

## BAB 2

### TINJAUAN PUSTAKA

#### 2.1 Daerah Aliran Sungai (DAS)

Daerah aliran sungai 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 laut secara alami, yang batas di darat merupakan pemisah topografis dan batas di laut sampai dengan daerah perairan yang masih terpengaruh aktivitas daratan (Harisnor & Maya Amalia, 2016).

DAS termasuk 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.

Faktor-faktor yang mempengaruhi Daerah Aliran Sungai (DAS) antara lain:

##### 2.1.1 Luas DAS

Luas DAS merupakan salah satu parameter karakteristik daerah aliran sungai, Makin besar DAS makin lama pula limpasan mencapai outlet, sehingga lebar DAS akan semakin besar karena hujan yang ditangkap juga semakin banyak (Zahri et al., 2017).

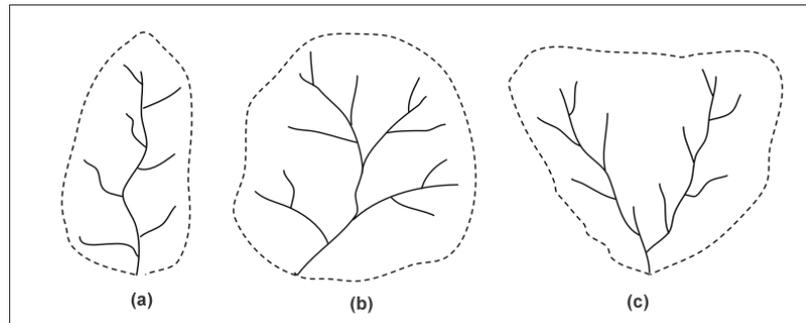


Gambar 2.1 Luas Daerah Aliran Sungai

(Sumber: Hallaf, H.P., 2005 )

### 2.1.2 Bentuk Daerah Aliran Sungai

Selain luas DAS, bentuknya juga berpengaruh terhadap besar dan waktu terjadinya aliran puncak pada *outlet* DAS. Pada DAS yang berbentuk memanjang, waktu untuk terjadinya akumulasi aliran penuh akibat curah hujan akan lebih lama, sehingga bentuk hidrograf cenderung akan lebih landai dengan waktu terjadinya debit puncak lebih besar.



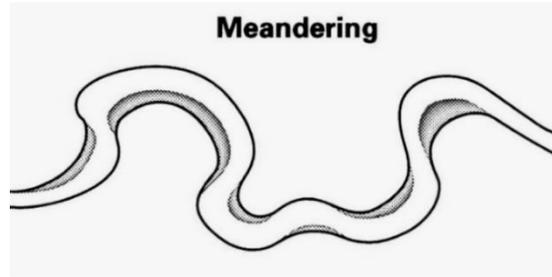
Gambar 2.2 Bentuk Daerah Aliran Sungai

(Sumber: Manan, S. 1979)

Sebagaimana pada Gambar (2.3), bentuk daerah aliran sungai memiliki tiga bentuk yang berbeda. Untuk gambar (a), biasanya induk sungai memanjang dengan anak-anak sungai langsung masuk kedalam induk sungai. Bentuk ini menyebabkan debit banjirnya relatif kecil karena perjalanan banjir dari anak sungai berbeda-beda waktunya tetapi banjirnya berlangsung agak lama. Untuk gambar (b) dan (c), bentuk ini menyebabkan debit banjir besar dan hanya berbeda pada titik konsentrasi banjirnya.

### 2.1.3 *Meander* Sungai

*Meander* adalah bentuk sungai yang berkelok-kelok yang terjadi akibat adanya pengikisan dan pengendapan (Islami, 2014). Akibat adanya aliran yang melengkung dan menelusuri dinding saluran bagian luar, akan mempengaruhi material dinding saluran bagian luar yang disebut erosi.



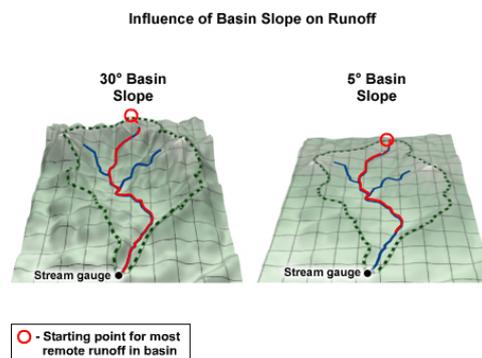
Gambar 2.3 *Meander* Sungai

(Sumber: Djoko Legono, 1987)

Akibat adanya endapan dan gerusan yang terjadi akan mengubah dasar saluran, hal ini dikarenakan perubahan arus aliran air, di sisi bagian luar tikungan sering terjadi gerusan dan di bagian dalam tikungan akan terjadi endapan dan perubahan aliran air dapat mencakup adanya perubahan kecepatan aliran, tinggi aliran serta lamanya pengaliran.

#### 2.1.4 Kemiringan Sungai

Kemiringan sungai merupakan hubungan antara elevasi dasar sungai dan jarak yang diukur sepanjang sungai mulai dari ujung hulu sampai muara.. Air bergerak ke hilir karena pengaruh gaya gravitasi, sehingga semakin besar kemiringan semakin besar pula kecepatan aliran (Dharmananta et al., 2019). Perubahan kemiringan sungai menentukan perubahan temperatur, kandungan oksigen, kecepatan air, dan lain-lain. Sedangkan perubahan kemiringan dikombinasi dengan jenis sedimen dasar sungai dan iklim mikro akan menentukan jenis vegetasi sungai (Christiany et al., 2016).

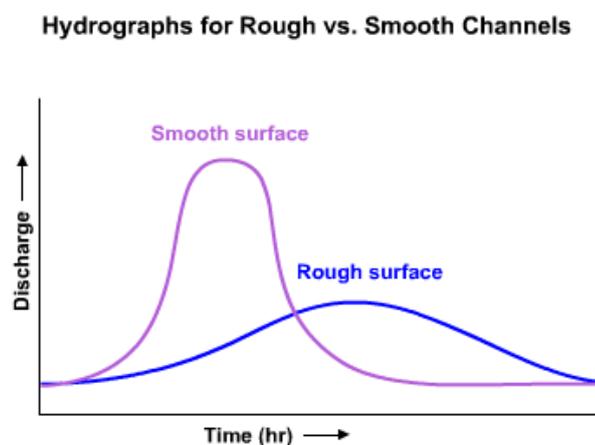


Gambar 2.4 Kemiringan Sungai

(Sumber: The COMET, 2006)

### 2.1.5 Kekasaran Permukaan

Kekasaran permukaan (*roughness*) dari saluran atau sungai meningkat karena adanya bebatuan, vegetasi dan sampah. Perubahan penampakan kanal dengan mengurangi vegetasi atau pembuatan plengsengan (*canal lining*) pada kiri dan kanan tanggul saluran akan mengurangi kekasaran permukaan. Faktor kekasaran permukaan berpengaruh langsung terhadap kecepatan air mengalir di dalam saluran dan terhadap kenaikan debit puncak. Persamaan Manning umum dipakai untuk menyatakan tingkat kekasaran permukaan.



Gambar 2.5 Hidrograf Untuk Kekasaran dengan Aliran Lancar

(Sumber: The COMET, 2006)

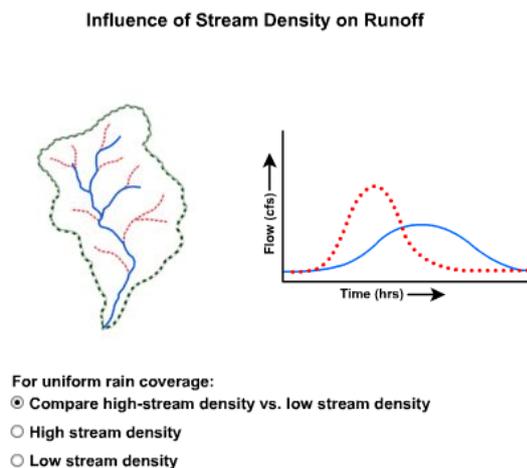
Semakin besar kekasaran, semakin turbulen alirannya. Aliran yang lebih turbulen menghasilkan limpasan yang lebih lambat dan kecepatan aliran sungai. Hal ini memungkinkan lebih banyak waktu untuk infiltrasi, dan juga menghasilkan gelombang banjir yang lebih luas dengan debit puncak yang lebih rendah daripada situasi limpasan yang cepat. Sebaliknya, mengurangi kekasaran saluran menghasilkan kecepatan aliran yang lebih cepat dan aliran puncak yang lebih besar.

### 2.1.6 Kerapatan Jaringan Sungai

Berdasarkan Peraturan Direktur Jendral Bina Pengelolaan Daerah Aliran Sungai dan Perhutanan Sosial Nomor : P.3/V-SET/2013 dalam pedoman Identifikasi Karakteristik DAS Kerapatan Sungai adalah suatu angka indeks yang menunjukkan banyaknya anak sungai dalam suatu DAS. Kerapatan jaringan sungai

merupakan faktor penting dalam menentukan kecepatan aliran air (Kementerian Kehutanan, 2013).

Suatu DAS dengan percabangan anak sungai yang relatif banyak, mempunyai kerapatan jaringan lebih tinggi jika dibandingkan dengan DAS yang mempunyai beberapa anak sugai. Kerapatan yang tinggi memungkinkan aliran permukaan dari wilayah di atas anak-anak sungai untuk terdrainase lebih efisien, hal ini akan membagi dan mengurangi debit puncak. Suatu DAS dengan kerapatan jaringan yang rendah biasanya mengandung tanah yang dalam dan berkembang baik. Dalam hal ini, air lebih cenderung meresap ke dalam tanah daripada menjadi limpasan permukaan dan masuk ke dalam jaringan saluran.



Gambar 2.6 Pengaruh Kerapatan Aliran Terhadap Limpasan

(Sumber: The COMET, 2006)

## 2.2 Analisis Hidrologi

Siklus hidrologi adalah sirkulasi air atau perjalanan air yang tidak pernah berhenti dari atmosfer (ruang udara) ke bumi dan kembali lagi ke atmosfer melalui kondensasi, presipitasi, evaporasi, dan transpirasi. Presipitasi adalah turunnya air dari atmosfer ke permukaan bumi yang berupa hujan, salju, embun, dan yang sejenis (Hidayat & Empung, 2016). Di darat air mengalir baik di permukaan bumi maupun di dalam bumi (ruang darat) menuju laut (ruang laut) secara terus-menerus dari tempat yang lebih tinggi ke tempat yang lebih rendah secara gravitasi.

### 2.2.1 Perbaikan Data

Pengukuran curah hujan sering mengalami masalah, seperti tidak tercatatnya data hujan karena rusaknya alat atau kesalahan pengamat. Meskipun karena adanya perubahan kondisi di lokasi pencatatan selama suatu periode pencatatan.

Untuk melengkapi data curah hujan yang hilang atau rusak dari suatu stasiun hujan, maka diperlukan data dari stasiun hujan lain yang memiliki data lengkap dan letak stasiun paling dekat dengan stasiun hujan yang datanya hilang atau rusak. Pengisian data curah hujan yang tidak lengkap dapat dicari berdasarkan data dari stasiun hujan lain yang berdekatan (Sari & Irawan, 2021). Metode melengkapi data curah hujan yang hilang antara lain:

#### a. Metode Perbandingan Normal (*Normal Ratio Method*)

Metode *Normal Ratio* adalah salah satu metode yang digunakan untuk mencari data yang hilang (Prawaka et al., 2016). 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 data curah hujan yang hilang sebagai berikut (Wei & McGuinness, 1973):

$$P_x = \frac{1}{n} \left\{ \frac{N_x}{N_1} d_i + \frac{N_x}{N_2} d_i + \frac{N_x}{N_3} d_i + \dots + \frac{N_x}{N_i} d_i \right\} \quad (2.1)$$

Keterangan:

$P_x$	= Hujan yang hilang di stasiun x
$d_i$	= Data tinggi hujan harian maksimum di i
$N_x$	= Hujan tahunan di stasiun x
$N_1, N_2, \dots, N_i$	= Hujan tahunan di stasiun sekitar x
n	= Jumlah stasiun hujan disekitar x

### b. *Reciprocal Method* (Metode Kantor Cuaca Amerika)

Metode *Reciprocal Method* atau kebalikan kuadrat jarak adalah metode perbandingan hasil kali data hujan dan jarak antar stasiun hujan terhadap seperkuadrat jarak antara stasiun hujan referensi dan stasiun hujan uji. Pada *Reciprocal Method*, persamaan ini menggunakan data curah hujan referensi dengan mempertimbangkan jarak stasiun yang dilengkapi datanya dengan referensi tersebut. Rumus metode *Reciprocal Method* menurut Triatmodjo (2008), yaitu:

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

Keterangan:

$P_x$  = Hujan yang hilang di stasiun x

$P_i$  = Data hujan di stasiun sekitarnya pada periode yang sama

$L_i$  = Jarak antara stasiun

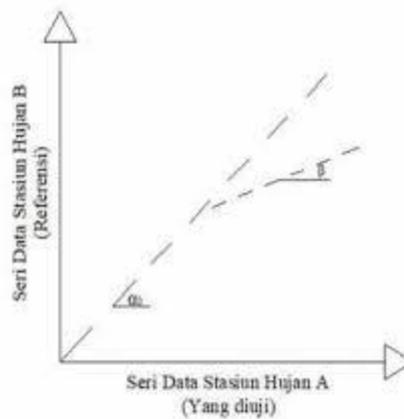
### 2.2.2 Uji Konsistensi Data

Menurut Soewarno, data hujan yang diperlukan untuk analisis disarankan 30 tahun data runtut waktu. Konsistensi data curah hujan yang digunakan perlu diuji, agar data yang akan digunakan untuk analisis hidrologi tidak mengandung kesalahan (*error*) dan tidak mengandung data kosong (*missing record*)

Oleh karena itu harus dilakukan pengecekan kualitas data (*data quality control*). Beberapa kesalahan yang mungkin terjadi dapat disebabkan oleh faktor manusia, alat dan faktor lokasi. Bila terjadi kesalahan maka data itu dapat disebut tidak konsisten (*inconsistency*). Berikut cara yang dapat digunakan untuk menguji konsistensi data.

#### a. Metode Kurva Massa Ganda

Uji konsistensi data hujan dimaksudkan untuk mengetahui kebenaran data lapangan dengan menggunakan metode kurva massa ganda (*Double Mass Curve*). Dalam metode ini nilai kumulatif data yang diuji dibandingkan dengan nilai kumulatif seri data dari stasiun referensi (Wigati & Ichwan, 2017).



Gambar 2.7 Sketsa Analisis Kurva Massa Ganda Stasiun Hujan A dan B

(Sumber: Kamiana, 2011)

$$\text{Faktor koreksi} = \frac{\beta}{\alpha} \quad (2.3)$$

Keterangan:

$\alpha$  = Kemiringan sebelum patahan

$\beta$  = Kemiringan setelah patahan

Jika kurva berbentuk garis lurus artinya data A konsisten. Jika terjadi perubahan/patahan kemiringan bentuk kurva, artinya data A tidak konsisten dan perlu dilakukan koreksi (mengalikan atau membagi data sebelum atau sesudah perubahan/patahan dengan faktor koreksi).

### 2.2.3 Curah Hujan Wilayah

Presipitasi adalah istilah umum untuk menyatakan uap air yang mengkondensasi dan jatuh dari atmosfer ke bumi dalam segala bentuknya dalam rangkaian siklus hidrologi (Suripin, 2004). Jika uap air yang jatuh berbentuk cair disebut hujan (rainfall) dan jika berbentuk padat disebut salju (snow) (Susilowati & Sadad, 2015). Secara lebih rinci, curah hujan memiliki pengertian sebagai air hujan dengan ketinggian tertentu yang terkumpul menjadi satu dalam penakar hujan, tidak meresap, tidak mengalir dan tidak menyerap. Analisis curah hujan menggunakan distribusi probabilitas dan curah hujan maksimum tahunan dapat digunakan untuk meningkatkan pengelolaan sumber daya air (Irawan et al., 2024).

Untuk menganalisis jumlah curah hujan satuan wilayah, dapat menggunakan metode sebagai berikut:

#### a. Metode Aritmatik

Metode ini adalah yang paling sederhana untuk menghitung hujan rerata pada suatu daerah. Pengukuran yang dilakukan di beberapa stasiun dalam waktu yang bersamaan dijumlahkan kemudian dibagi dengan jumlah stasiun (Lashari et al., 2017). Stasiun yang digunakan dalam hitungan biasanya adalah yang berada dalam DAS, tetapi stasiun di luar DAS yang masih berdekatan juga bisa diperhitungkan (Triatmodjo, 2013). Hujan kawasan diperoleh dari persamaan:

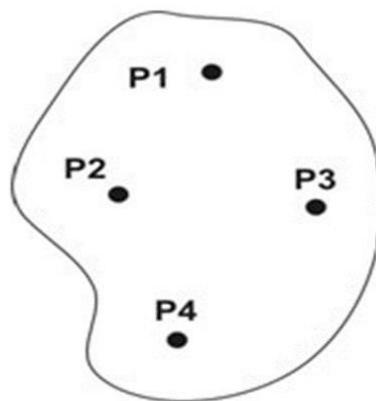
$$\bar{p} = \frac{p_1 + p_2 + p_3 + \dots + p_n}{n} \quad (2.4)$$

Keterangan:

$\bar{p}$  = Hujan rata-rata (mm)

$p_n$  = Hujan di setiap stasiun (mm)

$n$  = Jumlah stasiun



Gambar 2.8 Metode Rata-rata Aritmatika

(Sumber: B. Triatmodjo, 2006)

#### b. Metode Poligon Thiessen

Metode ini memperhitungkan bobot dari masing-masing stasiun yang mewakili luasan di sekitar. Pada suatu luasan di dalam DAS dianggap bahwa hujan adalah sama dengan yang terjadi pada stasiun yang terdekat, sehingga hujan yang

tercatat pada suatu stasiun mewakili stasiun tersebut. Metode ini digunakan apabila penyebaran stasiun hujan di daerah yang ditinjau tidak merata. Hitungan curah hujan rerata dilakukan dengan memperhitungkan daerah pengaruh dari tiap stasiun (Triatmodjo, 2013). Secara matematis hujan rerata tersebut dapat ditulis,

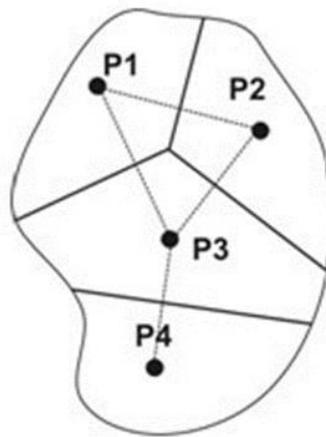
$$\bar{p} = \frac{A_1 p_1 + A_2 p_2 + \dots + A_n p_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \quad (2.5)$$

Keterangan:

$\bar{p}$  = Hujan rerata kawasan (mm)

$p_n$  = Hujan di setiap stasiun (mm)

$A_n$  = Luas daerah yang mewakili stasiun (km<sup>2</sup>)



Gambar 2.9 Metode Poligon Thiessen

(Sumber: B. Triatmodjo, 2006)

### c. Metode Isohyet

Metode Isohyet merupakan metode pembuatan garis hubung yang mempertemukan titik-titik kedalaman hujan yang sama, paling teliti dibandingkan dengan metode menghitung curah hujan lainnya (Nurhijriah et al., 2022). Metode Isohyet juga dapat digunakan untuk mengetahui pola pemetaan curah hujan di suatu wilayah yang akan dipetakan curah hujannya. Hujan rata-rata DAS dihitung dengan menggunakan rumus sebagai berikut:

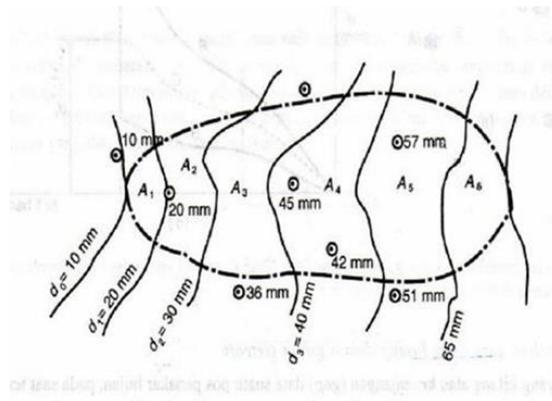
$$\bar{p} = \frac{A_1 \frac{p_1 + p_2}{2} + A_2 \frac{p_2 + p_3}{2} + A_3 \frac{p_3 + p_4}{2} + \dots + A_n \frac{p_n + p_n}{2}}{A_1 + A_2 + A_3 + \dots + A_n} \quad (2.6)$$

Keterangan:

$\bar{p}$  = Hujan rerata kawasan (mm)

$p_n$  = Hujan di setiap stasiun (mm)

$A_n$  = Luas daerah yang mewakili stasiun (km<sup>2</sup>)



Gambar 2.10 Metode Isohyet

(Sumber: B. Triatmodjo, 2006)

## 2.2.4 Analisis Frekuensi Curah Hujan Rencana

Perhitungan curah hujan rencana akan dilakukan terhadap data curah hujan maksimum pada periode ulang 2, 5, 10, 25, 50, 100, 200 dan 1000 tahun. Dalam bidang hidrologi terdapat beberapa macam distribusi frekuensi dan empat jenis distribusi yang digunakan, yaitu:

### a. Distribusi Normal

Dalam analisis hidrologi distribusi normal sering digunakan untuk menganalisis frekuensi curah hujan, analisis statistik dari distribusi curah hujan tahunan, debit rata-rata tahunan. Sebaran normal atau kurva normal disebut pula sebaran Gauss. Rumus yang digunakan dalam perhitungan adalah:

$$X_T = \bar{X} + K_T S \quad (2.7)$$

Keterangan:

$X_T$  = Hujan maksimum dalam periode ulang T tahun

$\bar{X}$  = Nilai rata-rata hitung varian

S = Deviasi standar nilai varian

$K_T$  = Faktor reduksi gauss

Nilai faktor reduksi gaus yang didapat untuk mempertimbangkan nilai variable yang di sajikan pada Tabel 2.1 (Suripin, 2004).

Tabel 2.1 Nilai Variabel Reduksi Gauss

No	Periode Ulang, T (tahun)	Peluang	$K_T$
1	1,001	0,999	-3,050
2	1,005	0,995	-2,580
3	1,010	0,990	-2,330
4	1,050	0,950	-6,640
5	1,110	0,900	-1,280
6	1,250	0,800	-0,840
7	1,330	0,750	-0,670
8	1,430	0,700	-0,520
9	1,670	0,600	-0,520
10	2,000	0,500	0,000
11	2,500	0,400	0,250
12	3,330	0,300	0,520
13	4,000	0,250	0,670
14	5,000	0,200	0,840
15	10,000	0,100	1,280
16	20,000	0,050	1,640
17	50,000	0,020	2,050
18	100,000	0,010	2,330
19	200,000	0,005	2,580
20	500,000	0,002	2,880
21	1000,000	0,001	3,090

### b. Distribusi Log Normal

Distribusi Log Normal, merupakan hasil transformasi dari distribusi normal, yaitu dengan mengubah varian X menjadi nilai logaritmik varian X (Lubis, 2016).

Rumus yang digunakan dalam perhitungan metode ini adalah sebagai berikut:

$$\text{Log}X_T = \overline{\text{Log}X} + K_T S \quad (2.8)$$

Keterangan:

$X_T$  = Hujan maksimum dalam periode ulang T tahun

$\bar{X}$  = Nilai rata-rata hitung varian

S = Deviasi standar nilai varian

$K_T$  = Faktor reduksi gauss

### c. Distribusi Log Person Tipe III

Distribusi Log Pearson Tipe III digunakan dalam analisis hidrologi, terutama dalam analisis data maksimum (banjir) dan minimum (debit minimum) dengan nilai ekstrim. Bentuk sebaran Log Pearson Tipe III merupakan hasil transformasi dari sebaran Pearson Tipe III dengan menggantikan varian menjadi nilai logaritmik. Untuk perhitungannya sebagai berikut:

$$Y = \log X \quad (2.9)$$

$$\text{Log} X_T = \text{Log} X + K_T S \quad (2.10)$$

Keterangan:

$X_T$  = Hujan maksimum dalam periode ulang T tahun

$\bar{X}$  = Nilai rata-rata hitung varian

S = Deviasi standar nilai varian

$K_T$  = Faktor frekuensi

Nilai frekuensi faktor untuk metode Log Person Type III disajikan pada Tabel 2.2 (Suripin, 2004).

Tabel 2.2 Nilai  $K_T$  Metode Log Person Type III

No	Koef G	Interval kejadian ( <i>Recurrence interval</i> ), tahun (pu)					
		2	5	10	25	50	100
		Persentase peluang terlampaui					
		50	20	10	4	2	1
1	3,0	-0,396	0,420	1,180	2,278	3,152	4,501
2	2,8	-0,384	0,460	1,210	2,275	3,114	3,973
3	2,6	-0,368	0,499	1,238	2,267	3,071	3,889
4	2,4	-0,351	0,537	1,262	2,256	3,023	3,800
5	2,2	-0,333	0,574	1,264	2,240	2,970	3,705
6	2,0	-0,307	0,609	1,302	2,219	2,912	3,605
7	1,8	-0,282	0,643	1,318	2,193	2,848	3,499
8	1,6	-0,254	0,675	1,329	2,163	2,780	3,388
9	1,4	-0,225	0,705	1,337	2,128	2,706	3,271
10	1,2	-0,195	0,732	1,340	2,087	2,626	3,149
11	1,0	-0,164	0,758	1,340	2,043	2,542	3,022

No	Koef G	Interval kejadian ( <i>Recurrence interval</i> ), tahun (pu)					
		2	5	10	25	50	100
		Persentase peluang terlampaui					
		50	20	10	4	2	1
12	0,8	-0,132	0,780	1,336	1,993	2,453	2,891
13	0,6	-0,099	0,800	1,328	1,939	2,359	2,755
14	0,4	-0,066	0,816	1,317	1,880	2,261	2,615
15	0,2	-0,033	0,830	1,301	1,818	2,159	2,471
16	0,0	0,000	0,842	1,282	1,751	2,054	2,326
17	-,02	0,033	0,850	1,258	1,680	1,945	2,178
18	-0,4	0,066	0,855	1,231	1,606	1,834	2,029
19	-0,6	0,099	0,857	1,200	1,528	1,720	1,880
20	-0,8	0,132	0,132	0,856	1,389	1,448	1,733
21	-1,0	0,164	0,852	1,128	1,366	1,492	1,588
22	-1,2	0,195	0,844	1,068	1,282	1,379	1,449
23	-1,4	0,225	0,832	1,041	1,198	1,270	1,318
24	-1,6	0,254	0,817	0,994	1,116	1,1297	1,197
25	-1,8	0,282	0,799	0,945	1,035	1,069	1,087
29	-2,6	0,368	0,969	0,747	0,74	1,768	0,769
30	-2,8	0,384	0,384	0,666	0,711	0,712	0,714
31	-3,0	0,396	0,636	0,660	0,666	0,666	0,667

Besarnya derajat sebaran varian di sekitar nilai rata-ratanya disebut dengan variasi *disperse*. Cara mengukur besarnya variasi atau *disperse* disebut dengan pengukuran variabilitas atau pengukuran *disperse*. Beberapa macam cara dalam pengukuran *disperse* diantaranya:

1. Rata-rata

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i \quad (2.11)$$

2. Deviasi Standar

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}} \quad (2.12)$$

3. Koefisien Variasi

$$C_v = \frac{s}{x} \quad (2.13)$$

4. Koefisien Skewness

$$a = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{(n - 1)(n - 2)S^3} \quad (2.14)$$

5. Koefisien Kurtosis

$$Ck = \frac{n^2 \sum (x_i - \bar{x})^4}{(n-1)(n-2)(n-3)S^4} \quad (2.15)$$

#### d. Distribusi Gumbel

Distribusi gumbel ini biasanya menggunakan harga ekstrim untuk digunakan analisa data maksimum. Berikut persamaanya distribusi gumbel:

$$X_{TR} = \bar{X} + \frac{(Y_{TR} - Y_n)}{S_n} S \quad (2.16)$$

$$Y_{TR} = -\ln \left[ \ln \left( \frac{T}{T-1} \right) \right] \quad (2.17)$$

Keterangan:

$X_{TR}$  = Hujan maksimum dalam periode ulang T tahun

$Y_{TR}$  = Variabel reduksi sebagai fungsi dari periode ulang T tahun

$Y_n$  = Variabel reduksi sebagai fungsi dari banyaknya data (n)

$S_n$  = *Reduce standard deviation*

S = Standar deviasi

X = Nilai rata-rata

Parameter-parameter distribusi gumble dapat dipertimbangkan pada tabel yang telah disajikan, diantaranya Tabel 2.3, Tabel 2.4, dan Tabel 2.5 (Suripin, 2004).

Tabel 2.3 *Reduce Mean, Yn*

U	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	0,495	0,499	0,503	0,507	0,510	0,510	0,513	0,520	0,522	0,552
20	0,523	0,523	0,526	0,528	0,530	0,530	0,532	0,533	0,535	0,535
30	0,536	0,537	0,538	0,538	0,540	0,540	0,541	0,541	0,543	0,543
40	0,543	0,544	0,544	0,545	0,546	0,546	0,546	0,547	0,548	0,548
50	0,546	0,549	0,549	0,549	0,550	0,550	0,550	0,551	0,551	0,551
60	0,532	0,552	0,552	0,553	0,553	0,553	0,553	0,554	0,554	0,554
70	0,534	0,555	0,555	0,555	0,555	0,555	0,555	0,556	0,556	0,556
80	0,536	0,557	0,557	0,557	0,557	0,558	0,558	0,558	0,558	0,558
90	0,558	0,558	0,558	0,559	0,559	0,559	0,559	0,559	0,559	0,559
100	0,560	0,560	0,560	0,560	0,560	0,560	0,560	0,561	0,561	0,561

Tabel 2.4 *Reduce Standard Deviation, Sn*

U	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	0,949	0,937	0,988	0,997	1,009	1,020	1,103	1,041	1,049	1,036
20	1,062	1,069	1,073	1,081	1,086	1,091	1,096	1,100	1,104	1,108
30	1,112	1,113	1,119	1,122	1,125	1,128	1,131	1,133	1,136	1,138
40	1,141	1,143	1,145	1,148	1,149	1,157	1,153	1,155	1,137	1,139
50	1,160	1,162	1,163	1,163	1,166	1,168	1,169	1,170	1,172	1,173
60	1,174	1,175	1,117	1,177	1,179	1,180	1,184	1,182	1,183	1,184
70	1,185	1,186	1,186	1,187	1,189	1,190	1,196	1,191	1,192	1,193
80	1,194	1,194	1,195	1,195	1,197	1,197	1,198	1,199	1,199	1,200
90	1,201	1,201	1,202	1,202	1,203	1,204	1,204	1,205	1,205	1,206
100	1,206	1,206	1,207	1,207	1,208	1,208	1,208	1,209	1,209	1,209

Tabel 2.5 *Reduced Variate*,  $Y_{TR}$  Sebagai Fungsi Periode Ulang

No	Periode Ulang, Tr (Tahun)	Reduced Variate, $Y_{Tr}$
1	2	0,3668
2	5	1,5004
3	10	2,251
4	20	2,9709
5	25	3,1993
6	50	3,9028
7	75	4,3117
8	100	4,6012
9	200	5,2969
10	250	5,5206
11	500	6,2149

Parameter-parameter statistik yang digunakan, sebagai berikut:

a. Rata-rata

Parameter yang digunakan adalah (Suripin, 2004):

$$\text{Log}\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n \text{Log}x_i}{n} \quad (2.18)$$

b. Standar Deviasi

Parameter Standar Deviasi digunakan adalah (Soewarno, 1995):

$$S = \left[ \frac{\sum_{i=1}^n (\text{Log}x_i - \text{Log}\bar{x})^2}{n - 1} \right]^{1/2} \quad (2.19)$$

c. Koefisien Skewness (Koefisien Kepencengan)

Kepencengan (*skewness*) adalah suatu nilai yang menunjukkan derajat ketidaksimetrisan dari suatu bentuk distribusi (Soewarno, 1995). Berikut parameter yang dapat digunakan untuk mendapatkan koefisien *skewness*:

$$G = C_s = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{(n-1)(n-2)S^3} \quad (2.20)$$

Syarat-syarat batas penentuan sebaran dapat dilihat pada Tabel 2.6 yang disajikan berikut ini (Suripin, 2004).

Tabel 2.6 Syarat-syarat Batas Penentuan Sebaran

No	Distribusi	Syarat
1	Normal	Cs = 0
		Ck = 3
2	Log Normal	Cs = Cv <sup>3</sup> + 3Cv
		Ck = Cv <sup>8</sup> + 6Cv <sup>6</sup> + 15Cv <sup>4</sup> + 16Cv <sup>2</sup> + 3
3	Gumbel	Cs = 1,14
		Ck = 5,4
4	Log Person III	Selain dari nilai diatas

### 2.2.5 Uji Kecocokan

Uji Kecocokan dilakukan untuk menentukan pola distribusi dan debit rata-rata yang paling sesuai dengan distribusi statistik yang telah dilakukan. Pengujian ini dilakukan terhadap data curah hujan dengan memperhitungkan frekuensi terjadinya hujan. Uji kecocokan ini digunakan untuk menguji dan mendapatkan metode yang terbaik untuk perhitungan selanjutnya. Berikut beberapa parameter pengujian yang sering digunakan:

#### a. Uji Chi-Kuadrat

Uji chi-kuadrat dimaksudkan untuk menentukan apakah persamaan distribusi peluang yang telah dipilih dapat mewakili dari distribusi statistik sampel data yang dianalisis. Pengambilan keputusan uji ini menggunakan parameter  $X^2$ , oleh karena itu disebut dengan uji Chi-Kuadrat. Parameter  $X^2$ , dapat dihitung dengan rumus :

$$X_h^2 = \sum_{i=1}^n \frac{(O_i - E_i)^2}{E_i} \quad (2.21)$$

Keterangan:

$X_h^2$  = Parameter Chi-Kuadrat

n = Jumlah sub kelompok

$O_i$  = Jumlah nilai pengamatan pada sub kelompok ke i

$E_i$  = Jumlah nilai teoritis pada sub kelompok ke i

Parameter  $X_h^2$  merupakan variabel acak. Peluang untuk mencapai nilai  $X_h^2$  sama atau lebih kecil dari pada nilai Chi-Kuadrat yang sebenarnya ( $X^2$ ). Dapat dilihat pada Tabel 2.7 berikut (Suripin, 2004).

Tabel 2.7 Nilai Kritis untuk Distribusi Chi-Kuadrat

Dk	$\alpha$ (Derajat Kepercayaan)							
	0,995	0,99	0,975	0,95	0,05	0,025	0,01	0,005
1	0,000039	0,000016	0,00098	0,00393	3,841	5,024	6,635	7,789
2	0,01	0,201	0,051	0,103	5,991	7,378	9,21	10,597
3	0,072	0,115	0,216	0,352	7,815	9,348	11,345	12,838
4	0,207	0,297	0,484	0,711	9,488	11,143	13,277	14,86
5	0,412	0,554	0,831	1,145	11,07	12,832	15,086	16,75
6	0,676	0,872	1,237	1,635	12,592	14,449	16,812	18,548
7	0,989	1,239	1,69	2,167	14,067	16,013	18,475	20,278
8	1,344	1,646	2,18	2,733	15,507	17,535	20,09	21,995
9	1,735	2,088	2,7	3,325	16,919	19,023	21,666	23,589
10	2,156	2,558	3,247	3,94	18,307	20,483	23,209	25,188
11	2,603	3,053	3,816	4,575	19,675	21,92	24,725	26,757
12	3,074	3,571	4,404	5,226	21,026	23,337	26,217	28,3
13	3,565	4,107	5,009	5,892	22,326	24,736	27,388	29,819
14	4,075	4,66	5,629	6,571	23,685	26,119	19,141	31,319
15	4,601	5,229	6,262	7,261	24,996	27,448	20,578	32,801
16	5,142	5,812	6,908	7,962	26,296	28,845	32	34,276
17	5,697	6,408	7,564	8,672	27,857	30,191	33,409	35,718
18	6,265	7,015	8,231	9,39	28,869	31,526	34,805	37,156
19	6,844	7,633	8,907	10,117	30,114	32,853	36,191	38,582
20	7,434	8,26	9,591	10,851	31,14	34,17	37,566	39,997
21	8,034	8,897	10,283	11,591	32,671	35,479	38,932	41,401
22	8,643	9,542	10,982	12,338	33,924	36,781	40,289	42,796
23	9,26	10,196	11,689	13,091	36,172	38,076	41,638	44,181
24	9,886	10,856	12,401	13,848	36,415	39,364	42,98	45,558
25	10,52	11,524	13,12	14,611	37,652	40,646	44,314	46,928
26	11,16	12,198	13,844	15,379	38,885	41,923	45,642	48,29
27	11,808	12,897	14,753	16,151	40,113	43,194	46,963	49,645
28	12,461	13,565	15,308	16,928	41,337	44,461	48,278	50,993
29	13,121	14,256	16,047	17,708	42,557	45,722	49,588	52,336
30	13,787	14,953	16,791	18,493	43,733	46,979	50,892	53,672

Prosedur uji kecocokan Chi-Kuadrat adalah (Suripin, 2004) :

1. Urutkan data pengamatan (dari besar ke kecil atau sebaliknya).
2. Kelompokkan data menjadi G sub-kelompok, tiap-tiap sub-kelompok minimal terdapat 4 data pengamatan.
3. Jumlahkan data pengamatan sebesar  $O_i$  tiap-tiap sub-kelompok.
4. Jumlahkan data dari persamaan distribusi yang digunakan sebesar  $E_i$ .
5. Tiap-tiap sub-kelompok hitung nilai:  $(O_i - E_i)^2$  dan  $(O_i - E_i)^2 / E_i$ .
6. Jumlah seluruh G sub-kelompok nilai  $\frac{(O_i - E_i)^2}{E_i}$  untuk menentukan nilai Chi-Kuadrat hitung.
7. Tentukan derajat kebebasan  $D_k = K - (p + 1)$ .

#### b. Uji Smirnov-Kolmogorov

Uji Smirnov-Kolmogorov dilakukan untuk mengetahui persentase kemencengan maksimum dan kemencengan data agar sifat statistik data dapat diterima. Dari sifat statistik data itu, data yang telah dihitung kemencengannya tidak boleh melebihi kemencengan maksimum data, hal ini mengakibatkan data tidak dapat diterima sifat statistiknya. Pengujian distribusi probabilitas dengan metode Smirnov-Kolmogorov dilakukan dengan langkah-langkah sebagai berikut (Suripin, 2004):

1. Mengurutkan data ( $X_i$ ) dari yang besar ke kecil atau sebaliknya.
2. Menentukan peluang teoritis masing-masing data yang sudah diurut dengan menggunakan persamaan Weibull.
 
$$P = \frac{m}{n + 1} \quad (2.22)$$
3. Menentukan peluang teoritis masing-masing data yang sudah diurut berdasarkan persamaan distribusi probabilitas yang dipilih.
4. Menghitung selisih ( $D_0$ ) antara peluang empiris dan teoritis untuk setiap data yang sudah diurut.

Tabel 2.8 Nilai Kritis  $D_0$  untuk uji Smirnov-Kolmogorov

n	Level of Significance ( $\alpha$ )				
	20	15	10	5	1
1	0,900	0,925	0,950	0,975	0,995
2	0,684	0,726	0,776	0,842	0,929
3	0,565	0,597	0,642	0,708	0,829
4	0,494	0,525	0,564	0,624	0,734
5	0,446	0,474	0,510	0,563	0,669
6	0,410	0,436	0,470	0,521	0,618

n	Level of Significance ( $\alpha$ )				
	20	15	10	5	1
7	0,381	0,405	0,438	0,486	0,577
8	0,358	0,381	0,411	0,446	0,543
9	0,339	0,360	0,388	0,432	0,514
10	0,322	0,342	0,368	0,409	0,486
11	0,307	0,326	0,352	0,391	0,468
12	0,295	0,313	0,338	0,375	0,450
13	0,284	0,302	0,325	0,361	0,433
14	0,274	0,292	0,314	0,349	0,418
15	0,266	0,283	0,304	0,338	0,404
16	0,258	2,740	0,295	0,328	0,391
17	0,250	0,266	0,286	0,318	0,380
18	0,244	0,259	0,278	0,309	0,370
19	0,237	0,252	0,272	0,301	0,361
20	0,231	0,246	0,264	0,294	0,352

### 2.2.6 Intensitas Curah Hujan

Intensitas hujan adalah tinggi atau kedalaman air hujan per satuan waktu. Hubungan antara intensitas, lama hujan, dan frekuensi hujan dinyatakan dalam lengkung Intensitas-Durasi-Frekuensi (IDF=*Intensity-Duration-Frequency Curve*) (Suripin, 2004). Perhitungan debit banjir rencana, perlu didapatkan harga suatu intensitas curah hujan. Intensitas curah hujan adalah ketinggian curah hujan yang terjadi pada suatu kurun waktu dimana air tersebut berkonsentrasi (Irawan, Ikhsan, et al., 2020).

Intensitas hujan, lama hujan frekuensi hujan biasanya dinyatakan dalam lengkung intensitas. Data hujan jangka pendek seperti, 5 menit, 10 menit, 30 menit, dan 60 menit diperlukan untuk membuat Intensitas-Durasi-Frekuensi (IDF). Berdasarkan data hujan jangka pendek lengkung Intensitas-Durasi-Frekuensi (IDF) dapat dibuat dengan menggunakan perhitungan Dr. Mononobe.

Rumus Mononobe merupakan sebuah variasi dari rumus-rumus lainnya. Namun rumus intensitas curah hujan ini digunakan untuk curah hujan jangka pendek. Parameter ini digunakan untuk menghitung intensitas curah hujan setiap waktu berdasarkan data curah hujan harian:

$$It = \frac{R_{24}}{24} \left( \frac{24}{t} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (2.23)$$

Keterangan:

It = Intensitas hujan (mm/jam)

$t$  = Waktu konsentrasi (jam), untuk Indonesia 5-7 jam

$R_{24}$  = Curah hujan maksimum selama 24 jam (mm)

### 2.2.7 Koefisien Pengaliran

Informasi mengenai besarnya aliran permukaan sangat diperlukan dalam pengelolaan Daerah Aliran Sungai (DAS). Aliran permukaan terjadi ketika jumlah curah hujan melampaui laju infiltrasi air ke dalam tanah (Dunne & Leopold, 1978). Aliran permukaan merupakan bagian dari hujan yang mengalir di atas permukaan tanah menuju sungai, danau, dan lautan (Asdak, 1995). Ketika hujan jatuh di atas tanah akan menabrak permukaan yang mengarahkan ke arah mana alirannya mencapai saluran.

Jumlah air yang tersedia, debit maksimum, dan debit minimum merupakan parameter hidrologi yang mencerminkan kondisi suatu DAS. Untuk menilai perkembangan atau perubahan kondisi suatu DAS maka parameter-parameter tersebut harus diukur, baik sebelum maupun sesudah suatu perlakuan diterapkan. Dengan adanya pembukaan lahan hutan yang berakibat menurunnya kapasitas infiltrasi, akan mengakibatkan kenaikan jumlah aliran permukaan. Kegiatan deforestasi, pembangunan jalan atau pembangunan lainnya yang menyebabkan buruknya drainase tanah dapat berakibat terbentuknya zona saturasi sehingga menghasilkan aliran permukaan.

Koefisien aliran (C) merupakan perbandingan antara volume aliran permukaan dengan volume hujan yang jatuh. Akhirnya C dapat dijadikan sebagai indikator gangguan fisik dalam suatu DAS. Nilai C makin besar menunjukkan bahwa semakin banyak air hujan yang menjadi aliran permukaan (Wahyuningrum & Pramono, 2007). Kesalahan dalam menentukan nilai C akan berpengaruh pada kesalahan penaksiran aliran permukaan.

Jika DAS terdiri dari berbagai macam penggunaan lahan dengan koefisien aliran permukaan yang berbeda, maka C yang dipakai adalah koefisien DAS yang dapat dihitung dengan persamaan berikut:

$$C_{DAS} = \frac{\sum_{i=1}^n C_1 A_1}{\sum_{i=1}^n A_1} \quad (2.24)$$

Keterangan:

$C_i$  = Koefisien aliran permukaan jenis penutup tanah

$A_i$  = Luas lahan dengan jenis penutup tanah

$n$  = Jumlah jenis penutup lahan

Koefisien limpasan juga dapat diperkirakan berdasarkan tata guna lahan dan kondisi permukaan lahan. Untuk memperoleh nilai koefisien limpasan disajikan pada Tabel 2.9 (Badan Standardisasi Nasional, 2016).

Tabel 2.9 Nilai Koefisien Limpasan Berdasarkan Tata Guna Lahan

Penggunaan Lahan/Bentuk Struktur	Nilai C
Hutan Lahan Kering Sekunder	0,03
Belukar	0,07
Hutan Primer	0,02
Hutan Tanaman Industri	0,05
Hutan Rawa Sekunder	0,15
Perkebunan	0,40
Pertanian Lahan Kering	0,10
Pertanian Lahan Kering Campur Semak	0,10
Pemukiman	0,60
Sawah	0,15
Tambak	0,05
Terbuka	0,20
Perairan	0,05

### 2.3 Hidrograf Satuan Sintetis

Pada umumnya tidak semua daerah aliran sungai mempunyai cukup data banjir/aliran data hujan. Untuk daerah yang tidak punya cukup data tersebut akan mengalami kesulitan dalam pembuatan unit hidrograf nya. Untuk mengatasi hal itu, telah dikembangkan suatu metode untuk membuat unit hidrograf tiruan.

Model Hidrograf Satuan Sintetis atau biasa disingkat HSS adalah model transformasi hujan-debit yang disusun berdasarkan teori hidrograf satuan (hidrograf yang dihasilkan oleh hujan satu satuan akibat hujan merata di seluruh DAS dengan durasi tertentu dengan menggunakan parameter DAS sebagai dasar penyusunan model. Gagasan penyusunan dan pemilihan HSS ini didasarkan oleh keterbatasan data hidrologi dan hidrometri, sehingga hidrograf aliran lebih dipresentasikan oleh

karakteristik dari DAS itu sendiri. Berikut ini beberapa metode yang digunakan dalam menurunkan hidrograf banjir.

### 2.3.1 Hidrograf Satuan Sintetis Snyder - Alexeyev

Model hidrograf satuan sintetis telah banyak dikembangkan oleh para pakar, antara lain Hidrograf Satuan Sintetis (HSS) Snyder yang dikembangkan berdasarkan karakteristik DAS-DAS di dataran tinggi Appalachian Amerika Serikat oleh F.F. Snyder pada tahun 1938. Model HSS Snyder bila diterapkan pada suatu DAS di Indonesia belum tentu sesuai. Hal ini dikarenakan adanya perbedaan karakteristik, kondisi, dan pola hujan antara DAS-DAS di Indonesia (khususnya di Jawa Timur) dengan daerah dimana model ini dikembangkan (Siswoyo et al., 2011).

Unsur-unsur hidrograf tersebut dihubungkan dengan:

- A = Luas daerah pengairan (km<sup>2</sup>)
- L = Panjang aliran utama (km)
- L<sub>C</sub> = Jarak antara titik berat daerah pengairan dengan pelepasan (*outlet*) yang diukur sepanjang aliran utama.

Dengan unsur-unsur tersebut Snyder membuat persamaan sebagai berikut:

$$t_p = C_t \times (L \times L_C)^n \quad (2.25)$$

$$t_e = \frac{t_p}{5,5} \quad (2.26)$$

$$Q_p = 0,275 \times C_p \times A \quad (2.27)$$

$$T_b = 5 \left( t_p + \frac{t_r}{2} \right) \quad (2.28)$$

Keterangan:

t<sub>p</sub> = Waktu mulai titik berat hujan sampai debit puncak (jam)

t<sub>e</sub> = Lama curah hujan efektif (jam)

t<sub>r</sub> = Lama standar curah hujan efektif (jam)

Q<sub>p</sub> = Debit maksimum total (m<sup>3</sup>/s)

T<sub>b</sub> = Waktu dasar hidrograf (jam)

$$C_t = 1,1 - 2,2$$

$$C_p = 0,1 - 0,8$$

Jika  $t_e > t_r$

$$t'_p = t_p + 0,25(t_r - t_e) \quad (2.29)$$

Sehingga didapat waktu untuk mencapai debit maksimum:

$$T_p = t'_p + 0,25(t_r - t_e) \quad (2.30)$$

Jika  $t_e < t_r$

$$T_p = t_p + 0,5t_r \quad (2.31)$$

$$Q_p = \frac{0,275 \times C_p \times A}{T_p} \quad (2.32)$$

Keterangan:

$Q_p$  = Debit maksimum total ( $m^3/s$ )

$A$  = Luas DAS ( $km^2$ )

Menentukan grafik hubungan  $Q_p$  dan  $t$  (UH) berdasarkan persamaan Alexseyev sebagai berikut:

$$Q_t = Y \times Q_p \quad (2.33)$$

$$Y = 10^{-\alpha \frac{(1-x)^2}{x}} \quad (2.34)$$

$$X = \frac{t}{T_p} \quad (2.35)$$

$$\lambda = \frac{Q_p \times T_p}{h \times A} \quad (2.36)$$

$$\alpha = 1,32\lambda^2 + 0,15\lambda + 0,045 \quad (2.37)$$

Keterangan:

$Q_t$  = Debit dengan periode hidrograf ( $m^3/s$ )

$Y$  = Perbandingan debit periode hidrograf dengan debit puncak.

$X$  = Perbandingan waktu periode hidrograf dengan waktu puncak mencapai puncak banjir.

Setelah  $\lambda$  dan  $\alpha$  dihitung, maka nilai  $y$  untuk masing-masing  $x$  dapat dihitung dengan membuat tabel, dari nilai-nilai tersebut diperoleh  $t = x \times T_p$  dan  $Q = y \times Q_p$ , selanjutnya dibuat grafik hidrograf satuan (Triatmodjo, 2008).

### 2.3.2 Hidrograf Satuan Sintetis Nakayasu

Hidrograf Satuan Sintetis (HSS) Nakayasu merupakan suatu cara untuk mendapatkan hidrograf banjir rancangan dalam suatu DAS. Untuk membuat suatu hidrograf banjir pada sungai, perlu dicari karakteristik atau parameter daerah pengaliran tersebut (Sutapa, 2005). Adapun karakteristik tersebut adalah:

1. Tenggang waktu dari permulaan hujan sampai puncak hidrograf (*time to peak magnitude*).
2. Tenggang waktu dari titik berat hujan sampai titik berat hidrograf (*time log*).
3. Tenggang waktu hidrograf (*time base of hydrograf*).
4. Luas daerah pengaliran.
5. Panjang alur sungai utama (*length of the longest channel*).

Persamaan umum Hidrograf Satuan Sintetis (HSS) Nakayasu adalah sebagai berikut (Soemarto, 1999):

$$Q_p = \frac{A \times R_o}{3,6(0,3 \times T_p + T_{0,3})} \quad (2.38)$$

$C_p$  = Koef. Debit (kalibrasi)

$$T_g = 0,21 \times L^{0,7} \quad (L < 15 \text{ km}) \quad (2.39)$$

$$T_g = 0,527 + 0,058 \times L \quad (L > 15 \text{ km}) \quad (2.40)$$

$$T_r = 0,75 \times T_g \quad (2.41)$$

$$T_{0,8} = 0,8T_r \quad (2.42)$$

$$T_p = T_g + 0,8T_r \quad (2.43)$$

Kurva Majemuk (4 kondisi kurva)

1) Untuk ( $0 \leq t \leq T_p$ )

$$Q_a = Q_p \left( \frac{1}{T_p} \right)^{2.4} \quad (2.44)$$

2) Untuk  $(T_p \leq t \leq T_p + T_{0,3})$

$$Q_d = Q_p \times 0,3 \left( \frac{1 - T_p}{T_{0,3}} \right) \quad (2.45)$$

3) Untuk  $(T_p + T_{0,3} \leq t \leq T_p + 1,5T_{0,3})$

$$Q_d = Q_p \times 0,3 \left[ \frac{(t - T_p) + 0,5T_{0,3}}{1,5T_{0,3}} \right] \quad (2.46)$$

4) Untuk  $t \geq T_p + 1,5T_{0,3}$

$$Q_d = Q_p \times 0,3 \left[ \frac{(t - T_p) + 1,5T_{0,3}}{2T_{0,3}} \right] \quad (2.47)$$

Hubungan antara bentuk daerah pengaliran dengan  $T_{0,3}$  dapat dinyatakan:

$$T_{0,3} = 0,47(A \cdot L)^{0,25} \quad (2.48)$$

Dengan:

$$T_{0,3} = \alpha \times tg \quad (2.49)$$

Maka:

$$\alpha = \frac{T_{0,3}}{tg} \quad (2.50)$$

$$\alpha = \frac{0,47(A \times L)^{0,25}}{tg} \quad (2.51)$$

Keterangan

$Q_a$  = Limpasan sebelum mencapai debit puncak ( $m^3/detik$ )

$Q_d$  = Limpasan sesudah mencapai debit puncak ( $m^3/detik$ )

$t$  = Waktu (jam)

$L$  = Panjang alur sungai (km)

$tg$  = Waktu konsentrasi (jam)

$\alpha$  = Konstanta

Sedangkan harga  $\alpha$  mempunyai kriteria sebagai berikut:

- a. Daerah pengaliran biasa  $\alpha = 2$
- b. Bagian naik hidrograf yang lambat dan bagian menurun yang cepat  $\alpha = 1,5$
- c. Bagian naik hidrograf yang cepat dan bagian menurun yang lambat  $\alpha = 3$

### 2.3.3 Hidrograf Satuan Sintetis Gamma 1

Metode Gamma 1 merupakan satu upaya untuk memperoleh hidrograf satuan suatu DAS yang belum pernah diukur. Dalam hal ini tidak tersedia data pengukuran debit maupun data AWLR (*Automatic Water Level Recorder*) pada suatu tempat tertentu dalam sebuah DAS. Hidrograf Satuan Sintetis Gamma 1 dikembangkan atas riset Dr. Sri Harto di 30 daerah pengaliran sungai di Pulau Jawa pada akhir dekade 1980-an yang mengkombinasikan antara metode Strahler dan pendekatan Kraijenhorr van der Leur. HSS Gamma 1 dikembangkan berdasarkan perilaku 30 DAS di Pulau Jawa (Irawan, Sari, et al., 2020).

Parameter yang diperlukan dalam analisis menggunakan HSS Gamma I antara lain (Kasim, 2020):

1. Luas DAS (A)
2. Panjang alur sungai utama (L)
3. Panjang alur sungai ke titik berat DAS
4. Kelandaian / *slope* sungai (s)
5. Kerapatan jaringan kuras (D)

Selain parameter diatas, masih ada parameter lain yang dipakai, antara lain:

1. Faktor sumber (SF)
2. Frekuensi sumber (SN)
3. Luas DAS sebelah hulu (RUA)
4. Faktor simetri (SIM)
5. Jumlah pertemuan sungai (JN)

Parameter ini digunakan untuk menghitung persamaan Hidrograf Satuan Sintetis Gamma 1:

$$Q_t = Q_p e^{-t/K} \quad (2.52)$$

Keterangan:

$Q_t$  = Debit pada jam ke t ( $m^3/detik$ )

$Q_p$  = Debit puncak ( $m^3/d$ )

$T$  = Waktu dari saat terjadinya debit puncak (jam)

$K$  = Koefisien tampungan (jam)

$$T_r = 0,43 \left( \frac{L}{100 \times SF} \right)^3 + 1,06665 \times SIM + 1,2775 \quad (2.53)$$

$$T_b = 27,4132 \times T_r^{0,1457} \times S^{-0,0986} \times SN^{0,7344} \times RUA^{0,2574} \quad (2.54)$$

$$K = 0,5617 \times A^{0,1798} \times S^{-0,1446} \times SF^{-1,0897} \times D^{0,0452} \quad (2.55)$$

$$Q_p = 0,1836 \times A^{0,5886} \times TR^{-0,4008} \times JN^{0,2381} \quad (2.56)$$

Keterangan:

$T_r$  = Waktu puncak (jam)

$T_b$  = Waktu dasar (jam)

$K$  = Tampungan (jam)

$Q_p$  = Debit puncak ( $m^3/detik$ )

Hujan efektif didapat dengan metode  $\emptyset$  indeks yang dipengaruhi fungsi luas DAS dan frekuensi sumber SN, dirumuskan dengan Persamaan (2.57) sebagai berikut.

$$\emptyset = 10,4903 - 3,859 \times 10^6 \times A^2 + 1,6985 \times 10^{-13} \left( \frac{A}{SN} \right)^4 \quad (2.57)$$

Dimana:

$\emptyset$  = indeks infiltrasi (mm/jam)

$A$  = luas DAS ( $km^2$ )

$SN$  = frekuensi sumber

## 2.4 Analisis Hidraulika

Analisis Hidrolika sungai dimaksudkan untuk menganalisis profil muka air banjir di sungai dengan berbagai kala ulang dari debit rencana. Dalam analisis hidrolika akan dianalisa seberapa jauh pengaruh pengendalian banjir yang terjadi. Untuk mendukung analisis hidrolika sungai maka dilakukan pengukuran topografi disepanjang sungai yang bersangkutan, yaitu pengukuran situasi, penampang memanjang dan melintang.

Perhitungan hidrolika sungai, penelusuran aliran puncak dilakukan dengan kriteria bahwa: Hidrograf aliran masuk untuk setiap sungai (*lateral in flow*) menggunakan hidrograf banjir dengan beberapa kala ulang, selanjutnya dianalisa pengaruh banjirnya (Yulianto & Setiawan, 2022).

Tahapan kegiatan yang dilakukan untuk analisa hidrolika sebagai berikut:

1. Penyiapan Skematik Sungai
2. *Input* data Geometri Sungai (Melintang dan memanjang)
3. *Input* data Debit aliran Sungai (*Flow data*)
4. Perhitungan elevasi muka air banjir

Data-data yang dibutuhkan adalah sebagai berikut:

1. Data koordinat as sungai atau tebing sungai yang ditinjau untuk menyusun skema sungai.
2. Posisi titik-titik percabangan sungai dan lokasi jembatan.
3. Data potongan memanjang sungai yang meliputi: jarak memanjang pada as, tebing kiri dan tebing kanan, elevasi dasar.
4. Data *cross section* sungai yang diambil dari hasil pengukuran topografi sungai.
5. Posisi batas palung sungai (tebing kiri dan tebing kanan) pada data *cross section*.
6. Angka kekasaran *manning* ( $n$ ) pada palung sungai dan bantaran sungai.

## 2.5 HEC-RAS

HEC-RAS merupakan program aplikasi untuk memodelkan aliran di sungai, *River Analysis System* (RAS), yang dibuat oleh *Hydrologic Engineering Center*

(HEC) yang merupakan satu divisi di dalam *Institute for Water Resources* (IWS) di bawah *US Army Corps of Engineers* (USACE). HEC-RAS merupakan model satu dimensi aliran permanen maupun tak permanen (*steady and unsteady one dimensional flow model*). HEC-RAS memiliki empat komponen model satu dimensi, yaitu (Brunner, 2010):

1. Hitungan profil muka air permanen
2. Simulasi aliran tak permanen
3. Hitungan transpor sedimen
4. Hitungan kualitas air

Satu elemen penting dalam HEC-RAS adalah keempat komponen tersebut memakai data geometri yang sama, *routine* hitungan hidraulika yang sama, serta beberapa fitur desain hidraulika yang dapat diakses setelah hitungan profil muka air berhasil dilakukan.

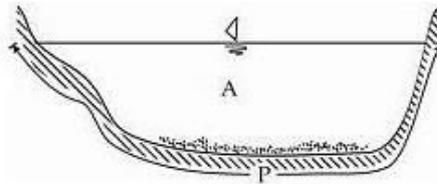
### **2.5.1 Hitungan Profil Muka Air Permanen**

*Steady Flow Water Surface Component*. Program ini berfungsi untuk menghitung profil muka air aliran permanen berubah beraturan (*steady gradually varied flow*). Program mampu memodelkan jaring sungai, sungai dendritik, maupun sungai tunggal. Regime aliran yang dapat dimodelkan adalah aliran sub-kritik, super-kritik, maupun campuran antara keduanya. Langkah hitungan profil muka air yang dilakukan oleh modul aliran permanen HEC-RAS didasarkan pada penyelesaian persamaan energi. Kehilangan energi dianggap diakibatkan oleh gesekan (Persamaan *Manning*) dan kontraksi/ekspansi (koefisien dikalikan beda tinggi kecepatan). Persamaan momentum dipakai jika aliran berubah cepat (*rapidly varied flow*), misalnya campuran regime aliran sbu-kritik dan super-kritik (*hydraulic jump*), aliran memalui jembatan, aliran di percabangan sungai (*stream junction*). HEC-RAS mampu menghitung pengaruh berbagai hambatan aliran, seperti jembatan (*brigdes*), gorong-gorong (*culverts*), bendung (*weirs*), ataupun hambatan di bantaran sungai. HEC-RAS pada aliran permanen dapat pula dipakai untuk perkiraan perubahan muka air akibat perbaikan alur atau pembangunan tanggul.

### 2.5.2 Simulasi Aliran Tak Permanen

*Unsteady Flow Simulation*, program ini mampu mensimulasikan aliran tak permanen satu dimensi pada sungai yang memiliki alur kompleks. Bagian program yang menghitung aliran di penampang melintang, jembatan, gorong-gorong, dan berbagai jenis struktur hidraulik lainnya merupakan program yang sama dengan program hitungan yang ada.

Dalam HEC-RAS penampang sungai atau saluran ditentukan terlebih dahulu, kemudian luas penampang akan dihitung. Untuk mendukung fungsi saluran sebagai penghantar aliran maka penampang saluran dibagi atas beberapa bagian. Pendekatan yang dilakukan HEC-RAS adalah membagi area penampang berdasarkan dari nilai  $n$  (koefisien kekasaran *manning*) sebagai dasar bagi pembagian penampang. Setiap aliran yang terjadi pada bagian dihitung dengan menggunakan persamaan *manning*:



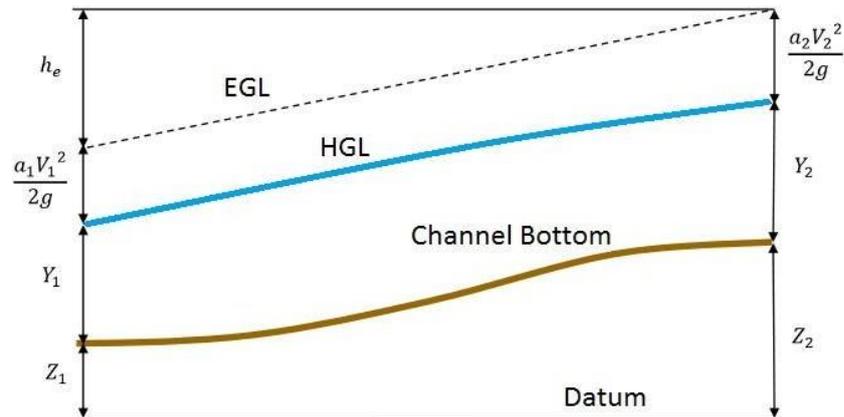
Gambar 2.11 Debit Berdasarkan Persamaan Manning

$$Q_t = \frac{1}{n} \times R^{\frac{3}{2}} \times S^{\frac{1}{2}} \times A \quad (2.58)$$

Keterangan:

- $n$  = Koefisien kekasaran manning
- $A$  = Luas bagian penampang ( $m^2$ )
- $R$  = Jari-jari hidrolik (m)
- $S$  = Kemiringan saluran

Setelah penampang ditentukan maka HEC-RAS akan menghitung profil muka air, dimana EGL diartikan *Energy Grade Line* dan HGL diartikan *Hidraulic Grade Line*. Konsep dasar perhitungan profil muka air berdasarkan persamaan energi digambarkan pada Gambar 2.12.



Gambar 2.12 Konsep Persamaan Energi

(Sumber: Channel Studio, 2018)

$$Y_2 + Z_2 + a \frac{v_2^2}{2g} = Y_1 + Z_1 + a \frac{v_1^2}{2g} + h_e \quad (2.59)$$

Dimana:

Y = Kedalaman saluran diukur vertikal (m)

Z = Elevasi dasar (m)

a = Koefisien kecepatan

v = Kecepatan aliran (m/d)

g = percepatan gravitasi (m/d<sup>2</sup>) $\frac{v^2}{2g}$  = tinggi kecepatan (m)h<sub>e</sub> = *Energy head loss*

Di dalam program HEC-RAS, kumpulan data tergabung di dalam proyek sistem sungai. Penggunaan program ini dapat dilakukan berbagai macam tipe analisa tentang pemodelan untuk formulasi beberapa rencana yang berbeda. Masing-masing rencana mewakili kumpulan data geometri dan data aliran. Setelah data awal dimasukkan dalam HEC-RAS, pemodelan dapat dengan mudah memformulasikan rencana baru. Setelah simulasi selesai dibuat untuk berbagai macam rencana, hasil simulasi dapat dibandingkan dalam bentuk tabel dan grafik yang berbeda.