

BAB II

LANDASAN TEORI

2.1. Limpasan

Limpasan permukaan adalah aliran air yang mengalir di atas permukaan tanah karena penuhnya kapasitas infiltrasi tanah. Apabila intensitas hujan yang jatuh di suatu Daerah Aliran Sungai (DAS) melebihi kapasitas infiltrasi, setelah laju infiltrasi terpenuhi air akan mengisi cekungan-cekungan pada permukaan tanah. Setelah cekungan-cekungan tersebut penuh, selanjutnya air akan mengalir (melimpas) di atas permukaan tanah. Limpasan permukaan (*surface runoff*) yang merupakan air hujan yang mengalir dalam bentuk lapisan tipis di atas permukaan lahan akan masuk ke saluran air yang kemudian bergabung menjadi anak sungai dan akhirnya menjadi aliran sungai. Apabila debit sungai lebih besar dari kapasitas sungai untuk mengalirkan debit maka akan terjadi luapan pada tebing sungai sehingga terjadi banjir (Triatmodjo, 2019).

Limpasan akibat dari turunnya hujan dapat terjadi dengan cepat atau beberapa jam setelah turunnya hujan. Lama waktu kejadian hujan puncak dan aliran puncak sangat dipengaruhi oleh topografi wilayah tempat jatuhnya hujan. Semakin besar perbedaan waktu hujan puncak dan debit puncak, semakin baik kondisi wilayah tersebut dalam menyimpan air di dalam tanah.

2.2. Morfologi Sungai

Morfologi sungai merupakan hal-hal yang berkaitan dengan bentuk dan struktur sungai. Morfologi sungai juga didefinisikan sebagai suatu area pengetahuan (*field of science*) yang berkaitan dengan perubahan bentuk sungai (*river planform*) (Triatmodjo, 2019).

Morfologi sungai sangat dipengaruhi oleh berbagai faktor diantaranya kondisi aliran, proses angkutan sedimen, kondisi lingkungan, serta aktifitas manusia disekitarnya. Untuk menentukan morfologi sungai, ada beberapa hal yang diperlukan yaitu data-data geometri meliputi lebar sungai, kedalaman penampang sungai, koordinat lokasi dan kemiringan dasar sungai.

2.2.1. Karakteristik Alur Sungai

Ada berbagai macam-macam pola aliran pada sungai yang nantinya akan terlihat dari alur sungai tersebut ke arah manakah air sungai yang mengalir dan bermuara ke laut. Berikut ini adalah beberapa macam pola aliran sungai sebagai berikut :

1. Pola Dendritik

Karakteristik dari pola aliran sungai dendritik adalah memiliki percabangan yang bentuknya mirip dengan garis permukaan pada daun. Pola aliran sungai dendritik adalah pola aliran sungai yang paling umum dan sering dijumpai. Di samping itu, pola aliran sungai dendritik memiliki kerapatan yang dikontrol oleh jenis batuan-batuan yang terdapat di sekitar sungai. Pola aliran sungai dendritik mengalir di atas batuan-batuan yang tidak resisten terhadap erosi sehingga membentuk tekstur sungai yang sangat rapat. Sebaliknya, ketika aliran sungai dendritic mengalir pada batuan yang memiliki tingkat resistensi yang tinggi terhadap erosi akan membentuk tekstur sungai yang renggang.

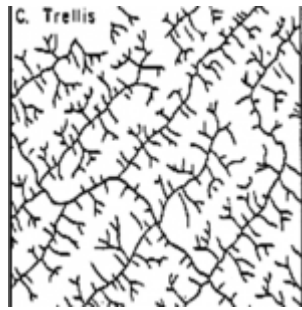


Gambar 2.1. Pola Aliran Sungai Dendritik

(*Sumber* : <https://www.amuzigi.com/2018/04/5-karakteristik-pola-aliran-sungai-dan.html>)

2. Pola Trellis

Pola aliran sungai trellis adalah sungai yang alirannya menyerupai pagar yang dikontrol oleh struktur geologi berupa lipatan sinklin dan antiklin. Sungai dengan pola aliran trellis ini ciri-cirinya memiliki kumpulan saluran-saluran air yang membentuk pola sejajar yang mengalir mengikuti arah kemiringan lereng serta tegak lurus terhadap saluran utamanya. Pola aliran ini dapat terbentuk di sepanjang lembah yang paralel pada sabuk pegunungan lipatan. Di wilayah ini sungai akan banyak yang melewati lembah untuk bergabung dengan saluran utamanya yang pada akhirnya akan menuju muara sungai.

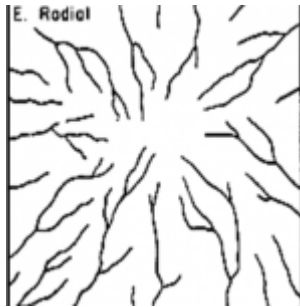


Gambar 2. 2. Pola Aliran Sungai Trellis

(Sumber : <https://www.amuzigi.com/2018/04/5-karakteristik-pola-aliran-sungai-dan.html>)

3. Pola Radial

Pola aliran sungai radial merupakan pola aliran sungai yang sifatnya menyebar ke segala arah. Sehingga sungai yang memiliki pola aliran ini memiliki satu pusat yang akan menyebarkan alirannya ke segala arah. Contohnya adalah mata air di gunung dan kawah/magma yang ada di puncak gunung. Pola aliran sungai radial juga dapat ditemukan pada bentangan-bentangan kubah.

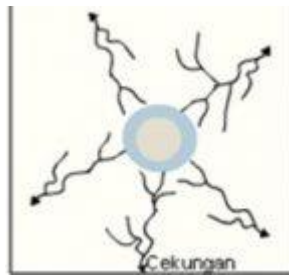


Gambar 2. 3. Pola Aliran Sungai Radial

(Sumber : <https://www.amuzigi.com/2018/04/5-karakteristik-pola-aliran-sungai-dan.html>)

4. Pola Radial Sentripetal

Pola aliran sungai radial sentripetal adalah kebalikan dari pola aliran sungai radial. Jika di aliran sungai radial mata air berupa cembung yang mengalir ke segala arah, sedangkan di radial sentripetal ini justru mata air akan menuju ke satu arah atau menuju satu titik, seperti menuju ke sebuah cekungan besar.

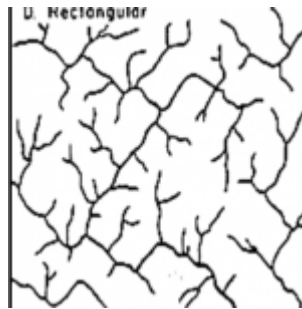


Gambar 2. 4. Pola Aliran Sungai Radial Sentrifugal

(Sumber : <https://www.amuzigi.com/2018/04/5-karakteristik-pola-aliran-sungai-dan.html>)

5. Pola Rektangular

Sungai yang memiliki pola aliran rektangular biasanya terjadi pada struktur batuan beku. Sungai dengan pola aliran rektangular biasanya bentuknya lurus mengikuti arah patahan. Ciri-ciri sungai dengan pola aliran ini adalah bentuk sungainya tegak lurus dan merupakan kumpulan dari saluran-saluran air yang mengikuti pola dari struktur geologi tersebut.

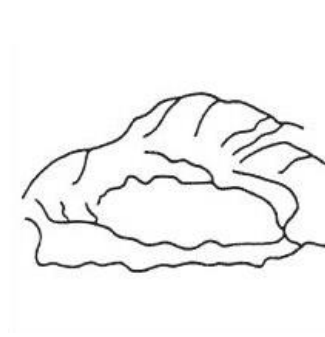


Gambar 2. 5. Pola Aliran Sungai Rektangular

(Sumber : <https://www.amuzigi.com/2018/04/5-karakteristik-pola-aliran-sungai-dan.html>)

6. Pola Anular

Pola pengaliran cenderung melingkar seperti gelang. Terdapat daerah berstruktur *dome* (kubah) yang topografinya telah berada pada stadium dewasa. Daerah *dome* yang semula (pada stadium remaja) tertutup pada lapisan-lapisan batuan endapan yang berselang-seling antara lapisan batuan keras dengan lapisan batuan lembut.

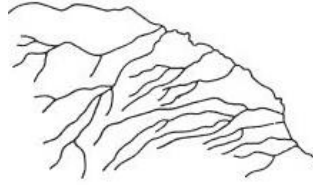


Gambar 2. 6. Pola Aliran Sungai Anular

(Sumber : <https://www.amuzigi.com/2018/04/5-karakteristik-pola-aliran-sungai-dan.html>)

7. Pola Paralel

Pola paralel adalah pola pengaliran yang sejajar. Pola pengaliran semacam ini menunjukkan lereng yang curam. Beberapa wilayah di pantai barat Sumatera memperlihatkan pola pengaliran paralel.

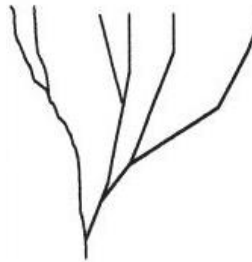


Gambar 2. 7. Pola Aliran Sungai Paralel

(Sumber : <https://www.amuzigi.com/2018/04/5-karakteristik-pola-aliran-sungai-dan.html>)

8. Pola Pinnate

Pola pinnate adalah pola aliran sungai yang dimana muara anak sungainya membentuk sudut lancip dengan sungai induk. Sungai ini biasanya terdapat pada bukit yang lerengnya terjal.



Gambar 2. 8. Pola Aliran Sungai Pinnate

(Sumber : <https://www.amuzigi.com/2018/04/5-karakteristik-pola-aliran-sungai-dan.html>)

2.2.2. Karakteristik Debit Aliran Sungai

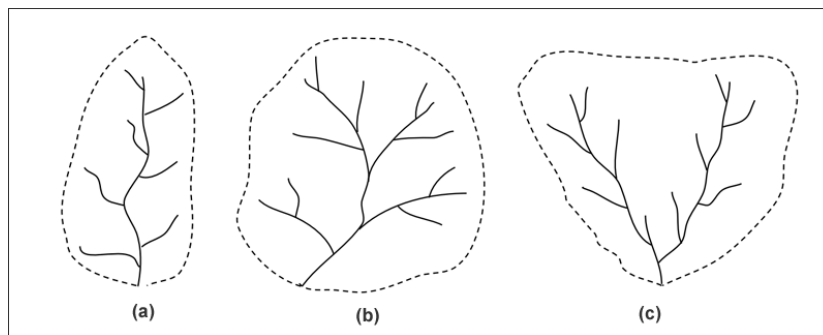
Untuk debit aliran sungai yang perlu diperhatikan adalah meliputi debit banjir yang pernah terjadi, debit dominan dan pola hidrograf banjirnya. Debit aliran sungai termasuk bentuk hidrografnya dapat ditentukan oleh sebagai berikut:

- a. Kondisi daerah aliran sungai, topografi (kemiringan DAS), tataguna lahan, vegetasi penutup DAS, jenis penggunaan lahan, struktur tanah permukaan dan struktur geologinya dan cara pengelolaan DAS;

- b. Bentuk DAS berupa bulu burung, radial, paralel, dan lainnya. Pada prinsipnya yaitu bentuk melebar, kipas, dan bentuk memanjang;
- c. Curah hujan dengan sifat-sifatnya yaitu, intensitas hujan dan distribusi dalam ruang, arah gerak hujan, pola distribusi tahunan, dan lain-lain;
- d. Curah hujan di musim penghujan dalam tahunan;
- e. Karakteristik jaringan alur sungai, tingkat order sungai, kondisi alur sungai dan kemiringan dasar sungai atau morfologi sungainya;
- f. Daerah Cekungan Air Tanah (CAT) dan daerah non CAT. (Kodoatie, 2013).

2.2.3. Bentuk DAS

Bentuk geometri DAS memberikan pengaruh yang cukup dominan kepada debit puncak system sungainya. DAS mempunyai bentuk yang bermacam-macam berdasarkan bentuk topografi dan geologinya. Secara garis besar bentuk DAS dapat dikelompokkan menjadi 3 bagian yaitu, bentuk memanjang, bentuk melebar, dan bentuk kipas (Kodoatie, 2013)



Gambar 2. 9. Bentuk-bentuk DAS (a) bentuk memanjang, (b) bentuk bentuk melebar, dan (c) bentuk kipas

Sumber : <https://www.amuzigi.com/2018/04/5-karakteristik-pola-aliran-sungai-dan.html>

2.3. Curah Hujan

Hujan berasal dari uap air yang berada di atmosfer, sehingga bentuk dan jumlahnya dipengaruhi oleh faktor klimatologi seperti angin, temperatur dan tekanan atmosfer. Uap tersebut akan naik ke atmosfer sehingga mendingin dan terjadi kondensasi menjadi butir-butir air dan kristal-kristal es yang akhirnya jatuh sebagai hujan.

Hujan merupakan faktor terpenting dalam analisis hidrologi. Karakteristik hujan yang perlu ditinjau dalam analisis dan perencanaan hidrologi meliputi (Suripin, 2004):

1. Intensitas (i) adalah laju hujan atau sama dengan tinggi air per satuan waktu, misalnya mm/menit, mm/jam, atau mm/hari.
2. Lama waktu (*duration*, t) adalah lamanya waktu yang dibutuhkan pada saat hujan turun yang dinyatakan dalam menit atau jam.
3. Tinggi hujan (d) adalah jumlah atau banyaknya hujan yang terjadi selama durasi hujan dan dinyatakan dalam ketebalan air di atas permukaan datar, dalam mm.
4. Frekuensi adalah frekuensi kejadian dan biasanya dinyatakan dengan kala ulang (*return period*, T), misalnya sekali dalam 2 tahun ($T = 2$).
5. Luas adalah luas geografis daerah sebaran hujan.

2.4. Perhitungan Distribusi Curah Hujan Rata-rata

Curah hujan yang diperlukan untuk penyusunan suatu rancangan pemanfaatan air adalah curah hujan rata-rata di seluruh daerah yang bersangkutan, bukan daerah curah hujan di titik tertentu. Inilah yang disebut dengan curah hujan rata-rata atau curah hujan wilayah. Ada beberapa metode yang digunakan untuk menghitung curah hujan rata-rata adalah sebagai berikut:

- a. Metode Rata-rata Aljabar (Metode *Arithmetic Mean*)

Metode ini biasanya digunakan untuk daerah yang datar dan jumlah stasiun hujan yang cukup banyak dengan anggapan bahwa curah hujan di daerah tersebut cenderung beragam (*uniform distribution*). Stasiun hujan yang digunakan dalam

hitungannya biasanya adalah yang berada di dalam DAS, tetapi stasiun di luar DAS yang berdekatan juga bisa diperhitungkan.

$$R = \frac{1}{n} (R_1 + R_2 + \dots + R_n) \quad (2.1)$$

dimana :

R = Curah hujan rata-rata (mm)

n = Jumlah stasiun hujan

$R_1 + R_2 + \dots + R_n$ = Besarnya curah hujan di stasiun hujan (mm)

b. Metode Poligon Thiessen

Metode ini merupakan cara terbaik dan paling banyak digunakan walau masih memiliki kekurangan karena tidak memasukkan pengaruh topografi. Caranya adalah dengan memplot letak stasiun-stasiun curah hujan ke dalam gambar DAS. Kemudian dibuat garis penghubung di antara masing-masing stasiun dan ditarik garis sumbu tegak lurus.

$$R = \frac{A_1 R_1 + A_2 R_2 + \dots + A_n R_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \quad (2.2)$$

dimana :

R = Rata-rata curah hujan (mm)

$R_1 + R_2 + \dots + R_n$ = Besarnya curah hujan di stasiun hujan (mm)

$A_1 + A_2 + \dots + A_n$ = Luas sub area masing-masing stasiun hujan (km²)

c. Metode Isohyet

Isohyet adalah garis lengkung yang menghubungkan tempat-tempat kedudukan yang mempunyai curah hujan yang sama. Isohyet diperoleh dengan cara menggambar kontur tinggi hujan yang sama, lalu luas area antara garis isohyet yang berdekatan diukur dan dihitung nilai rata-ratanya, berikut ini adalah persamaan metode isohyet :

$$R = \frac{A_1 \frac{I_1 I_2}{2} + A_2 \frac{I_2 I_3}{2} + \dots + A_n \frac{I_n I_{n+1}}{2}}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \quad (2.3)$$

dimana :

- R = Rata-rata curah hujan (mm)
 I_1, I_2, \dots, I_n = Garis isohyet ke 1, 2, 3, ... n+1
 $A_1 + A_2 + \dots + A_n$ = Luas daerah yang dibatasi oleh garis isohyet ke 1 dan 2, 2 dan 3, ... n dan n+1

2.5. Analisis Frekuensi

Analisis frekuensi dapat diartikan sebagai suatu cara untuk memprediksi suatu besaran curah hujan di masa yang akan datang dengan menggunakan data curah hujan di masa yang lalu berdasarkan suatu pemakaian distribusi frekuensi. Dalam melakukan sebuah analisis frekuensi diperlukan data curah hujan, yaitu curah hujan maksimum.

Analisis frekuensi dapat diterapkan untuk data debit sungai atau data hujan. Data yang digunakan adalah data debit atau hujan maksimum tahunan, yaitu data terbesar yang terjadi selama satu tahun, yang terukur selama beberapa tahun (Bambang Triatmodjo, 2019). Dalam analisis data hidrologi terdapat beberapa parameter yang digunakan yaitu, parameter statistik seperti nilai rerata, deviasi dan sebagainya.

1. Nilai Rerata (*Average*)

Merupakan nilai yang representatif dalam suatu distribusi. Nilai rerata dapat dihitung dengan persamaan sebagai berikut :

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i \quad (2.4)$$

2. Simpangan Baku/Deviasi Standar

Standard deviation dapat dihitung dengan menggunakan persamaan berikut :

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{n-1}} \quad (2.5)$$

3. Koefisien Varian

Merupakan nilai perbandingan antara nilai reratan dan standar deviasi, dapat dihitung dengan persamaan berikut :

$$C_v = \frac{S}{\bar{X}} \tag{2.6}$$

4. Koefisien *Skewness*

Koefisien *skewness* atau kemencengan digunakan untuk mengetahui derajat ketidaksimetrisan dari suatu bentuk distribusi dalam persamaan sebagai berikut :

$$C_s = \frac{n \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^3}{(n-1)(n-2)S^3} \tag{2.7}$$

5. Koefisien Kurtosis

Koefisien kurtosis dapat dihitung dengan persamaan berikut :

$$C_k = \frac{n^2 \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^4}{(n-1)(n-2)(n-3)S^4} \tag{2.8}$$

Untuk menentukan jenis distribusi probabilitas yang sesuai dengan data dilakukan dengan mencocokkan parameter statistik data dengan syarat masing-masing jenis distribusi seperti tabel di bawah :

Tabel 2. 1. Persyaratan Statistik untuk Menentukan Jenis Distribusi

No	Metode	Persyaratan
1	Gumbel	$C_s = 1,114$ $C_k = 5,4$
2	Normal	$C_s \approx 0$ $C_k \approx 3$
3	Log Normal	$C_s = C_v^3 + 3C_v$ $C_k = C_v^8 + 6C_v^6 + 15C_v^4 + 16C_v^2 + 3$
4	Log Pearson III	Selain dari nilai di atas

(*Sumber : Bambang Triatmodjo, 2019*)

2.6. Distribusi Probabilitas Kontinyu

Ada beberapa bentuk fungsi distribusi kontinyu (teoritis) yang sering digunakan dalam analisis frekuensi untuk hidrologi, seperti distribusi normal, log normal, gumbel pearson, dan log pearson (Triatmodjo, 2019).

1. Distribusi Normal

Distribusi normal disebut juga Distribusi Gauss. Distribusi normal adalah simetris terhadap sumbu vertikal dan berbentuk lonceng. Berikut ini adalah persamaan distribusi probabilitas normal.

$$X_T = \bar{X} + K_T \cdot S \quad (2.9)$$

dimana :

X_T = Hujan rencana/debit rencana dengan kala ulang T tahun

\bar{X} = Nilai rata-rata

S = Standar deviasi

K_T = Faktor frekuensi

2. Distribusi Log Normal

Berikut ini adalah persamaan untuk menghitung hujan rencana dengan menggunakan distribusi probabilitas log normal.

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

$$S \log x = \sqrt{\frac{\sum (\log X - \log \bar{X})^2}{n-1}} \quad (2.11)$$

dimana:

$\text{Log} X_T$ = Nilai logaritmik hujan atau debit dengan kala ulang T tahun

$\log \bar{X}$ = Nilai rata-rata

K_T = Faktor frekuensi

n = Jumlah data

3. Distribusi Gumbel

Distribusi Gumbel banyak digunakan untuk analisis data maksimum, seperti untuk analisis frekuensi banjir.

$$X_T = \bar{X} + S \times K \quad (2.12)$$

$$K = \frac{Y_{Tr} - Y_n}{S_n} \quad (2.13)$$

$$Y_T = -\ln \left\{ -\ln \frac{T-1}{T} \right\} \quad (2.14)$$

dimana:

X_T = Curah hujan rencana dengan periode ulang T tahun (mm)

K = Koefisien frekuensi gumbel

S = Standar deviasi

S_n = *Reduced standart deviation*

Y_t = *Reduced variate*

Y_n = *Reduced mean*

4. Distribusi Log Pearson Type III

$$\text{Log} X_T = \overline{\text{Log} X} + K_T \cdot S \text{Log} X \quad (2.15)$$

$$S \log x = \sqrt{\frac{\sum (\log X - \log \bar{X})^2}{n-1}} \quad (2.16)$$

$$C_s = \frac{n \cdot \sum (\log x - \log \bar{x})^3}{(n-1)(n-2)(S \log x)^3} \quad (2.17)$$

dimana:

$\text{Log} X_T$ = Nilai logaritmik hujan atau debit dengan kala ulang T tahun

$\log \bar{X}$ = Nilai rata-rata

K_T = Faktor frekuensi

n = Jumlah data

Tabel 2. 2. Nilai *Reduced Variate* (Y_t)

Periode Ulang (T)	Y_t
2	0,3665
5	1,4999
10	2,2502
20	2,9606
25	3,1985
50	3,9019
100	4,6001
200	5,2960
500	6,2140
1000	6,9190
5000	8,5390
10000	9,9210

(*Sumber* : CD Soemarto, 1995)

Tabel 2. 3. Nilai *Reduced Standart Deviation* (S_n) dan Y_n

N	S_n	Y_n
10	0,9497	0,4952
15	1,0210	0,5128
20	1,0630	0,5236
25	1,0910	0,5390
30	1,1120	0,5362
35	1,1280	0,5403
40	1,1410	0,5436
45	1,1520	0,5463
50	1,1610	0,5485

(*Sumber* : Suripin, 2004)

Tabel 2. 4. Nilai Variabel Reduksi Gauss

No	Periode Ulang T (Tahun)	K _T
1	1,001	-3,05
5	1,110	-1,28
6	1,250	-0,84
8	1,430	-0,52
9	1,670	-0,25
10	2,000	0
11	2,500	0,25
12	3,330	0,52
13	4,000	0,67
14	5,000	0,84
15	10,000	1,28
16	20,000	1,64
17	50,000	2,05
18	100,000	2,33
19	200,000	2,58
20	500,000	2,88
21	1000,000	3,09

(Sumber :Bonnier 1980 dalam Suripin, 2004)

2.7. Pengujian Kesesuaian Distribusi Frekuensi

Setelah melakukan perhitungan dengan menggunakan semua metode, untuk selanjutnya dapat dilakukan uji kesesuaian distribusi frekuensi dengan uji Chi-Kuadrat dan Smirnov Kolmogrov.

1. Uji Chi-Kuadrat

Uji Chi-Kuadrat menggunakan nilai χ^2 yang dapat dihitung dengan persamaan berikut (Triadmodjo, 2014) :

$$\chi^2 = \sum_{t=1}^N \frac{(Of-Ef)^2}{Ef} \quad (2.18)$$

$$K = 1 + 3,3 \log n \quad (2.19)$$

$$DK = K - (\alpha + 1) \quad (2.20)$$

$$Ef = \frac{\text{Banyaknya Data}}{\text{Jumlah Kelas}} \quad (2.21)$$

dimana :

χ^2 = Nilai Chi-Kuadrat

Of = Frekuensi yang terbaca pada kelas yang sama

Ef = Frekuensi yang diharapkan

K = Jumlah kelas

n = Banyaknya data

DK = Derajat kebebasan

2. Uji Smirnov Kolmogrov

Pengujian distribusi probabilitas dengan metode Smirnov Kolmogrov dilakukan dengan langkah-langkah perhitungan sebagai berikut (Kamiana, 2012) :

- a. Urutkan data dari kecil ke besar
- b. Tentukan peluang empiris masing-masing data yang sudah diurutkan tersebut dengan rumus *Weibull* berikut :

$$Tr = \frac{n+1}{m} \quad (2.22)$$

$$P(X_i) = \frac{1}{Tr} \quad (2.23)$$

dimana :

n = Banyaknya data

m = Nomor urut data

Tr = Periode ulang

- c. Tentukan peluang teoritis masing-masing data yang sudah diurut tersebut $P'(X_i)$ berdasarkan persamaan distribusi probabilitas yang dipilih.
- d. Hitung selisih (ΔP_i) antara peluang empiris dan peluang teoritis. Jarak penyimpangan terbesar merupakan nilai (ΔP_i)_{maks}.
- e. Jika (ΔP_i)_{maks} < (ΔP) kritis, maka distribusi probabilitas terpilih diterima. Berikut ini adalah nilai ΔP kritis

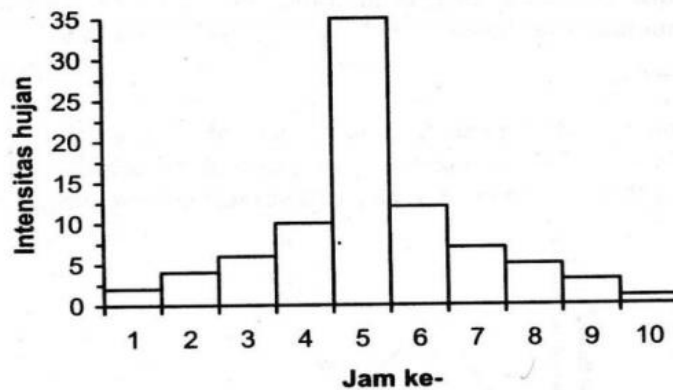
Tabel 2. 5.Nilai ΔP kritis Uji Smirnov Kolomogrov

N	α			
	0,20	0,10	0,05	0,01
5	0,45	0,51	0,56	0,67
10	0,32	0,37	0,41	0,49
15	0,27	0,30	0,34	0,40
20	0,23	0,26	0,29	0,36
25	0,21	0,24	0,27	0,32
30	0,19	0,22	0,24	0,29
35	0,18	0,20	0,23	0,27
40	0,17	0,19	0,21	0,25
45	0,16	0,18	0,20	0,24
50	0,15	0,17	0,19	0,23
n > 50	$\frac{1,07}{\sqrt{n}}$	$\frac{1,07}{\sqrt{n}}$	$\frac{1,07}{\sqrt{n}}$	$\frac{1,07}{\sqrt{n}}$

(Sumber :Soewarno 1989 dalam Kamiana , 2012)

2.8. Intensitas dan Distribusi Hujan Jam-jaman

Dalam perhitungan banjir rencana, diperlukan masukan berupa hujan rancangan yang didistribusikan ke dalam hujan jam-jaman (*hyetograph*). Untuk dapat mengubah hujan rencana ke dalam besaran hujan jam-jaman perlu didapatkan terlebih dahulu suatu pola distribusi hujan jam-jaman. Apabila data yang tersedia adalah data hujan harian, untuk mendapatkan kedalaman hujan jam-jaman dari hujan rencana dapat menggunakan model distribusi hujan. Salah satu metode yang digunakan untuk mendistribusikan hujan rencana yaitu dengan ABM (*Alternating Block Method*). *Alternating Block Method* adalah cara sederhana untuk membuat *hyetograph* rencana dari kurva IDF (Chow et al., 1988). *Hyetograph* rencana yang dihasilkan oleh metode ini adalah hujan yang terjadi dalam n rangkaian interval waktu yang berurutan dengan durasi Δt selama waktu $T_d = n\Delta t$. Kedalaman hujan diperoleh dari perkalian antara intensitas hujan dan durasi waktu tersebut. Perbedaan antara nilai kedalaman hujan yang berurutan merupakan pertambahan hujan dalam interval waktu Δt . Pertambahan hujan tersebut (blok-blok), diurutkan kembali ke dalam rangkaian waktu dengan intensitas hujan maksimum berada pada tengah-tengah durasi hujan T_d dan balok-balok sisanya disusun dalam urutan menurun secara bolak-balik pada kanan dan kiri dari blok tengah (Triatmodjo, 2019).



Gambar 2. 10. *Hyetograph* dengan *Alternating Block Method*

(Sumber : Bambang Triatmodjo, 2019)

Apabila data yang tersedia adalah data hujan harian, maka dapat menggunakan persamaan Monobe sebagai berikut :

$$I_t = \frac{R_{24}}{24} \left(\frac{24}{t} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (2.24)$$

dimana :

I_t = Intensitas curah hujan untuk lama hujan t (mm/jam)

t = Lamanya curah hujan (jam)

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

Waktu konsentrasi adalah waktu tiba banjir yang dihitung berdasarkan intensitas hujan rata-rata selama waktu tiba banjir. Durasi hujan atau waktu konsentrasi (t_c) dapat dihitung dengan menggunakan persamaan Kirpich.

$$t_c = \frac{0,06628L^{0,77}}{S^{0,385}} \quad (2.25)$$

dimana:

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

2.9. Koefisien Pengaliran (C)

Koefisien pengaliran adalah persentase jumlah air yang dapat melimpas melalui permukaan tanah dari keseluruhan air hujan yang jatuh pada suatu daerah (Eripin, 2005). Maka semakin kedap permukaan tanah, maka semakin tinggi pula nilai koefisien pengalirannya.

Faktor utama yang mempengaruhi C adalah laju infiltrasi tanah atau prosentase lahan kedap air, kemiringan lahan, tanaman penutup tanah, dan intensitas hujan. Harga C berubah dari waktu ke waktu sesuai dengan perubahan pada faktor-faktor yang bersangkutan dengan aliran permukaan di dalam sungai, terutama kelembaban tanah. Koefisien limpasan (C), dapat diperkirakan dengan meninjau tata guna lahan.

Harga C berubah – ubah dari waktu ke waktu sesuai dengan perubahan dari faktor – faktor yang bersangkutan dengan aliran permukaan di dalam sungai, seperti :

1. Tipe hujan,
2. Intensitas hujan dan lama waktu hujan,
3. Topografi dan geologi,
4. Keadaan tumbuh-tumbuhan,
5. Perubahan-perubahan karena pekerjaan manusia, dan lain – lain.

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 (Suripin, 2004):

$$C = \sum_{i=1}^n \frac{C_i \cdot A_i}{A_i} \quad (2.26)$$

dimana :

- A_i = Luas lahan dengan jenis penutup tanah i
 C_i = Koefisien aliran permukaan jenis penutup tanah i
 n = Jumlah jenis penutup lahan

Tabel 2. 6. Harga Koefisien Limpasan (C)

Penutupan Lahan	Harga 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	0,4
Pertanian Lahan Kering	0,1
Pertanian Lahan Kering Campur Semak	0,1
Pemukiman	0,6
Sawah	0,15
Tambak	0,05
Terbuka	0,2
Perairan	0,05

(Sumber : Kodoatie dan Syarieff, 2005)

2.10. Debit Banjir Rencana

Dalam perencanaan di bidang sumber daya air, seringkali diperlukan data debit banjir rencana yang realistis. Banjir rencana dengan periode ulang tertentu dapat dihitung dari data debit banjir atau data hujan. Apabila data debit banjir tersedia cukup panjang > 20 tahun, debit banjir dapat langsung dihitung dengan metode analisis probabilitas. Sedang apabila data yang tersedia hanya berupa data hujan dan karakteristik DAS, salah satu metode yang disarankan adalah menghitung debit banjir dari data hujan maksimum harian rencana dengan superposisi hidrograf satuan (Harto, 1993).

2.10.1. Hidrograf Satuan

Metode hidrograf satuan banyak digunakan untuk memperkirakan banjir rancangan. Metode ini relatif sederhana, mudah penerapannya, tidak memerlukan data yang kompleks dan memberikan hasil rancangan yang cukup teliti (Triatmodjo, 2019). Terdapat dua macam hidrograf satuan. Hidrograf satuan terukur yaitu hidrograf satuan hasil penurunan data hujan dan debit. Data hujan didapat dari alat pencatat debit ARR (*Automatic Rainfall Recorder*). Sedangkan data debit didapat dari alat pencatat debit AWLR (*Automatic Water Level Recorder*). Jika data hujan dan debit tidak cukup tersedia, maka penurunan hidrograf satuan dilakukan dengan cara sintesis.

Untuk menurunkan hidrograf satuan diperlukan data hujan dan data debit aliran yang berkaitan. Prosedur penurunan hidrograf satuan adalah sebagai berikut ini (Triatmodjo, 2019) :

1. Digambar hidrograf yang berkaitan dengan hujan yang terjadi. Aliran dasar dipisahkan, sehingga diperoleh hidrograf aliran langsung (HAL).
2. Dihitung luasan di bawah HAL yang merupakan volume aliran permukaan. Volume aliran tersebut dikonversi menjadi kedalaman aliran di seluruh DAS.
3. Ordinat dari HAL dibagi dengan kedalaman aliran yang menghasilkan hidrograf satuan dengan durasi yang sama dengan durasi hujan.

2.10.2. Hidrograf Satuan Sintetis

Daerah dimana data hidrologi tidak tersedia untuk menurunkan hidrograf satuan, maka dibuat hidrograf satuan sintesis yang didasarkan pada karakteristik fisik dari DAS (Triatmodjo, 2019). Dalam penelitian ini digunakan metode HSS Nakayasu.

1. Hidrograf Satuan Sintetis SCS (*Soil Conservation Service*)
Hidrograf satuan tak berdimensi SCS adalah hidrograf sintesis yang diekspresikan dalam bentuk perbandingan antara debit (Q) dengan debit puncak (Q_p) dan waktu (t) dengan waktu naik/*time of rise* (T_p) dengan memperhatikan koordinat dari

hidrograf ini,. Koordinat hidrograf satuan untuk periode waktu berbeda dapat diperoleh dari tabel berikut:

Tabel 2. 7. Hidrograf Satuan Metode SCS

Time Ratios (t/t_p)	Discharge Ratios (q/q_p)	Time Ratios (t/t_p)	Discharge Ratios (q/q_p)
0	0	1,7	0,46
0,1	0,03	1,8	0,39
0,2	0,1	1,9	0,33
0,3	0,19	2	0,28
0,4	0,31	2,2	0,207
0,5	0,47	2,4	0,147
0,6	0,66	2,6	0,107
0,7	0,82	2,8	0,077
0,8	0,93	3	0,055
0,9	0,99	3,2	0,04
1	1	3,4	0,029
1,1	0,99	3,6	0,021
1,2	0,93	3,8	0,015
1,3	0,86	4	0,011
1,4	0,78	4,5	0,005
1,5	0,68	5	0
1,6	0,56		

(Sumber : SNI-2415-2016)

Persamaan untuk menghitung metode HSS SCS adalah sebagai berikut :

$$Q_p = \frac{0,208A}{T_p} \quad (2.27)$$

dimana:

Q_p = puncak hidrograf satuan (m^3/s)

A = luas DAS (km^2)

T_p = waktu naik atau waktu yang diperlukan antara permulaan hujan hingga mencapai puncak hidrograf (jam)

$$t_p = 0,6 \cdot T_c \quad (2.28)$$

$$T_c = 0,76 \times A^{0,38} \quad (2.29)$$

dimana:

t_p = waktu kelambatan yaitu waktu antara titik berat curah hujan hingga puncak hidrograf (jam)

T_c = waktu konsentrasi (menit)

$$T_p = \frac{t_r}{2} + t_p \quad (2.30)$$

dimana:

T_p = waktu naik (jam)

t_r = lama terjadinya hujan efektif (jam)

t_p = waktu kelambatan (jam)

2.10.3. Metode Melchior

Untuk menghitung dengan metode Melchior daerah DAS terlebih dulu dibatasi oleh bentuk elips yang sumbu pendeknya tidak boleh melebihi 2/3 dari sumbu yang terpanjang. Luas elips adalah:

$$Q_o = \alpha \cdot \beta q n o \cdot A \quad (2.31)$$

$$\beta q n o = (\beta q \times R_T) / 200 \quad (2.32)$$

$$F = \left(\frac{\pi}{4}\right) \times L_1 \times L_2 \quad (2.33)$$

dimana:

F = luas elips (km²)

L_1 = panjang sumbu besar (km)

L_2 = panjang sumbu kecil (km)

T_c = waktu konsentrasi (jam)

L = panjang sungai (km)

Q_o = debit puncak (m³/det)

I = kemiringan rata-rata sungai.

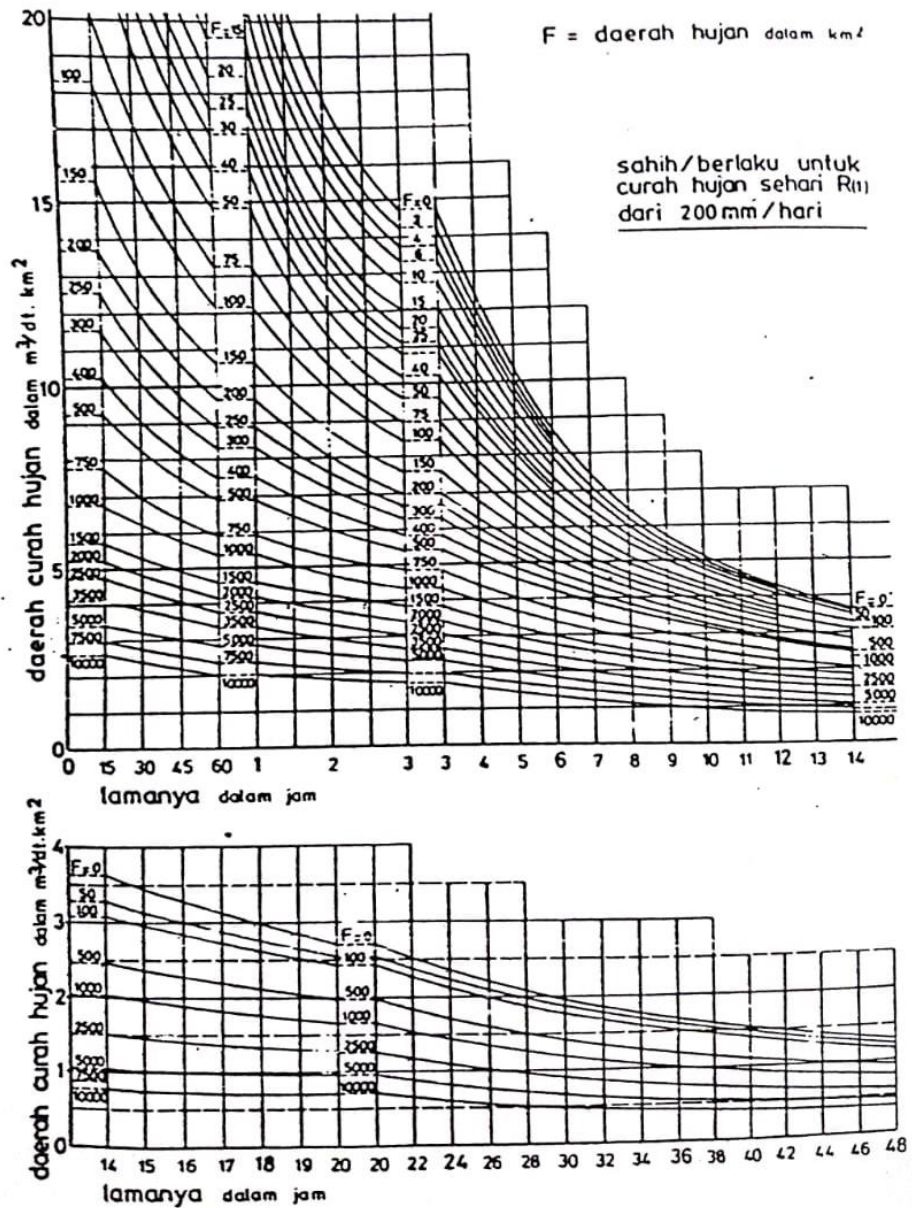
Debit puncak dihitung menurut langkah -langkah sebagai berikut:

- a. Tentukan besarnya curah hujan sehari untuk periode ulang rencana yang dipilih.
- b. Tentukan α untuk daerah aliran sungai.
- c. Hitunglah A,F,L dan I untuk daerah aliran sungai.
- d. Perkirakan harga pertama untuk waktu konsentrasi T_o dari Tabel 2.8.
- e. Ambillah $T=T_o$ dari βq_{no} dari gambar dan hitunglah βq_{no} dan Q_o .
- f. Hitunglah waktu konsentrasi T_c untuk Q_o .
- g. Ulangi lagi langkah d dan e untuk harga T_o baru yang sama dengan T_c sampai waktu konsentrasi yang diperkirakan dapat dihitung, mempunyai harga yang sama.

Tabel 2. 8. Perkiraan T_o (waktu konsentrasi awal)

A (km ²)	T_o (jam)	A (km ²)	T_o (jam)
100	7,0	500	12
150	7,5	700	14
200	8,5	1000	16
300	10,0	1500	18
400	11,0	3000	24

(Sumber : Buku Petunjuk Perencanaan Irigasi, 1986)



Gambar 2. 11. Luasan Curah Hujan (Metode Melchior)

(Sumber : Buku Petunjuk Perencanaan Irigasi, 1986)