

BAB III

LANDASAN TEORI

3.1 Hujan

Triatmodjo (2008) menyatakan bahwa hujan merupakan salah bentuk dari presipitasi dimana yang dimaksud dengan presipitasi adalah turunnya air dari atmosfer ke permukaan bumi yang bisa berupa hujan, hujan salju, kabut, embun, dan hujan es. Hujan berasal dari uap air di atmosfer, sehingga bentuk dan jumlahnya dipengaruhi oleh faktor klimatologi seperti angin, temperatur dan tekanan atmosfer. Uap air tersebut akan naik ke atmosfer sehingga mendingin dan terjadi kondensasi menjadi butir-butir air dan kristal-kristal es yang akhirnya jatuh sebagai hujan atau dalam bentuk presipitasi lainnya.

Di antara beberapa jenis presipitasi, hujan adalah bentuk presipitasi yang paling biasa diukur untuk kemudian di analisis menjadi sebuah data. Pengambilan data hujan dapat menggunakan beberapa alat dan metode seperti contoh menggunakan alat penakar hujan otomatis (ARR) alat ini mengukur hujan secara kontinyu sehingga dapat diketahui intensitas hujan dan lama waktu hujan. Ada beberapa macam alat penakar hujan otomatis yaitu alat penakar hujan jenis pelampung, alat penakar hujan tipe timba jungkit, dan alat penakar hujan jenis timbangan.

3.2 Daerah Aliran Sungai (DAS)

Dalam Peraturan Pemerintah Republik Indonesia Nomor 37 (2012) pada pasal 1 ayat 1 dijelaskan bahwa Daerah Aliran Sungai (DAS) adalah suatu wilayah daratan yang merupakan satu kesatuan dengan sungai dan anak-anak sungainya, yang berfungsi menampung, menyimpan dan mengalirkan air yang berasal dari curah hujan ke danau atau ke laut secara alami, yang batas di darat merupakan pemisah topografis dan batas di laut sampai dengan daerah perairan yang masih terpengaruh aktivitas daratan.

3.3 Intensitas Hujan

Suroso (2006) menyatakan bahwa intensitas curah hujan adalah ketinggian curah hujan yang terjadi pada suatu kurun waktu di mana air tersebut terkonsentrasi, dengan satuan mm/jam. Besarnya intensitas curah hujan sangat diperlukan dalam perhitungan debit banjir rencana berdasar metode rasional durasi adalah lamanya suatu kejadian hujan. Intensitas hujan yang tinggi pada umumnya berlangsung dengan durasi pendek dan meliputi daerah yang tidak sangat luas. Hujan yang meliputi daerah luas, jarang sekali dengan intensitas tinggi, tetapi dapat berlangsung dengan durasi cukup panjang. Kombinasi dari intensitas hujan yang tinggi dengan durasi panjang jarang terjadi, tetapi apabila terjadi berarti sejumlah besar volume air bagaikan ditumpahkan dari langit.

Intensitas hujan yang diperlukan untuk memperkirakan hidrograf banjir rencana dengan cara hidrograf satuan sehingga perlu diketahui sebaran hujan jam-jaman dengan suatu interval tertentu. Data hujan jam-jaman tersebut digunakan untuk membuat lengkung IDF dengan persamaan Talbot, Sherman, atau Ishiguro. Apabila yang tersedia adalah data hujan harian, Triatmodjo (2008) Mononobe mengusulkan persamaan berikut ini untuk menurunkan kurva IDF.

$$R_t = \frac{R_{24}}{24} \left(\frac{24}{T}\right)^{\frac{2}{3}} \quad (3.1)$$

dengan:

R_t = intensitas hujan rerata dalam T jam (mm/jam),

R_{24} = curah hujan maksimum dalam 1 hari (mm),

t = lamanya curah hujan (jam).

3.4 Klasifikasi Curah Hujan

Hujan merupakan salah satu bentuk presipitasi uap air yang berasal dari awan yang terdapat di atmosfer. Presipitasi adalah sebuah proses jatuhnya butiran air atau kristal es ke permukaan bumi. Jumlah curah hujan dicatat dalam inci atau milimeter (1 inci = 25,4 mm).

Klasifikasi curah hujan menurut standar internasional *World Meteorological Organization* (WMO) (2008) dapat dilihat pada Tabel 3.1 berikut ini.

Tabel 3.1 Klasifikasi Curah Hujan Menurut Standar Internasional WMO

Kriteria Hujan	Intensitas Hujan (24 Jam)
Sangat Ringan	< 5.0 mm
Ringan	5.0 – 20 mm
Sedang/Normal	20 – 50 mm
Lebat	50 – 100 mm
Sangat Lebat	> 100 mm

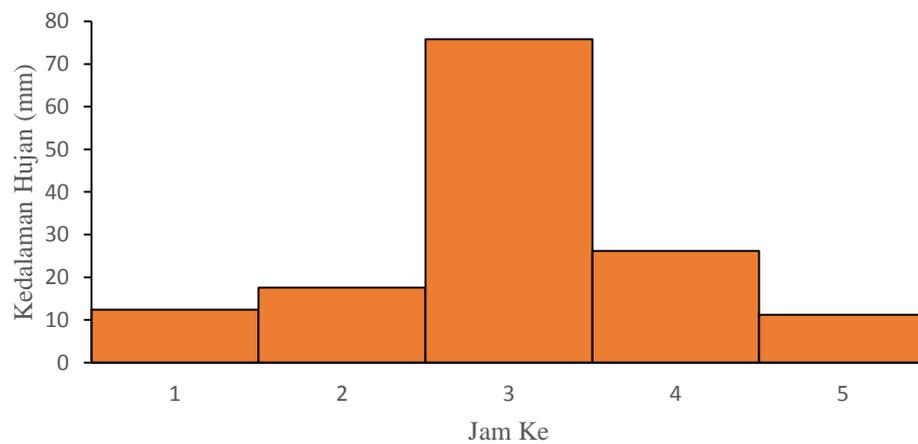
3.5 Pola Distribusi Hujan

Pola distribusi hujan merupakan suatu pola sebaran hujan dimana pencatatan hujan biasanya dilakukan dengan suatu interval waktu tertentu, dimana pada umumnya dilakukan dalam satuan waktu harian, jam-jaman atau menit. Agar distribusi hujan selama terjadinya hujan dapat diketahui pencatatan lebih baik dilakukan dengan interval waktu yang singkat.

3.6 Pola Distribusi *Alternating Block Method* (ABM)

Chow dkk, (1988) menyatakan bahwa *Alternating Block Method* (ABM) merupakan cara sederhana untuk membuat *hyetograph* rencana yaitu hujan rancangan yang di distribusikan ke dalam hujan jam-jaman dari kurva IDF. *Hyetograph* rencana yang dihasilkan metode ini adalah hujan yang terjadi dalam n rangkaian interval waktu yang berurutan dengan durasi Δt selama waktu $T_d = n \Delta t$. Untuk periode ulang tertentu, intensitas hujan diperoleh dari kurva IDF pada setiap durasi waktu $\Delta t, 2\Delta t, 3\Delta t, \dots, n\Delta t$. Ketebalan hujan diperoleh dari perkalian antara

intensitas hujan dan durasi waktu tersebut. Perbedaan antara nilai ketebalan hujan yang berurutan merupakan pertambahan hujan dalam interval waktu Δt . Pertambahan hujan tersebut (blok-blok), diurutkan kembali ke dalam rangkaian waktu dengan intensitas maksimum berada pada tengah-tengah durasi hujan T_d dan blok-blok sisanya disusun dalam urutan menurun secara bolak-balik pada kanan dan kiri dari blok tengah. Contoh gambar *hyetograph* metode ABM dapat dilihat pada Gambar 3.1 berikut ini.



Gambar 3.1 Hyetograph Metode ABM

3.7 Pola Distribusi *Modified Mononobe*

Modified Mononobe merupakan salah satu bentuk pola distribusi hujan yang digunakan untuk menghitung pola distribusi hujan jam-jaman yang merupakan pengembangan dari metode Mononobe. Soeprapto (2000) menyatakan untuk keperluan perancangan, curah hujan rancangan yang telah ditetapkan berdasarkan hasil analisis perlu diubah menjadi lengkung intensitas curah hujan. Lengkung tersebut dapat diperoleh berdasarkan data hujan dari stasiun hujan otomatis dengan rentang waktu yang pendek, misalnya menit atau jam.

Dalam praktek, data hujan otomatis sulit diperoleh, sehingga lengkung intensitas curah hujan untuk durasi pendek ditentukan berdasarkan data hujan

harian. Sosrodarsono dan Takeda (1983) dalam Nurhidayah (2010) Menyatakan untuk durasi hujan diperkirakan lebih dari 2 jam, maka untuk menghitung intensitas hujan jam-jaman dari hujan harian dapat digunakan metoda *Modified-Mononobe* Penentuan intensitas hujan memerlukan data lama hujan yang didekati dengan menghitung waktu konsentrasinya yang dapat dihitung dengan persamaan berikut:

$$I_T^t = \frac{R_{T,24}}{t_c} \left(\frac{t_c}{t}\right)^m \quad (3.2)$$

dengan:

I_T^t = intensitas hujan dengan kala ulang T untuk durasi t (mm/jam),

$R_{T,24}$ = intensitas hujan harian untuk kala ulang T (mm/hari),

t = durasi hujan (jam),

t_c = waktu konsentrasi (jam),

m = konstanta mononobe.

3.8 Waktu Konsentrasi (Tc)

Waktu kosentrasi (t_c) sendiri adalah waktu yang diperlukan untuk mengalirkan air dari titik yang paling jauh pada daerah aliran ke titik yang ditinjau (kontrol), yang ditentukan di bagian hilir suatu saluran. Waktu konsentrasi besarnya sangat bervariasi tergantung dari sejumlah faktor antara lain, luas daerah pengaliran, panjang saluran, debit dan kecepatan aliran.

Harga t_c ditentukan oleh panjang saluran yang dilalui aliran dan kemiringan saluran. Besarnya nilai t_c dapat dihitung dengan beberapa rumus salah satunya rumus Kirpich (1940) di bawah ini:

$$t_c = \frac{0,06628 L^{0,77}}{S^{0,385}} \quad (3.3)$$

dengan:

t_c = waktu konsentrasi (jam)

L = panjang lintasan air dari titik terjauh sampai titik yang ditinjau (km)

S = kemiringan lahan antara elevasi maksimum dan minimum

Selain itu harga t_c juga dapat ditentukan dengan rumus *Australian Rainfall Runoff* (ARR), dimana dengan menggunakan rumus ARR durasi hujan yang didapatkan akan lebih lama, Kibar (2015). Adapun rumus t_c dengan metode ARR adalah sebagai berikut.

$$t_c = 0,76 A^{0,38} \quad (3.4)$$

dengan:

t_c = waktu konsentrasi (jam)

A = Luas DAS yang ditinjau (km^2)

3.9 Analisis Frekuensi Curah Hujan

Triatmodjo (2008) menyatakan bahwa analisis frekuensi merupakan suatu analisis yang perlu dilakukan untuk menentukan jenis sebaran curah hujan yang terjadi pada suatu daerah, selain itu Analisis frekuensi bertujuan untuk mencari hubungan antara besarnya kejadian ekstrim terhadap frekuensi kejadian dengan menggunakan distribusi probabilitas. Rumus-rumus statistik yang digunakan untuk menentukan jenis distribusi adalah sebagai berikut ini.

Rumus parameter statistik:

- a. Standar Deviasi

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum(R_1 - R_{rata-rata})^2}{n-1}} \quad (3.5)$$

- b. Koefisien Variasi (C_v)

$$C_v = \frac{\sigma}{x_{rt}} \quad (3.6)$$

- c. Koefisien Kemelencengan (C_s)

$$C_s = \left(\frac{n}{(n-1)(n-2)} \right) \left(\frac{\sum(R_1 - R_{rata-rata})^3}{\sigma^3} \right) \quad (3.7)$$

d. Koefisien Kurtosis (Ck)

$$Ck = \left(\frac{n^2}{(n-1)(n-2)(n-3)} \right) \left(\frac{\sum(R_i - R_{rata-rata})^4}{\sigma^4} \right) \quad (3.8)$$

dengan :

n = jumlah data,

R_i = hujan maksimum ke- i (mm),

σ = standar deviasi.

Beberapa bentuk jenis distribusi yang dipakai dalam analisis frekuensi untuk hidrologi diantaranya :

a. Distribusi Normal

Berikut persamaan yang dipakai dalam distribusi normal :

$$p = \frac{1}{T} \quad (3.9)$$

$$p = \left[\ln \left(\frac{1}{p^2} \right) \right]^{\frac{1}{2}}, \quad (0 < p < 0.5) \quad (3.10)$$

$$K_T = z = w - \frac{2.515517 + 0.802853w + 0.010328w^2}{1 + 1.432788w + 0.189269w^2 + 0.001308w^3} \quad (3.11)$$

dengan :

T = kala ulang,

p = probabilitas,

K_T = faktor frekuensi.

Sifat-sifat distribusi normal adalah nilai koefisien kemelencengan (skewness) sama dengan nol ($Cs \approx 0$) dan nilai koefisien kurtosis mendekati tiga ($Ck \approx 3$). Selain itu terdapat sifat-sifat distribusi frekuensi kumulatif berikut ini:

$$P(x - s) = 15,87\% \quad (3.12)$$

$$P(x) = 50\% \quad (3.13)$$

$$P(x + s) = 84,14\% \quad (3.14)$$

b. Distribusi Lognormal

Distribusi lognormal digunakan apabila nilai-nilai dari variabel random tidak mengikuti distribusi normal, tetapi nilai logaritmanya memenuhi distribusi normal. Sifat-sifat distribusi lognormal adalah sebagai berikut:

$$\text{Koefisien kemelencengan} : Cs = Cv^3 + Cv \quad (3.15)$$

$$\text{Koefisien kurtosis} : Ck = Cv^8 + 6Cv^6 + 15Cv^4 + 16Cv^2 + 3 \quad (3.16)$$

c. Distribusi Gumbel

Persamaan yang dipakai dalam distribusi gumbel adalah:

$$K_T = -\frac{\sqrt{6}}{\pi} \left\{ 0.5772 + \ln \left[\ln \left(\frac{T}{T-1} \right) \right] \right\} \quad (3.17)$$

dengan:

K_T = faktor frekuensi,

T = kala ulang.

Distribusi gumbel mempunyai sifat:

$$\text{Koefisien kemelencengan} : Cs = 1,14 \quad (3.18)$$

$$\text{Koefisien kurtosis} : Ck = 5,4 \quad (3.19)$$

d. Distribusi Log Pearson III

Distribusi log pearson III digunakan apabila parameter statistik tidak sesuai dengan model distribusi yang lain. Persamaan yang dipakai adalah:

$$K_T = z + (z^2 - 1)k + \frac{1}{3}(z - 6z)k^2 - (z^2 - 1)k^3 + zk^4 + \frac{1}{3}k^5 \quad (3.20)$$

dengan:

K_T = faktor frekuensi,

$$k = \frac{Cs}{6} .$$

Untuk memilih distribusi yang sesuai dengan data yang ada, perlu dilakukan uji statistik. Pengujian biasanya dilakukan dengan uji Chi-kuadrat dan uji Smirnov-Kolmogorof.

a. Uji Chi Kuadrat

Pengujian chi-kuadrat dilakukan dengan menggunakan parameter χ^2 , dengan rumus sebagai berikut:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^k \frac{(Ef - Of)^2}{Ef} \quad (3.21)$$

dengan:

χ^2 : harga Chi-kuadrat terhitung,

K : banyaknya kelas,

Of : frekuensi terbaca pada setiap kelas,

Ef : frekuensi yang diharapkan untuk setiap kelas.

Nilai χ^2 hasil perhitungan dibandingkan dengan nilai χ^2 kritis. Nilai χ^2 kritis telah tersedia dalam bentuk tabel yaitu merupakan fungsi dari jumlah kelas, jumlah parameter, dan derajat kegagalan.

b. Uji Smirnov–Kolmogorov

Pengujian ini dilakukan dengan membandingkan nilai Δ maksimum, yaitu selisih maksimum antara plot data dengan garis teoritis pada kertas probabilitas. Nilai Δ kritis (Δ_{cr} , *Smirnov Kolmogorov Test*) tergantung dari jumlah data (n) dan derajat kegagalan (α). Setelah ditentukan pola distribusi yang sesuai, hujan rencana dapat dihitung menggunakan persamaan:

$$X_T = \mu + K_T \cdot \sigma \quad (3.22)$$

dengan:

X_T = hujan rencana,

μ = rerata,

σ = standar deviasi.