

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Banjir

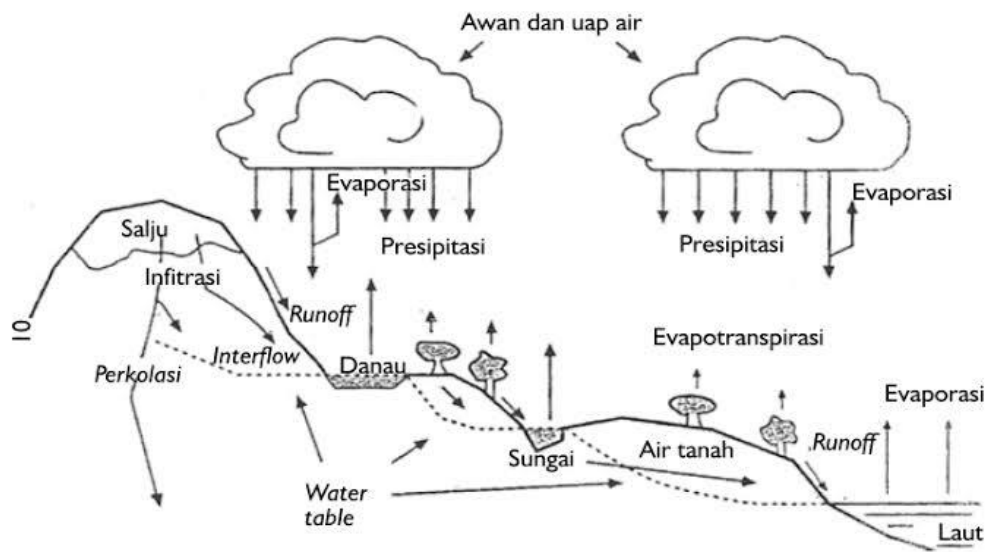
Banjir merupakan bencana yang menjadi fenomena rutin di musim penghujan yang merebak di berbagai daerah aliran sungai (DAS) di sebagian besar wilayah Indonesia. Jumlah bencana banjir dalam musim hujan terus meningkat demikian juga dengan jumlah korban maupun kerugian sarana prasarana umum. Banjir sendiri merupakan indikasi dari ketidakseimbangan sistem lingkungan dalam proses mengalirkan air permukaan dan dipenuhi oleh besar debit air yang mengalir melebihi daya tampung daerah pengaliran (Suripin, 2004 dalam Buana dkk, 2018)

Kodoatie dan Syarif (2006) menjelaskan faktor penyebab terjadinya banjir antara lain perubahan tata guna lahan, pembuangan sampah, erosi dan sedimentasi, kawasan kumuh disepanjang sungai, sistem pengendalian banjir yang tidak tepat, curah hujan tinggi, fisiografi sungai, kapasitas sungai yang tidak memadai, pengaruh air pasang, penurunan tanah, bangunan air, dan kerusakan pengendali banjir (Rosyidie, 2013). Selain dari pada itu, banjir juga dapat dipicu oleh degradasi lingkungan seperti hilangnya tumbuhan penutup tanah pada daerah aliran sungai (DAS). Banjir dapat didefinisikan

sebagai aliran berlebih dari sungai atau badan air yang memicu terjadinya kerusakan.

2.2 Siklus Hidrologi

Siklus hidrologi merupakan proses berkelanjutan dimana air bergerak dari bumi ke atmosfer dan kemudian kembali ke bumi. Air di permukaan tanah dan laut menguap ke udara. Uap air tersebut bergerak dan naik ke atmosfer, yang kemudian mengalami kondensasi dan berubah menjadi titik air yang berbentuk awan. Selanjutnya titik-titik air tersebut jatuh sebagai hujan ke permukaan laut dan daratan. Hujan yang jatuh sebagian tertahan oleh tumbuh-tumbuhan (*intersepsi*) dan selebihnya sampai ke permukaan tanah. Sebagian air hujan yang sampai ke permukaan tanah akan meresap ke dalam tanah (*infiltrasi*) dan sebagian lainnya mengalir di atas permukaan (aliran permukaan atau *surface runoff*) mengisi cekungan tanah, danau, dan masuk ke sungai dan akhirnya mengalir ke laut. Air yang meresap ke dalam tanah sebagian mengalir di dalam tanah (perlokasi) mengisi air tanah yang kemudian keluar sebagai mata air atau mengalir ke sungai. Akhirnya aliran air di sungai akan sampai ke laut. Proses tersebut berlangsung terus-menerus yang disebut dengan siklus hidrologi (Suadnya dkk, 2017) seperti yang terlihat pada Gambar 2.1.



Gambar 2.1 Siklus Hidrologi

2.3 Daerah Aliran Sungai

Daerah aliran sungai (DAS) adalah suatu wilayah daratan yang secara topografik dibatasi punggung-punggung gunung yang menampung dan menyimpan air hujan untuk kemudian menyalurkannya ke laut melalui sungai utama. Dalam Peraturan Pemerintah Republik Indonesia Nomor 37 Tahun 2012 tentang pengelolaan DAS pada Pasal 1 disebutkan bahwa Daerah Aliran Sungai yang selanjutnya disebut DAS adalah suatu wilayah daratan yang merupakan satu kesatuan dengan sungai dan anak-anak sungainya, yang berfungsi menampung, menyimpan, dan mengalirkan air yang berasal dari curah hujan ke danau atau ke laut secara alami, yang batas di darat merupakan pemisah topografis dan batas di laut sampai dengan daerah perairan yang masih terpengaruh aktivitas daratan.

DAS (Daerah Aliran Sungai) juga disebut sebagai *watershed* atau *catchment area*. DAS memiliki ukuran yang berbeda-beda, ada yang kecil dan ada juga

yang sangat luas. DAS yang sangat luas bisa memiliki beberapa sub DAS tergantung banyaknya anak sungai dari cabang sungai yang ada, yang merupakan bagian dari suatu sistem sungai utamanya. Luas DAS diperkirakan dengan mengukur daerah itu pada peta topografi. Luas DAS sangat berpengaruh terhadap debit sungai. Pada umumnya semakin besar DAS maka semakin besar jumlah limpasan permukaan sehingga semakin besar pula aliran permukaan atau debit sungai (Anisgustiani, 2020).

2.4 Curah Hujan Rerata Daerah

Untuk mendapatkan perkiraan besar banjir yang terjadi di suatu penampang sungai tertentu, maka kedalaman hujan yang terjadi harus diketahui pula. Yang diperlukan adalah besaran kedalaman hujan yang terjadi di seluruh DAS. Jadi tidak hanya besaran hujan yang terjadi di suatu stasiun pengukuran hujan, melainkan data kedalaman hujan dari beberapa stasiun hujan yang tersebar di seluruh DAS.

Dalam suatu luasan daerah sering terdapat lebih dari satu stasiun pengukuran hujan, data hujan yang tercatat di masing-masing stasiun pengukuran hujan tersebut tidak sama. Apabila hal tersebut terjadi maka dalam analisis hidrologinya diperlukan untuk menentukan hujan rerata pada daerah tersebut, yang dapat dilakukan dengan tiga metode berikut yaitu metode aritmatik, metode polygon thiessen, dan metode isohyet (Anisgustiani, 2020).

2.4.1 Metode Aritmatik (Aljabar)

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. Stasiun yang digunakan dalam hitungan biasanya adalah stasiun hujan yang berada dalam DAS, tetapi stasiun di luar DAS yang masih berdekatan juga bisa diperhitungkan (Triadmodjo, 2013 dalam Andriani 2016). Curah hujan rerata daerah metode aljabar dapat dihitung dengan persamaan sebagai berikut:

$$P = \frac{P_1 + P_2 + \dots + P_n}{n} \dots\dots\dots (2.1)$$

Dimana :

P = hujan rerata kawasan

P₁, P₂, ..., P_n = hujan di stasiun 1, 2, ..., n

n = jumlah stasiun

2.4.2 Metode Polygon Thiessen

Salah satu cara pendekatan untuk menentukan curah hujan harian maksimum rata-rata pada suatu daerah aliran sungai adalah dengan menggunakan metode Thiessen (Suyono Sosrodarsono, 2006 dalam Lestari 2016). 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 polygon thiessen ini digunakan apabila penyebaran stasiun hujan di daerah yang ditinjau tidak merata. Hitungan curah hujan rata-rata dilakukan dengan memperhitungkan

daerah pengaruh dari tiap stasiun. Secara tertulis hujan rerata tersebut dapat ditulis sebagai berikut :

$$P = \frac{A_1P_1 + A_2P_2 + \dots + A_nP_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \dots\dots\dots (2.2)$$

Di mana:

P = tinggi hujan rata-rata (mm)

P_1, P_2, \dots, P_n = tinggi hujan di setiap titik pengamatan (mm)

A_1, A_2, \dots, A_n = luas yang dibatasi garis polygon (km²)

2.4.3 Metode Isohyet

Isohyet adalah garis yang menghubungkan titik-titik dengan kedalaman hujan yang sama. Pada metode isohyet, dianggap bahwa hujan pada suatu daerah di antara dua garis isohyet adalah merata dan sama dengan nilai rata-rata dari kedua garis isohyet tersebut. Pada metode ini stasiun hujan harus banyak dan tersebar merata. Metode isohyet membutuhkan pekerjaan dan perhatian yang lebih banyak dibanding dua metode lainnya.

Pembuatan garis isohyet dilakukan dengan prosedur berikut ini (Triadmodjo, 2013 dalam Andriani 2016):

- a. Lokasi stasiun hujan digambarkan pada daerah yang ditinjau.
- b. Dari nilai kedalaman hujan di stasiun yang berdampingan dibuat interpolasi dengan penambahan nilai yang ditetapkan.

- c. Dibuat kurva yang menghubungkan titik-titik interpolasi yang mempunyai kedalaman yang sama. Ketelitian tergantung pada pembuatan garis isohyet dan intervalnya.
- d. Diukur luas daerah antara dua isohyet yang berurutan dan kemudian dikalikan dengan nilai rerata dari nilai kedua garis isohyet.
- e. Jumlah dari hitungan pada poin d untuk seluruh garis isohyet dibagi dengan luas daerah yang ditinjau menghasilkan kedalaman hujan rerata daerah tersebut. Secara matematis hujan rerata tersebut dapat ditulis:

$$P = \frac{\frac{I_0+I_1}{2}A_1 + \frac{I_1+I_2}{2}A_2 + \dots + \frac{I_{n-1}+I_n}{2}A_n}{A_1+A_2+\dots+A_n} \dots\dots\dots (2.3)$$

Dimana :

A = luas area total

P = tinggi curah hujan rata-rata areal

$I_0, I_1, I_2, \dots, I_n$ = curah hujan pada isohyet 0,1,2,...,n

A_1, A_2, \dots, A_n = luas bagian areal yang dibatasi oleh isohyet-isohyet yang bersangkutan

2.5 Analisis Distribusi Frekuensi

Tujuan dari analisis distribusi frekuensi data hidrologi adalah mencari hubungan antara besarnya kejadian ekstrim terhadap frekuensi kejadian dengan menggunakan distribusi probabilitas. Analisis frekuensi dapat diterapkan untuk data debit sungai atau curah hujan. Data yang digunakan adalah data debit atau hujan maksimum tahunan, yaitu data terbesar yang

terjadi selama satu tahun yang terukur selama beberapa tahun (Triadmojo, 2008 dalam Lestari, 2016).

Dalam analisis data hidrologi diperlukan ukuran-ukuran numerik yang menjadi ciri data tersebut. Sembarang nilai yang menjelaskan ciri susunan data untuk digunakan sebagai analisis data dari suatu variabel disebut parameter statistik. Parameter statistik yang dimaksud adalah sebagai berikut:

A. Nilai rata-rata

$$X = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^i xi \dots\dots\dots (2.4)$$

B. Standar Deviasi (Sx)

$$Sx = \sqrt{\frac{\sum(xi - \bar{x})^2}{n-1}} \dots\dots\dots (2.5)$$

C. Koefisien Variasi (Cv)

$$Cv = \frac{Sx}{x} \dots\dots\dots (2.6)$$

D. Koefisien Kemencengan/*skewness* (Cs)

$$Cs = \frac{n \sum(xi - x)^3}{(n-1)(n-2) Sx^3} \dots\dots\dots (2.7)$$

E. Koefisien Kurtosis (Ck)

$$Ck = \frac{(n^2 - 2n + 3)x \sum(xi - x)^4}{(n-1)(n-2)(n-3) Sx^4} \dots\dots\dots (2.8)$$

Dimana:

\bar{x} = nilai rata-rata

x_i = data urutan ke-i

n = banyaknya data

S_x = standar deviasi

C_v = koefisien varian

C_s = koefisien kemencengan

C_k = koefisien kurtosis

Untuk menentukan jenis sebaran yang digunakan, maka parameter statistik data curah hujan wilayah diperiksa dengan kesesuaian data curah hujan terhadap jenis sebaran, seperti pada tabel 2.1 dibawah ini.

Tabel 2.1 Jenis Distribusi Sebaran Parameter Statistik

No	Jenis Distribusi	Syarat
1	Normal	$C_s = 0$ $C_k = 0$
2	Log normal	$C_s (\ln X) = 0$ $C_k (\ln X) = 0$
3	Gumbel	$C_s = 1,14$ $C_k = 5,4$
4	Log person III	Selain dari nilai diatas

Ada beberapa bentuk fungsi distribusi kontinyu (teoritis) yang sering digunakan dalam analisis frekuensi untuk hidrologi, antara lain sebagai berikut:

2.5.1 Distribusi Normal

Perhitungan hujan periode ulang dapat dilakukan dengan menggunakan metode distribusi normal. Menurut Soewarno, 1995 dalam Aliyansyah (2017) persamaan metode distribusi normal atau disebut juga distribusi Normal dirumuskan sebagai berikut:

$$X_T = \bar{X} + K \cdot S_x \dots\dots\dots (2.9)$$

Dimana:

X_T = besarnya curah hujan rencana untuk periode ulang T tahun

$$\bar{X} = \text{harga rata-rata dari data} = \frac{\sum_i^n X_i}{n}$$

$$S_x = \text{deviasi standar nilai varian} = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n-1}}$$

K = variabel reduksi (Tabel 2.2)

Tabel 2.2 Nilai Variabel Reduksi Gauss

No	Periode Ulang T (Tahun)	Peluang	KT
1	1,001	0,999	-3,05
2	1,005	0,995	-2,58
3	1,010	0,990	-2,33
4	1,050	0,950	-1,64
5	1,110	0,900	-1,28
6	1,250	0,800	-0,84
7	1,330	0,750	-0,67
8	1,430	0,700	-0,52
9	1,670	0,600	-0,25
10	2,000	0,500	0,00
11	2,500	0,400	0,25
12	3,330	0,300	0,52
13	4,000	0,250	0,67
14	5,000	0,200	0,84
15	10,000	0,100	1,28
16	20,000	0,050	1,64
17	50,000	0,020	2,58

No	Periode Ulang T (Tahun)	Peluang	KT
18	100,000	0,010	2,33
19	200,000	0,005	2,58
20	500,000	0,002	2,88
21	1,000,000	0,001	3,09

Sumber : Soemarto, 1999 dalam Aliyansyah, 2017

2.5.2 Distribusi Log Normal

Persamaan distribusi Log Normal menurut Soewarno, 1995 dalam Aliyansyah (2017) digunakan untuk analisa frekuensi dengan menggunakan rumus berikut:

$$\text{Log } X_T = \text{Log } \bar{X} + K \cdot S \log x \dots\dots\dots (2.10)$$

Dimana :

Log X_T = besarnya curah hujan rancangan untuk periode ulang T tahun (mm/hari).

Log \bar{X} = harga rata-rata dari data = $\frac{\sum_i^n \text{Log} X_i}{n}$

Sx = simpangan baku = $\sqrt{\frac{\sum(\text{Log} x_i - \text{Log } \bar{x})^2}{n-1}}$

K = variabel reduksi (Tabel 2.3)

Tabel 2.3 Nilai K Untuk Distribusi Log Normal

No	Periode Ulang T (Tahun)	Peluang	KT
1	1,001	0,999	-3,05
2	1,005	0,995	-2,58
3	1,010	0,990	-2,33
4	1,050	0,950	-1,64
5	1,110	0,900	-1,28
6	1,250	0,800	-0,84
7	1,330	0,750	-0,67
8	1,430	0,700	-0,52

No	Periode Ulang T (Tahun)	Peluang	KT
9	1,670	0,600	-0,25
10	2,000	0,500	0,00
11	2,500	0,400	0,25
12	3,330	0,300	0,52
13	4,000	0,250	0,67
14	5,000	0,200	0,84
15	10,000	0,100	1,28
16	20,000	0,050	1,64
17	50,000	0,020	2,58
18	100,000	0,010	2,33
19	200,000	0,005	2,58
20	500,000	0,002	2,88
21	1,000,000	0,001	3,09

Sumber : Soemarto, 1999 dalam Aliyansyah, 2017

2.5.3 Distribusi Gumbel

Persamaan yang digunakan dalam distribusi gumbel menurut Soemarto, 1999 dalam Aliyansyah (2017) adalah sebagai berikut:

$$X_T = \bar{X} + K \cdot S_X \quad \dots\dots\dots (2.11)$$

Dimana :

X_T = besarnya curah hujan rancangan untuk periode ulang T tahun (mm/hari).

$$\bar{X} = \text{harga rata-rata dari data} = \frac{\sum_i^n X_i}{n}$$

$$S_X = \text{simpangan baku} = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n-1}}$$

K = faktor frekuensi yang merupakan fungsi dari periode ulang (*return period*) dan tipe frekuensi

Cara mencari nilai K:

$$K = \frac{Y_t - Y_n}{S_n} \dots\dots\dots (2.12)$$

Dimana :

Y_t = (*Reduce variate*) tertera pada tabel 2.6

Y_n = *Reduced mean* yang tergantung jumlah sampel/data n (tertera pada tabel 2.4)

S_n = *Reduce standart deviation* yang tergantung pada jumlah data n (tertera pada tabel 2.5)

Tabel 2.4 *Reduced Mean* (Y_n)

n	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	0,4952	0,4996	0,5035	0,5070	0,5100	0,5128	0,5157	0,5181	0,5202	0,5220
20	0,5236	0,5252	0,5268	0,5283	0,5296	0,5300	0,582	0,5882	0,5343	0,5353
30	0,5363	0,5371	0,5380	0,5388	0,5396	0,5400	0,541	0,5418	0,5424	0,5430
40	0,5463	0,5442	0,5453	0,5453	0,5458	0,5468	0,5468	0,5473	0,5477	0,5481
50	0,5485	0,5489	0,5497	0,5497	0,5501	0,5504	0,5508	0,5511	0,5515	0,5518
60	0,5521	0,5524	0,5527	0,553	0,5533	0,5535	0,5538	0,5540	0,5543	0,5545
70	0,5548	0,555	0,5552	0,5555	0,5557	0,5559	0,5561	0,5563	0,5565	0,5567
80	0,5569	0,557	0,5572	0,5572	0,5576	0,5578	0,5580	0,5581	0,5583	0,5585
90	0,5586	0,5587	0,5589	0,5591	0,5592	0,5593	0,5595	0,5596	0,5598	0,5599
100	0,5600	0,5602	0,5603	0,5604	0,5606	0,5607	0,5608	0,5609	0,5610	0,5611

Sumber : Soemarto, 1999 dalam Aliyansyah, 2017

Tabel 2.5 *Reduced Standart Deviation* (S_n)

n	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	0,950	0,968	0,997	0,997	1,0095	1,0206	1,0316	1,0411	1,0493	1,0565
20	1,0628	1,0696	1,0811	1,0811	1,0864	1,0315	1,0961	1,1004	1,1047	1,1080
30	1,1124	1,1159	1,1226	1,1226	1,1255	1,1285	1,1313	1,1339	1,1363	1,1388
40	1,1413	1,1436	1,1480	1,1481	1,1499	1,1519	1,1538	1,1557	1,1574	1,1590
50	1,1607	1,1623	1,1658	1,1658	1,1667	1,1681	1,1696	1,1708	1,1721	1,1734
60	1,1747	1,1759	1,1782	1,1782	1,1793	1,1803	1,1814	1,1824	1,1834	1,1844
70	1,1854	1,1863	1,1881	1,1881	1,1890	1,1898	1,1906	1,1915	1,1923	1,1930
80	1,1938	1,1945	1,1959	1,1959	1,1967	1,1973	1,1980	1,1987	1,1994	1,2001
90	1,2007	1,2013	1,2032	1,2032	1,2038	1,2044	1,2046	1,2049	1,2055	1,2060
100	1,2065	1,2069	1,2073	1,2077	1,2081	1,2084	1,2087	1,2090	1,2093	1,2096

Sumber : Soemarto, 1999 dalam Aliyansyah, 2017

Tabel 2.6 *Reduced Variate* (Yt)

Periode Ulang	Reduced Variate
2	0,3665
5	14,999
10	22,502
20	29,606
25	31,985
50	39,019
100	46,001
200	52,96
500	62,14
1000	69,19
5000	85,39
10000	99,21

Sumber : Soemarto, 1999 dalam Aliyansyah, 2017

2.5.4 Distribusi Log Pearson Type III

Persamaan yang digunakan untuk analisa frekuensi curah hujan dalam distribusi Log Pearson Type III menurut Soemarto, 1999 dalam Aliyansyah (2017) adalah sebagai berikut:

$$\text{Log } X_T = \text{Log } \bar{X} + K_{tr} \cdot S_x \dots\dots\dots (2.13)$$

$$\text{Dengan periode ulang } T \text{ } C_s = \frac{\sum_{i=1}^n (\text{Log } x_i - \text{Log } \bar{x})^3}{(n-1)(n-2) S_x^3} \dots\dots\dots (2.14)$$

Dimana :

$\text{Log } X_T$ = Variabel yang di ekstrapolasikan, yaitu besarnya curah hujan rancangan untuk periode ulang T tahun.

$$\text{Log } \bar{X} = \text{Harga rata-rata dari data} = \frac{\sum_{i=1}^n \text{Log}(X_i)}{n}$$

$$S_x = \text{Standar deviasi} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\text{Log } x_i - \text{Log } \bar{x})^2}{n-1}}$$

C_s = Koefisien kemencengan

Tabel 2.7 Nilai K untuk sebaran Log Pearson Type III

Kemencengan	Periode Ulang (tahun)							
	2	5	10	25	50	100	200	500
Cs	Peluang (%)							
	50	20	10	4	2	1	0,5	0,1
3.0	-0.396	0.420	1.180	2.278	3.152	4.051	4.970	7.250
2.5	-0.360	0.518	1.250	2.262	3.048	3.845	4.652	6.600
2.2	-0.330	0.574	1.840	2.240	2.970	3.705	4.444	6.200
2.0	-0.307	0.609	1.302	2.219	2.912	3.605	4.298	5.910
1.8	-0.282	0.643	1.318	2.193	2.848	3.499	4.147	5.660
1.6	-0.254	0.675	1.329	2.163	2.780	3.388	6.990	5.390
1.4	-0.225	0.705	1.337	2.128	2.706	3.271	3.828	5.110
1.2	-0.195	0.732	1.340	2.087	2.626	3.149	3.661	4.820
1.0	-0.164	0.758	1.340	2.043	2.542	3.022	3.489	4.540
0.9	-0.148	0.769	1.339	2.018	2.498	2.957	3.401	4.395
0.8	-0.132	0.780	1.336	1.998	2.453	2.891	3.312	4.250
0.7	-0.116	0.790	1.333	1.967	2.407	2.824	3.223	4.105
0.6	-0.099	0.800	1.328	1.939	2.359	2.755	3.132	3.960
0.5	-0.083	0.808	1.323	1.910	2.311	2.686	3.041	3.815
0.4	-0.066	0.816	1.317	1.880	2.261	2.615	2.949	3.670
0.3	-0.050	0.824	1.309	1.849	2.211	2.544	2.856	5.525
0.2	-0.033	0.831	1.301	1.818	2.159	2.472	2.763	3.380
0.1	-0.017	0.836	2.292	1.785	2.107	2.400	2.670	3.235
0.0	0.000	0.842	1.282	1.751	2.054	2.326	2.576	3.090
-0.1	0.017	0.836	1.270	1.761	2.000	2.252	2.482	3.950
-0.2	0.033	0.850	1.258	1.680	1.945	2.178	2.388	2.810
-0.3	0.050	0.830	1.245	1.643	1.890	2.140	2.294	2.675
-0.4	0.066	1.231	1.606	1.606	1.834	2.029	2.201	2.540
-0.5	0.083	1.216	1.567	1.567	1.777	1.955	2.108	2.400
-0.6	0.099	1.200	1.528	1.528	1.720	1.880	2.016	2.275
-0.7	0.116	1.183	1.488	1.488	1.663	1.806	1.926	2.150
-0.8	0.132	1.166	1.488	1.488	1.606	1.733	1.837	2.035
-0.9	0.148	1.147	1.147	1.407	1.549	1.660	1.749	1.910
-1.0	0.164	1.128	1.128	1.366	1.492	1.588	1.664	1.800
-1.2	0.195	1.086	1.086	1.282	1.379	1.449	1.501	1.625
-1.4	0.225	1.041	1.041	1.198	1.270	1.318	1.351	1.465
-1.6	0.254	0.994	0.994	1.116	1.166	1.200	1.216	1.280
-1.8	0.282	0.945	0.945	1.035	1.069	1.089	1.097	1.130
-2.0	0.307	0.895	0.895	0.959	0.908	0.990	1.995	1000
-2.2	0.330	0.844	0.844	0.888	0.900	0.905	0.907	0.910
-2.5	0.360	0.771	0.771	0.793	1.798	0.799	0.800	0.802
-3.0	0.396	0.396	0.636	0.660	0.666	0.667	0.667	0.668

Sumber : Soemarto, 1999 dalam Aliyansyah, 2017

2.5.5 Uji Kecocokan Distribusi

Analisa uji kecocokan distribusi dilakukan untuk menguji kecocokan distribusi sampel data terhadap fungsi distribusi peluang yang diperkirakan dapat menggambarkan atau mewakili distribusi frekuensi tersebut. Untuk mengetahui apakah data tersebut benar sesuai dengan jenis sebaran teoritis yang dipilih maka perlu dilakukan pengujian lebih lanjut. Metode yang sering digunakan adalah uji Chi-Kuadrat dan uji Smirnov-Kolmogorov.

1. Uji Chi-Kuadrat

Uji chi kuadrat merupakan pengujian terhadap perbedaan antara frekuensi yang diamati dengan frekuensi yang diharapkan. Uji ini digunakan untuk menguji simpangan tegak lurus yang ditentukan dengan rumus Shanin (Soewarno, 1995 dalam Aliyansyah 2017). Uji chi kuadrat dapat dihitung dengan persamaan sebagai berikut:

$$X_{Hit}^2 = \sum_{i=1}^k \frac{(EF-OF)^2}{EF} \dots\dots\dots (2.15)$$

Dimana:

X_{Hit}^2 = harga X^2 hitung

OF = nilai yang diamati (*Observed frequency*)

EF = nilai yang diharapkan (*Expected frequency*)

K = $1 + 3,22 \text{ Log } n$, n= banyaknya data

Agar distribusi frekuensi yang dipilih dapat diterima. Maka harga X^2 hitung $< X^2_{cr}$. Harga X^2_{cr} dapat diperoleh dengan menentukan taraf signifikan α dengan derajat kebebasan. Batas kritis X^2 tergantung

pada derajat kebebasan dan α seperti pada Tabel 2.8. Untuk kasus ini derajat kebebasan mempunyai nilai yang didapat dari perhitungan sebagai berikut (Soewarno, 1995 dalam Aliyansyah, 2017):

$$DK = K - (R+1) \dots\dots\dots (2.16)$$

Dimana :

DK = Derajat kebebasan

K = Kelas

R = Banyaknya keterikatan (biasanya diambil $R = 2$ untuk distribusi normal dan binomial dan $R = 1$ untuk distribusi Poisson dan Gumbel).

Prosedur perhitungan Chi Kuadrat:

1. Urutkan data pengamatan dari yang terbesar hingga terkecil.
2. Hitunglah jumlah kelas yang ada (K) = $1 + 3.322 \text{ Log } n$. Dalam pembagian kelas disarankan agar setiap kelas terdapat minimal 3 (tiga) buah pengamatan.
3. Hitung nilai $EF = \frac{\sum n}{\sum K}$
4. Hitunglah banyaknya OF untuk setiap masing-masing kelas.
5. Hitung nilai X^2Cr untuk setiap kelas kemudian hitung nilai total X^2Cr dari tabel untuk derajat nyata tertentu atau sering diambil sebesar 5% dengan parameter derajat kebebasan.

Tabel 2.8 Nilai Kritis Untuk Uji Kecocokan Chi Kuadrat

Ck	α derajat kepercayaan							
	0,995	0,99	0,975	0,95	0,05	0,025	0,01	0,005
1	3,90E-05	0,00016	0,00098	0,00393	3,841	5,024	6,63	7,879
2	0,01	0,0201	0,0506	0,103	5,991	7,378	9,21	10,597
3	0,0717	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	21,955
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	22,362	24,736	27,688	29,819
14	4,075	4,66	5,629	6,571	23,685	26,119	29,141	31,319
15	4,601	5,229	6,262	7,261	24,996	27,488	30,578	32,801
16	5,142	5,812	6,908	7,962	26,296	28,845	32	34,267
17	5,697	6,408	7,564	8,672	27,587	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	30,144	32,852	36,191	38,582
20	7,434	8,26	9,591	10,851	31,41	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	42,798
23	9,26	10,196	11,689	13,091	36,172	38,076	41,683	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	12,879	14,573	16,151	40,113	43,194	46,963	49,645
28	12,461	13,565	15,308	16,928	41,337	44,461	48,178	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	43,773	46,979	50,892	53,672

Sumber : Soemarto, 1999 dalam Aliyansyah, 2017

2. Uji Smirnov Kolmogorov

Uji Smirnov Kolmogorov adalah membandingkan antara probabilitas empiris dan probabilitas teoritis. Probabilitas empiris dihitung dengan mengurutkan data dari yang terbesar hingga yang terkecil. Rumus persamaan uji Smirnov Kolmogorov sebagai berikut (Soewarno, 1995 dalam Aliyansyah, 2017):

a. Plot data pada kertas probabilitas dengan menggunakan persamaan

Weibull:

$$P(x) = \frac{m}{n+1} \times 100 \dots\dots\dots (2.17)$$

Dimana:

m = Nomor urut dari nomor kecil ke besar

n = Banyaknya data

b. Tarik garis dengan mengikuti persamaan:

$$\text{Log } X_r = \text{Log } \bar{X} + G.Sd \dots\dots\dots (2.18)$$

Dari grafik plotting diperoleh perbedaan-perbedaan maksimum antara distribusi teoritis dan empiris:

$$\Delta \max = |Pe - Pt| \dots\dots\dots (2.19)$$

Dimana :

$\Delta \max$ = Selisih maksimum antara peluang empiris dengan teoritis

Pe = Peluang empiris

Pt = Peluang teoritis

c. Taraf signifikan diambil 5% dari jumlah data (n), didapat ΔCr dari tabel 2.9 uji smirnov kolmogorov, bila $\Delta \max < \Delta Cr$, maka data dapat diterima.

Tabel 2.9 Nilai D kritis untuk uji kecocokan Smirnov Kolmogorov.

Periode Ulang	α Derajat kepercayaan			
	0,2	0,1	0,05	0,01
N	0,2	0,1	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	0,3	0,34	0,4
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	0,2	0,23	0,27
40	0,17	0,19	0,21	0,25
45	0,16	0,18	0,2	0,24
50	0,15	0,17	0,19	0,23
n>50	1,07/n	1,22/n	1,36/n	1,63/n

Sumber: Soemarto, 1999 dalam Aliyansyah, 2017

2.6 Koefisien Aliran

Koefisien aliran merupakan salah satu nilai parameter yang sangat dibutuhkan dalam memperkirakan besarnya aliran pada suatu DAS. Besaran nilai C berbeda-beda tergantung dari topografi dan penggunaan lahan. Semakin curam kemiringan lahan, maka semakin besar nilai C lahan tersebut. Besarnya koefisien aliran ini juga sangat dipengaruhi oleh durasi dari waktu perhitungan jam-jaman, harian, bulanan dan tahunan). Pada DAS yang tidak termonitor data debitnya dan hujannya yang cukup panjang, besarnya prakiraan koefisien *run off* sering kali tidak stabil/konsisten, hal tersebut disebabkan oleh banyaknya faktor terkait yang mempengaruhi perhitungan besarnya koefisien *run off* tersebut. Berikut adalah rumus koefisien pengaliran:

$$C = (C_1 \times \%) + (C_2 \times \%) + (C_3 \times \%) + \dots (C_n \times \%) \dots\dots\dots(2.20)$$

Koefisien ini dihitung dari besarnya curah hujan sehingga menjadi aliran permukaan. Nilai C pada berbagai topografi dan kegunaan lahan bisa dilihat pada tabel 2.10 dan tabel 2.11.

Tabel 2.10 Harga Koefisien Pengaliran.

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 Campuran Semak	0,1
Pemukiman	0,1
Sawah	0,6
Tambak	0,15
Terbuka	0,2
Perairan	0,05

Sumber: Kodoatie dan Syarief, 2005

Tabel 2.11 Harga koefisien pengaliran berdasarkan penggunaan lahan

Macam Penggunaan Lahan	Harga C
Tanah terbuka/tanpa tanaman	1,00
Sawah	0,01
Tegalan	0,70
Ubi kayu	0,80
Jagung	0,70
Kedelai	0,399
Kentang	0,40
Kacang Tanah	0,20
Padi	0,561
Tebu	0,20
Pisang	0,60
Akar Wangi	0,40
Rumput bede (tahun pertama)	0,287
Rumput bede (tahun kedua)	0,002
Kopi dengan penutup tanah buruk	0,20
Talas	0,85
Kebun campuran	0,10

Macam Penggunaan Lahan	Harga C
Kerapatan sedang	0,20
Kerapatan rendah	0,50
Perladangan	0,40
Hutan alam: serasah banyak	0,001
Hutan alam: serasah kurang	0,005
Hutan produksi: tebang habis	0,50
Hutan produksi: tebang pilih	0,20
Hutan produksi: tebang pilit	0,30
Ubi kayu + kedelai	0,191
Ubi kayu + kacang tanah	0,196
Padi – Sorgum	0,345
Padi – Kedelai	0,417
Kacang tanah + gude (tanaman polongan)	0,495
Kacang tanah + kacang tunggak	0,571
Kacang tanah + mulsa jerami 4 ton/ha	0,049
Padi + mulsa jerami 4 ton/ha	0,096
Kacang tanah + mulsa jerami 2 ton/ha	0,377
Pola tanam tumpang gilir + mulsa jerami	0,079
Pola tanam berurutan + mulsa sisa tanaman	0,357
Alang-alang murni subur	0,001

Sumber: Kironoto, 2003

Tabel koefisien pengaliran diatas dapat digunakan sebagai acuan dengan melihat data Sekunder tata guna lahan yang telah didapatkan dan nilai koefisien pengaliran yang nantinya akan digunakan untuk menghitung debit.

2.7 Intensitas Curah Hujan

Perhitungan debit banjir dengan metode rasional memerlukan data intensitas curah hujan. Intensitas hujan adalah besarnya curah hujan rata-rata yang terjadi pada suatu daerah dalam suatu satuan waktu tertentu yang sesuai dengan waktu konsentrasi dan periode ulang tertentu yang dinyatakan dalam mm/jam. Hujan yang meliputi daerah luas, jarang sekali dengan intensitas tinggi, tetapi dapat berlangsung dengan durasi cukup panjang. Untuk menentukan besar intensitas hujan dipergunakan rumus Mononobe (Loebis, 1992 dalam Lestari, 2016).

$$I = \frac{R_{24}}{24} x \left(\frac{24}{t}\right)^{2/3} \dots\dots\dots(2.21)$$

Dimana:

I = Intensitas hujan (mm/jam)

R₂₄ = Curah hujan maksimum dalam 24 jam (mm)

t = Lama waktu hujan (jam)

2.8 Debit Banjir Rencana

Debit banjir rencana adalah debit maksimum di sungai atau saluran alamiah dengan periode ulang yang sudah ditentukan. Debit banjir rencana ditetapkan dengan cara menganalisis debit puncak, dan biasanya dihitung berdasarkan hasil pengamatan harian tinggi muka air. Melalui periode ulang, dapat ditentukan nilai debit rencana. Debit banjir rencana ini dipergunakan untuk perhitungan tinggi air banjir rencana, tekanan air dan menghitung stabilitas bendung dan talud bronjong.

Metode yang paling sering digunakan untuk mengestimasi debit di suatu daerah aliran sungai dimana tidak ada data pengamatan debitnya adalah metode rasional. Dalam hal ini besarnya debit tersebut merupakan fungsi dari luas DAS, intensitas hujan, keadaan permukaan tanah yang dinyatakan dalam koefisien limpasan dan kemiringan sungai (Loebis, 1992 dalam Lestari 2016). Perhitungan debit banjir rencana menggunakan metode rasional dirumuskan sebagai berikut:

$$Q = 0,278.C.I.A \dots\dots\dots(2.22)$$

Dimana:

Q = Debit rancangan (m^3/detik)

C = Koefisien aliran

I = Intensitas hujan (mm)

A = Luas DAS (km^2)

2.9 Analisis Pada Software HEC-RAS

HEC-RAS merupakan perangkat lunak komersial untuk memodelkan aliran pada sungai. Program ini didesain untuk menghitung profil muka air aliran tetap (*steady flow*) dan aliran tidak tetap (*unsteady flow*) pada saluran alami ataupun rancangan manusia. Sistem HEC-RAS meliputi *Graphical User Interface* (GUI), analisis hidraulik, penyimpanan data, kemampuan pengaturan, grafik, dan fasilitas pelaporan. Pada dasarnya HEC-RAS mempunyai empat komponen model satu dimensi, yaitu:

- a. Hitungan profil muka aliran permanen.
- b. Simulasi aliran tak permanen.
- c. Hitungan transpor sedimen.
- d. 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 hidraulik yang dapat diakses setelah hitungan profil muka air dilakukan.