Mir, Moscow, 512 p.
- Kustas WP, Prueger JH, Hatfield JL, Ramalingam K, Hipps LE (2000). Variability in soil heat flux from a mesquite dune site. *Agricultural and Forest Meteorology*, 103: 249–264.
- Li Y, Kustas WP, Huang C, Kool D, Haghghi E (2018). Evaluation of soil resistance formulations for estimates of sensible heat flux in a desert vineyard. *Agricultural and Forest Meteorology*, 260–261: 255–261.
- Liu BC, Liu W, Peng SW (2005). Study of heat and moisture transfer in soil with a dry surface layer. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 48: 4579-4589.



- Lu S, Wang H, Meng P, Zhang J, Zhang X (2018). Determination of soil ground heat flux through heat pulse and plate methods: Effects of subsurface latent heat on surface energy balance closure. *Agricultural and Forest Meteorology*, 260–261: 176–182.
- Luikov AV (1948). Heat conductivity of nonstationary processes (in Russian). State Energy Press (Gosudarstvennoye energetičeskoye izdatelstvo), Moscow-Leningrad, 232 p.
- Luikov AV (1967). Theory of thermal conductivity (in Russian). Vysshaya Shkola Press, Moscow, 599 p.
- Luikov AV, Mikhailov YuA (1965). Theory of energy and mass transfer. Pergamon Press, Oxford, England, 392 p.
- Mahdavi SM, Neyshabouri MR, Fujimaki H, Heris AM (2017). Coupled heat and moisture transfer and evaporation in mulched soils. *Catena*, 151: 34–48.
- McCumber MC, Pielke RA (1981). Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model 1. Soil layer. *Journal of Geophysical Research*, 86: 9929–9938.
- Muerth M, Mauser W (2012). Rigorous evaluation of a soil heat transfer model for mesoscale climate change impact studies. *Environmental Modelling & Software*, 35: 149–162.
- Nunez CM, Varas EA, Meza FJ (2010). Modelling soil heat flux. *Theoretical and Applied Climatology*, 100: 251–260.
- Ochsner TE, Sauer TJ, Horton R (2006). Field tests of the soil heat flux plate method and some alternatives. *Agronomy Journal*, 98 (4): 1005–1014.
- Oosterkamp A, Ytrehus T, Galtung ST (2016). Effect of the choice of boundary conditions on modelling ambient to soil heat transfer near a buried pipeline. *Applied Thermal Engineering*, 100: 367–377.
- Peng X, Heitman J, Horton R, Ren T (2015). Field evaluation and improvement of the plate method for measuring soil heat flux density. *Agricultural and Forest Meteorology*, 214–215: 341–349.
- Russell ES, Liu H, Gao Z, Finn D, Lamb B (2015). Impacts of soil heat flux calculation methods on the surface energy balance closure. *Agricultural and Forest Meteorology*, 214–215: 189–200.
- Sauer TJ, Horton R (2005). Soil heat flux. In: Hatfield, J.L., Baker, J.M. (Eds.), *Micrometeorology in Agricultural Systems*. Agronomy Monograph No. 47. American Society of Agronomy, Madison, WI, pp. 131–154.
- Sayılğan Ç (2016). Küresel sıcaklık artışının buğdayda beklenen etkileri ve yüksek sıcaklığa toleranslılığın fizyolojik göstergeleri. *Yüzüncü Yıl Üniversitesi Tarım Bilimleri Dergisi*, 26 (3): 439–447.
- Shao C, Chen J, Li L, Xu W, Chen S, Gwen T, Xu J, Zhang W (2008). Spatial variability in soil heat flux at three Inner Mongolia steppe ecosystems. *Agricultural and Forest Meteorology*, 148: 1433–1443.
- Trombotto D, Borzotta E (2009). Indicators of present global warming through changes in active layer thickness, estimation of thermal diffusivity and geomorphological observations in the Morenas Coloradas rockglacier, Central Andes of Mendoza, Argentina. *Cold Regions Science and Technology*, 55: 321–330.
- Usowicz B, Łukowski MI, Rüdiger C, Walker JP, Marczewski W (2017). Thermal properties of soil in the Murrumbidgee River Catchment (Australia). *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 115: 604–614.
- Vogel T, Dohnal M, Votrubova J (2011). Modeling heat fluxes in macroporous soil under sparse young forest of temperate humid climate. *Journal of Hydrology*, 402: 367–376.
- Wang ZH (2012). Reconstruction of soil thermal field from a single depth measurement. *Journal of Hydrology*, 464–465: 541–549.
- Wang ZH, Bou-Zeid E (2011). Comment on “Impact of wave phase difference between soil surface heat flux and soil surface temperature on soil surface energy balance closure” by Z. Gao, R. Horton, and H. P. Liu. *Journal of Geophysical Research*, 116, D08110. doi: 10.1029/2010JD015117.
- Wang ZH, Bou-Zeid E (2012). A novel approach for the estimation of soil ground heat flux. *Agricultural and Forest Meteorology*, 154–155: 214–221.
- Wang J, Bras RL (1999). Ground heat flux estimated from surface soil temperature. *Journal of Hydrology*, 216: 214–226.