

## **BAB 2**

### **LANDASAN TEORI**

#### **2.1 Hujan**

Hujan merupakan salah satu 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 (Triatmodjo, 2008).

Dibumi, hujan adalah proses kondensasi (perubahan wujud benda ke wujud yang lebih padat) uap air di atmosfer menjadi butiran air yang cukup berat untuk jatuh dan biasanya tiba di daratan. Dua proses yang mungkin terjadi bersamaan dapat mendorong udara semakin jenuh menjelang hujan, yaitu pendinginan udara atau penambahan uap air ke udara. Butir hujan memiliki ukuran yang beragam mulai dari butiran besar hingga butiran kecilnya (Pratiwi, 2018)

##### **2.1.1 Curah Hujan**

Curah Hujan merupakan jumlah air hujan yang jatuh di permukaan tanah datar selama periode tertentu yang diukur dengan satuan tinggi (mm) diatas permukaan horizontal bila tidak terjadi evaporasi (Kasni, 2021) Curah Hujan menurut BMKG ialah ketinggian air hujan yang jatuh pada tempat yang datar dengan asumsi tidak menguap, tidak mengalir, dan tidak meresap. Curah hujan 1 mm didefinisikan sebagai air hujan setinggi 1 mm yang tertampung pada tempat yang datar seluas 1m<sup>2</sup> dengan asumsi diatas.

##### **2.1.2 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).

Satuan curah hujan yang sering digunakan biasanya merujuk dari satuan yang digunakan oleh BMKG. Satuan curah hujan yang sering digunakan oleh BMKG adalah satuan milimeter (mm). Klasifikasi Curah Hujan Menurut BMKG disajikan pada Tabel 2.1.

Tabel 2.1 Klasifikasi Curah Hujan 24 Jam Menurut BMKG

<b>Kriteria Hujan</b>	<b>Jumlah Curah Hujan</b>
Sangat Ringan	< 5 mm
Ringan	5-20 mm
Sedang	20-50 mm
Lebat	50 – 100 mm
Sangat Lebat	> 100 mm

## **2.2 Daerah Aliran Sungai (DAS)**

Daerah Aliran Sungai (DAS) adalah suatu daerah yang dibatasi oleh topografi alami, dimana semua air hujan yang jatuh didalamnya akan mengalir melalui suatu sungai dan tentu keluar melalui outlet pada sungai tersebut, fisik-biologi dan satuan kegiatan sosial ekonomi untuk perencanaan dan pengolahan sumber daya alam (Pratiwi, 2018).

Daerah Aliran Sungai juga dapat didefinisikan sebagai daerah yang dibatasi oleh punggung-punggung gunung atau pegunungan. Air hujan yang jatuh di daerah tersebut akan mengalir menuju sungai utama, biasanya batas DAS adalah kontur tertinggi di sekitar sungai (Nurhidayah, 2010)

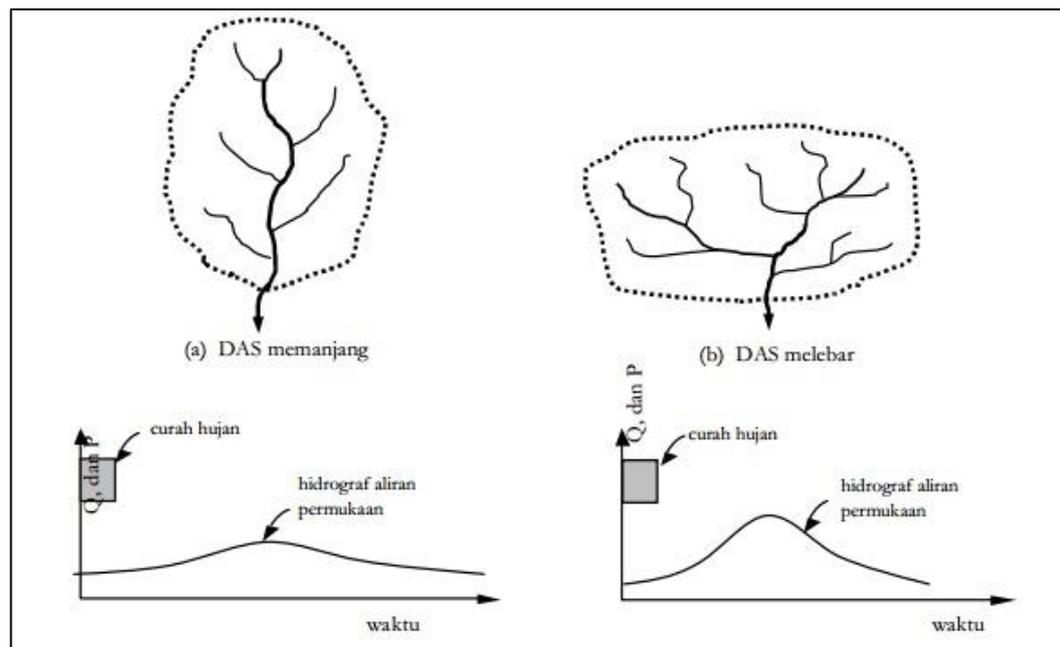
### **2.2.1 Karakteristik Daerah Aliran Sungai (DAS)**

Karakteristik suatu Daerah Aliran Sungai (DAS) akan dipengaruhi oleh beberapa faktor, antara lain luas dan bentuk dari DAS itu sendiri, kondisi topografi, kondisi geologi serta vegetasi tutupan lahan atau tata guna lahan (Suripin, 2003). Menurut Peraturan Pemerintah Republik Indonesia Nomor 37 Tahun 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 tofografis dan batas di laut sampai dengan daerah perairan yang masih terpengaruh aktivitas daratan.

### 1. Luas dan Bentuk DAS

Luas DAS mempengaruhi kecepatan dan volume aliran permukaan, semakin luas suatu DAS maka volume aliran permukaan semakin besar. Sedangkan bentuk suatu DAS berpengaruh terhadap pola aliran dalam sungai. Pada curah hujan dan intensitas yang sama, dengan bentuk DAS yang berbeda akan mengakibatkan kecepatan aliran permukaan (*Surface runoff*) dari bentuk DAS yang memanjang dan sempit akan lebih besar dari pada bentuk DAS yang melebar atau melingkar. Hal ini terjadi disebabkan waktu konsentrasi pada DAS memanjang terjadi lebih lama dibandingkan dengan DAS yang melebar, sehingga terkonsentrasinya air di titik kontrol lebih lambat dan hal ini berakibat pada laju dan volume aliran permukaan (Suripin, 2004).

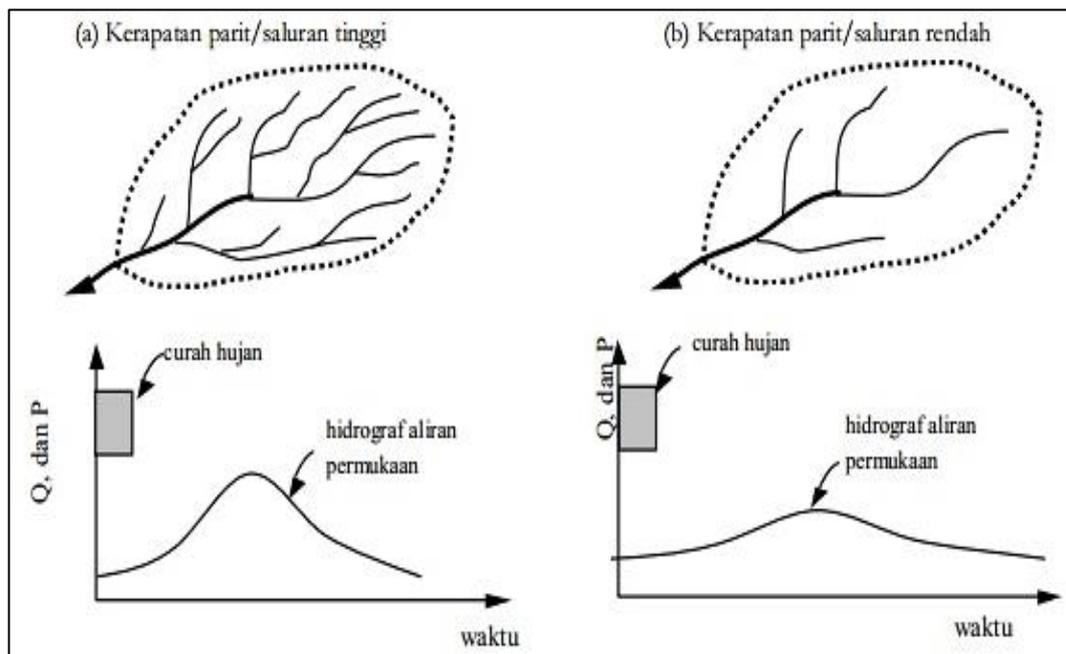


Gambar 2.1 Pengaruh Bentuk DAS pada *Surface Runoff*

Sumber : (Suripin, 2004)

## 2. Kondisi Topografi

Kondisi topografi seperti *slope*, keadaan dan kerapatan parit/saluran, serta bentuk-bentuk cekungan lainnya mempengaruhi kecepatan dan volume aliran permukaan. DAS dengan kemiringan curam disertai parit/saluran yang rapat akan menghasilkan laju dan volume aliran permukaan yang lebih besar dibandingkan dengan DAS yang landai dengan parit yang jarang dan memiliki cekungan. Kerapatan parit sendiri memperpendek waktu konsentrasi sehingga memperbesar laju aliran permukaan (Suripin, 2004).



Gambar 2.2 Pengaruh Kerapatan Parit pada Hidrograf

Sumber : (Suripin, 2004)

## 3. Tata Guna Lahan

Tata guna lahan pada mempengaruhi aliran permukaan dinyatakan dalam koefisien aliran permukaan ( $C$ ), yaitu bilangan perbandingan antara besarnya aliran permukaan dan besarnya curah hujan. Koefisien ini menjadi salah satu indikator untuk menentukan kondisi fisik suatu DAS. Nilai  $C$  berkisar antara 0-1. Nilai  $C$  yang mendekati angka nol menunjukkan bahwa kondisi DAS tersebut masih dalam keadaan baik dan sebaliknya nilai  $C$  yang semakin mendekati angka satu menunjukkan bahwa kondisi DAS dalam keadaan semakin rusak.

#### 4. Kondisi Geologi

Kondisi geologi berkaitan dengan laju infiltrasi sehingga dapat mempengaruhi aliran permukaan. Kecepatan dan jumlah air yang meresap ke dalam tanah merupakan fungsi dari jenis tanah, kelengasan tanah, permeabilitas tanah, penutup tanah, *drainase*, *water table*, intensitas dan jumlah hujan.

##### **2.3 Pola Distribusi Hujan Jam-Jaman**

Pola Distribusi hujan jam-jaman memiliki peran yang penting dalam ilmu hidrologi, karena pada dasarnya setiap besaran aliran sungai merupakan tanggapan (*response*) terhadap setiap besaran hujan yang terjadi, dengan demikian maka setiap besaran hujan tertentu dengan berbagai macam pola distribusi hujan jam-jaman (*Hourly distribution*) akan mengakibatkan sifat aliran sungai yang berbeda-beda pula (Harto Br, 2009). Analisis pola distribusi hujan dapat dilakukan dengan menggunakan beberapa metode seperti metode observasi ataupun metode empiris yang memiliki kelebihan dan kekurangan masing-masing.

##### **2.4 Hyetograph rencana**

*Hyetograph* adalah histogram kedalaman hujan atau intensitas hujan dengan pertambahan waktu sebagai absis dan kedalaman hujan atau intensitas hujan sebagai ordinat. *Hyetograph* berfungsi sebagai “*Driving Force*” dalam membangkitkan debit aliran berdasarkan hidrograf satuan (terukur maupun sintesis).

##### **2.5 Pengaruh Pola Distribusi Hujan Jam-Jaman Terhadap Hidrograf Satuan**

Perhitungan banjir rancangan diperlukan masukan berupa hujan rancangan yang di distribusikan ke dalam kedalaman hujan jam-jaman. Untuk dapat mengubah hujan rancangan ke dalam besaran hujan jam-jaman perlu didapatkan terlebih dahulu suatu pola distribusi hujan jam-jaman. Salah satu model distribusi hujan yang dikembangkan untuk mengalihragamkan hujan harian ke hujan jam-jaman menggunakan *Alternating Block Method* (ABM). Setelah didapat pola dari metode ABM, pola tersebut diurutkan kembali ke dalam rangkaian waktu dengan intensitas hujan maksimum yang berada pada tengah-tengah durasi hujan dan blok-blok sisanya disusun dalam urutan menurun secara bolak-balik pada kanan dan kiri dari

blok tengah. Dengan demikian telah terbentuk *hyetograph* rencana yang nantinya dapat dipakai untuk hidrograf satuan (Triatmodjo, 2006).

## 2.6 Uji konsistensi (Kepanggahan)

Seringkali ditemukan pada beberapa stasiun DAS yang data curah hujannya hilang, hal tersebut dikarenakan beberapa hal salah satunya alat ukur yang belum memadai dan pencatatan data yang hilang. Untuk memenuhi data curah hujan yang hilang. Salah satu metode untuk memperkirakan data curah hujan yang hilang adalah metode *Inversed Square Distance*.

### 2.6.1 Metode Normal Rasio

Metode *Normal Ratio* adalah salah satu metode yang digunakan untuk mencari data yang hilang. Metode perhitungan yang digunakan cukup sederhana yakni dengan memperhitungkan data curah hujan di stasiun hujan yang berdekatan untuk mencari data curah hujan yang hilang di stasiun tersebut. Variabel yang diperhitungkan pada metode ini adalah curah hujan harian di stasiun lain dan jumlah curah hujan 1 tahun pada stasiun lain tersebut. Rumus Metode *Normal Ratio* untuk mencari curah hujan yang hilang sebagai berikut (Prawaka, Zakaria, & Tugiono, 2016)

$$P_x = \frac{1}{n} \left[ \frac{N_x}{N_A} P_A + \frac{N_x}{N_B} P_B + \frac{N_x}{N_C} P_C \right] \quad (2.1)$$

Dengan :

$P_x$  = Nilai data hujan yang diperkirakan pada stasiun X

$P_A$  = Nilai data hujan stasiun A

$P_B$  = Nilai data hujan stasiun B

$P_C$  = Nilai data hujan stasiun C

$N_x$  = Nilai normal data hujan tahunan stasiun X

$N_A$  = Nilai normal data hujan tahunan stasiun A

$N_B$  = Nilai normal data hujan tahunan stasiun B

$N_C$  = Nilai normal data hujan tahunan stasiun C

$n$  = Jumlah Stasiun referensi ( $> 3$ )

### 2.6.2 Metode *Inversed Square Distance*

Metode *Inversed Square Distance* adalah salah satu metode yang digunakan untuk mencari data yang hilang. Metode perhitungan yang digunakan hampir sama dengan metode *Normal Ratio* yakni memperhitungkan stasiun terdekat untuk mencari data curah hujan yang hilang di stasiun tersebut. Jika pada Metode *Normal Ratio* yang digunakan adalah jumlah curah hujan dalam 1 tahun, pada metode ini variabel yang digunakan adalah jarak stasiun terdekat dengan stasiun yang akan dicari data curah hujan yang hilang. Rumus metode *Inversed Square Distance* untuk mencari data curah hujan yang hilang sebagai berikut (Prawaka et al., 2016)

$$Px = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{P_i}{L_i^2}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{L_i^2}} \quad (2.2)$$

Dengan :

Px = Hujan yang hilang di stasiun x

Pi = Data hujan di stasiun sekitarnya pada periode yang sama

Li = Jarak antara stasiun

## 2.7 Pola Distribusi Hujan Jam-Jaman Metode Observasi

Pola Distribusi hujan Jam-jaman metode observasi dapat diperoleh dengan membuat tabel data hujan masing masing stasiun dan melakukan rekapitulasi kejadian hujan dengan durasi hujan jam-jaman dari setiap stasiun hujan pada Daerah Aliran Sungai (DAS) lalu dikumulatitkan, maka setelah itu data diolah menjadi frekuensi kejadian hujan.

### 2.7.1 Distribusi Kejadian Hujan

Distribusi kejadian hujan dilakukan untuk mengelompokkan kejadian hujan yang memiliki kedalaman hujan  $\geq 50$  mm ataupun  $< 50$  mm. Kedua kedalaman hujan tersebut di distribusikan kedalam beberapa kelompok durasi waktu.

### 2.7.2 Distribusi Durasi Hujan

Distribusi ini dibuat pada metode observasi, data hujan dikelompokkan berdasarkan durasi hujan mulai dari satu jam dan seterusnya lalu dinyatakan dalam persen (%) pada bagian akhir tabel, semua kejadian hujan di rata-ratakan. Dengan demikian akan diperoleh distribusi hujan rata-rata untuk setiap durasi hujan.

## 2.8 Analisis Hidrologi

Analisis Hidrologi dilakukan agar mendapatkan Intensitas hujan, Hujan Rancangan dengan kala ulang tertentu yang nantinya akan digunakan untuk mencari distribusi pola hujan jam-jaman metode empiris.

### 2.8.1 Hujan Kawasan

Data Hujan yang diperoleh dari alat hujan merupakan hujan yang hanya terjadi pada satu tempat atau satu titik saja. Hujan sangat bervariasi terhadap tempat (*space*), maka untuk kawasan sangat luas tidak bisa diwakili satu titik pos pengukuran. Hujan kawasan diperoleh dari harga rata-rata curah hujan beberapa pos pengukuran hujan yang ada di sekitar kawasan tersebut. Ada 3 macam cara yang umum digunakan dengan mempertimbangkan beberapa faktor yang di buat kedalam bentuk tabel yaitu seperti berikut (Suripin, 2004).

Tabel 2.2 Metode Berdasar Jaring-jaring Pos Penakar Hujan

Jumlah Pos Penakar	Metode yang digunakan
Pos Penakar Hujan Cukup	Metode Isohyet, <i>Thiessen</i> dan Rata-rata Aljabar
Pos Penakar Hujan Terbatas	Metode Rata-Rata Aljabar, dan <i>Thiessen</i>
Pos Penakar Hujan Tunggal	Metode Hujan Titik

Tabel 2.3 Metode Berdasarkan Luas DAS

Luas DAS (km <sup>2</sup> )	Metode yang digunakan
DAS besar (>5000 km <sup>2</sup> )	Metode Isohyet
DAS sedang (500>DAS>5000 km <sup>2</sup> )	Metode <i>Polygon Thiessen</i>
DAS kecil (<500 km <sup>2</sup> )	Metode Rata-rata Aljabar

Tabel 2.4 Metode Berdasarkan Topografi

Jenis Topografi	Metode yang digunakan
Pegunungan	Metode Rata-rata Aljabar
Dataran	Metode <i>Polygon Thiessen</i>
Bukit tidak Beraturan	Metode Isohyet

### 2.8.1.1 Metode Rerata Aritmatika (Aljabar)

Metode ini adalah metode yang paling sederhana untuk menghitung hujan rerata pada suatu daerah. Metode rerata Aritmatika didasari asumsi bahwa semua stasiun hujan tersebar merata atau hampir merata dalam suatu kawasan yang mempunyai topografi relatif datar, sehingga mempunyai pengaruh yang sama terhadap suatu kawasan. Hujan kawasan dihitung dengan persamaan berikut (Triatmodjo, 2008)

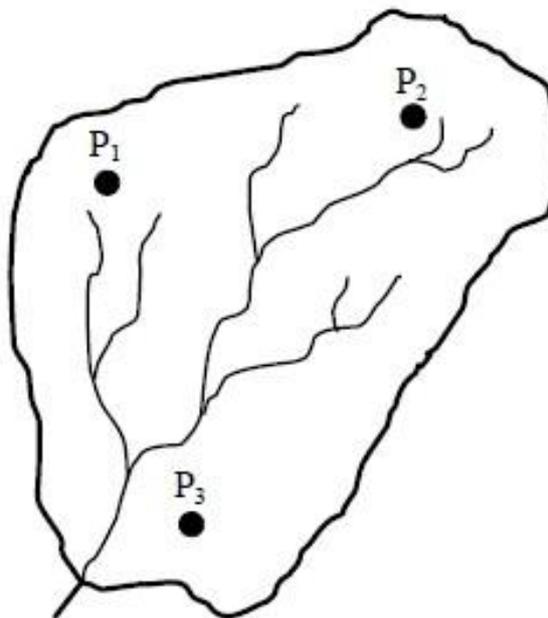
$$\bar{P} = \frac{P_1 + P_2 + P_3 + \dots + P_n}{n} \quad (2.3)$$

Dengan :

$\bar{P}$  = Hujan rerata kawasan

$P_1, P_2, P_3, \dots, P_n$  = Hujan di stasiun 1,2,3,...,n

n = Jumlah Stasiun



Gambar 2.3 Metode Rata-rata Aritmatika

Sumber : (Triatmodjo, 2008)

### 2.8.1.2 Metode Thiessen

Metode *Thiessen* dihitung berdasarkan nilai hujan titik dari masing-masing stasiun yang mewakili luasan disekitarnya. Pada suatu wilayah di dalam DAS dianggap bahwa hujan adalah sama dengan yang terjadi pada stasiun terdekat,

sehingga hujan yang tercatat pada suatu stasiun mewakili wilayah tersebut. Metode ini digunakan apabila penyebaran stasiun hujan di daerah yang ditinjau tidak merata. Perhitungan poligon *Thiessen* dapat dihitung mengikuti rumus dibawah ini (Triatmodjo, 2008)

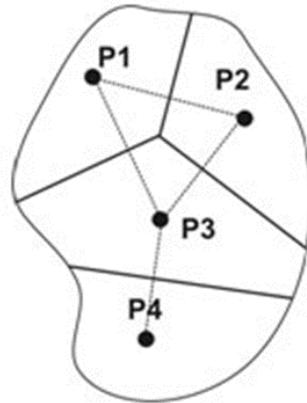
$$\bar{P} = \frac{A_1 \cdot P_1 + A_2 \cdot P_2 + A_3 \cdot P_3 + \dots + A_n \cdot P_n}{A_1 + A_2 + A_3 + \dots + A_n} \quad (2.4)$$

Dengan :

$\bar{P}$  = Hujan rerata kawasan

$P_n$  = Hujan di stasiun 1,2,...,n

$A_n$  = Luas daerah yang mewakili stasiun 1,2,...,n



Gambar 2.4 Metode *Polygon Thiessen*

Sumber : (Triatmodjo, 2008)

### 2.8.1.3 Metode *Isohyet*

*Isohyet* adalah garis yang menghubungkan titik-titik dengan kedalaman hujan yang sama. Pada metode *Isohyet*, dianggap bahwa hujan pada suatu wilayah diantara dua garis *Isohyet* adalah merata dan sama dengan nilai rerata dari kedua garis *Isohyet* tersebut. Secara matematis hujan rerata tersebut dapat ditulis seperti pada rumus berikut (Triatmodjo, 2008).

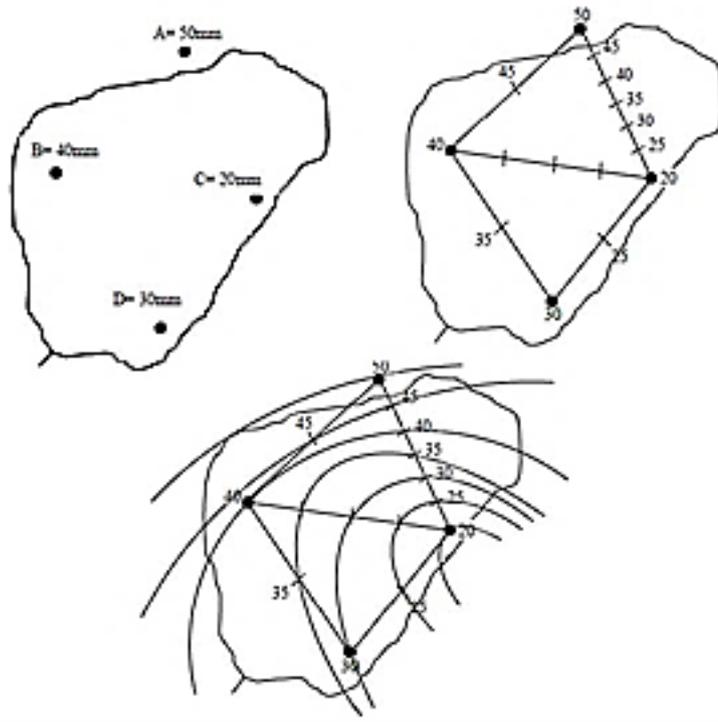
$$\bar{P} = \frac{A_1 \cdot \frac{I_1 + I_2}{2} + A_2 \cdot \frac{I_2 + I_3}{2} + \dots + A_n \cdot \frac{I_n + I_{n+1}}{2}}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \quad (2.5)$$

Dengan :

$\bar{P}$  = Hujan rerata kawasan

$I_1, I_2, \dots, I_n$  = Garis *Isohyet* ke 1, 2, ..., n

$A_1, A_2, \dots, A_n$  = Luas yang dibatasi oleh *Isohyet* ke 1 dan 2, 2 dan 3, ..., n+1



Gambar 2.5 Metode *Isohyet*

Sumber : (Triatmodjo, 2008)

### 2.8.2 Analisis Frekuensi

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 parameter statistik yang digunakan untuk menentukan jenis distribusi adalah sebagai berikut (Triatmodjo, 2008)

a. Standar Deviasi

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum(R_1 - R_{rata-rata})^2}{n-1}} \quad (2.6)$$

b. Koefisien Variasi

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{X}_{rt}} \quad (2.7)$$

c. Koefisien Kemelencengan ( $C_s$ )

$$C_s = \left( \frac{n}{(n-1)(n-2)} \right) \left( \frac{\sum(R_1 - R_{rata-rata})^3}{\sigma^3} \right) \quad (2.8)$$

d. Koefisien Kurtosis ( $C_k$ )

$$C_k = \left( \frac{n^2}{(n-1)(n-2)(n-3)} \right) \left( \frac{\sum (R_i - R_{rata-rata})^4}{\sigma^4} \right) \quad (2.9)$$

Dengan :

$n$  = jumlah data

$R_i$  = hujan maksimum ke- $i$  (mm)

$\sigma$  = standar deviasi

### 2.8.2.1 Distribusi Normal

Metode distribusi normal merupakan fungsi densitas peluang normal atau *probability density function* (PDF) atau distribusi gauss. Distribusi normal banyak digunakan dalam analisis hidrologi, misal dalam analisis frekuensi curah hujan, perhitungan curah hujan menurut distribusi normal memiliki persamaan sebagai berikut (Widyawati, Yuniarti, & Goejantoro, 2021). Persamaan dalam distribusi normal yang dipakai :

$$X_T = \mu + K_T \sigma \quad (2.10)$$

$$X_T = \bar{K} + K_T S \quad (2.11)$$

$$K_T = \frac{X_T - \bar{X}}{S} \quad (2.12)$$

Dengan :

$X_T$  = nilai rata-rata

$S$  = standar deviasi

$K_T$  = faktor frekuensi

Sifat-sifat distribusi normal adalah nilai koefisien kemelencengan (*Skewness*) sama dengan nol ( $C_s \approx 0$ ) dan nilai koefisien kurtois mendekati tiga ( $C_s \approx 3$ ).

### 2.8.2.2 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 :

$$Y_T = \bar{Y} + K_T S \quad (2.13)$$

$$\log X_T = \overline{\log x} + (K_T \times S_y) \quad (2.14)$$

$$\text{atau } Y_T = \bar{Y} + (K_T \times S_y) \quad (2.15)$$

$$\text{atau } X_T = 10^{Y_T} \quad (2.16)$$

$$\bar{Y} = \overline{\text{Log}x} = \frac{1}{n} \times (\sum \text{log}x) \quad (2.17)$$

$$S_y = S_{\text{log}} \sqrt{\frac{\sum(\text{log}x_i - \overline{\text{log}x})^2}{(n-1)}} \quad (2.18)$$

$$C_s = \frac{nx \sum(\text{log}x_i - \overline{\text{log}x})^3}{(n-1)(n-2)(S_y)^2} \quad (2.19)$$

Dengan :

$Y_T$  = perkiraan nilai yang diharapkan terjadi dengan periode ulang T tahunan

S = standar deviasi

$K_T$  = faktor frekuensi

$Y_T$  = hujan maksimum dimana periode ulang T tahunan

$\bar{Y}$  = curah hujan rata-rata dalam log x

$C_s$  = koefisien skewness

### 2.8.2.3 Distribusi Gumbel

Distribusi Gumbel adalah suatu metode yang didasarkan atas distribusi normal (distribusi harga ekstrim). Gumbel beranggapan bahwa distribusi variabel-variabel hidrologis tidak terbatas, sehingga harus digunakan distribusi dari harga-harga yang terbesar (harga maksimal). Distribusi Gumbel dianggap paling tepat karena dilengkapi dengan curah hujan maksimum setiap hari untuk berbagai periode waktu dan periode hujan yang berulang (Cahyadi, Haryanto, Hartono, & Fahlevi, 2020). Persamaan yang dipakai dalam distribusi gumbel :

$$X_T = \bar{X} + K_T \times S_x \quad (2.20)$$

$$K_T = \frac{Y_T - Y_n}{S_n} \quad (2.21)$$

$$Y_T = -1 \left[ \ln \left( \frac{T}{T-1} \right) \right] \quad (2.22)$$

$$S_x = \sqrt{\frac{\sum(x_i) - (X_a \sum x_1)}{(n-1)}} \quad (2.23)$$

$$X_T = X \frac{Y_T - Y_n}{S_n} \quad (2.24)$$

Dengan :

$X_T$  = hujan maksimum dalam periode ulang T tahun

$Y_t$  = reduce mean

- $Y_n$  = reduce mean  
 $S_n$  = reduce standar variasi  
 $S_x$  = standar variasi  
 $N$  = jumlah tahun pengamatan  
 $X_n$  = harga besaran rata-rata

#### 2.8.2.4 Distribusi Log Pearson III

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

- a. Harga rata-rata

$$\overline{\log x} = \frac{1}{n} x (\sum \log x) \quad (2.25)$$

- b. Standar deviasi

$$s = \sqrt{\frac{\sum (\log x_i - \overline{\log x})^2}{(n-1)}} \quad (2.26)$$

- c. Koefisien Skewness

$$C_s = \frac{nx \sum (\log x_i - \overline{\log x})^3}{(n-1)(n-2)(s)^2} \quad (2.27)$$

Tabel 2.5 Parameter Statistik Untuk Menentukan Jenis Distribusi

No	Jenis Distribusi	Syarat Uji Distribusi	
1	Normal	Cs = 0	
		Ck = 3	
2	Log Normal	Cv <sup>3</sup> + 3Cv	Cs = 0
		Cv <sup>8</sup> + 6Cv <sup>6</sup> + 15Cv <sup>4</sup> + 16Cv <sup>2</sup> + 3	Ck = 0
3	Gumbell	Cs = 1,14	
		Ck = 5,4	
4	Log Pearson tipe III	Jika semua syarat tidak terpenuhi	

#### 2.8.3 Uji Kesesuaian Pola Distribusi

Uji Kesesuaian Pola Distribusi ini memiliki tujuan untuk memilih distribusi yang sesuai dengan data yang ada, Terdapat beberapa metode pengujian namun umumnya menggunakan dua metode yaitu uji Chi-Kuadrat dan uji Smirnov-Kolmogorof.

#### 2.8.4 Uji Chi Kuadrat

Pengujian chi-kuadrat bertujuan untuk menentukan apakah persamaan distribusi yang dipilih dapat mewakili distribusi statistik sampel data yang telah

dianalisis. Kemudian pengambilan keputusan uji Chi-Kuadrat menggunakan parameter  $X^2$  (Sadewo & Sutoyo, 2018) dengan rumus sebagai berikut :

$$X^2 = \sum_{i=1}^k \frac{(Ef - Of)^2}{Ef} \quad (2.28)$$

Dengan :

$X^2$  = harga Chi-Kuadrat terhitung

$K$  = banyaknya kelas

$Of$  = frekuensi terbaca pada setiap kelas

$Ef$  = frekuensi yang diharapkan untuk setiap kelas

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

### 2.8.5 Uji Smirnov-Kolmogrof

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

$$X_T = \mu + Kt \cdot \sigma \quad (2.29)$$

Dengan :

$X_T$  = hujan rencana

$\mu$  = rerata

$\sigma$  = standar deviasi

### 2.8.6 Analisis Hujan Rancangan

Hujan rancangan dapat berupa kedalaman hujan di suatu titik atau hidrograf hujan rencana yang merupakan distribusi hujan sebagai fungsi waktu selama hujan deras (Triatmodjo. B, 2008). Analisis hujan rancangan ini dapat digunakan untuk analisis pola distribusi hujan jam-jaman metode empiris yakni *Modified Mononobe Method* dan *Alternating Block Method* (ABM) yaitu dengan mendapatkan nilai dari hujan rancangan dengan kala ulang tertentu.

### 2.8.7 Seri Data HidrologiP

Data yang digunakan dalam analisis frekuensi dapat dibedakan menjadi dua tipe sebagai berikut ini (Triatmodjo, 2008).

a. *Partial duration series*

Metode ini digunakan apabila jumlah data kurang dari 10 tahun data runtut waktu. *Partial duration series* yang juga disebut POT (*peaks over treshold*) adalah rangkaian data debit banjir/hujan yang besarnya diatas suatu nilai batas tertentu. Dengan demikian dalam satu tahun bisa terdapat lebih dari satu data yang digunakan dalam analisis. Dari setiap tahun data diperoleh 2 sampai 5 data tertinggi

b. *Annual maximum series*

Metode ini digunakan apabila tersedia data debit atau hujan minimal 10 tahun runtut waktu. Tipe ini adalah dengan memilih satu data maksimum setiap tahun. Dalam satu tahun hanya ada satu data. Dengan cara ini, data terbesar kedua dalam suatu tahun yang mungkin lebih dari data maksimum pada tahun yang lain tidak diperhitungkan.

### 2.9 Intensitas Hujan

Intensitas hujan adalah ketinggian curah hujan yang terjadi pada suatu kurun waktu dimana 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 panjang yang terjadi, tetapi apabila terjadi berarti sejumlah besaran volume air bagaikan ditumpahkan dari langit (Suroso, 2006).

Intensitas hujan yang diperlukan untuk memperkirakan hidrograf banjir rencana dengan cara hidrograf satuan sehingga perlu diketahui sebaran 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, Mononobe mengusulkan persamaan berikut ini untuk menurunkan kurva IDF (Triatmodjo, 2008).

$$R_t = \frac{R_{24}}{24} \left(\frac{24}{T}\right)^{\frac{2}{3}} \quad (2.30)$$

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)

## 2.10 Pola Distribusi hujan Jam-Jaman Metode Empiris

Pencatatan hujan biasanya dalam bentuk data hujan harian, jam-jaman atau menitan. Pencatatan dilakukan dengan interval waktu pendek untuk mengetahui distribusi hujan selama kejadian hujan tersebut berlangsung. Distribusi hujan yang terjadi digunakan sebagai masukan untuk mendapatkan hidrograf aliran. Dalam analisis hidrograf banjir rencana dengan masukan hujan rencana dengan periode ulang tertentu yang diperoleh dari analisis frekuensi, biasanya parameter hujan seperti durasi dan pola distribusi hujan tidak diketahui. Padahal parameter tersebut sangat diperlukan dalam analisis, oleh sebab itu dapat digunakan metode empiris untuk menentukan distribusi hujan rencana (Triatmodjo, 2008). Dalam menentukan pola distribusi hujan jam-jaman metode empiris terdapat beberapa metode yaitu *Modified Mononobe Method*, *Alternating Block Method (ABM)*, *Triangular Hytograph Method*, dan metode *Tadashi Tanamoto*.

### 2.10.1 Metode *Modified Mononobe*

Metode *Modified Mononobe* ini adalah pengembangan dari metode mononobe. Metode ini digunakan untuk mencari pola distribusi hujan jam-jaman yaitu dengan menghitung intensitas hujan dalam satu jam dikalikan lamanya hujan tersebut dengan rumusnya sebagai berikut (Guntoro, Makruf, & Anggraheni, 2018).

$$l_T^t = \frac{R_{T.24}}{24} \left(\frac{24}{T}\right)^{\frac{2}{3}} \quad (2.31)$$

$$P = l_t \times T \quad (2.32)$$

Dengan :

$l_T$  = Intensitas Hujan (mm/jam)

$T$  = lamanya hujan (jam)

$P$  = Kedalaman hujan (mm)

### 2.10.2 Metode *Alternating Block Method* (ABM)

Metode ABM merupakan cara sederhana untuk membuat *hyetograph* rencana yaitu hujan rancangan yang di distribusikan ke dalam hujan jam-jaman sehingga nantinya membentuk suatu pola. Cara memperoleh kedalaman hujan menggunakan metode ABM sebenarnya hampir sama dengan *Modified Mononobe Method* yaitu dengan mengalikan antara intensitas hujan dan durasi waktunya. Metode ABM mempunyai perbedaan dengan metode *Modified Mononobe* dimana metode ABM ini pembentukan *hyetograph*-nya pertambahan hujan diurutkan kembali dalam rangkaian waktu dengan persentase kedalaman hujan maksimum berada pada tengah-tengah durasi hujan dan blok-blok sisanya disusun dalam urutan menurun secara bolak balik pada kanan dan kiri blok dari tengah.

$$P = \frac{R_{T.24}}{24} \left(\frac{24}{T}\right)^{\frac{2}{3}} \times Td \quad (2.33)$$

$$P = l_t \times Td \quad (2.34)$$

Dengan :

$l_t$  = Intensitas Hujan (mm/jam)

$Td$  = lamanya hujan (jam)

$P$  = Kedalaman hujan (mm)

### 2.11 Analisis Kesesuaian Metode Empiris Terhadap Metode Observasi

Analisis kesesuaian ini dilakukan untuk membandingkan kedua metode empiris yaitu metode *Modified Mononobe* dan *Alternating Block Method* (ABM) terhadap metode observasi yang nantinya akan dilihat metode empiris mana yang paling mendekati terhadap metode observasi masing-masing jam nya. Pada uji kesesuaian ini digunakan 2 tabel pembandingan metode empiris terhadap metode observasi.

### 2.12 HSS *Nakayasu*

Metode Hidrograf Satuan Sintetis (HSS) sudah sangat banyak diaplikasikan di DAS di Indonesia, terutama DAS yang tidak mempunyai data debit (Irawan, Sari, Hidayat, Nursani, & Hendra, 2020). HSS berasumsikan bahwa hujan terjadi merata di seluruh DAS Hidrograf satuan sintetis *Nakayasu* dikembangkan berdasarkan beberapa sungai di Jepang (Soemarto, 1999). Penggunaan metode ini memerlukan beberapa karakteristik parameter daerah alirannya, seperti :

- Tenggang waktu dari permukaan hujan sampai puncak hidrograf (*time of peak*)
- Tenggang waktu dari titik berat hujan sampai titik berat hidrograf (*time lag*)
- Tenggang waktu hidrograf (*time base of hydrograph*)
- Luas daerah aliran sungai
- Panjang alur sungai utama terpanjang (*length of the longest channel*)

Berikut ini adalah persamaan HSS *Nakayasu* :

$$Qp = \frac{CA.Ro}{3,6*0,3Tp+T_{0,3}} \quad (2.37)$$

Dimana :

$Qp$  = debit puncak banjir ( $m^3/dt$ )

$Ro$  = hujan satuan (mm)

$Tp$  = tenggang waktu dari permulaan hujan sampai puncak banjir (jam)

$T_{0,3}$  = waktu yang diperlukan oleh penurunan debit, dari puncak sampai 30% dari debit puncak (jam)

$CA$  = luas daerah pengaliran sampai outlet ( $km^2$ )

Untuk menentukan  $Tp$  dan  $T_{0,3}$  digunakan pendekatan rumus sebagai berikut:

$$Tp = tg + 0,8 tr \quad (2.38)$$

$$T_{0,3} = \alpha tg \quad (2.39)$$

$$Tr = 0,75 tg \text{ sampai } tg \quad (2.40)$$

$tg$  adalah time lag yaitu waktu antara hujan sampai debit puncak banjir (jam).  $tg$  dihitung dengan ketentuan sebagai berikut :

- sungai dengan panjang alur  $L > 15$  km :  $tg = 0,4 + 0,058 L$
- sungai dengan panjang alur  $L < 15$  km :  $tg = 0,21 L^{0,7}$

Perhitungan  $T_{0,3}$  menggunakan ketentuan:

$\alpha = 2$  pada daerah pengaliran biasa

$\alpha = 1,5$  pada bagian naik hidrograf lambat, dan turun cepat

$\alpha = 3$  pada bagian naik hidrograf cepat, dan turun lambat

a. Pada waktu naik :  $0 < t < Tp$

$$Qa = (t/Tp)^{2,4} \quad (2.41)$$

dimana  $Qa$  adalah limpasan sebelum mencapai debit puncak ( $m^3/dt$ )

a. Pada kurva turun (*decreasing limb*)

- selang nilai :  $0 \leq t \leq (Tp + T_{0,3})$

$$Qd_1 = Qp.0,3 \frac{(t-Tp)}{T_{0,3}} \quad (2.42)$$

- selang nilai :  $(Tp + T_{0,3}) \leq t \leq (Tp + T_{0,3} + 1,5 T_{0,3})$

$$Qd_2 = Qp.0,3 \frac{(t-Tp+0,5T_{0,3})}{1,5T_{0,3}} \quad (2.43)$$

- selang nilai :  $t > (Tp + T_{0,3} + 1,5 T_{0,3})$

$$Qd_3 = Qp.0,3 \frac{(t-Tp+1,5T_{0,3})}{2T_{0,3}} \quad (2.44)$$