

MODEL EVAPOTRANSPIRASI PADA VEGETASI DENGAN KETEBALAN KANOPI YANG BERVARIASI

Evapotranspiration model on vegetation with varied canopy layer

Yanto¹

yanto@unsoed.ac.id, ynt@umich.edu

Program Studi Teknik Sipil Fakultas Sains dan Teknik Universitas Jenderal Soedirman
Jl. Mayjend. Soengkono Km. 5 Blater Purbalingga, 53371

Abstract— Evapotranspiration plays important key role on hydrological cycle and water balance in water catchment. Penman-Monteith formula expresses evapotranspiration rate which is governed by available solar radiation, characteristics of vegetation represented by aerodynamic resistance and stomata resistance. Canopy layer density is a characteristic of vegetation that influence the amount of solar radiation transferred and received by layers within and underneath canopy. This article will describe model of evapotranspiration using Penman-Monteith formula on vegetation with different canopy layer assuming the Leaf Area Index (LAI) is constant. The model is applied on the vegetation with canopy layer (N) is 3 and 10. The result shows that evapotranspiration model using Penman-Monteith formula is able to estimate evapotranspiration rate with margin error less than 1%. Assuming LAI is constant, the difference of canopy layer number produces insignificant effect to evapotranspiration rate. Testing the model using N=3 and N=10 results margin error less than 1% as well.

Keyword— Model, evapotranspiration, Penman-Monteith, vegetation, canopy layer.

PENDAHULUAN

Studi mengenai evapotranspirasi merupakan dasar dalam memahami ekosistem terestrial. Evapotranspirasi memegang peranan yang penting dalam siklus hidrologi dan keseimbangan air di daerah tangkapan air. Dalam kegiatan irigasi pertanian, evapotranspirasi yang menyebabkan kehilangan air yang cukup besar merupakan faktor yang mempengaruhi secara signifikan kebutuhan air di lahan. Dalam keseimbangan energi di bumi, evapotranspirasi merupakan komponen utama yang menentukan karakteristik lapisan batas atmosfer. Hal ini berpengaruh terhadap pola sirkulasi mesoscale dan juga iklim (Andre, dkk, 1989). Evaporasi di permukaan waduk dan bendung juga menjadi salah satu faktor penting dalam pemenuhan kebutuhan air untuk industri dan rumah tangga. Kaitan yang erat antara transpirasi dan asimilasi karbon melalui stomata juga merupakan kajian yang menarik.

Evapotranspirasi merupakan penggabungan proses penguapan yang terjadi pada vegetasi yang disebut transpirasi dan dari permukaan lahan yang disebut evaporasi. Faktor-faktor yang mempengaruhi besar kecilnya evapotranspirasi diantaranya adalah faktor meteorologi seperti suhu, kecepatan angin, tekanan atmosfer, radiasi matahari, gradien tekanan uap air, kelembaban relatif dan faktor biologis seperti jenis

vegetasi, ketinggian kanopi dan kepadatan tanaman [Morton, 1968; Jarvis and McNaughton, 1986; Xu and Singh, 1998]. Beberapa faktor meteorologi yang mempengaruhi evapotranspirasi bervariasi dalam ruang dan waktu [Xu and Singh, 1998; Hubbard, 1994]. Transpirasi dipengaruhi oleh karakteristik daun yang dapat dinyatakan dengan hambatan stomata dan hambatan lapis batas sebagaimana dinyatakan dalam formula Penman-Monteith [Saugier and Katerji, 1991, Wever, Flanagan and Carlson, 2002].

Makalah ini akan menjelaskan pemodelan evapotranspirasi menggunakan formula Penman-Monteith. Model yang dibuat dimaksudkan untuk mengetahui pengaruh ketebalan lapisan kanopi terhadap evapotranspirasi total dengan mengasumsikan penambahan tebal lapisan kanopi tidak menyebabkan berubahnya Indeks Luas Daun/*Leaf Area Index (LAI)*. Data yang digunakan dalam memodelkan dan mengkalibrasi adalah data dari *University of Michigan Biological Station (UMBS)*. Masukan yang digunakan dalam model adalah suhu udara, kecepatan angin, tekanan uap air, radiasi matahari dari stasiun pengukuran UMBS. Sedangkan kalibrasi model akan membandingkan hasil simulasi dengan data evapotranspirasi yang dikumpulkan dari UMBS.

METODOLOGI

A. Lokasi Penelitian

Penelitian ini dilakukan dengan menggunakan data yang diperoleh dari *University of Michigan Biological Station (UMBS)* yang terletak di Michigan bagian utara. UMBS merupakan stasiun pengamatan yang menghasilkan berbagai data yang berkaitan dengan iklim, cuaca dan lingkungan yang mendukung penelitian lanjutan (<http://www.lsa.umich.edu/umbs/>).

B. Pengumpulan Data

Data masukan yang diperlukan untuk memodelkan transpirasi dengan menggunakan persamaan Penman-Monteith adalah suhu, kecepatan angin, tekanan uap air, kelembaban relatif, radiasi gelombang pendek dan radiasi bersih/*net radiation*. Keseluruhan data tersebut diukur pada ketinggian 24 m dari batas atas vegetasi.

C. Analisis Data

Laju transpirasi potensial laju evaporasi dari permukaan vegetasi dapat didekati dengan pendekatan aerodinamik sebagaimana yang dinyatakan dengan formula Penman-Monteith sebagai berikut (Brutsaert, 2000):

$$\lambda E = \frac{\Delta Q_n + \frac{\rho C_p}{r_A} (e_s(T_{atm}) + e_{atm})}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_{st}}{r_A} \right)} \dots\dots\dots(1)$$

Dimana λE adalah panas laten [$W m^{-2}$], Q_n adalah jumlah energi yang tersedia [$W m^{-2}$], ρ rapat massa udara [$kg m^{-3}$], C_p kapasitas panas udara [$J kg^{-1} K^{-1}$], $e_s(T_{atm})$ adalah tekanan uap air jenuh [hPa], e_{atm} tekanan uap air pada kondisi atmosfer [hPa], Δ adalah konstanta *Clausius-Clayperon* [$hPa K^{-1}$], λ adalah konstanta psikometrik [$hPa K^{-1}$], r_{st} hambatan pada stomata [$s m^{-1}$] dan r_A adalah hambatan perpindahan [$s m^{-1}$]. Tekanan uap air, tekanan uap air jenuh, konstanta *Clausius-Clayperon* dan konstanta psikometrik merupakan parameter-parameter yang nilainya dipengaruhi oleh suhu udara lingkungan dan dinyatakan dengan formula sebagai berikut:

$$e_{atm} = q e_s(T_{atm}) \dots\dots\dots(2)$$

$$e_s(T_{atm}) = 2.53 \times 10^{11} e^{-\frac{5.42 \times 10^8}{T_{atm}}} \dots\dots\dots(3)$$

$$\Delta = \frac{5.48 \times 10^8 \lambda e^{-\frac{5.42 \times 10^8}{T_{atm}}}}{T_{atm}^2} \dots\dots\dots(4)$$

$$\gamma = \frac{C_p P_{atm}}{0.622 \lambda} \quad (5)$$

Dimana T_{atm} adalah temperature udara [K], P_{atm} adalah tekanan atmosfer [hPa] dan q adalah kelembaban relatif [$g g^{-1}$].

Bowen (1926) and Penman (1948, 1953) menggabungkan mekanisme pemisahan molekul air dan mekanisme difusi untuk memindahkan air dari permukaan yang menguap untuk menghitung laju evaporasi dari lahan yang basah dan permukaan vegetasi. Penelitian tersebut kemudian disempurnakan oleh Monteith (1965) dengan menghitung transpirasi pada daun dari tumbuhan menggunakan hambatan stomata, hambatan lapis batas dan hambatan aerodinamik [Saugier and Katerji, 1991]. Hambatan aerodinamik terdiri dari hambatan perpindahan (r_a) dan hambatan lapis batas (r_b) (Ivanov, 2010).

$$r_{a0} = \int_{H_{top}}^{Z_{atm}} \frac{1}{K_m(z)} dz \dots\dots\dots(6)$$

$$r_a = \int_{z=0}^{H_{top}} \frac{1}{K_m(z)} dz \dots\dots\dots(7)$$

$$\frac{1}{r_a} = 0.01 \left[\frac{u(z)}{d_{leaf}} \right]^{-0.5} dL \dots\dots\dots(8)$$

Dimana r_{a0} adalah hambatan perpindahan di atas kanopi ($s m^{-1}$) yang diukur dari batas atas kanopi (H_{top}) sampai ke ketinggian pengukuran (Z_{atm}), r_a adalah hambatan perpindahan di dalam kanopi [$s m^{-1}$] yang diukur dari permukaan tanah ($z=0$) sampai ke batas atas kanopi (H_{top}), r_b adalah hambatan lapis batas [$s m^{-1}$] yaitu hambatan yang ditimbulkan oleh adanya lapis batas di atas permukaan daun, $u(z)$ adalah kecepatan angin rerata di dalam kanopi [$m s^{-1}$] dan d_{leaf} adalah dimensi rerata daun yang diukur searah dengan arah angin [m].

Besaran nilai hambatan stomata beragam dari lapisan yang paling bawah ke lapisan yang paling atas dan tergantung pada intensitas cahaya yang diterima oleh daun. Intensitas cahaya yang diterima oleh daun sangat tergantung kepada besarnya radiasi gelombang pendek yang dipancarkan di atas kanopi. Hambatan stomata dapat didekati dengan formula sebagai berikut :

$$r_{st} = \frac{\kappa_0}{S_{atm}(0) e^{(-\alpha_0 L)}} \dots\dots\dots(9)$$

Dimana $\kappa_0 = 0.9 \times 10^5$ merupakan parameter tak berdimensi yang menggambarkan profil kecepatan angin turbulen di dekat lapis batas dengan asumsi kecepatan relatif angin di dekat batas adalah nol, S_{atm} adalah radiasi gelombang pendek [$W m^{-2}$], α_0 adalah parameter tak berdimensi yang menyatakan besarnya penurunan radiasi gelombang pendek dan L adalah nilai kumulatif ke arah bawah dari LAI [$m^2 m^{-2}$].

Evaporasi dari permukaan tanah sangat diperlukan untuk memperkirakan evapotranspirasi total. Parameterisasi transfer panas dari permukaan tanah dapat didekati dengan koefisien perpindahan turbulen yang diperoleh secara empirik antara permukaan tanah dan batas bawah kanopi.

$$r_{a4} = \frac{1}{C_s u} \dots\dots\dots(10)$$

$$C_s = C_{sbare} W_v + C_{sdense} (1 - W_v) \dots\dots\dots(11)$$

$$W_v = e^{-(LAI+0.2)} \dots\dots\dots(12)$$

$$C_{sdense} = 1$$

$$C_{sbare} = \frac{k}{0.13} \left(\frac{z_{0m4}}{1.5 \times 10^{-5}} \right)^{-0.45} \dots\dots\dots(13)$$

Dimana $z_{0m4} = 0.01$ [m] adalah panjang kekasaran untuk tanah terbuka dan u_* adalah kecepatan gesek [$m s^{-1}$].

D. Parameter Pengujian

Parameter utama yang dijadikan ukuran dalam mengevaluasi kinerja model adalah besarnya laju evapotranspirasi total yang dihasilkan oleh model dengan laju evapotranspirasi total yang diamati oleh UMBS. Model kemudian akan digunakan untuk mengevaluasi pengaruh ketebalan kanopi yang dinyatakan dengan jumlah lapisan kanopi (N) pada vegetasi terhadap laju evapotranspirasi. Pengujian akan dilakukan dengan N = 3 dan N = 10, dimana N=3 mewakili vegetasi dengan lapis kanopi tipis dan N=10 mewakili vegetasi dengan lapis kanopi tebal.

HASIL DAN PEMBAHASAN

A. Penurunan Persamaan

Untuk memodelkan evapotranspirasi pada vegetasi dengan berbagai variasi ketebalan lapisan kanopi, persamaan Penman-Monteith perlu diturunkan agar dapat diterapkan pada tiap-tiap lapisan kanopi. Dengan mengasumsikan ketidaktergantungan antar lapisan, persamaan Penman-Monteith dapat dituliskan menjadi :

$$\lambda E_i = \frac{\Delta Q_{ni} + \frac{\rho C_p}{r_{Ai}} (e_s(T_{atm}) + e_{atm})}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_{sti}}{r_{Ai}} \right)} \dots\dots\dots(14)$$

Dimana subskripsi i menunjukkan nomer lapisan kanopi dan $r_{Ai} = r_{a0} + r_{ai} + r_{bi}$ adalah hambatan aerodinamik yang merupakan penjumlahan hambatan lapis batas r_{bi} dan hambatan perpindahan r_{ai} .

Hambatan perpindahan di atas kanopi (H_{top}) sampai ke titik pengamatan (Z_{atm}) dapat diturunkan menggunakan profil angin logaritmik pada kondisi netral sebagai berikut:

$$r_{a0} = \int_{H_{top}}^{Z_{atm}} \frac{1}{K_m(z)} dz = \int_{H_{top}}^{Z_{atm}} \frac{1}{k u_* (z - d_0)} dz = \frac{1}{k u_*} \ln \left(\frac{Z_{atm} - d_0}{H_{top} - d_0} \right) \dots\dots\dots(15)$$

Dimana $u_* = u(z_{atm}) k \left[\ln \left(\frac{Z_{atm} - d_0}{z_{0m}} \right) \right]^{-1}$ dan z_{0m} dan d_0 diberikan ke kanopi sebagai lapis kekerasan tunggal.

Untuk ruang di dalam kanopi yaitu di antara masing-masing lapisan kanopi, nilai $K_m(H_{top}) = k u (H_{top} - d_0)$ perlu didefinisikan terlebih dahulu. Distribusi hambatan perpindahan di dalam kanopi didapatkan dengan menurunkan hambatan sebagai berikut:

$$r_a(z) = \int_z^{H_{top}} \frac{1}{K_m(H_{top}) e^{-a \left(\frac{1-z}{H_{top}} \right)}} dx = \frac{H_{top}}{a K_m(H_{top})} \left[e^{a \left(1 - \frac{z}{H_{top}} \right)} - 1 \right] \dots\dots\dots(16)$$

Hambatan perpindahan rerata \bar{r}_a [$s m^{-1}$] untuk tiap-tiap lapisan kanopi ke-i didapatkan dari penurunan persamaan sebagai berikut:

$$\bar{r}_{ai} = \frac{\int_{Z_{topi-1}}^{Z_{topi}} r_a(z) dz}{\int_{Z_{topi-1}}^{Z_{topi}} dz} = \frac{1}{(Z_{topi} - Z_{topi-1}) K_m(H_{top})} \left(\frac{H_{top}}{a} \right)^2 \times \left[e^{a \left(\frac{1 - Z_{topi-1}}{H_{top}} \right)} - e^{a \left(\frac{1 - Z_{topi}}{H_{top}} \right)} \right] - \frac{H_{top}}{a K_m(H_{top})} \dots\dots\dots(17)$$

Dimana subskripsi i menunjukkan indeks lapisan kanopi. Rerata nilai hantaran lapis batas \bar{r}_b [$s m^{-1}$] dapat dinyatakan dengan:

$$\frac{1}{r_{bi}} = \frac{\int_{Z_{topi-1}}^{Z_{topi}} g_b^{leaf}(z) dz}{Z_{topi} - Z_{topi-1}} \times \left(\frac{u(H_{top})}{d_{leaf}} \right)^{0.5} \frac{0.01 H_{top} dL}{a(Z_{topi} - Z_{topi-1})} \times \left[e^{\left\{ -0.5a \left(\frac{1-Z_{topi}}{H_{top}} \right) \right\}} - e^{\left\{ -0.5a \left(\frac{1-Z_{topi-1}}{H_{top}} \right) \right\}} \right] \quad (18)$$

Dimana, $u(H_{top}) = u * k \ln \left[\ln \left(\frac{H_{top} - d_0}{z_{0m}} \right) \right]$ adalah

kecepatan angin di batas atas kanopi dengan mengansumsikan kondisi netral. Nilai hantaran stomata merata pada lapisan ke-i dapat dinyatakan dengan:

$$\frac{1}{r_{sti}} = \int_{L_{i-1}}^{L_i} \frac{1}{r_{st}(L)} dL = \frac{S_{atm0}}{\alpha_0 K_0} \left[e^{\{-\alpha_0(L_{i-1})\}} - e^{\{-\alpha_0(L_i)\}} \right] \dots (19)$$

Jumlah energi yang tersedia guna menyebabkan terjadinya proses evaporasi pada tiap-tiap kanopi diturunkan menjadi:

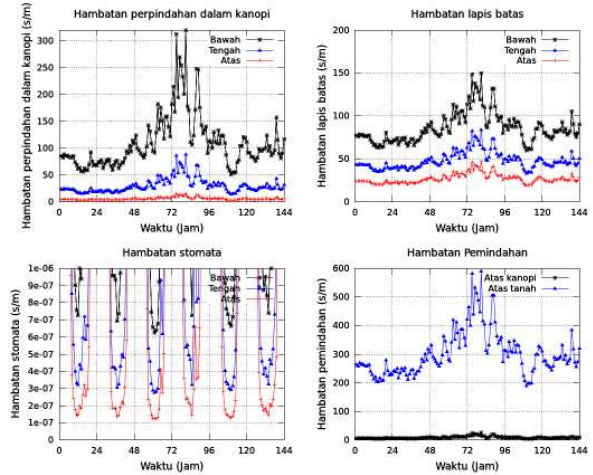
$$\bar{R}_{ni} = \int_{L_{i-1}}^{L_i} R_n(L) dL = \frac{R_n(0)}{\alpha_0} \left[e^{\{-\alpha_0(L_{i-1})\}} - e^{\{-\alpha_0(L_i)\}} \right] \dots (20)$$

B. Hambatan Aerodinamik dan Stomata

Hambatan aerodinamik terdiri dari hambatan perpindahan di atas kanopi, hambatan perpindahan dalam kanopi dan hambatan lapis batas. Hasil pengujian terhadap model menunjukkan nilai hambatan perpindahan (r_a) di dalam suatu lapis kanopi lebih besar dari nilai hambatan perpindahan di dalam lapis kanopi di atasnya dan lebih kecil dari nilai hambatan di dalam lapis kanopi di bawahnya (Gambar 1. kiri atas). Nilai hambatan perpindahan di atas kanopi (r_{a0}) pada model juga lebih besar dari nilai hambatan perpindahan di dalam lapis kanopi. Berkurangnya pengaruh kecepatan angin pada lapis kanopi yang berada di bagian yang lebih bawah menyebabkan terjadinya fenomena ini sebagaimana dijelaskan oleh hukum profil angin logaritmik.

Karakteristik hambatan lapis batas (Gambar 1, bagian kanan atas) menunjukkan gejala serupa. Menurunnya pengaruh angin menimbulkan turbulensi yang lebih kecil di lapis batas di atas permukaan daun dan meningkatkan ketebalan lapis batas yang menyebabkan

bertambahnya hambatan lapis batas. Sedangkan meningkatnya nilai hambatan stomata dari lapis kanopi bagian atas ke lapis kanopi bagian bawah disebabkan oleh semakin kecilnya radiasi sinar matahari yang diterima oleh daun di lapis kanopi bagian bawah (Gambar 1. kiri bawah).

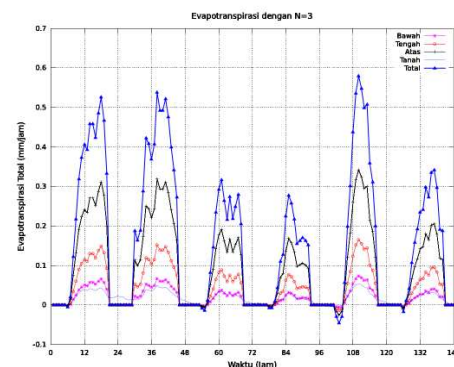


Gambar 1. Profil hambatan aerodinamik dan stomata

Pengaruh angin dan energi radiasi matahari juga telah menyebabkan hambatan perpindahan di atas kanopi jauh lebih kecil dari hambatan perpindahan di atas permukaan tanah (Gambar 1, kanan bawah).

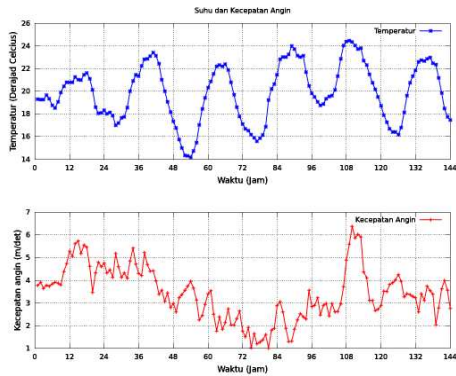
C. Evapotranspirasi Total

Evapotranspirasi terjadi pada pagi, siang dan sore hari dimana tersedia cukup energi radiasi matahari untuk mengubah air yang terkandung di dalam vegetasi dan lapisan tanah menjadi uap air. Gambar 2. menampilkan profil laju evapotranspirasi yang dihasilkan oleh model. Sebagaimana dapat dilihat pada Gambar 2, evapotranspirasi yang paling besar terjadi pada siang hari. Profil ini berbanding lurus dengan profil radiasi gelombang pendek dan radiasi net matahari dimana radiasi terbesar terjadi pada tengah hari.



Gambar 2. Laju evapotranspirasi

Perubahan besarnya evapotranspirasi dalam lapisan kanopi berbanding terbalik dengan perubahan besarnya nilai hambatan dalam kanopi. Nilai evapotranspirasi bertambah dari lapisan kanopi paling bawah ke lapisan kanopi paling atas. Evaporasi terkecil terjadi pada permukaan tanah.



Gambar 3. Profil suhu dan kecepatan angin

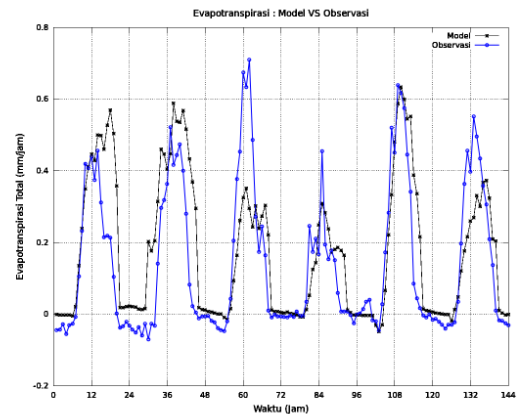
Perubahan kecepatan angin dan suhu yang diukur di atas vegetasi berpengaruh terhadap nilai evapotranspirasi total. Suhu tinggi terjadi pada tengah hari sedangkan suhu rendah terjadi pada tengah malam hingga menjelang pagi hari (Gambar 3, Atas). Profil kecepatan angin mampu menjelaskan profil evapotranspirasi pada model secara lebih baik. Pada hari ketiga dan keempat dimana kecepatan angin cenderung menurun, besarnya evapotranspirasi juga cenderung menurun. Pada hari kelima, yaitu pada saat kecepatan angin sangat tinggi dibandingkan hari-hari sebelum dan sesudahnya, evapotranspirasi total juga mencapai nilai tertinggi.

D. Pengujian Model

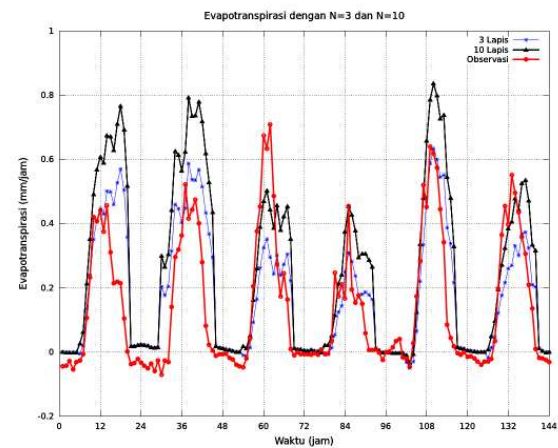
Tingkat keandalan model diuji melalui perbandingan evapotranspirasi total yang dihasilkan oleh model dengan evapotranspirasi yang diperoleh dari pengamatan lapangan. Pengujian model dengan N=3 menunjukkan hasil yang sangat mendekati hasil pengamatan lapangan. Perbedaan laju evapotranspirasi maksimal yang paling besar terjadi pada hari ketiga. Secara rata-rata kesalahan yang dihasilkan model kurang dari 1%.

Perbandingan juga dilakukan dengan menguji model dengan N=10. Gambar 5. Menunjukkan perbandingan laju evapotranspirasi antara model dengan N=3 dan N=10 terhadap laju evapotranspirasi dari pengamatan lapangan. Secara umum pengujian dengan N=10 menghasilkan laju evapotranspirasi yang sedikit lebih besar daripada pengujian dengan N=3. Hal ini dimungkinkan karena dengan lapis kanopi yang lebih berbeda, nilai hambatan aerodinamik dan hambatan stomata juga berbeda. Meskipun demikian, kesalahan

rerata laju evapotranspirasi hasil pengujian dengan N=10 masih di bawah 1%.



Gambar 4. Laju evapotranspirasi pada model dan hasil pengamatan



Gambar 5. Laju evapotranspirasi, N=3, N=10 dan hasil pengamatan.

KESIMPULAN

Model evapotranspirasi menggunakan formula Penmann-Monteith dapat digunakan untuk memperkirakan laju evapotranspirasi dari vegetasi dengan tingkat kesalahan kurang dari 1%. Jumlah lapisan kanopi pada vegetasi tidak memberikan pengaruh yang signifikan terhadap laju evapotranspirasi sepanjang besarnya nilai LAI tidak berubah.

DAFTAR PUSTAKA

- Andre, J.C, Bougeault P, Mahfouf J.F, Mascart P, Noilhan J, Pinty J.C. 1989. Impacts of forests on mesoscale meteorology. *Phil Trans Roy Soc Lond B* 324:407-422
- Brutsaert, W. 2005. Hydrology: An Introduction, *Cambridge University Press*
- Hubbard, K.G., 1994. Spatial variability of daily weather variables in the high plains of the USA. *Agricultural and Forest Meteorology* 68. 29- 41

- Ivanov, V. 2010. Problem Set #3, Course of Hydrology Modelling, Department of Civil and Environmental Engineering, University of Michigan, Ann Arbor, USA.
- Jarvis, P.G., McNaughton, K.G., 1986. Stomatal control of transpiration: scaling up from leaf to region. *Adv. Ecol. Res.* 15, 1–49.
- Morton, F. I. 1968. Evaporation and Climate: A Study in Cause and Effect, *Scientific Series* No. 4.
- Ripley, E.A., Saugier, B., 1978. Biophysics of a natural grassland: Evaporation. *Journal of Applied Ecology* 15. 459 – 479.
- Saugier, B., Katerji, N., 1991. Some plant factors controlling PET. *Agricultural and Forest Meteorology*, 54. 263-277.
- Sivakumar, M.V.K., 1987. Climate of Niamey. Progress Report-I, ICRISAT Sahelian Center, Niamey, Niger. International Crops Research Institute for the Semi-Arid Tropics, 36 pp.
- University of Michigan Biological Station, About Us, <http://www.lsa.umich.edu/umbs/aboutus/>, diakses tanggal 10 Juli 2011
- Wever, L.A., Flanagan, L. B., Carlson, P.J., 2002. Seasonal and interannual variation in PET, energy balance and surface conductance in a northern temperate grassland. *Agricultural and Forest Meteorology* 112. 31–49.
- Xu, C.Y., Singh, V.P., 1998. Dependence of evaporation on meteorological variables at different time-scales and intercomparison of estimation methods. *Hydrological Process* 12. 429-442.