

22. PENGUKURAN SUHU TANAH

T. Budhyastoro, Sidik Haddy Tala'ohu, dan Robert L. Watung

1. PENDAHULUAN

Suhu tanah merupakan suatu konsep yang bersifat luas, karena dapat digunakan untuk menggolongkan sifat-sifat panas dari suatu sistem. Selain itu, suhu tanah merupakan faktor penting dalam menentukan proses-proses fisika yang terjadi di dalam tanah, serta pertukaran energi dan massa dengan atmosfer, termasuk proses evaporasi dan aerasi. Suhu tanah juga mempengaruhi proses biologi seperti perkecambahan biji, pertumbuhan benih dan perkembangannya, perkembangan akar, maupun aktivitas mikrobia di dalam tanah.

Suhu tanah sangat bervariasi, sejalan dengan perubahan proses pertukaran energi matahari, terutama melalui permukaan tanah. Fenomena ini berlaku di dalam penampang tanah melalui serangkaian proses yang kompleks. Parameter tanah yang mempengaruhi suhu antara lain kapasitas panas spesifik, penghantar panas, difusivitas panas, serta sumber dan keluaran panas internal pada waktu tertentu.

Teori yang ada saat ini cukup memberikan interpretasi semi-kuantitatif pengaruh permukaan tanah, termasuk adanya bahan mulsa dan berbagai perlakuan pengolahan tanah terhadap sistem panas tanah. Selain itu, suhu tanah dapat menjelaskan mengapa keragaman suhu tahunan yang masuk ke dalam tanah lebih besar dibandingkan dengan suhu harian. Teori ini juga memperhitungkan perbedaan yang nyata, distribusi suhu di antara tanah-tanah dengan struktur dan tekstur yang berbeda seperti pasir, liat, atau gambut. Selain itu, suhu tanah dapat menjelaskan, mengapa permukaan tanah dalam kondisi kering memiliki suhu maksimum lebih besar dan suhu minimum lebih rendah, serta bagaimana perbedaan ekstrim ini dapat dikurangi bila kelembapan tanahnya dirubah.

Suhu tanah beragam menurut pola harian atau musiman. Di kedalaman 3 m, suhu agak konstan. Fluktuasi suhu terbesar berada di antara udara dan tanah, daripada di atas atau di bawah tanah. Di bawah 15 cm, variasi suhu tanah harian sangat kecil, namun bila terdapat bahan organik di atas permukaan tanah, dapat mengurangi fluktuasi suhu tanah. Penggunaan mulsa dan berbagai macam naungan dapat mengurangi

jumlah radiasi matahari yang diserap tanah, hilangnya energi dari tanah akibat radiasi, dan hilangnya air melalui evaporasi. Mulsa bahan organik yang berwarna terang dapat (1) memantulkan sebagian radiasi matahari; (2) memperlambat hilangnya panas oleh radiasi; (3) menaikkan infiltrasi air; dan (4) mengurangi evaporasi dari permukaan tanah. Hal ini membuktikan, bahwa mulsa yang berwarna terang dapat mengurangi suhu tanah, sedangkan mulsa plastik berwarna gelap dapat (1) mengabsorpsi sebagian besar radiasi matahari; (2) mengurangi hilangnya panas dari tanah; dan (3) mengurangi evaporasi dari permukaan tanah.

2. PRINSIP

Ulasan singkat tentang suhu tanah dan aliran panas telah banyak dijelaskan, diantaranya oleh Kersten (1949), Hagan (1952), van Rooyen dan Winterkom (1959), van Wijk dan de Vries (1963), Smith *et al.* (1964), Taylor dan Jackson (1965), Chudnovskii (1966), van Bavel (1972), dan de Vries (1975).

2.1. Keseimbangan panas tanah

Keseimbangan panas tanah merupakan neraca panas yang diterima oleh permukaan tanah, dan hilangnya energi panas dari permukaan tanah. Radiasi matahari yang diterima oleh permukaan tanah, sebagian direfleksikan kembali ke atmosfer, dan sebagian lagi diabsorpsi permukaan tanah. Tanah yang berwarna gelap, dan pasir kuarsa yang berwarna terang dapat mengabsorpsi $\pm 30 \sim 80\%$ radiasi panas yang diterima. Jumlah yang direfleksikan kembali merupakan *albedo*, nilainya kurang dari 10% untuk air, dan 20% untuk tanah. Dari total radiasi matahari yang sampai ke permukaan bumi, $\pm 34\%$ direfleksikan kembali ke ruang angkasa (*albedo*), 19% diabsorpsi oleh atmosfer, dan 47% diabsorpsi oleh bumi.

Panas yang diabsorpsi dapat hilang dari tanah melalui (1) evaporasi; (2) kembali ke atmosfer sebagai radiasi gelombang panjang; (3) pemanasan udara oleh tanah; dan (4) pemanasan tanah. Dalam jangka panjang, perolehan dan hilangnya panas silih berganti, sedangkan dalam jangka pendek, terutama di siang hari atau ketika musim panas, perolehan panas melebihi hilangnya panas mengakibatkan suhu tanah meningkat.

2.2. Bentuk perpindahan energi

Perpindahan energi terjadi dalam tiga bentuk, yaitu radiasi, konveksi, dan konduksi. Radiasi adalah perpindahan energi yang terjadi dalam bentuk gelombang elektro magnetik dari semua benda pada suhu >0 °K. Konveksi meliputi pergerakan massa yang membawa panas, seperti gelombang laut atau angin di atmosfer. Sebagai contoh, pada proses infiltrasi air limbah panas (misal dari pabrik pembangkit energi) menuju tanah yang lebih dingin. Sedangkan konduksi adalah perambatan panas dalam suatu benda oleh gerakan molekul di dalam benda itu sendiri. Oleh karena suhu mencerminkan energi kinetik molekul benda, maka adanya perbedaan suhu di dalam suatu benda akan menyebabkan perpindahan energi kinetik oleh banyaknya tumbukan molekul-molekul yang bergerak dengan cepat dari daerah yang lebih panas ke daerah sekitarnya yang lebih dingin.

Selain tiga bentuk perpindahan energi, terdapat fenomena campuran yang dikenal sebagai cara keempat, yaitu perpindahan panas laten. Contohnya adalah, proses destilasi yang meliputi tahap absorpsi panas pada proses evaporasi, diikuti oleh gerakan uap secara konveksi atau difusi, dan diakhiri dengan tahapan pelepasan panas (kondensasi), sama seperti yang terjadi pada peristiwa bolak-balik dari es menjadi air.

2.3. Konduksi panas dalam tanah

Konduksi panas dalam benda padat telah lama diamati oleh *Fourier* sejak tahun 1822, namanya berkaitan dengan persamaan transport linier. Persamaan ini secara matematis analog dengan persamaan difusi (*hukum Fick*) serta *hukum Darcy* untuk konduksi fluida pada media sarang (Hillel, 1982). Suatu analog bisa ditarik antara *hukum Fourier* dan *hukum Ohm* untuk konduksi listrik.

Hukum pertama konduksi panas, dikenal sebagai *hukum Fourier*, yaitu bahwa aliran panas pada benda homogen searah dan proporsional dengan perubahan suhu:

$$q_h = - \kappa \nabla T \quad (1)$$

dimana q_h adalah aliran panas (jumlah konduksi panas melewati satuan luas penampang melintang per satuan waktu), κ adalah penghantar panas, dan ∇T gradien ruang suhu T . Dalam bentuk satu dimensi, persamaan ini dapat ditulis sebagai berikut:

$$q_h = -\kappa_x dT/dx \text{ atau } q_h = -\kappa_z dT/dz \quad (2)$$

dimana: dT/dx adalah gradien suhu pada sembarang arah yang dipilih, dan dT/dz secara khusus menyatakan arah vertikal yang menggambarkan kedalaman tanah ($z=0$ adalah permukaan tanah). Jika q_h dinyatakan dengan satuan kalori $\text{cm}^{-2} \text{detik}^{-1}$ dan gradien suhu dengan satuan $^{\circ}\text{K cm}^{-1}$, maka κ mempunyai satuan kalori ($\text{cm-derajat-detik}^{-1}$). Sebaliknya, jika aliran panas dinyatakan dalam watt m^{-1} dan gradien suhu dalam derajat/m, penghantaran panas mempunyai satuan watt m^{-1} derajat. Persamaan (1) dapat menjelaskan konduksi panas pada kondisi tetap, yaitu kondisi dimana suhu pada setiap titik di media konduksi dan aliran akan tetap sepanjang waktu.

Untuk kondisi tidak tetap atau *transien*, diperlukan hukum kedua konduksi panas, yaitu prinsip konservasi energi dalam bentuk persamaan kontinuitas, yaitu bila tidak ada sumber atau buangan panas, laju perubahan panas suatu volume tanah sama dengan perubahan aliran panas menurut jarak:

$$\rho c_m \partial T / \partial t = -\nabla q_h \quad (3)$$

dimana: ρ adalah kerapatan massa, c_m adalah kapasitas panas spesifik per satuan massa (disebut juga panas spesifik, yaitu perubahan kandungan panas suatu satuan massa benda per satuan perubahan suhu). Hasil kali ρc_m (sering disingkat C) adalah kapasitas panas spesifik per satuan volume, dan $\partial T / \partial t$ adalah laju atau kecepatan perubahan suhu. Perlu diingat bahwa simbol ρ adalah massa total per satuan volume, termasuk massa air tanah basah. Simbol ∇ adalah singkatan gradien tiga dimensi.

Suatu bentuk yang setara dengan persamaan (3) adalah:

$$\rho c_m \partial T / \partial t = -(\partial q_x / \partial x + \partial q_y / \partial y + \partial q_z / \partial z)$$

dimana: x , y , dan z adalah koordinat arah ortogonal. Dengan menggabungkan persamaan (1) dan (3), diperoleh hukum kedua konduksi panas, yaitu:

$$\rho c_m \partial T / \partial t = \nabla (\kappa \nabla T) \quad (4)$$

pada bentuk satu dimensi, hal ini menjadi:

$$\rho c_m \partial T / \partial t = \partial / \partial x (\kappa \cdot \partial T / \partial x) \quad (5)$$

Adakalanya perlu mempertimbangkan kemungkinan terjadinya sumber panas atau buangan di daerah terjadinya aliran panas. Sumber panas meliputi fenomena dekomposisi bahan organik, pembasahan awan tanah yang kering, dan kondensasi uap air. Panas buangan biasanya berhubungan dengan evaporasi. Dengan menggabungkan semua sumber panas dalam simbol S , persamaan (5) dapat ditulis dalam bentuk sebagai berikut:

$$\rho c_m \partial T / \partial t = \partial / \partial x (\kappa \partial T / \partial t) \pm S(x, t) \quad (6)$$

dimana sumber panas dan buangan panas ditunjukkan sebagai fungsi ruang dan waktu.

Rasio penghantaran panas κ terhadap kapasitas panas volumetrik $C (= \rho c_m)$ disebut difusivitas panas, disimbolkan D_T sebagai berikut:

$$D_T = \kappa / C \quad (7)$$

dengan substitusi D_T terhadap κ , persamaan (2) dan (5) dapat ditulis menjadi:

$$q_h = - D_T C dT/d_x \quad (8)$$

dan

$$\partial T / \partial t = \partial / \partial x (D_T \partial T / \partial t) \quad (9)$$

Pada kasus khusus, dimana D_T dianggap tetap, yaitu bukan fungsi jarak x , dapat dituliskan sebagai berikut:

$$\partial T / \partial t = D_T (\partial^2 T / \partial x^2) \quad (10)$$

Untuk penyelesaian persamaan-persamaan sebelumnya, agar diperoleh deskripsi suhu yang bervariasi menurut ruang dan waktu, maka perlu mengetahui cara perhitungan atau pengukuran kapasitas panas volumetrik C , penghantaran panas κ , dan difusivitas panas D_T . Ketiganya disebut sebagai sifat panas tanah.

a. Kapasitas panas volumetrik tanah

Kapasitas panas volumetrik, C , suatu tanah diartikan sebagai perubahan kandungan panas suatu satuan volume tanah per satuan perubahan suhu. Kapasitas panas ini mempunyai satuan kalori $m^{-3} \text{ } ^\circ K^{-1}$ atau joule $m^{-3} \text{ derajat}^{-1}$. Nilai C tergantung pada komposisi fase padatan tanah (kandungan mineral dan bahan organik), berat jenis partikel total, dan kadar air tanah (Tabel 1).

Tabel 1. Berat jenis partikel dan kapasitas panas volumetrik penyusun tanah pada suhu 10 °C

Bahan penyusun	Berat jenis partikel, ρ		Kapasitas panas, C	
	g cm ⁻³	kg m ⁻³	cal cm ⁻³ °K	w m ⁻³ °K
Kuarsa	2,66	2,66 x 10 ³	0,48	2,0 x 10 ⁶
Mineral lain	2,65	2,65 x 10 ³	0,48	2,0 x 10 ⁶
Bahan organik	1,30	1,3 x 10 ³	0,60	2,5 x 10 ⁶
Air	1,00	1,0 x 10 ³	1,00	4,2 x 10 ⁶
Es	0,92	0,92 x 10 ³	0,45	1,9 x 10 ⁶
Udara	0,00125	1,25	0,003	1,25 x 10 ³

Nilai C dapat dihitung dengan penjumlahan kapasitas panas dari berbagai penyusun tanah, dengan mempertimbangkan fraksi volume masing-masing, seperti dinyatakan de Vries (1975) sebagai berikut:

$$C = \sum f_{si} C_{si} + f_w C_w + f_a C_a \quad (11)$$

dimana: f = fraksi volume dari tiap fase padatan (s), air (w), dan udara (a). Fase padatan terdiri atas sejumlah komponen, dengan indeks i seperti berbagai mineral dan bahan organik; dan simbol \sum merupakan penjumlahan hasil dari fraksi volume masing-masing dan kapasitas panas. Nilai C untuk air, udara, dan tiap-tiap komponen dari fase padatan adalah hasil kali berat jenis partikel tertentu dan panas spesifik per satuan massa, yaitu $C_w = \rho_w C_{mw}$, $C_a = \rho_a C_{ma}$, $C_{si} = \rho_{si} C_{mi}$.

Kebanyakan mineral penyusun tanah hampir memiliki nilai berat jenis partikel yang sama, sekitar 2,65 g cm⁻³ atau 2,65 x 10³ kg m⁻³, dan kapasitas panas sebesar 0,48 cal cm⁻³°K atau 2.0 x 10⁶ joule m⁻³°K. Oleh karena sulit memisahkan berbagai jenis bahan organik dalam tanah, maka diusahakan menjumlahkan semua jenis bahan organik menjadi satu, dengan berat jenis partikel rata-rata sekitar 1,3 g cm⁻³ atau 1,3 x 10³ kg m⁻³, dan rata-rata kapasitas panas tanahnya 0,6 cal m⁻³°K atau 2,5 x 10⁶ j m⁻³°K. Berat jenis partikel air < 0,5 dari bahan mineral (1 g cm⁻³ atau 1,0 x 10³ kg m⁻³), tetapi panas spesifik air dua kali lebih besar (1 cal cm⁻³°K atau 4,2 x 10⁶ joule m⁻³°K). Selain itu, mengingat berat jenis partikel udara hanya 1/1.000 dibandingkan dengan air, maka perannya pada panas spesifik gabungan tanah dapat diabaikan. Jadi, persamaan (11) dapat disederhanakan menjadi:

$$C = f_m C_m + f_o C_o + f_w C_w \quad (12)$$

dimana: m , o , dan w adalah bahan mineral, bahan organik, dan air; $f_m + f_o + f_w = 1 - f_a$, dan porositas total $f = f_a + f_w$. Sebelumnya diketahui simbol fraksi volume air $f_w = \theta$. Bila diketahui nilai rata-rata C_m , C_o , dan C_w masing-masing 0,46; 0,60; dan 1,0 cal g⁻¹, maka persamaan (12) dapat disederhanakan lagi menjadi:

$$C = 0,48 f_m + 0,60 f_o + f_w \quad (13)$$

Pada tanah mineral, umumnya fraksi volume padatan berkisar antara 0,45 dan 0,65 dengan nilai C berkisar antara $< 0,25 \text{ cal cm}^{-3} \text{ } ^\circ\text{K}$ atau $1 \text{ MJ m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{K}$ pada kondisi kering dan $0,75 \text{ cal cm}^{-3} \text{ } ^\circ\text{K}$ atau $3 \text{ MJ m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{K}$ pada kondisi jenuh air.

Terlepas dari metode untuk menghitung kapasitas panas volumetrik tanah, maka hal ini masih mungkin diukur dengan cara kalorimetrik (Taylor dan Jackson, 1965).

b. Penghantaran panas tanah

Penghantaran panas tanah (κ) diartikan sebagai jumlah panas yang dipindahkan melalui satuan luas per satuan waktu dalam satuan gradien suhu (Tabel 2), namun penghantaran panas dari susunan yang berbeda akan berbeda pula (Tabel 3). Jadi, penghantaran panas rata-rata tanah tergantung pada komposisi mineral dan kandungan bahan organik, serta fraksi volume air dan udara.

Penghantaran panas sangat sensitif terhadap komposisi tanah, ukuran bentuk, dan susunan ruang partikel tanah. Penghantaran panas suatu tanah sebagai fungsi penghantaran spesifik dan fraksi bahan penyusun tanah merupakan hal yang rumit, karena dipengaruhi oleh geometri struktur tanah dan perpindahan panas dari satu partikel ke partikel lainnya serta dari satu fase ke fase lainnya.

Untuk tanah tidak jenuh, van Bavel dan Hillel (1975, 1976) menggunakan persamaan sebagai berikut:

$$\kappa_C = (f_w \kappa_w + k_s f_s \kappa_s + k_a f_a \kappa_a) / (f_w + k_s f_s + k_a f_a) \quad (14)$$

dimana: κ_w , κ_a dan κ_s adalah penghantaran panas spesifik bagi setiap penyusun tanah (air, udara, dan nilai rata-rata padatan); k_s = rasio antara rata-rata gradien suhu pada padatan relatif dan fase air; k_s tergantung pada susunan bentuk butiran serta komposisi mineral dan kandungan bahan organik; k_a = rasio gradien panas pada fase udara dan air.

Tabel 2. Penghantaran panas dari unsur penyusun tanah, pada 10 °C

Unsur penyusun tanah	mcal/cm sec °K	W/m °K
Kuarsa	21	8,8
Mineral lain (rerata)	7	2,9
Bahan organik	0,6	0,25
Air	1,37	0,57
Udara	0,06	0,025

Sumber: Hillel (1982)

Tabel 3. Rata-rata sifat panas dari beberapa tipe tanah

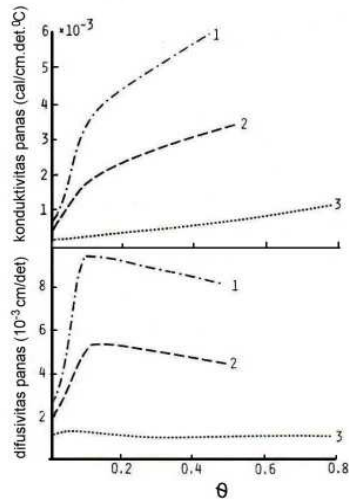
Tipe tanah	Porositas, f	Volumetrik kekerasan, \square	Penghantar panas	Volumetrik kapasitas panas, C_v	Kedalaman damping siang hari, d
	% vol		10^{-3} cal/cm sec °C	cal/cm ³ °C	cm
Pasir	0,4	0,0	0,3	0,3	8,0
	0,4	0,2	4,2	0,5	15,2
	0,4	0,4	5,2	0,7	14,3
Liat	0,4	0,0	0,6	0,3	7,4
	0,4	0,2	2,8	0,5	12,4
	0,4	0,4	3,8	0,7	12,2
Gambut	0,8	0,0	0,14	0,35	3,3
	0,8	0,4	0,7	0,75	5,1
	0,8	0,8	1,2	1,15	5,4

Sumber: van Wijk dan de Vries (1963)

Ketergantungan penghantaran panas dan difusivitas air ditunjukkan pada Gambar 1. Pengaruh perpindahan panas laten oleh uap air pada pori-pori yang terisi udara sebanding dengan gradien suhu pada pori-pori tersebut. Menurut van Bavel dan Hillel (1976), dan Hillel (1977), hal itu dapat diperhitungkan dengan menambahkan hantaran panas yang nyata oleh evaporasi, transportasi, dan kondensasi. Nilai ini sangat tergantung pada suhu.

Oleh karena rumitnya memperkirakan penghantaran panas tanah menggunakan perhitungan, ada cara lain melakukan pengukuran langsung suhu tanah. Suhu tanah dapat mempengaruhi tekanan air tanah, dan akibat adanya perubahan suhu dapat menyebabkan pergerakan air serta panas. Oleh sebab itu, cara mengukur perpindahan panas melalui contoh tanah yang didasarkan aliran panas yang dibatasi oleh dua bidang tanah, akan menimbulkan risiko merubah penyebaran kelembapan tanah, dan sifat-sifat panas. Selama proses pengukuran, tanah di dekat bidang yang lebih panas akan menjadi lebih kering, sedangkan tanah di dekat bidang yang lebih dingin akan lebih basah.

Salah satu metode praktis untuk mengukur penghantaran panas adalah sumber panas batang silinder, yang dimasukkan ke dalam tanah pada kedalaman tertentu, yang juga bisa digunakan di laboratorium (de Vries dan Peck, 1958; Woodside, 1958). Penggunaannya didasarkan pada penyelesaian persamaan konduksi panas pada arah radial sumber panas (Carslaw dan Jaeger, 1959) sebagai berikut:



Gambar 1. Penghantaran panas dan difusivitas panas sebagai fungsi volume kadar air (fraksi volume air) untuk: (1) tanah pasir (berat jenis partikel 1,46 g cm⁻³; fraksi padatan 0,55); (2) lempung (berat jenis partikel 1,33 g cm⁻³; fraksi padatan 0,5); dan (3) gambut (fraksi padatan 0,2) (de Vries, 1975)

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \left(\frac{\partial^2 T}{\partial r^2} \right) + \frac{1}{r} \left(\frac{\partial T}{\partial r} \right) \tag{15}$$

dimana: T = suhu; t = waktu; r = jarak radial dari sumber panas; dan κ = penghantaran panas.

Pada prakteknya, batang silinder yang berisi kawat pemanas dipasang pada tanah, dialiri arus listrik, dan laju kenaikan suhu diukur dengan *thermocouple* atau termistor yang diletakkan dekat kawat. Untuk jarak pendek dari sumber panas, kenaikan suhu $T - T_0$:

$$T - T_0 = (q_n / 4\pi\kappa)(c + \ln t) \tag{16}$$

dimana: T = suhu terukur; T_0 = suhu awal; q_n = panas yang dihasilkan per satuan waktu dan satuan panjang kawat pemanas; κ = penghantaran panas; c = konstanta; dan t = waktu. Hubungan antara suhu dan logaritma

waktu memungkinkan menghitung κ , namun faktor koreksi diperlukan untuk mempertimbangkan pengaruh ukuran batang silinder (Jackson dan Taylor, 1965).

c. Difusivitas panas

Difusivitas panas (D_T), diartikan sebagai perubahan suhu yang dihasilkan oleh sejumlah panas yang mengalir melalui suatu volume per satuan waktu pada satuan gradien suhu. Definisi lainnya menyatakan bahwa difusivitas panas adalah rasio dari penghantaran terhadap hasil kali panas spesifik dan berat jenis partikel sebagai berikut:

$$D_h = \kappa / C_s \rho = \kappa / C_v \quad (17)$$

dimana: C = kapasitas panas volumetrik. Panas spesifik dan berat jenis partikel padatan dan air harus dipertimbangkan saat menghitung kapasitas panas volumetrik, sehingga:

$$C_v = \rho_s (C_s + C_w w) \quad (18)$$

dimana: ρ_s = berat jenis partikel tanah kering; C_s = panas spesifik tanah kering; C_w = panas spesifik air; dan w = rasio massa air terhadap massa tanah kering. Difusivitas panas dapat dihitung dari pengukuran awal penghantaran panas dan kapasitas panas volumetrik, atau diukur langsung seperti dijelaskan oleh Jackson dan Taylor (1965).

2.4. Daerah panas profil tanah

Di alam, suhu tanah beragam sesuai dengan perubahan cuaca yang terus-menerus terjadi, sehingga mempengaruhi bidang pertemuan tanah ~ atmosfer. Daerah ini dicirikan oleh periode yang bergantian antara siang dan malam secara teratur, musim panas dan dingin. Tetapi, siklus harian dan tahunan ini dapat mengalami gangguan oleh fenomena temporal yang tidak teratur seperti awan, gelombang dingin/panas, hujan, dan periode kemarau atau kekeringan. Selain pengaruh luar, perubahan sifat tanah, lokasi geografis dan vegetasi, maka daerah panas profil tanah bersifat cukup kompleks.

Penyajian model matematik paling sederhana adalah dengan menganggap semua kedalaman tanah, suhu naik dan turun merupakan fungsi harmonis murni (bentuk fungsi sinus) dari waktu di sekitar nilai rata-rata. Akibat keragaman alam yang tidak teratur, maka cara tersebut

kurang teliti, namun bersifat instruktif. Meskipun suhu tanah mempunyai keragaman dengan kedalaman yang berbeda, suhu rata-rata tanah sama di setiap kedalaman. Apabila waktu awal, $t = 0$, maka suhu permukaan tanah bisa dinyatakan sebagai fungsi waktu (Gambar 2):

$$T(0,t) = \check{T} + A_o \sin \omega t \quad (19)$$

dimana; $T(0,t)$ = suhu pada $z = 0$ (permukaan tanah sebagai fungsi waktu t); \check{T} = suhu rata-rata permukaan tanah (suhu rata-rata profil); dan A_o = amplitudo dari fluktuasi suhu tanah (kisaran maksimum atau minimum ke suhu rata-rata); ω = frekuensi radial, yang besarnya dua kali frekuensi sesungguhnya.

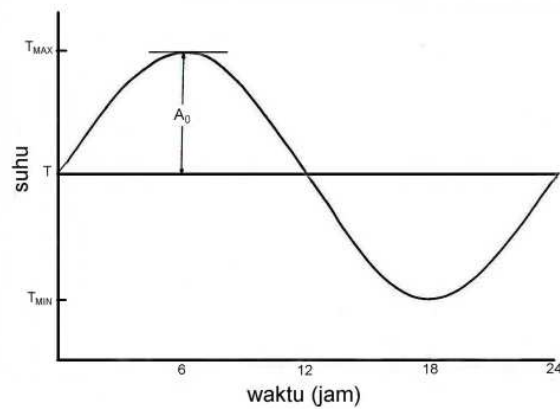
Pada keragaman suhu harian, besarnya periode adalah 86.400 detik (24 jam), sehingga $\omega = 2/86.400 = 2,31 \times 10^{-5}/\text{detik}$. Perlu diperhatikan bahwa uraian dari fungsi sinus dinyatakan dalam radian, bukan derajat.

Persamaan terakhir adalah kondisi batasan untuk $z = 0$. Untuk penyederhanaan, anggap suhu pada kedalaman z tidak terhingga ($z = \infty$) tetap dan sama dengan T . Pada kondisi seperti ini, suhu pada kedalaman z dan waktu t merupakan fungsi sinus waktu, seperti ditunjukkan pada persamaan (20) dan Gambar 3 (Lettau, 1962; van Wijk dan de Vries, 1963).

$$T(z,t) = \check{T} + A_z \sin [\omega t + \varphi(z)] \quad (20)$$

dimana A_z adalah amplitudo pada kedalaman z , baik A_z maupun $\varphi(z)$ adalah fungsi dari z , bukan fungsi t . Nilai A_z dan $\varphi(z)$ yang terdapat pada persamaan diferensial $\partial T/\partial t = D_h (\partial^2 T/\partial z^2)$ akan menghasilkan penyelesaian sebagai berikut:

$$T(z,t) = \check{T} + A_o [\sin (\omega t - z/d)]/e^{z/d} \quad (21)$$



Gambar 2. Fluktuasi harian suhu permukaan tanah, menurut persamaan $T = \bar{T} + A_0 \sin(\omega t/p)$

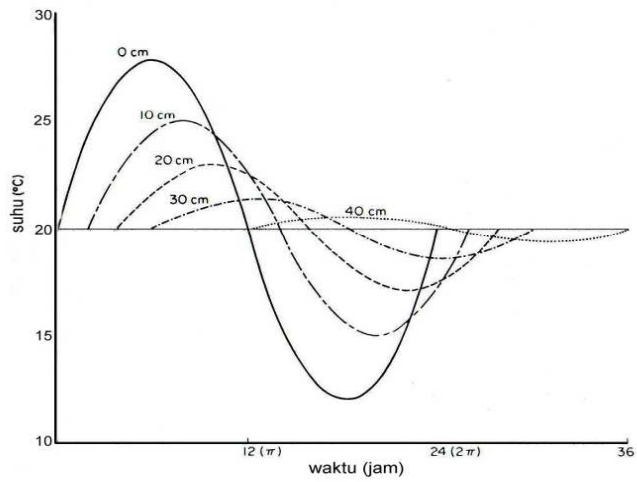
konstanta d adalah sifat dari kedalaman, disebut kedalaman damping, yaitu suatu kondisi amplitudo suhu yang berkurang sebesar $1/e$ ($1/2,718 = 0,37$) dari besar amplitudo pada permukaan tanah A_0 .

Keragaman tahunan suhu tanah sampai kedalaman tertentu menyebabkan penyimpangan asumsi yang sederhana, yaitu bahwa nilai rata-rata suhu harian sama untuk semua kedalaman profil tanah. Pengaruh kombinasi keragaman suhu tanah harian dan tahunan dapat dinyatakan sebagai berikut:

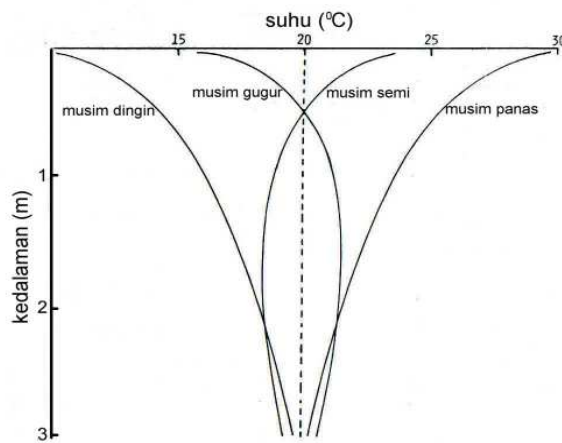
$$T(z,t) = \bar{T}_y + A_y [\sin(\omega_y t + \phi_y - z/d_y)]/e^{z/d_y} + A_d [\sin(\omega_d t + \phi_d - z/d_d)]/e^{z/d_d} \quad (22)$$

dimana y dan d adalah gelombang suhu tahunan dan harian, sehingga \bar{T}_y adalah suhu rata-rata tahunan. Adanya awan atau hujan dapat menyebabkan penyimpangan suhu yang cukup besar dari fluktuasi harmonis sederhana, terutama untuk siklus harian.

Adanya perkembangan komputer digital dengan kemampuan yang semakin besar, memungkinkan untuk menyusun dan menyelesaikan model simulasi matematis dengan memasukkan sifat-sifat panas tanah yang beragam menurut ruang dan waktu. Amplitudo suhu permukaan tanah tidak lagi dianggap sebagai variabel bebas, tetapi tergantung pada keseimbangan energi di permukaan tanah, yang dipengaruhi oleh sifat-sifat tanah dan kondisi di atasnya.



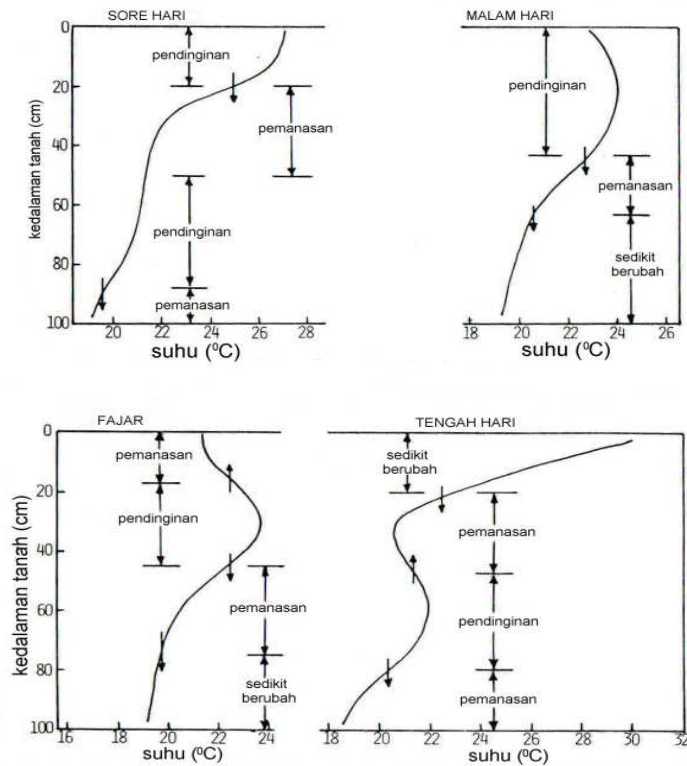
Gambar 3. Keragaman ideal suhu tanah terhadap waktu untuk berbagai kedalaman. Suhu tertinggi pada kedalaman 40 cm akan tertinggal 12 jam dibanding suhu permukaan tanah dan hanya sekitar 1/16 dari nilai pada besaran dipermukaan tanah. Pada contoh ini tanah dianggap seragam, dengan penghantaran panas 4×10^{-3} cal/cm-det-derajat, dan kapasitas panas volumetrik sebesar $0,5 \text{ cal cm}^{-3}$ derajat



Gambar 4. Profil variabilitas suhu tanah dari musim ke musim pada regim tanah bebas beku

Salah satu temuan lain yang lebih teliti dan tepat dibandingkan dengan sebelumnya adalah termometer radiasi inframerah, yaitu penginderaan jauh untuk mengamati suhu permukaan tanah, baik tanah kosong maupun yang ditanami tanpa mengganggu permukaan tanah. Pemahaman tentang suhu permukaan tanah dan keragamannya menurut waktu, penting dalam memperkirakan pertukaran energi antara tanah dan atmosfer, serta dalam menentukan kondisi pembatas bagi perpindahan panas di dalam tanah.

Profil suhu tanah yang beragam dari musim ke musim pada daerah bebas salju ditunjukkan pada Gambar 4, sedangkan variasi suhu harian dan arah aliran panas di dalam profil tanah ditunjukkan pada Gambar 5.



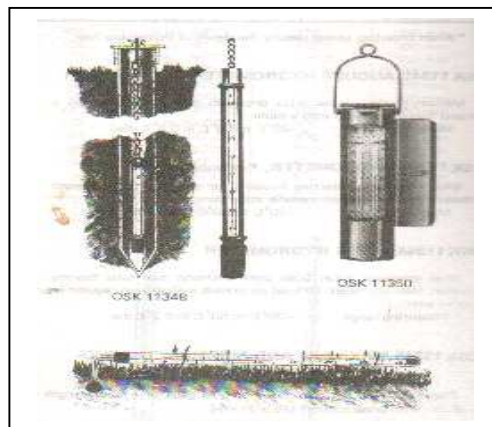
Gambar 5. Variabilitas hubungan antara suhu tanah di beberapa kedalaman selama satu hari di musim panas (Sellers, 1965 berdasarkan data Carson, 1961)

2.5. Rejim suhu tanah

Suhu tanah merupakan salah satu sifat tanah yang digunakan dalam klasifikasi tanah. Kelas-kelas suhu tanah atau rejim tanah dibatasi berdasarkan suhu tanah rata-rata tahunan (*mean annual soil temperature*) di daerah perakaran pada kedalaman 5 ~ 100 cm. Oleh karena itu, penggunaan tanah untuk usaha pertanian maupun kehutanan, biasanya dihubungkan dengan rejim suhu tanah. Suhu tanah diukur pada kedalaman sekitar 50 cm di bawah permukaan tanah dan dinyatakan dalam derajat Celcius.

3. BAHAN DAN ALAT

Beberapa jenis alat yang digunakan untuk mengukur suhu tanah diantaranya termometer air raksa, termometer metal atau logam ganda, termometer *bourdon* dan termometer tahanan listrik (Gambar 6).



Gambar 6. Beberapa jenis termometer yang sering digunakan untuk mengukur suhu tanah

4. PROSEDUR

Termometer tanah dibagi ke dalam dua kelas, yaitu termometer nonkontak dan termometer kontak. Termometer nonkontak digunakan untuk mengetahui suhu permukaan tanah dengan cara mengukur banyaknya radiasi inframerah yang dipantulkan tanah (Fuchs and Tanner, 1968). Sedangkan termometer kontak digunakan untuk mengukur suhu di dalam tanah, namun penggunaannya harus hati-hati (Ham and Senock, 1992). Beberapa termometer bersifat nonelektrik, karena digunakan untuk mengukur penyebaran panas, meskipun diindikasikan dengan batas titik cair atau ditunjukkan oleh indikator *thermochromic*nya, sampai saat ini sensor nonelektrik digunakan untuk mengukur suhu tanah.

Termometer elektrik biasa digunakan untuk mengukur modulasi panas yang ditimbulkan dari bahan yang diukur, seperti suhu pengukur perubahan ketahanan panas. Untuk ketepatan pengukuran, sensor elektrik harus dipertahankan dalam keadaan kering dan bebas pengaruh elektrisasi. Oleh sebab itu untuk jangka pendek, sensor biasanya dilindungi oleh tabung yang tahan panas, sedangkan untuk pemakaian jangka panjang (alat ditanamkan ke dalam tanah), sebaiknya sensor berada di dalam tabung gelas tahan panas yang ujungnya dilapisi plat *stainless steel*.

5. INTERPRETASI DATA DAN PERHITUNGAN

5.1. Interpretasi data

Suhu tanah dibagi ke dalam beberapa kelas atau rejim suhu yang digunakan dalam klasifikasi tanah kategori rendah, diantaranya sebagai berikut:

(1) Rejim suhu tanah *cryik*

Tanah-tanah yang berada dalam rejim suhu ini mempunyai suhu tahunan $< 8^{\circ}\text{C}$, tetapi tidak mempunyai *permafrost*.

- a. Pada tanah-tanah mineral, suhu tanah musim panas rata-rata yang diukur pada kedalaman 50 cm dari permukaan tanah, atau diukur pada kontak densik, litik, atau paralitik, mana saja yang lebih dangkal, adalah sebagai berikut:

- 1) Apabila tanah tidak jenuh air selama sebagian waktu dari musim panas dan (a) apabila terdapat horizon O < 15 °C, atau (b) apabila terdapat horizon O < 8 °C
- 2) Apabila tanah jenuh air selama sebagian waktu dari musim panas dan (a) apabila tidak terdapat horizon O < 13 °C, atau (b) apabila terdapat horizon O atau epipedon histik < 6 °C
- b. Pada tanah-tanah organik, rata-rata suhu tanah tahunannya < 6 °C.

Tanah–tanah *cryik* dengan rejim kelembapan akuik biasanya dipengaruhi oleh embun beku (*frost*). Tanah-tanah *isofrigid* dapat juga memiliki rejim suhu *cryik* termasuk sebagian kecil tanah-tanah yang memiliki bahan organik di bagian atasnya

(2) Rejim suhu tanah *frigid*

Tanah dengan rejim suhu *frigid* lebih hangat pada musim panas dibandingkan dengan tanah lainnya, tetapi rata-rata suhu tahunannya < 8 °C, dan perbedaan antara rata-rata suhu tanah musim panas dan dingin > 6 °C, yang diukur pada kedalaman 50 cm dari permukaan tanah, atau diukur pada kontak densik, litik maupun paralitik.

(3) Rejim suhu tanah *mesik*

Rata-rata suhu tanah tahunannya ≥ 8 °C, tetapi < 15 °C, dan perbedaan rata-rata antara suhu tanah musim panas dan dingin > 6 °C, yang diukur pada kedalaman 50 cm atau diukur pada kontak densik, litik, atau paralitik mana saja yang lebih dangkal.

(4) Rejim suhu tanah *termik*

Rata-rata suhu tanah tahunannya ≥ 15 °C, tetapi < 22 °C, dan perbedaan rata-rata antara suhu tanah musim panas dan dingin > 6 °C, yang diukur pada kedalaman 50 cm atau diukur pada kontak densik, litik, atau paralitik mana saja yang lebih dangkal.

(5) Rejim suhu tanah *hipertermik*

Rata-rata suhu tanah tahunannya ≥ 22 °C, dan perbedaan rata-rata antara suhu tanah musim panas dan dingin > 6 °C, yang diukur pada kedalaman 50 cm atau diukur pada kontak densik, litik, atau paralitik mana saja yang lebih dangkal.

Apabila nama suatu rejim suhu tanah mempunyai awalan *iso*, maka hal ini menunjukkan bahwa perbedaan antara rata-rata suhu tanah di musim panas dan dingin $< 6^{\circ}\text{C}$ yang diukur pada kedalaman 50 cm dari permukaan tanah, atau diukur pada kontak densik, litik, atau paralitik, mana saja yang lebih dangkal. Dalam hal ini terdapat empat rejim suhu tanah *iso*, yaitu:

1. *Isofrigid*, rata-rata suhu tanah tahunannya $< 8^{\circ}\text{C}$.
2. *Isomesik*, rata-rata suhu tanah tahunannya $\geq 8^{\circ}\text{C}$, tetapi $< 15^{\circ}\text{C}$.
3. *Isotermik*, rata-rata suhu tanah tahunannya $\geq 15^{\circ}\text{C}$, tetapi $< 22^{\circ}\text{C}$.
4. *Isohipertermik*, rata-rata suhu tanah tahunannya $\geq 22^{\circ}\text{C}$, hampir semua jenis tanah di Indonesia tergolong ke dalam rejim suhu isohipertermik.

5.2. Contoh perhitungan

- (1) Jika diasumsikan semua kondisi tetap, hitung pengaliran panas dan total perpindahan panas satu dimensi melalui lapisan setebal 20 cm, jika penghantaran panas adalah $3,6 \times 10^{-3} \text{ cal (cm-det-derajat)}^{-1}$ dan perbedaan suhu 10°C yang dipertahankan selama 1 jam.

Dengan menggunakan persamaan (2) dalam bentuk diskrit, maka dapat dituliskan:

$$\begin{aligned} q_h &= \kappa \nabla T / \nabla x \\ &= 3,6 \times 10^{-3} \text{ cal (cm-det-derajat)}^{-1} \times 10 \text{ derajat} / 20 \text{ cm} \\ &= 1,8 \times 10^{-3} \text{ cal cm}^{-2} \text{ det.} \end{aligned}$$

Total perpindahan panas:

$$\begin{aligned} q_h t &= 1,8 \times 10^{-3} \text{ cal cm}^{-2} \text{ det} \times 3.600 \text{ det} \\ &= 6,48 \text{ cal cm}^{-2}. \end{aligned}$$

- (2) Suatu pengaliran panas sebesar $10^{-3} \text{ cal cm}^{-2} \text{-det}$ dipertahankan pada permukaan contoh tanah setebal 10 cm, sedangkan bagian bawah contoh tanah dilapisi. Hitunglah kecepatan waktu perubahan suhu atau total kenaikan suhu per jam, jika kerapatan total $1,2 \text{ g cm}^{-3}$ dan kapasitas panas spesifik $0,6 \text{ cal (g-derajat)}^{-1}$.

Pada aliran panas ini, digunakan bentuk diskrit dari persamaan (3):

$$\begin{aligned} dT/dt &= (\nabla q_h / \nabla X) (1 / \rho_b C_m) \\ &= (10^{-3} \text{ cal cm}^{-2} \text{-det} / 10 \text{ cm}^{-1}) \times (1,2 \text{ g cm}^{-3} \times 0,6 \\ &\quad \text{cal (g-derajat)}^{-1})^{-1} \\ &= 1,39 \times 10^{-4} \text{ derajat det}^{-1}. \end{aligned}$$

Total kenaikan suhu = $1,39 \times 10^{-4}$ derajat $\text{det}^{-1} \times 3.600 \text{ det jam}^{-1} = 0,5$ $^{\circ}\text{C jam}^{-1}$.

- (3) Hitung kapasitas panas volumetrik (C) suatu tanah dengan berat jenis partikel total $1,46 \text{ g cm}^{-3}$ saat kering, serta saat jenuh total. Anggap berat jenis partikel padatan $2,60 \text{ g cm}^{-3}$ dan bahan organik mempunyai berat 10% dari bahan padatan (berdasarkan volume).
- (4) Pertama, hitung fraksi volume pori-pori (porositas) tanah:

$$\begin{aligned} f &= (\rho_s - \rho_b) / \rho_s \\ &= (2,60 - 1,46) \text{ g cm}^{-3} / 2,6 \text{ g cm}^{-3} \\ &= 0,44. \end{aligned}$$

Jadi, fraksi volume padatan $1,044 = 0,56$. Oleh karena bahan organik mempunyai berat 10% fase padatan tanah, fraksi volume bahan mineral adalah:

$$\begin{aligned} f_m &= 0,56 \times 0,9 \\ &= 0,504 \end{aligned}$$

Fraksi volume bahan organik adalah: $f_o = 0,56 \times 0,1 = 0,056$. Kapasitas panas volumetrik dapat dihitung dengan menggunakan persamaan (12):

$$C = f_m C_m + f_o C_o + f_w C_w$$

dimana dari Tabel 1 diperoleh data kapasitas panas bahan mineral $0,48 \text{ cal cm}^{-3} \text{ } ^{\circ}\text{K}$, bahan organik $0,6 \text{ cal cm}^{-3} \text{ } ^{\circ}\text{K}$, dan air $1 \text{ cal cm}^{-3} \text{ } ^{\circ}\text{K}$, maka tanah dalam kondisi kering benar:

$$\begin{aligned} C &= (0,48 \times 0,504) + (0,60 \times 0,05) \\ &= 0,24 + 0,03 \\ &= 0,27 \text{ cal cm}^{-3} \text{ derajat.} \end{aligned}$$

Saat air jenuh, volume fraksi air tanah sama dengan porositas, sehingga:

$$\begin{aligned} C &= 0,27 \text{ cal cm}^{-3} \text{ derajat} + 0,44 \times 1 \text{ cal cm}^{-3} \text{ derajat} \\ &= 0,71 \text{ cal cm}^{-3} \text{ derajat.} \end{aligned}$$

- (4) Suhu permukaan tanah maksimum harian 40°C , dan suhu minimum 10°C . Asumsi bahwa gelombang suhu harian bersifat simetris, yaitu suhu rata-rata sama pada seluruh profil tanah (dimana suhu permukaan tanah sama dengan suhu rata-rata tanah pada jam 6 pagi dan 6 petang), dan kedalaman damping 10 cm. Hitung suhu tanah pada saat tengah hari, dan tengah malam untuk kedalaman 0, 5, 10,

dan 20 cm. Oleh karena kisaran suhu 30°C , dan suhu rata-rata (\bar{T}) 25°C , amplitudo pada permukaan tanah A, nilai maksimumnya di atas nilai rata-rata yaitu 15. Dengan menggunakan persamaan (22) untuk menghitung suhu T pada suatu kedalaman z, dan waktu t:

a. Pada kedalaman nol (permukaan tanah):

1. Suhu saat tengah hari (6 jam setelah $T = \bar{T}$):

$$\begin{aligned} T(0,6) &= 25 + 15 \times [\sin(\pi/2-0)]/e^0 \\ &= 25 + 15 = 40^{\circ}\text{C}. \end{aligned}$$

2. Suhu tengah malam (18 jam setelah $T = \bar{T}$):

$$\begin{aligned} T(0,18) &= 25 + 15 \times [(\sin(\pi/2-0))/e^0] \\ &= 25 - 15 = 10^{\circ}\text{C}. \end{aligned}$$

b. Pada kedalaman 5 cm

1. Suhu saat tengah hari:

$$\begin{aligned} T(5,6) &= 25 + 15x[\sin(\pi/2-5/10)]/e^{5/10} \\ &= 25 + 15x(\sin(1,57 - 0,5))/e^{0.5} \\ &= 25 + 15x(\sin(1,07)/1,65) \\ &= 25 + 15(0,87720/1,65) = 32,97^{\circ}\text{C}. \end{aligned}$$

2. Suhu saat tengah malam

$$\begin{aligned} T(5,18) &= 25 + 15 \times (\sin(3\pi/2-5/10))/1,65 \\ &= 25 + 15 \times \sin(4,71 - 0,5)/1,65 \\ &= 25 + 15(-0,87720/1,65) = 17,3^{\circ}\text{C}. \end{aligned}$$

c. Pada kedalaman 10 cm

1. Suhu saat tengah hari:

$$\begin{aligned} T(10,6) &= 25 + 15 \times (\sin(\pi/2-1))/e^1 \\ &= 25 + 15 \times \sin(0,57)/e \\ &= 25 + 15 \times (0,53963/2,718) = 27,98^{\circ}\text{C}. \end{aligned}$$

2. Suhu saat tengah malam

$$\begin{aligned} T(10,18) &= 25 + 15 \times (\sin(3\pi/2-1))/e^1 \\ &= 25 + 15 \times (\sin(4,71-1))/2,718 \\ &= 25 + 15(-0,53763/2,718) = 22^{\circ}\text{C} \end{aligned}$$

d. Pada kedalaman 20 cm

1. Suhu saat tengah hari:

$$\begin{aligned} T(20,6) &= 25 + 15x(\sin(1,57 - 20/101))/e^{20/10} \\ &= 25 + 15x \sin(0,43)/e^2 \\ &= 25 + 15x(-0,41687/7,39) = 25 - 0,85 = 24,15^{\circ}\text{C}. \end{aligned}$$

2. Suhu saat tengah malam:

$$\begin{aligned} T(20,18) &= 25 + 15 \times (\sin(4,71-2))/7,39 \\ &= 25 + 15 \times (\sin(0,41687/7,39)) = 25,85^{\circ}\text{C} \end{aligned}$$

6. DAFTAR PUSTAKA

- Carslaw, J. S., and J. C. Jaeger. 1959. *Conduction of Heat in Solids*. Oxford Univ. Press (Clarendon), London and New York.
- Carson. E. 1961. *Soil Temperature and Weather Conditions*. Rep. No. 6470, Argonne National Laboratories, Argon.
- Chudnovskii, A. F. 1966. *Fundamentals of Agrophysics*. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem.
- de Vries, D. A., and A. J. Peck. 1958. On the cylindrical probe methode of measuring thermal conductivity with special reference to soil. *Aust. J. Phys.* 11: 255-271; 409-423.
- de Vries, D. A. 1975. *The thermal conductivity of soil*. Med. Landbouw Hogeschool Wageningen.
- Fuchs, M., and C. B. Tanner 1968. Calibration and field test of soil heat flux plates. *Soil. Sci. Soc. Am. Proc.* 32: 326-328.
- Hagan, R. M. 1952. Soil temperature and plant growth. p. 367- 462. *In Soil Physical Conditions and Plant Growth* (B. T. Shaw, *Ed.*). Academic Press, New York.
- Ham, J. M., and R. S. Senock. 1992. On the measurement of soil-surface temperature. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56: 370-377.
- Hillel, D. 1977. *Computer Simulation of Soil Water Dynamics*. Int. Dev. Res. Centre, Ottawa, Canada.
- Hillel, D. 1982. *Introduction to Soil Physics*. Academic Press, Inc. San Diego. California.
- Kersten, M. S. 1949. *Thermal Properties of Soils*. Bull. 28. Univ. Minnesota Inst. Technol. St. Paul, Minnesota.
- Lettau, H. H. 1962. A theoretical model of thermal diffusion in non-homogeneous conductors. *Gerlands. Beitr. Geophys.* 71: 257-271.
- Sellers, W. D. 1965. *Physical Climatology*. Univ. of Chicago Press, Chicago-Illinois.
- Smith, G. D., F. Newhall, L. H. Robinson, and D. Swanson. 1964. *Soil temperature regimes, their characteristics and predictability*. U.S. Dept. Agr. SCS-TP - 144, Washington, D.C.

- Taylor, S. A., and R. D. Jackson. 1965. Soil temperature. p. 331-344. *In* Methods of Soil Analysis. Monograph 9, Am. Soc. Agron, Madison, Wisconsin.
- van Bavel, C. H. M. 1972. Soil temperature and crop growth. p. 23-33. *In* Optimizing the Soil Physical Environment toward Greater Crop Yields. (D. Hillel, *Ed.*). Academic Press, New York.
- van Bavel, C. H. M., and D. Hillel. 1975. A simulation study of soil heat and moisture dynamics as affected by a dry mulch, Proc. Summer Simulat. Conf. San Francisco, California.
- van Bavel, C. H. M., and D. Hillel. 1976. Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of concurrent flow of water and heat. *Agr. Meteorol.* 17: 453-476.
- van Rooyen, M., and H. F. Winterkom. 1959. Structural and textural influences on thermal conductivity of soils. *Highway Res. Bd. Proc.* 38: 576-621.
- van Wijk, W. R., and D. A. de Vries. 1963. Periodic temperature variation in homogeneous soil. *In* Physics of Plant Environment (W.R. van Wijk, *Ed.*). North-Holland Publ-Amsterdam.
- Woodside, W. 1958. Probe for thermal conductivity measurement of dry and moist materials. p. 163-170. *In* Am. Soc. Heating and Air Conditioning Eng. J. Sect., Heating, Piping, and Air Conditioning.