

BAB III

LANDASAN TEORI

3.1 Siklus Hidrologi

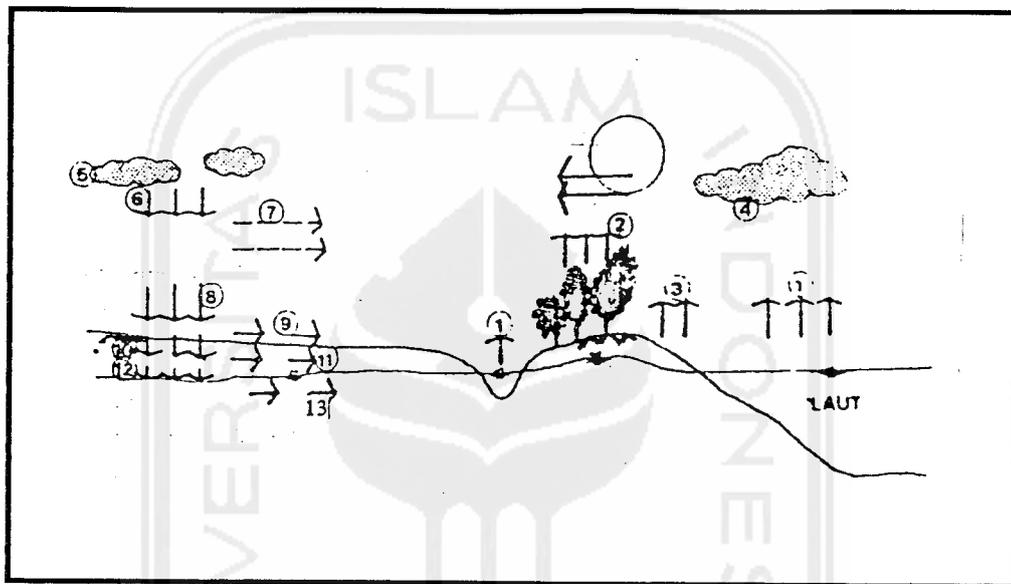
Gerakan air laut ke udara kemudian jatuh kembali ke permukaan tanah sebagai air hujan atau dengan bentuk lainnya seperti salju, embun dan lain sebagainya, disebut siklus hidrologi.

Akibat panas dari radiasi inframerah yang bersumber dari matahari, maka terjadi penguapan pada permukaan air (laut, danau, sungai dan lainnya) dan permukaan tanah, uap air yang naik keatas pada ketinggian tertentu akan diubah menjadi awan. Awan tersebut mengalami beberapa proses yang kemudian akan jatuh sebagai hujan, salju dan embun. Sebagian kecil dari hujan yang jatuh ke permukaan tanah akan diuapkan kembali sebelum sampai tanah, selebihnya jatuh ke permukaan bumi.

Tidak semua bagian hujan yang jatuh ke permukaan bumi dapat mencapai permukaan tanah tetapi sebagian akan tertahan oleh tumbuh-tumbuhan (intersepsi), sebagian menguap dan sebagian lagi akan jatuh atau mengalir melalui dahan-dahan ke permukaan tanah. Air hujan yang sampai ke permukaan tanah sebagian akan masuk kedalam tanah (infiltrasi), mengisi cekungan-cekungan pada permukaan tanah, lalu mengalir ke daerah yang lebih rendah sebagai "overland

flow”, yang kemudian masuk ke sungai sebagai “surface run off” menuju ke laut.

Apabila kondisi tanah memungkinkan, sebagian air infiltrasi akan bergerak horisontal sebagai “interflow”, sebagian akan tinggal dalam massa tanah menjadi bagian dari tanah, dan sisanya mengalir vertikal atau perkolasi mencapai air tanah. Bagian-bagian tersebut ditunjukkan pada gambar 3.1



Gambar 3.1 Siklus Hidrologi *¹

Keterangan :

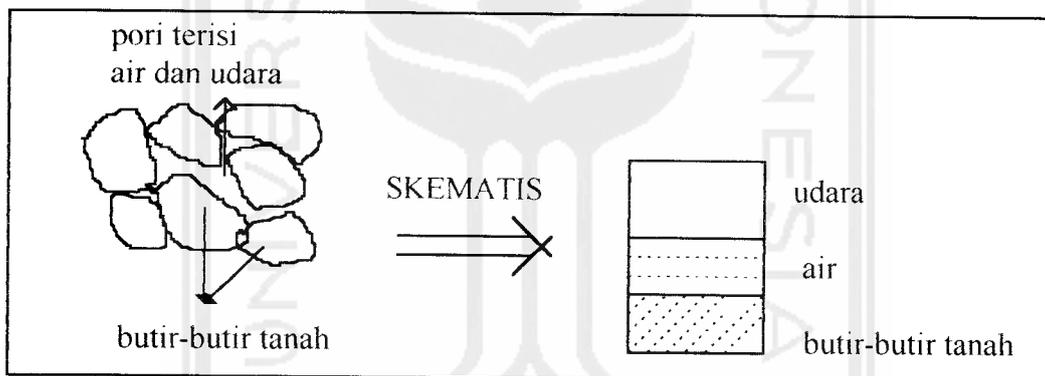
- | | |
|---------------------------|---------------------|
| 1 = evaporasi (penguapan) | 6 = infiltrasi |
| 2 = transpirasi | 7 = "overland flow" |
| 3 = awan | 8 = "interflow" |
| 4 = awan penyebab hujan | 9 = perkolasi |
| 5 = hujan | 10 = air tanah |

¹ Mengenal Dasar Hidrologi Terapan, Sriharto 1983.

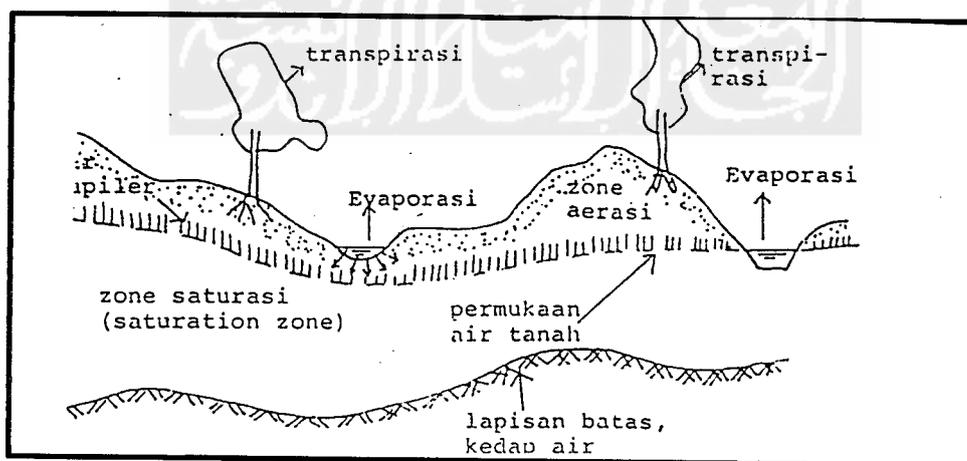
3.2 Hubungan Air, Tanah, dan Tanaman

Tanah pada dasarnya terdiri dari tiga komponen yaitu, butiran tanah, air dan udara. Besarnya kandungan air dan udara dalam tanah dapat berubah-ubah, tetapi butir-butir tanah tetap. Gambar 3.2 memberikan ilustrasi tentang keberadaan air dan udara pada pori-pori tanah.

Air hujan yang jatuh ke permukaan tanah bergerak ke bawah melalui zona aerasi, sebagian mengisi pori-pori tanah, dan sebagian tinggal dalam pori dan ditahan oleh gaya tarik molekuler disekeliling butir-butir tanah. Apabila kapasitas menahan air tanah pada zona aerasi terpenuhi, air akan bergerak ke bawah menuju zona saturasi (gambar 3.3).



Gambar 3.2 Keberadaan Air dan Udara Pada Pori-pori Tanah



Gambar 3.3 Ilustrasi Skematis Kedudukan Air Dalam Tanah

Air yang berada pada lapisan atas dari zona aerasi disebut lengas tanah. Lengas tanah yang cukup pada zona perakaran sangat diperlukan bagi tanaman agar dapat tumbuh dan berkembang. Tanaman membutuhkan air untuk melarutkan mineral yang dibutuhkan agar mudah diserap oleh akar.

Jumlah lengas tanah yang dapat dimanfaatkan oleh tanaman terbatas, dan batas itu dipengaruhi oleh volume ruang pori dan gaya tarik oleh butir-butir tanah. Dengan adanya gaya tarik tersebut, lapisan tipis air di sekeliling butir dipegang dengan kuat, sehingga akar tidak mampu menyerapnya.

Dalam kaitannya dengan lengas tanah yang tersedia untuk tanaman beberapa sifat tanah yang perlu diketahui;

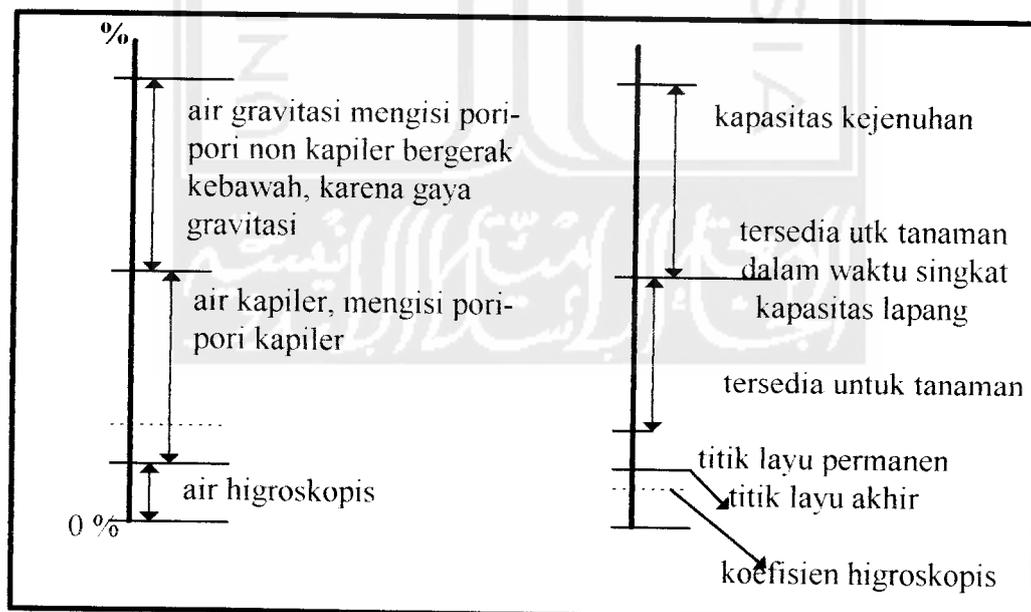
1. Kapasitas kejenuhan merupakan jumlah air yang dibutuhkan untuk mengisi seluruh ruang pori antara butir-butir tanah. Kapasitas kejenuhan merupakan batas atas dari kelembaban tanah yang mungkin dicapai. Untuk membuat tanah menjadi jenuh air semua udara berada dalam ruang pori harus dikeluarkan dan diganti dengan air.

2. Kapasitas lapang merupakan nilai air kapiler yang dapat ditahan pada kondisi drainasi bebas di zona perakaran pada suatu keadaan air muka tanah cukup dalam sehingga lengas tanah dari zona saturasi tidak dapat ditarik ke zona perakaran.

3. Titik layu permanen merupakan nilai lengas tanah pada saat tanaman mulai layu. Pada tanah yang mengandung nilai air di bawah titik layu permanen, air tidak dapat diserap oleh akar dengan cepat.

4. Titik layu akhir merupakan nilai lengas tanah pada saat tanaman layu seluruhnya. Pada saat lengas tanah mencapai layu permanen, tanaman mulai layu tetapi tanaman masih mampu menyerap sebagian kecil air untuk mempertahankan hidupnya, apabila terus berlanjut akan ada tambahan air, lengas tanah mengecil dan mencapai titik layu akhir. Nilai antara titik layu permanen dan titik layu akhir disebut interval kelayuan.

5. Koefisien higroskopis menunjukkan harga maksimum air higroskopis yang terkandung dalam tanah. Koefisien higroskopis memberi petunjuk tentang jumlah lumpur koloidal dalam tanah. Secara umum nilai koefisien higroskopis sekitar dua pertiga dari titik layu permanen. Namun demikian dari semua sifat yang ada, kapasitas lapangan dan titik layu permanen merupakan yang penting. Gambar 3.4 merupakan ilustrasi nilai-nilai persentase pada nilai-nilai batas yang dipengaruhi oleh jenis tanah dan sebagian lagi oleh jenis tanaman.



Gambar 3.4 Nilai-nilai batas Lengas Tanah

Tanaman dapat tumbuh dengan mengasorbsi air dalam tanah. Air pada kondisi yang cukup diperlukan untuk pertumbuhan tanaman. Ada tanaman yang tahan kering, yaitu mampu bertahan hidup dalam keadaan kurang air selama masa tertentu dengan membatasi kegiatan berbagai proses fisiologi. Setelah persediaan lengas tanah cukup, misalnya setelah terjadi hujan, tanaman tersebut dapat tumbuh normal kembali. Tanaman juga bersifat menghindari kekeringan, yaitu mampu tetap memenuhi kebutuhannya akan air dalam keadaan kekurangan persediaan lengas tanah dengan menggiatkan proses penyerapan lengas tanah. Tanaman karet dan jati termasuk tanaman yang tahan kering, sedang tanaman semangka dan mentimum termasuk bersifat tidak tahan kekeringan.

Akar merupakan bagian penting dalam pertumbuhan tanaman, karena akar berfungsi menyerap bahan organik dalam tanah yang diperlukan untuk pertumbuhan. Dalam zona perakaran dipengaruhi oleh tekstur tanah, formasi tanah, dalamnya permukaan air tanah dan jumlah lengas tanah yang tersedia. Pengaruh tersebut dapat ditunjukkan melalui beberapa kejadian antara lain:

- a. Akar lebih mudah menembus tanah pasir dari pada tanah lempung.
- b. Tanah cadas dibawah akan merintangi penembusan akar.
- c. Kedalaman air tanah yang dangkal, menghalangi pertumbuhan akar ke bawah, akar cenderung menyebar pada lapisan tanah bagian atas.
- d. Akar-akar tanaman tidak dapat tumbuh baik pada tanah yang kekurangan air.

Kedalaman zona perakaran (D) untuk berbagai jenis tanaman ditunjukkan pada tabel 3.1

Tabel 3.1 Zona Kedalaman Perakaran

No.	Jenis Tanaman	D (m)
1	Kedelai	0,6 - 1,3
2	Jagung	1,0 - 1,7
3	Kacang Tanah	0,5 - 1,0
4	Bawang	0,3 - 0,5
5	Buncis	0,5 - 0,7
6	Kapas	1,0 - 1,7
7	Tebu	1,2 - 2,0

3.3 Evapotranspirasi

Perubahan besarnya ketersediaan air pada lahan ditentukan oleh adanya curah hujan serta laju evapotranspirasi. Hal tersebut terjadi karena adanya sirkulasi air di bumi yang berlangsung terus-menerus. Evapotranspirasi adalah proses penguapan yang terjadi dari permukaan bumi yang berasal dari air dan tanaman, karena konsentrasi uap pada udara tipis dekat permukaan air atau tanah melebihi konsentrasi uap pada udara di atasnya.

Evapotranspirasi merupakan gabungan dari dua proses yaitu evaporasi dan transpirasi. Evaporasi adalah proses pertukaran molekul air dipermukaan menjadi molekul uap air di atmosfer, yang prosesnya meliputi dua tahap yaitu transformasi dari air menjadi uap air dan perpindahan lapisan udara kenyang air. Transpirasi adalah proses fisiologis alamiah, dimana air yang diisap oleh akar, diteruskan lewat tubuh tanaman, dan diuapkan kembali lewat sel-sel stomata. Proses evaporasi dan transpirasi pada kondisi lapangan tidak dapat dipisahkan jika tanahnya tertutup oleh tumbuh-tumbuhan, karena kedua proses tersebut saling berkaitan.

Pada dasarnya proses evapotranspirasi ditentukan oleh gradien tekanan uap yaitu perbedaan tekanan uap di atas permukaan air atau tanah dengan tekanan uap atmosfer. Besarnya evapotranspirasi dipengaruhi oleh pembentuk iklim yaitu: radiasi matahari, kelembaban relatif, dan suhu udara, pengaruh usia tanaman, pengaruh jenis tanaman, dan pengaruh ketersediaan air tanah dan salinitas.

3.3.1 Faktor-Faktor Pengaruh

1. Radiasi Matahari

Proses penguapan berlangsung pada siang maupun malam hari. Proses ini berlangsung dengan memerlukan energi yang berupa panas laten untuk penguapan, dan akan sangat aktif jika ada penyinaran langsung dari matahari.

Radiasi matahari yang dipancarkan merupakan radiasi gelombang pendek. Radiasi yang sampai pada atmosfer bagian atas (R_a) disebut "Extra Terrestrial Radiation". R_a yang masuk atmosfer sebagian diteruskan, sebagian disebarkan (ke angkasa dan ke bumi), sebagian lagi diserap. Ada pula yang dipantulkan oleh awan. Dan radiasi yang sampai ke bumi (R_s) disebut "Insiden solar radiation", yang sebagian akan dipantulkan ke angkasa oleh benda-benda di permukaan bumi. Selisih antara R_s dengan yang dipantulkan dinamakan radiasi netto gelombang pendek (R_{ns}).

Radiasi yang diterima oleh permukaan bumi tersebut dipancarkan ke atmosfer dalam bentuk radiasi gelombang panjang dan kalor laten serta kalor ter-indra. Perbedaan radiasi gelombang panjang yang dipancarkan oleh bumi dengan radiasi gelombang panjang yang diterima dari atmosfer dinamakan radiasi

gelombang panjang bersih. Selisih radiasi gelombang pendek bersih dengan radiasi gelombang panjang bersih disebut radiasi matahari bersih (R_n).

R_n yang diterima permukaan bumi sebagian digunakan untuk evapotranspirasi, sebagian untuk memanaskan udara di atas permukaan tanah dan tanaman. Besarnya energi untuk evapotranspirasi dan pemanasan udara tergantung pada air yang tersedia untuk penguapan di permukaan tanaman. Apabila keseimbangan antara penambahan dan pengurangan air terganggu, maka stomata akan tertutup, sehingga energi lebih banyak digunakan untuk pemanasan udara. Apabila air cukup, tanaman baik dan telah menutup permukaan tanah, maka radiasi bersih lebih banyak digunakan untuk evapotranspirasi.

2. Angin

Tiupan angin akan memindahkan massa uap air di atas permukaan air, tanah ataupun daun, sehingga tekanan uap air di atas permukaan tersebut menjadi turun, yang berakibat gradien tekanan uap menjadi lebih besar dan evapotranspirasi akan naik. Jadi kecepatan angin mempunyai peranan penting dalam proses evapotranspirasi. Kenaikan kecepatan angin akan menyebabkan semakin besarnya evapotranspirasi potensial.

3. Kelembaban Relatif

Kelembaban udara yang semakin rendah menyebabkan perbedaan tekanan uap antara permukaan air terhadap lapisan udara di atasnya semakin besar, sehingga evapotranspirasi semakin besar. Apabila kelembaban relatif naik, maka kemampuannya untuk menyerap air berkurang.

4. Suhu Udara

Kenaikan suhu udara akan menyebabkan proses evapotranspirasi berjalan lebih cepat, karena tersedianya energi panas.

5. Pengaruh Usia Tanaman

Pada saat tanaman mulai tumbuh, nilai evapotranspirasi meningkat sesuai pertumbuhan, dan mencapai maksimum pada penutupan vegetasi maksimum, setelah mencapai maksimum dan berlangsung beberapa saat menurut jenis tanaman, nilai evapotranspirasi menurun sejalan dengan pematangan biji, menuju saat panen.

6. Pengaruh Jenis Tanaman

Jenis tanaman mempengaruhi transpirasi selama kondisi musim kering. Jenis tanaman di padang pasir, yang mempunyai stomata lebih sedikit, relatif menguapkan sedikit air. Sebaliknya jenis tanaman yang mempunyai akar yang bisa mencapai bidang muka air jenuh, menguapkannya tidak tergantung pada kadar lengas di zona aerasi.

7. Pengaruh Ketersediaan Air Tanah dan Salinitas

Tingkat penguapan dari suatu permukaan tanah yang jenuh kira-kira sama dengan penguapan dari suatu permukaan air pada temperatur yang sama. Pada saat tanah mulai mengering penguapan berkurang dan temperaturnya naik untuk mencapai keseimbangan energi. Pengaruh salinitas, atau benda-benda padat yang terurai, menimbulkan pengurangan tekanan uap dari cairan yang bersangkutan.

3.3.2 Evapotranspirasi Potensial

Evapotranspirasi potensial (*E_{tp}*) adalah evapotranspirasi untuk suatu tanaman yang dapat tumbuh subur dan tidak pernah kekurangan air. Thornthwaite (1948) mendefinisikan evapotranspirasi potensial sebagai evapotranspirasi dari areal tumbuhan yang menutupi permukaan tanah dengan lengas tanah cukup pada setiap waktu. Sedangkan menurut Penman (1947), evapotranspirasi potensial didefinisikan sebagai evapotranspirasi dari tanaman pendek berdaun hijau yang tumbuh baik dan menutup permukaan tanah yang tidak pernah kekurangan air. Kedua definisi tersebut pada dasarnya sama, yaitu memberikan definisi pada batas atas evapotranspirasi untuk suatu tanaman yang dapat tumbuh subur dan tidak pernah kekurangan air.

Rumus untuk memperkirakan evapotranspirasi sudah banyak dikembangkan diberbagai tempat dengan berbagai macam pendekatan. Pada dasarnya ada 3 cara pendekatan yaitu, pendekatan teoritis, pendekatan analitis dan empiris. Pendekatan teoritis didasarkan pada proses fisika, evaporasi dan transpirasi, meliputi cara transfer massa dan lain-lain. Pendekatan analitis dan empiris didasarkan pada keseimbangan air atau energi. Dari pendekatan ini berbagai rumus evapotranspirasi banyak diturunkan, antara lain :

1. Cara Dalton

Rumus Dalton (Darmanto, 1989) dinyatakan sebagai,

$$E = C (e_a - e_d) . \quad (3.1)$$

dengan :

- E = rata-rata evaporasi (in)
 C = koefisien Meyer
 e_a = tekanan udara maksimum (mb)
 e_d = tekanan udara nyata (mb)

2. Cara Penman

Penman menurunkan rumus melalui pendekatan keseimbangan energi dan proses pemindahan uap. Metode yang dipakai dalam menghitung evapotranspirasi potensial pada penelitian ketersediaan air untuk lahan dengan menggunakan cara Penman, yaitu :

$$H = R_a (1 - r) (0.18 + 0.55 \cdot n/N) - \sigma T_a^4 (0.56 - 0.92 \sqrt{e_a}) (0.10 + 0.9 \cdot n/N) \quad (3.2)$$

$$E_a = 0.35 (e_a - e_d) (1 - 0.0098 U_2) \quad (3.3)$$

$$ETp = \frac{\Delta H + 0.27 E_a}{\Delta + 0.27} \quad (3.4)$$

dengan :

H = Keseimbangan panas harian dipermukaan (mm air /hari)

E_a = evaporasi (mm/hari)

ETp = evapotranspirasi potensial (mm/hari)

R_a = "extra terrestrial radiation " rata-rata bulanan (mmH₂/hari)

r = koefisien refleksi, pada rumus Penman digunakan 0,25

n = jumlah jam matahari bersinar dalam satu hari yang sebenarnya

N = jumlah jam maksimum yang dimungkinkan matahari bersinar dalam satu hari

n/N = persentase lama penyinaran matahari dalam satu hari (SSD)

σT_{a_4} = radiasi benda hitam Stefan-Boltzman dalam mm H₂O/hari

e_d = tekanan uap nyata dalam mb, dengan :

$$= RH.e_a$$

e_a = tekanan uap jenuh dalam mm Hg

U_2 = kecepatan angin 2 m diatas permukaan tanah (km/hari)

3. Cara Radiasi

Rumus ini diturunkan berdasarkan keseimbangan energi dinyatakan sebagai,

$$ET_o = c.(w.R_s) \quad (3.5)$$

dengan :

R_s = radiasi matahari dalam evaporasi ekuivalen (mm/hari)

$R_s = (0,25 + 0,5 n/N). R_a$

n = jam penyinaran nyata (jam)

N = jam penyinaran maksimum rerata harian yang mungkin terjadi (jam)

R_a = radiasi yang diterima bagian atas atmosfer dinyatakan dalam evaporasi ekuivalen (mm/hari)

w = suatu faktor yang tergantung pada temperatur dan ketinggian,

c = faktor penyesuaian untuk memasukkan pengaruh kelembasan udara rerata dan keadaan angin siang hari

4. Cara Blaney-Criddle

Blaney-Criddle mengembangkan rumus empiris di bagian barat Amerika

Serikat (Soemarto, 1986) dinyatakan sebagai,

$$C_u = k.f \quad (3.6)$$

$$f = \frac{t.p}{100} \quad (3.7)$$

dengan :

C_u = kebutuhan air konsumtif bulanan (inch/period)

k = keofisien tanaman, ditentukan secara empiris

f = faktor kebutuhan air sebagai fungsi dari temperatur ($^{\circ}F$) dan prosentase rerata jam penyinaran harian terhadap jumlah jam penyinaran tahunan.

p = Prosentasi jumlah jam terang tahunan, dicari berdasar bulan dan letak lintang

t = temperatur rerata bulanan ($^{\circ}F$)

3.3.3 Evapotranspirasi Tanaman (ET_m)

Evapotranspirasi tanaman atau evapotranspirasi maksimum menunjukkan laju evapotranspirasi maksimum dari tanaman yang tumbuh subur pada areal yang luas dimana kondisi airnya selalu tercukupi. Cara menghitung ET_m harian rata-rata dengan menggunakan rumus :

$$ET_m = k_c \cdot ET_p \quad (3.8)$$

dengan :

k_c = koefisien tanaman

ET_p = Evapotranspirasi potensial

Nilai koefisien tanaman (k_c) diperoleh dengan jalan melakukan percobaan pembudidayaan tanaman yang dimaksud dan mengamati besarnya ET_m . Pada tabel 3.2 dapat dilihat bahwa nilai k_c tergantung pada jenis tanaman.

Tabel 3.2 nilai k_c untuk beberapa jenis tanaman

Tanaman	Umur	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
kedelai	85	0,5	0,75	1	1	0,82	0,45							
jagung	80	0,5	0,59	0,96	1,05	1,02	0,95							
ke.tanah	130	0,5	0,51	0,66	0,85	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95				
bawang	70	0,5	0,51	0,69	0,9	0,95	0,95							
buncis	75	0,5	0,64	0,8	0,95	0,88	0,88							
kapas	195	0,5	0,5	0,58	0,75	0,91	1,04	1,05	1,05	1,05	0,78	0,65	0,65	0,65

Tabel 3.3 Nilai kc tebu

Bulan ke-	kc
1-2	0,55
3	0,95
4	1
5-10	1,05
11	0,8
12	0,6

3.3.4 Evapotranspirasi Aktual (ET_a)

Evapotranspirasi aktual adalah Evapotranspirasi yang terjadi pada kondisi ketersediaan air yang tidak berlebihan. Ketersediaan air tanah merupakan salah satu faktor penting yang mempengaruhi besarnya evapotranspirasi aktual (ET_a). Ketersediaan air tanah adalah bagian dari ketersediaan air tanah total yang berkurang tanpa menyebabkan ET_a menjadi lebih kecil dari evapotranspirasi maksimum dari tanaman (ET_m).

Apabila tanah terdapat tambahan air hujan, sehingga ketersediaan air tanah cukup untuk pertumbuhan tanaman, maka besarnya ET_a sama dengan ET_m dan tanaman dapat tumbuh secara normal. Sebaliknya jika hujan sudah mulai berhenti dan proses evapotranspirasi berjalan terus, maka ketersediaan air tanah akan berkurang, sehingga besarnya ET_a pada suatu saat akan mengecil, dan besarnya ET_a pada suatu saat akan lebih kecil dari ET_m dan pertumbuhan tanaman mulai terhambat bahkan dapat menyebabkan matinya tanaman. Untuk menghitung ET_a dapat ditentukan dengan melihat besarnya indeks ketersediaan air tanah (ASI).

3.4 Hujan

Hujan merupakan komponen masukan yang paling penting dalam proses

hidrologi. Hujan terjadi karena adanya penurunan temperatur udara yang mengakibatkan proses kondensasi pada uap air dan berubah dari gas menjadi titik-titik air dan jatuh ke bumi sebagai hujan.

Berdasarkan proses terjadinya hujan, ada beberapa macam hujan, antara lain:

1. Hujan konvektif

Hujan konvektif akan terjadi bila terdapat ketidak seimbangan udara karena panas setempat sehingga udara bergerak keatas dan berlaku proses adiabatik. Hujan konvektif biasanya merupakan hujan dengan Intensitas tinggi, terjadi dalam waktu singkat, dan didaerah yang sempit.

2 Hujan siklon

Hujan siklon akan terjadi bila udara bergerak keatas akibat adanya panas yang bergerak diatas lapisan udara yang lebih padat dan lebih dingin. Hujan siklon biasanya mempunyai intensitas sedang , mencakup daerah yang luas dan akan berlangsung lama.

3 Hujan Orografik

Hujan orografik terjadi karena udara bergerak ke atas akibat adanya pegunungan, karena terjadi dua daerah yang disebut daerah hujan dan daerah bayangan hujan. Hujan orografik dipengaruhi oleh karakteristik pegunungan.

3.4.1 Curah Hujan Rerata

Besarnya hujan yang jatuh ke bumi disebut curah hujan. Curah hujan yang jatuh disuatu stasiun diukur dengan menggunakan alat pengukur hujan otomatis dan alat pengukur manual, dan dicatat dalam milimeter. Pada prinsipnya alat ukur curah hujan berupa suatu corong dengan diameter tertentu dan sebuah gelas ukur berskala. Pada alat ukur otomatis, gelas ukur diganti dengan peralatan otomatis yang mencatat curah hujan yang turun secara terus menerus pada kertas grafik.

Data yang terukur dari dua macam alat tersebut pada hakekatnya sama, namun kadang terdapat juga perbedaan yang disebabkan karena ketelitian pembacaan hujan yang terukur pada alat pencatat hujan otomatis, yang lebih akurat daripada pembacaan hujan terukur pada alat pencatat hujan manual. Apabila terdapat perbedaan pembacaan pada data terukur dengan alat pengukur hujan otomatis dan alat pengukur hujan manual maka yang dipakai adalah data pada alat ukur hujan yang otomatis. Namun apabila data yang terukur dari dua alat pencatat hujan tersebut terdapat perbedaan yang cukup besar maka yang dipakai adalah data yang terbesar.

Dari pengukuran dengan alat ini diperoleh data curah hujan lokal ("point rainfall"), sedangkan data yang biasa diperlukan adalah data curah hujan rerata daerah ("areal rainfall"). Jadi yang dimaksud dengan curah hujan rerata di suatu daerah, curah hujan yang dianggap mewakili daerah tersebut berdasarkan curah hujan yang jatuh atau terukur di stasiun-stasiun daerah tersebut. Ada tiga cara yang dipakai untuk mengubah "point rainfall" menjadi "areal rainfall" yaitu :

a. Cara Rata-rata Aljabar

Cara rata-rata aljabar merupakan cara yang paling sederhana, yaitu dengan membagi rata pengukuran pada semua pos hujan terhadap jumlah stasiun dalam daerah aliran yang bersangkutan. Cara rata-rata aljabar dipakai untuk daerah-daerah datar dengan pos pengamatan hujan tersebar merata. Rumus yang dipakai yaitu :

$$Pr = 1/n (P1+ P2 + P3 + \dots Pn) \quad (3.9)$$

dengan:

Pr = besar curah hujan rerata daerah (areal rain fall)

$P1, P2, P3 \dots Pn$ = besar curah hujan pada stasiun pengamat

n = jumlah stasiun pengamat

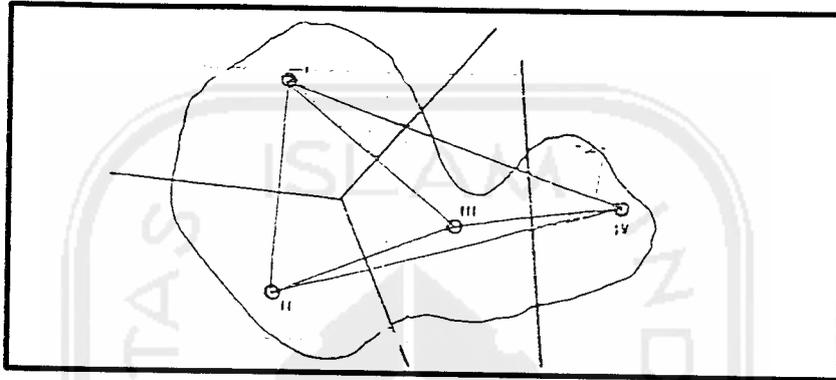
b. Cara Poligon Thiessen

Cara poligon Thiessen digunakan untuk daerah yang distribusi dari pengamatan hujan tidak tersebar merata. Cara mencari dengan menggunakan poligon Thiessen yaitu stasiun pengamat digambar didalam peta dan ditarik garis penghubung masing-masing stasiun hujan, bagi tegak lurus dari garis hubung tersebut membentuk poligon mengelilingi tiap-tiap stasiun, seperti dapat dilihat gambar 3.6. Luas tiap poligon dinyatakan sebagai persentase dari luas DAS seluruhnya. Curah hujan yang tercatat pada stasiun hujan tersebut kemudian dikalikan dengan persentase luas daerah stasiun hujan. Rumus yang dipakai yaitu :

$$Pr = \sum Pi \cdot \frac{Ai}{Ar} \quad (3.10)$$

dengan :

- Pr = besar curah hujan rerata daerah
 Pi = besar curah hujan pada stasiun pengamat
 Ai = luas daerah yang mewakili stasiun pengamat
 Ar = luas seluruh daerah



Gambar 3.5 cara mencari Poligon Thiessen

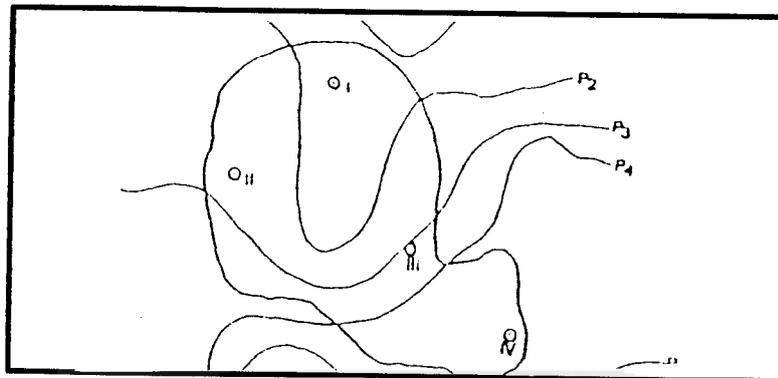
c. Cara Isohiet

Cara Isohiet dipakai untuk menentukan hujan rata-rata pada daerah pegunungan. Caranya yaitu lokasi dan stasiun-stasiun hujan digambar pada peta serta nilai curah hujan untuk tiap-tiap stasiun. Gambar kontur-kontur untuk nilai curah hujan yang sama (Isohiet) lalu dicari harga rata-rata nilai curah hujan untuk daerah yang terletak antara dua kontur tersebut (ΣH_i). Rumus yang dipakai yaitu :

$$Pr = \frac{\Sigma P_i \cdot A_i}{Ar} \quad (3.11)$$

dengan:

- Pr = besar curah hujan rerata daerah
 Pi = jumlah hujan rata-rata dua isohiet seluruh stasiun
 Ai = luas relatif daerah antara dua isohiet
 Ar = luas DAS



Gambar 3.6 hitungan dengan Isohiet

3.4.2 Hujan Effektif (He)

Hujan efektif adalah curah hujan yang dapat digunakan untuk pertumbuhan tanaman. Curah hujan yang jatuh ke permukaan tanah sebagian akan meresap ke dalam tanah sedangkan sebagian lagi akan mengalir ke daerah yang lebih rendah. Untuk mengetahui besarnya curah hujan yang dapat digunakan untuk pertumbuhan tanaman (hujan efektif), dapat dihitung dengan menggunakan 2 cara yaitu analisis frekuensi dan cara USDA.

a. Cara Analisis Frekuensi

Untuk menghitung hujan efektif dengan cara analisis frekuensi menggunakan rumus yang ditetapkan standar Perencanaan Irigasi yaitu:

$$He = 0,70 \cdot 1/30 H_5 \quad (3.12)$$

dengan $H_5 = H + K_{10} \sigma \quad (3.13)$

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum(x-x)^2}{n-1}}$$

He = hujan efektif

H₅ = hujan bulanan kala ulang 5 tahun

H = hujan bulanan rata-rata daerah Klaten

σ = deviasi standart

k = faktor frekuensi (tergantung jenis sebaran)

Analisis frekuensi adalah analisis berulangnya satu peristiwa, baik jumlah frekuensi persatuan waktu maupun periode ulangnya. Pada analisis frekuensi terdapat beberapa jenis distribusi yang umum digunakan dalam Hidrologi yaitu distribusi :

1. Distribusi Normal

Distribusi normal dapat digunakan bila memenuhi syarat:

$$C_s = 0$$

$$C_k = 3$$

$$X = S \geq 68 \%$$

$$X = 2S \geq 95 \%$$

2. Distribusi Log Normal

Distribusi log normal dapat digunakan jika memenuhi syarat:

$$C_s(\ln x) \cong 0$$

$$C_k(\ln x) \cong 3$$

$$C_s = 3C_v + C_v^3$$

$$C_k = C_v^8 + 6C_v^6 + 15C_v^4 + 16C_v^2$$

3. Distribusi Log Pearson Tipe III

Distribusi Log Pearson tipe III dapat digunakan jika memenuhi syarat:

$$C_s(\ln x) > 0$$

$$C_k(\ln x) = 1.5(C_s(\ln x))^2 + 3$$

4. Distribusi Pearson III

Distribusi pearson III digunakan jika memenuhi syarat:

$$C_s > 0$$

$$C_k \cong 1.5 C_s^2 + 3$$

dengan

$$C_k = \frac{M_{4c}}{(M_{2c})^2}$$

$$M_{4c} = \frac{1}{n} \sum (X_i - \bar{X})^4$$

5. Distribusi Gumbel

Distribusi gumbel digunakan jika memenuhi syarat:

$$X_T = X + \frac{S}{S_n} (Y - Y_n)$$

Nilai faktor frekuensi (k) tergantung dari jenis sebaran yang digunakan, karena untuk setiap sebaran mempunyai nilai faktor frekuensi yang berbeda-beda.

Adapun prosedur analisis yaitu:

1. menyusun data yang ada,
2. menghitung parameter statistik yaitu:

- deviasi standart dengan rumus :

$$\sigma = \frac{\sqrt{\sum(x-x)^2}}{n-1} \quad (3.14)$$

- koefisien kurtosis dengan rumus :

$$C_k = \frac{n}{(n-1)(n-2)(n-3)\sigma} \sum(x-x)^4 \quad (3.15)$$

- koefisien variasi

$$C_v = \frac{\sigma}{x} \quad (3.16)$$

- harga rata-rata

$$\bar{x} = \frac{\sum x}{n} \quad (3.17)$$

- Koefisien kemencengan

$$Cs = \frac{n}{(n-1)(n-2)\sigma} \sum (x-z) \quad (3.18)$$

3. menetapkan jenis sebaran yang sesuai,
4. menentukan nilai faktor frekuensi, dan
5. menghitung nilai ekstrim sesuai dengan jenis sebaran.

b. Cara USDA

Selain dengan menggunakan analisis frekuensi, hujan efektif dapat pula dicari dengan menggunakan cara USDA “Soil Conservation Service”. Pada cara USDA hanya menggunakan tabel seperti terdapat pada lampiran 8, dapat dilihat bahwa hitungan memerlukan data *ETm* dan curah hujan rerata daerah serta ketersediaan air tanah efektif (*D. Sa*). Untuk hitungan hujan efektif pada cara USDA tiap tanaman mempunyai harga yang berbeda, hal tersebut disebabkan karena nilai koefisien tiap tanaman berbeda-beda.

3.5 Indeks Ketersediaan Air (ASI)

Indeks ketersediaan air adalah nilai ketersediaan air dalam tanah yang dapat digunakan untuk pertumbuhan tanaman, sehingga tanaman dapat tumbuh tanpa adanya tambahan air dari irigasi. Metode yang dipakai dalam menghitung kebutuhan air untuk kebutuhan tanaman, dapat dilihat dari besarnya evapotranspirasi aktual (*ETa*). Besarnya *ETa* untuk periode bulanan (mm/bulan)

dapat ditentukan dengan melihat besarnya indeks ketersediaan air tanah (*ASI*).

Ketersediaan air tanah total (*Sa*) didefinisikan sebagai ketebalan air dalam mm/m kedalaman air tanah antara kadar air tanah pada kapasitas lapang (*Sfc*) dan kadar air tanah pada titik layu (*Sw*).

Nilai fraksi ketersediaan air (*p*) tergantung pada jenis tanaman dan besarnya *ETm* (lihat lampiran), sedangkan *Sa* tergantung pada tekstur tanah, yaitu sebagai berikut:

- tanah bertekstur halus 200 mm/m,
- tanah bertekstur sedang 140 mm/m, dan
- tanah bertekstur kasar 60 mm/m.

ASI dihitung untuk periode bulanan, dengan persamaan berikut:

$$ASI = \frac{Ir + He + Wb - (1 - p) Sa \cdot D}{ETm \text{ bulanan}} \quad (3.19)$$

dengan :

Ir = pemakaian irigasi = 0

He = curah hujan efektif (mm/bulan), yaitu bagian dari keseluruhan curah hujan yang secara efektif tersedia untuk kebutuhan tanaman

Wb = kedalaman aktual ketersediaan air tanah pada permulaan bulan (*Sa \cdot D*) sedang pada pertengahan musim kering dianggap sama dengan 0

$(1-p)Sa \cdot D$ = sisa ketersediaan air tanah (mm).

p = fraksi ketersediaan air tanah (lampiran 3)

Sa = tekstur tanah (daerah Klaten bertekstur sedang)

= 140 mm/m

- D = kedalaman zona perakaran (tabel 4.1)
 ET_m = evapotranspirasi tanaman (mm/bulan)

Pada hitungan ASI diasumsikan jika $I_r + H_e \leq 30 \text{ mm}$, maka tidak ada perkolasi ataupun "run-off", sedangkan ET_a bulanan hanya dipengaruhi oleh I_r , H_e dan W_b . Besarnya ketersediaan air tanah pada awal bulan (W_b) dianggap sama dengan 0, jika awal tanam dimulai pada bulan pertengahan musim kering. Sedangkan W_b untuk bulan berikutnya adalah :

$$W_b = D \cdot S_a \quad \text{jika } W \geq D \cdot S_a$$

$$W_b = W \quad \text{jika } 0 < W < D \cdot S_a$$

$$W_b = 0 \quad \text{jika } W \leq 0$$

$$W = H_e' + W_b' - ET_a'$$

Tanda aksent menunjukkan bulan yang lalu (bulan n-1) sedangkan tanpa tanda aksent menunjukkan bulan ke-n.

Dari nilai ASI, maka dapat diuraikan gambaran sebagai berikut:

- $ASI \geq 1$, berarti ketersediaan air cukup, sehingga memungkinkan tanaman dapat tumbuh secara normal, dan besarnya $ET_a = ET_m$
- $0 \leq ASI \leq 1$, berarti pertumbuhan tanaman terganggu karena penyerapan air oleh akar tanaman mulai terhambat, sehingga ET_a menjadi lebih kecil dari ET_m , dan besarnya ET_a dapat ditentukan dengan menggunakan tabel pada lampiran.
- $ASI \leq 0$ (negatif), maka ET_a ataupun ET_m sangat kecil dimana pertumbuhan tanaman sangatlah tidak mungkin, kecuali jika ET_m kecil dan sisa ketersediaan air tanah $(1-p)S_a \cdot D$ sangat tinggi.