

II. TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Kekeringan Lahan

Kekeringan (*drought*) secara umum bisa didefinisikan sebagai kurangnya persediaan air atau kelengasan yang bersifat sementara secara signifikan di bawah normal atau volume yang diharapkan untuk jangka waktu khusus. Kekeringan dapat diartikan juga sebagai suatu keadaan dimana terjadi kekurangan air, dalam hal ini biasanya dikonotasikan dengan kekurangan air hujan. Pengertian lain adalah kekurangan sejumlah air yang diperlukan, dimana keperluan air ini ditentukan oleh kegiatan ekonomi masyarakat maupun tingkat sosial ekonominya. Dengan demikian kekeringan adalah interaksi antara dua fenomena yaitu kondisi sosial ekonomi dan kondisi alam. Karena kekeringan terjadi hampir di semua daerah dunia dan mempunyai karakteristik yang berbeda-beda, definisi yang berlaku harus secara regional bersifat khusus dan terfokus pada dampak dampaknya (Utomo *et al.* 2009).

Menurut (Ashok dan Vijay, 2010) Kekeringan pada lahan pertanian biasanya merupakan suatu keadaan berkurangnya kelengasan tanah dan berakibat pada kegagalan panen karena tidak ada sumber air permukaan. Berkurangnya kelengasan tanah tergantung dari beberapa faktor yang juga dipengaruhi oleh kekeringan meteorologi dan kekeringan hidrologi disertai dengan perbedaan evapotranspirasi aktual dan evapotranspirasi potensial. Kebutuhan air tanaman tergantung dari kondisi cuaca secara umum, karakteristik biologi dari tanaman dan tempatnya tumbuh, dan kondisi tanah secara fisik dan biologi. Beberapa indeks kekeringan, berdasarkan kombinasi dari penyerapan, temperatur dan kelengasan tanah, digunakan untuk mempelajari kekeringan pertanian.

Dalam setiap kasus, sebab pokok dari kekeringan adalah curah hujan, meskipun faktor peningkatan kebutuhan air cenderung meningkatkan penyebab kekeringan. Kelembapan nisbi rendah, angin kencang, dan suhu tinggi merupakan faktor pendukung kekeringan karena faktor ini meningkatkan evapotranspirasi. Tanah yang kehilangan air secara cepat oleh penguapan atau pembuangan air juga meningkatkan kekeringan.

2.2 Citra Landsat 7 ETM⁺

Data Landsat banyak digunakan karena resolusi spasial yang cukup baik (30m) kombinasi sensor radiometrik dengan resolusi cukup tinggi (total 9 kanal), cakupan area yang luas, resolusi temporal yang cukup tinggi (16 hari) dan kelengkapan data historis yang lengkap. Perubahan data dari 6 bits (64 tingkatan warna) menjadi 8 bits (256 tingkatan warna). Kelebihan sensor TM adalah menggunakan tujuh saluran, enam saluran terutama dititikberatkan untuk studi vegetasi dan satu saluran untuk studi geologi Tabel 1. Terakhir kalinya akhir era 2000-an NASA menambahkan penajaman sensor *band* pankromatik yang ditingkatkan resolusi spasialnya menjadi 15m x 15m sehingga dengan kombinasi didapatkan citra komposit dengan resolusi 15m x 15 m.

Tabel 1. Saluran Citra Landsat 7 ETM⁺

<i>Band</i>	Kisaran Gelombang (μm)	Kegunaan Utama
1	0,45 – 0,52	Penetrasi tubuh air, analisis penggunaan lahan, tanah, dan vegetasi. Pembedaan vegetasi dan lahan.
2	0,52 – 0,63	Pengamatan puncak pantulan vegetasi pada saluran hijau yang terletak di antara dua saluran penyerapan. Pengamatan ini dimaksudkan untuk membedakan jenis vegetasi dan untuk membedakan tanaman sehat terhadap tanaman yang tidak sehat.
3	0,63 – 0,69	Saluran terpenting untuk membedakan jenis vegetasi. Saluran ini terletak pada salah satu daerah penyerapan klorofil.
4	0,76 – 0,90	Saluran yang peka terhadap biomasa vegetasi. Juga untuk identifikasi jenis tanaman. Memudahkan pembedaan tanah dan tanaman serta lahan dan air.
5	1,55 – 1,75	Saluran penting untuk pembedaan jenis tanaman, kandungan air pada tanaman, kondisi kelembapan tanah.
6	10,40 – 12,50	Untuk membedakan formasi batuan dan untuk pemetaan hidrotermal.
7	2,08 – 2,35	Klasifikasi vegetasi, analisis gangguan vegetasi. Pembedaan kelembapan tanah, dan keperluan lain yang berhubungan dengan gejala termal.
8	Pankromatik	Studi kota, penajaman batas linier, analisis tata ruang.

(Ekadinata *et al.* 2008)

2.3 Penginderaan Jauh dalam Estimasi Kekeringan Lahan

Pada saat ini, penginderaan jauh satelit telah mulai digunakan untuk mengukur tingkat kekeringan berdasarkan faktor-faktornya seperti curah hujan, temperatur, kelengasan tanah, dan kondisi vegetasi. Observasi bumi dengan satelit sangat bermanfaat sekali terhadap data-data yang diperlukan untuk pemantauan tingkat kekeringan, hal ini disebabkan oleh banyaknya kendala memperoleh data secara langsung di lapangan. Data penginderaan jauh dapat menyediakan informasi spasial dalam suatu cakupan wilayah yang luas sehingga mempunyai dampak positif terhadap waktu dan biaya yang dibutuhkan (Jeyaseelan, 2007).

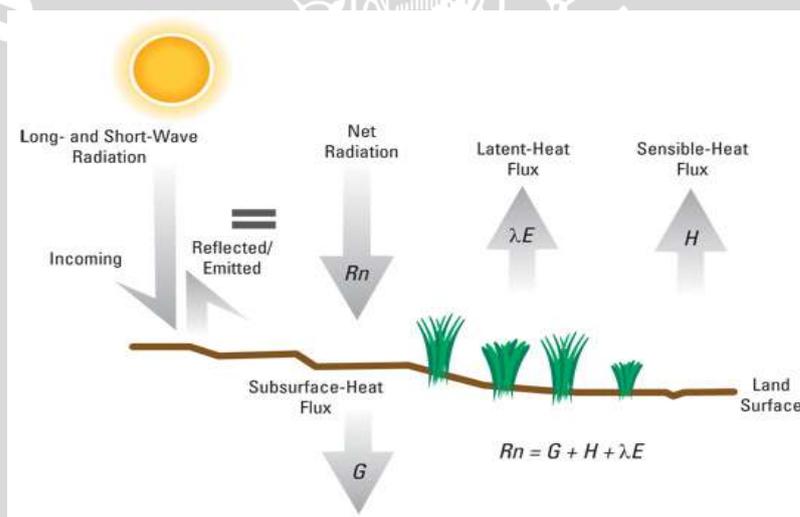
Teknik penginderaan jauh telah dilakukan Khomarudin *et al.* (2005) menduga potensi kekeringan di Semarang menggunakan metode neraca keseimbangan energi dengan transformasi data dari citra satelit Landsat TM, informasi perubahan penutup lahan juga dijadikan acuan dalam menentukan potensi kekeringan. Dari hasil penelitian tersebut terjadi perubahan lahan dari vegetasi menjadi pemukiman (perkotaan) akan meningkatkan energi untuk memanaskan udara dan menurunkan evapotranspirasi. Hal ini mengakibatkan suhu udara di wilayah perkotaan akan meningkat, demikian juga dengan kelembapan udara akan menurun, tingkat kekeringan akan tinggi.

Kemudian penelitian yang dilakukan Feliggi (2007) menaksir potensi kekeringan dengan mengekstraksi data dari citra satelit MODIS berupa indikator fisik *Evaporative Fraction (EF)*, *Bowen Ratio (β)*, dan *Crop Water Stress Index (CWSI)* menggunakan teknik penginderaan jauh. Nilai *EF*, β , dan *CWSI* merupakan fungsi dari radiasi netto, perpindahan panas terasa, fluks pemanasan tanah, dan energi untuk penguapan (turunan dari neraca keseimbangan energi). Tinggi rendahnya nilai komponen-komponen neraca energi dipengaruhi oleh tinggi rendahnya suhu udara, suhu permukaan, albedo permukaan, dan *NDVI (Normalized Difference Vegetation Index)*. Dari hasil penelitian tersebut pada daerah pemukiman, terdapat perbedaan yang besar antara suhu permukaan dan suhu udara menyebabkan tingginya fluks pemanasan udara, dan fluks pemanasan tanah sehingga energi untuk penguapan rendah. Dengan kata lain, radiasi netto pada daerah tersebut lebih banyak digunakan untuk memanaskan tanah dan udara daripada untuk menguapkan air (evapotranspirasi). Akibatnya, daerah tersebut

memiliki nilai *Evaporative Fraction* yang rendah serta nilai *Bowen Ratio* dan *Crop Water Stress Index* yang tinggi. Kondisi ini menggambarkan daerah pemukiman lebih berpotensi terjadi kekeringan dibandingkan dengan daerah yang bervegetasi.

2.4 Metode Neraca Energi dalam Estimasi Evapotranspirasi

Metode neraca keseimbangan energi (disebut juga metode *energy budget*) didasarkan atas pendekatan bahwa untuk evaporasi dibutuhkan sejumlah energi tertentu sekitar $2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$ pada suhu $20 \text{ }^\circ\text{C}$. Energi ini dikenal sebagai fluks energi laten penguapan. Radiasi yang diterima oleh tajuk tanaman diserap menjadi radiasi kembali (reradiasi), konveksi dan transpirasi. Seluruh energi pancaran yang diserap oleh vegetasi pasti bisa dijelaskan, dan karenanya neraca energi untuk vegetasi akan seimbang (Rosenberg, 1974 dalam Firdaus; 2004).



Gambar 1. Ilustrasi Neraca Keseimbangan Energi (Rosenberg, 1974 dalam Firdaus; 2004)

2.4.1 Radiasi Netto (*Rn*)

Radiasi netto (*Rn*) adalah perbedaan antara radiasi yang masuk dan keluar dari panjang gelombang pendek dan panjang gelombang jauh (Allen *et al.* 1998). Untuk menghitung radiasi netto menggunakan persamaan berikut (Guzman, 2007):

$$R_n = (1-\alpha) \cdot R_{swd} + \varepsilon \cdot R_{twd} - \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_o^4 \dots\dots\dots (1)$$

Dimana,



- α = albedo (Persamaan 2)
- R_{swd} = radiasi matahari ke bumi ($MJ\ m^{-2}\ hari^{-1}$) (Persamaan 9)
- ϵ = emisivitas permukaan (Persamaan 16)
- R_{twd} = radiasi gelombang panjang ke bumi ($MJ\ m^{-2}\ hari^{-1}$) (Persamaan 19)
- σ = konstanta Stefan-Boltzmann ($4,90 \cdot 10^{-9}\ MJ\ m^{-2}\ K^{-4}\ hari^{-1}$)
- T_o = temperatur permukaan lahan ($^{\circ}K$) (Persamaan 23)

α , ϵ , dan T_o dapat diekstrak dari data penginderaan jauh menggunakan saluran pada karakteristik spektral gelombang terlihat (*visible*) sampai panas (*thermal*).

a. Albedo (α)

Sebagian jumlah radiasi matahari yang sampai ke permukaan bumi dipantulkan. Fraksi radiasi matahari yang dipantulkan oleh permukaan bumi disebut albedo (Allen *et al.* 1998). Perhitungan albedo pada citra Landsat 7 ETM⁺ terdiri dari 2 tahap. Tahap pertama adalah merubah spektral radian citra Landsat 7 ETM⁺ ke reflektan, tahap kedua adalah menghitung nilai albedo dengan input reflektan tersebut. Adapun persamaan yang dipakai adalah (Liang, 2002) :

$$\alpha^{ETM+} = 0,356\alpha_1 + 0,130\alpha_3 + 0,373\alpha_4 + 0,085\alpha_5 + 0,072\alpha_7 - 0,0018 \dots \dots \dots (2)$$

Dimana,

- α^{ETM+} = Albedo Citra Landsat 7 ETM⁺
- α_i = Nilai reflektan dengan *i* adalah *band* 1-7

b. Perhitungan Reflektan (α)

Reflektan adalah rasio panjang gelombang antara energi yang dipantulkan dan energi yang datang ke permukaan bumi. Persamaannya adalah (Abrams dan Hook, 2001):

$$\alpha = \frac{L_{\lambda} \cdot \pi \cdot d_r^2}{ESUN_{\lambda} \cdot \cos \theta_z} \dots \dots \dots (3)$$

Dimana,

- α = Reflektan
- L_{λ} = Spektral radian ($Wm^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}$)
- d_r = Invers jarak relatif bumi – matahari
- θ = Sudut zenit matahari (derajat)
- $ESUN_{\lambda}$ = Rata-rata nilai *solar spectral Irradiance* ($Wm^{-2}\ \mu m^{-1}$)



Tabel 2. Nilai $ESUN_{\lambda}$ Citra Landsat 7 ETM⁺

Band	$Wm^{-2}\mu m^{-1}$
1	1969
2	1840
3	1551
4	1044
5	225,7
7	82,07
8	1368

(USGS, 2002)

c. Perhitungan Sudut Zenith Matahari (θ_z)

Untuk menentukan sudut zenith matahari (θ_z) persamaan:

$$\cos\theta_z = \sin\delta \cdot \sin\varphi + \cos\delta \cdot \cos\varphi \cdot \cos\omega \dots\dots\dots(4)$$

Dimana,

φ = lintang

δ = sudut dekliniasi matahari

ω = sudut waktu

d. Perhitungan ω

Sudut waktu dihitung berdasarkan waktu matahari lokal (LAT), dengan persamaan:

$$\omega = 15(LAT - 12)(\pi / 180) \dots\dots\dots(5)$$

e. Perhitungan LAT

$$LAT = UTC + 4 \cdot L_c / 60 + E_t / 60 \dots\dots\dots(6)$$

Dimana,

UTC = waktu/jam pengambilan citra

L_c = meridian wilayah

E_t = posisi matahari pada musim berbeda

f. Perhitungan E_t

E_t dihitung dengan persamaan:

$$E_t = 0,000075 + 0,001868\cos(\Gamma) - 0,032077\sin(\Gamma) - 0,014615\cos(2\Gamma) - 0,04089\sin(2\Gamma) * 229,18 \dots\dots\dots(7)$$



Dimana,

Γ = sudut hari

g. Perhitungan Γ

Sudut hari dihitung dengan persamaan:

$$\Gamma = 2\pi (J - 1) / 365 \dots\dots\dots(8)$$

Dimana,

J = Julian Date, jumlah hari didalam tahun antara 1 (1 Januari) sampai 365 atau 366 (31 Desember)

h. Radiasi Matahari (R_{swd})

Proses evapotranspirasi ditentukan oleh jumlah energi tersedia untuk menguapkan air. Radiasi matahari adalah sumber energi yang paling besar dalam mengubah air untuk menguap. Jumlah potensial radiasi di setiap wilayah berbeda-beda, ditentukan oleh lokasi dan waktu berdasarkan tahun. Dikarenakan perbedaan posisi matahari, maka radiasi potensial pada setiap lintang dan musim akan berbeda juga. Radiasi matahari dapat dihitung dengan menggunakan Persamaan Angstrom (Allen *et al.* 1998), yaitu:

$$R_{swd} = \left(a_s + b_s \cdot \frac{n}{N} \right) R_a \dots\dots\dots(9)$$

Dimana,

R_{swd} = radiasi matahari ($MJ m^{-2} hari^{-1}$)

a_s = fraksi radiasi (0,25)

b_s = fraksi radiasi (0,5)

n = lama matahari bersinar dalam satu hari (jam)

N = maksimum lama matahari bersinar dalam satu hari (jam)

R_a = ekstraterrestrial radiasi ($MJ m^{-2} hari^{-1}$)

i. Perhitungan N

N dihitung dengan persamaan:

$$N = 24/\pi \cdot \omega_s \dots\dots\dots(10)$$

Dimana,

ω_s = sudut terbenam matahari (radian)



j. Perhitungan ω_s

Sudut matahari terbenam dihitung dengan persamaan:

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\phi) \cdot \tan(\delta)] \dots \dots \dots (11)$$

Dimana,

ϕ = lintang (radian)

δ = deklinasi matahari (radian)

k. Perhitungan ϕ

Satuan lintang masih dalam bentuk desimal, untuk merubahnya ke dalam satuan radian digunakan persamaan:

$$\text{Radian} = \frac{\pi}{180} [\text{lintang}] \dots \dots \dots (12)$$

l. Perhitungan δ

Deklinasi matahari (δ) dihitung dengan persamaan:

$$\delta = 0,4102 \sin\left(\frac{2\pi}{365} (J-80)\right) \dots \dots \dots (13)$$

Dimana,

J = Julian Date, jumlah hari didalam tahun antara 1 (1 Januari) sampai 365 atau 366 (31 Desember)

m. Perhitungan R_a

Ekstraterrestrial radiasi dihitung dengan menggunakan persamaan (Allen *et al.* 1998):

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} \cdot d_r \cdot [\omega_s \sin(\phi) \cdot \sin(\delta) \cdot \cos(\phi) \cdot \cos(\delta) \cdot \sin(\omega_s) \dots \dots \dots (14)$$

Dimana,

G_{sc} = konstanta matahari ($0,0820 \text{ MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$)

d_r = invers jarak relatif bumi – matahari

n. Perhitungan d_r

Invers jarak relatif bumi-matahari dihitung dengan persamaan:

$$d_r = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \dots \dots \dots (15)$$



Dimana,

J = Julian Date, jumlah hari didalam tahun antara 1 (1 Januari) sampai 365 atau 366 (31 Desember)

o. Emisivitas Permukaan (ϵ)

Emisivitas permukaan dihitung dengan menggunakan persamaan (Vallor dan Caselles, 1996):

$$\epsilon = \epsilon_v \cdot P_v + \epsilon_s \cdot (1 - P_v) \dots\dots\dots(16)$$

Dimana,

- ϵ_v = emisivitas permukaan dengan vegetasi penuh (0,99)
- P_v = fraksi tutupan vegetasi
- ϵ_s = emisivitas tanah (0,96)

p. Perhitungan P_v

Fraksi vegetasi dihitung dengan persamaan (Carlson dan Ripley, 1997):

$$P_v = \left[\frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right]^2 \dots\dots\dots(17)$$

Dimana,

- NDVI = indeks kehijauan vegetasi (-1 sampai 1)
- $NDVI_{max}, NDVI_{min}$ = nilai maksimum dan minimum NDVI

q. Perhitungan NDVI

Indikator aktivitas fotosintesis pada permukaan bumi dapat dilihat dengan *NDVI (Normalized Difference Vegetation Index)*. Hal ini disebabkan oleh kuatnya karakteristik spektral penyerapan terhadap klorofil pada saluran terlihat (0,475 sampai 0,65 μ m) dan tingginya pantulan dari vegetasi pada saluran inframerah dekat. NDVI berkisar antara -1 dan +1. Semakin tinggi nilai indeks, menunjukkan tingginya tingkat kehijauan vegetasi. *NDVI* dihitung dengan persamaan:

$$NDVI = (\rho_{nir} - \rho_{vis}) / (\rho_{nir} + \rho_{vis}) \dots\dots\dots(18)$$

Dimana,

- ρ_{nir} = reflektan permukaan pada saluran inframerah dekat
- ρ_{vis} = reflektan permukaan pada saluran tampak warna merah

Pada citra Landsat ρ_{nir} adalah *band 4*, dan ρ_{vis} adalah *band 3*



r. Perhitungan R_{twd}

Radiasi gelombang panjang ke bumi dihitung menggunakan persamaan:

$$R_{twd} = \epsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 \dots\dots\dots (19)$$

Dimana,

ϵ_a = emisivitas atmosfer (Persamaan 20)

σ = konstanta Stefan-Bolztmann ($4,90 \cdot 10^{-9} \text{ MJ m}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ hari}^{-1}$)

T_a = temperatur udara ($^{\circ}\text{C}$) (Persamaan 21)

s. Perhitungan ϵ_a

Emisivitas atmosfer dihitung dengan persamaan Swinbank (Campbell dan Norman, 1998):

$$\epsilon_a = 9,2 \cdot 10^{-6} \cdot (T_a + 273,15)^2 \dots\dots\dots (20)$$

Dimana,

T_a = temperatur udara ($^{\circ}\text{C}$)

t. Perhitungan T_a

Temperatur udara dihitung dengan menggunakan persamaan (Braak, 1928 dalam Ritung *et al.* 2007):

$$T_a = 26,3 - (0,01 \cdot DEM \cdot 0,6) \dots\dots\dots (21)$$

Dimana,

DEM = Digital Elevation Model

u. Perhitungan T_o

Temperatur permukaan lahan dihitung dengan menggunakan band 6 *thermal* (10.40-12.50 μm) pada citra Landsat 7 ETM⁺. Ada dua tahap dalam penghitungan temperatur permukaan lahan, pertama adalah merubah spektral radian band 6 ke dalam temperatur kecerahan (temperatur benda hitam), yang kedua adalah melakukan koreksi terhadap temperatur benda hitam tersebut dengan emisivitas permukaan lahan (ϵ). Adapun persamaan yang digunakan untuk merubah spektral radian ke temperatur benda hitam adalah (Khomarudin, 2005):



$$T(K) = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_\lambda} + 1\right)} \dots\dots\dots (22)$$

Dimana,

T(K) = Suhu kecerahan (K)

K₁ = (Konstanta kalibrasi 1) 666,09 W m⁻² sr⁻¹ μm⁻¹

K₂ = (Konstanta kalibrasi 2) 1282,71 W m⁻² sr⁻¹ μm⁻¹

L_λ = Nilai *spectral radiance band 6*

Untuk merubah temperatur benda hitam ke temperatur permukaan (T_o), maka digunakan persamaan:

$$T_o = \frac{T_k}{1 + \frac{\lambda T_k}{\partial} \ln \epsilon} \dots\dots\dots (23)$$

Dimana,

T_o = Suhu permukaan yang terkoreksi (K)

T_k = Suhu kecerahan (K) (Persamaan 22)

∂ = 1,438 x 10⁻² m K

λ = Panjang gelombang radiasi emisi (11,5 μm)

ε = Nilai emisivitas permukaan (Persamaan 16)

2.4.2 Fluks Pemanasan Tanah (G)

Fluks pemanasan tanah adalah energi yang digunakan untuk memanaskan tanah (Allen *et al.* 1998). Persamaan yang digunakan untuk menghitung G adalah (Bastiaanssen *et al.* 1998):

$$G = R_n \cdot \left(\frac{T_o - 273,15}{100 \cdot \alpha} \right) \cdot (0,32 \cdot \alpha + 0,62 \cdot \alpha^2) \cdot (1 - 0,98 \cdot NDVI^4) \dots\dots\dots (24)$$

Dimana,

G = fluks pemanasan tanah (MJ m⁻² hari⁻¹)

R_n = radiasi netto (MJ m⁻² hari⁻¹) (Persamaan 1)

T_o = temperatur permukaan lahan (K) (Persamaan 23)

α = albedo citra Landsat 7 ETM⁺ (Persamaan 2)

NDVI = indeks kehijauan vegetasi (-1 sampai 1) (Persamaan 18)



2.4.3 Fluks Pemanasan Udara (H)

Fluks pemanasan udara (H) adalah aliran energi melalui udara sebagai temperatur gradien. Persamaan dari fluks pemanasan udara adalah (Weligepolage, 2005):

$$H = \rho_a \cdot c_p \cdot \frac{T_o - T_a}{r_a} \dots\dots\dots (25)$$

Dimana,

H = fluks pemanasan udara (Wm^{-2})

ρ_a = kerapatan jenis udara ($Kg m^{-3}$) (Persamaan 26)

C_p = panas udara spesifik pada saat tekanan konstan ($1,013 J Kg^{-1} K^{-1}$)

T_o = temperatur permukaan lahan (K) (Persamaan 23)

T_a = temperatur udara (K) (Persamaan 22)

r_a = ketahanan aerodinamik ($s m^{-1}$) (Persamaan 28)

Pada penelitian ini satuan yang digunakan adalah $MJ m^{-2} hari^{-1}$. Pada fluks pemanasan udara satuannya adalah Wm^{-2} . Oleh karena itu satuan dari fluks pemanasan udara harus dirubah ke dalam satuan $MJ m^{-2} hari^{-1}$ ($1 Wm^{-2} = 0,0864 MJ m^{-2} hari^{-1}$).

a. Perhitungan ρ_a

Kerapatan jenis udara dihitung dengan persamaan:

$$\rho_a = \frac{1.000P}{T_{Kv}R} = 3,468 \frac{P}{T_{Kv}} \dots\dots\dots (26)$$

Dimana,

ρ_a = kerapatan jenis udara ($Kg m^{-3}$)

P = tekanan atmosfer (kPa)

R = konstanta gas spesifik ($287 J Kg^{-1} K^{-1}$)

T_{Kv} = temperatur virtual (K) $\approx 1,01(T_a + 273)$

T_a = temperatur udara ($^{\circ}C$)

b. Perhitungan P

Tekanan atmosfer dihitung dengan persamaan:

$$P = 101,3 \left(\frac{293 - 0,0065 \cdot z}{293} \right)^{5,26} \dots\dots\dots (27)$$

Dimana,



Z = ketinggian dari data *DEM*

c. Perhitungan r_a

Transfer panas dan uap air dari permukaan yang terevaporasi ke udara di atas kanopi vegetasi ditentukan oleh ketahanan aerodinamik, dengan persamaan:

$$r_a = \frac{\ln \left[\frac{Z_m - d}{Z_{om}} \right] \ln \left[\frac{Z_h - d}{Z_{oh}} \right]}{k^2 u_z} \dots\dots\dots (28)$$

Dimana,

- r_a = ketahanan aerodinamik ($s\ m^{-1}$)
- Z_m = ketinggian alat pengukur angin (m)
- Z_h = ketinggian alat pengukur alat kelembapan (m)
- d = jarak tinggi vegetasi (m)
- Z_{om} = panjang kekasaran yang mengatur pindahan momentum (m)
- Z_{oh} = panjang kekasaran yang mengatur pindahan panas dan uap (m)
- k = konstanta von Karman (0,41)
- u_z = kecepatan angin pada ketinggian z ($m\ s^{-1}$)

Pada penelitian ini kecepatan angin tidak diukur, maka diambil kecepatan angin normal, yaitu $2\ m\ s^{-1}$ pada ketinggian 1-2 m.

d. Perhitungan d

Jarak tinggi vegetasi dihitung dengan persamaan:

$$d = \frac{2}{3} h \dots\dots\dots (29)$$

Dimana,

- h = ketinggian vegetasi (m)

e. Perhitungan h

Ketinggian vegetasi dihitung dengan persamaan:

$$h = \frac{Z_{om}}{0,13} \dots\dots\dots (30)$$

Dimana,

- Z_{om} = panjang kekasaran yang mengatur pindahan momentum (m)



f. Perhitungan Z_{om}

$$Z_{om} = \exp(-7,13 + 9,33 \cdot NDVI) \dots\dots\dots(31)$$

Dimana,

$NDVI$ = indeks kehijauan vegetasi (-1 sampai 1)

g. Perhitungan Z_{oh}

$$Z_{oh} = 0,1 \cdot Z_{om} \dots\dots\dots(32)$$

Dimana,

Z_{oh} = panjang kekasaran yang mengatur pindahan panas dan uap (m)

Z_{om} = panjang kekasaran yang mengatur pindahan momentum (m)

2.4.4 Fluks Energi Laten (LE)

Fluks energi laten (LE) merupakan limpahan energi yang digunakan untuk menguapkan air ke atmosfer. Persamaan untuk menghitung fluks energi laten adalah (Weligepolage, 2005):

$$LE = Rn - G - H \dots\dots\dots(33)$$

Dimana,

LE = Fluks Energi Laten ($MJ m^{-2} hari^{-1}$)

Rn = Radiasi netto ($MJ m^{-2} hari^{-1}$) (Persamaan 1)

G = Fluks pemanasan tanah ($MJ m^{-2} hari^{-1}$) (Persamaan 24)

H = Fluks Pemanasan Udara ($MJ m^{-2} hari^{-1}$) (Persamaan 25)

Kesemua komponen pada persamaan diatas dihitung berdasarkan satuan $MJ m^{-2} hari^{-1}$ Faktor konversi yang dipakai untuk mengubah fluks energi laten (LE) menjadi banyaknya uap air yaitu $1 MJ m^{-2} hari^{-1} = 0,408 mm hari^{-1}$.

2.5 Penginderaan Jauh dalam Estimasi Kelengasan Lahan

Dalam penelitian yang dilakukan (Wang, 2005), menggunakan teknik penginderaan jauh untuk pendugaan kelengasan lahan di Texas, memanfaatkan citra satelit Modis. Citra satelit tersebut ditransformasikan ke dalam indeks vegetasi ($NDVI$), kemudian dilakukan analisis statistika regresi linier dengan kelengasan lahan pengukuran lapangan. Dari hasil penelitian tersebut menunjukkan bahwa $NDVI$ dengan kelengasan lahan berkorelasi positif dengan nilai R^2 sebesar 0,65.



Dirgahayu (2006) mencoba menyempurnakan penelitian Wang menggunakan penginderaan jauh untuk pendugaan kelengasan lahan di Pulau Jawa dengan menggunakan tiga indeks lahan dari data satelit Terra/Aqua Modis. Ketiga indeks tersebut adalah indeks tanah (*NDSI*), indeks vegetasi (*NDVI*), dan indeks air (*NDWI*). Pengolahan data dilakukan dengan cara mengekstraksi informasi reflektansi terkoreksi dan ekstraksi informasi kondisi lahan kemudian dilakukan analisis statistika regresi nonlinier menggunakan metode eksponensial. Hasil penelitian tersebut menunjukkan bahwa hubungan indeks lahan Modis dengan kelengasan tanah memiliki respon positif terhadap kenaikan lengas lahan dengan nilai R^2 sebesar 0,82.

Kemudian dalam penelitian yang dilakukan Setiyadi (2008) menggunakan penginderaan jauh untuk pendugaan kelengasan lahan di DAS Ngasinan, Kabupaten Trenggalek dengan menggunakan citra satelit ASTER. Melalui transformasi citra ke dalam bentuk indeks lahan (*NDSI*, *NDVI*, *NDWI*) yang kemudian dilakukan analisis statistika regresi nonlinier. Hasil penelitian tersebut menunjukkan bahwa Hasil regresi nonlinear antara indeks lahan (*NDSI*, *NDVI*, *NDWI*) dengan lengas lahan dihasilkan R^2 yang tidak terlalu signifikan. Dengan persamaan $y = 32,973745 + 104,083380 (\text{indeks lahan}) + 149,050073 (\text{indeks lahan})^2$, mendapatkan R^2 sebesar 0,56. Nilai *NDVI* mempunyai korelasi positif terhadap tingkat kenaikan lengas lahan. Sedangkan nilai *NDSI* dan *NDWI* mempunyai korelasi yang negatif. *NDVI* mempunyai korelasi positif karena tingkat kelengasan lahan meningkat seiring dengan meningkatnya tutupan vegetasi. Nilai *NDSI* dan *NDWI* mempunyai korelasi negatif disebabkan oleh berbedanya waktu dalam pengambilan sampel lengas tanah di lapangan dengan waktu liputan citra.