

2 LANDASAN TEORI

2.1 Lahan Sawah

Lahan adalah permukaan bumi bagian daratan meliputi tanah dengan faktor yang mempengaruhinya seperti hidrologi, iklim, aspek geologi dan relief yang terbentuk baik secara alami maupun akibat pengaruh manusia. (Presiden Republik Indonesia, 2014). Lahan sawah adalah area tanah pertanian basah yang digenangi air secara berkala atau terus menerus yang ditanami padi atau diselingi dengan tanaman semusim lainnya (Presiden Republik Indonesia, 2009). Lahan sawah juga merupakan lahan pertanian yang berpetak-petak dan dibatasi oleh pematang serta terdapat saluran untuk menahan atau menyalurkan air yang biasanya ditanami padi sawah tanpa memandang dari mana diperolehnya atau status tanah tersebut (Ditjen Tanaman Pangan, 2005).

Menurut Winarso (2012) lahan sawah terbagi atas 2 kategori, yaitu lahan sawah beririgasi dan lahan sawah non irigasi. Lahan sawah beririgasi adalah lahan sawah yang sumber airnya berasal dari jaringan irigasi teknis, semi teknis atau irigasi sederhana/irigasi desa. Sedangkan lahan sawah non irigasi adalah lahan sawah yang sumber airnya berasal dari air hujan atau sumber air lainnya, tidak berasal dari jaringan irigasi.

Kota Tasikmalaya memiliki luas lahan pertanian 12.519 Ha, terdiri dari lahan sawah 5.993 Ha dan lahan pertanian bukan sawah 6.526 hektar. Berdasarkan sistem pengairannya lahan sawah terdiri dari lahan sawah irigasi 5.055 hektar dan tadah hujan 938 hektar (Djoni et al., 2016). Tanah sawah memiliki luas rata-rata sekitar 100-200 m² per petak sawah dengan dibatasi pematang setinggi 25-30 cm yang umumnya ditanami padi atau palawija (Suparmoko, 2006 dalam Apriyanto et al., 2020).

2.1.1 Fungsi Lahan Sawah

Menurut (Mamondol, 2017), selain sebagai penghasil beras yang merupakan bahan pangan pokok masyarakat, multifungsi pertanian padi sawah berdasarkan hasil penelitiannya adalah sebagai berikut.

1. Mengurangi Risiko Banjir di Daerah Hilir

Lahan pertanian dapat menahan sebagian air hujan di dalam tanaman (air genangan) dan di dalam pori tanah. Kemampuan menahan air lahan sawah setara dengan sistem pertanian berbasis pohon-pohonan meskipun lebih rendah daripada hutan. Petakan sawah berfungsi sebagai kolam-kolam penampung air selama dan sesaat sesudah hujan sehingga mengurangi pasokan air ke sungai. Karena itu, konversi lahan pertanian ke areal pemukiman dan industri berpotensi meningkatkan frekuensi dan intensitas banjir di daerah hilir.

2. Mengendalikan Erosi dan Pendangkalan Badan Air

Sistem pertanian multistrata, yaitu sawah dengan pematang dan teras-teras, dan lahan yang dikonservasi dengan baik, mampu mengendalikan erosi dan penghanyutan senyawa kimia ke daerah hilir. Tajuk tanaman yang berlapis pada sistem pertanian multistrata menurunkan energi kinetik curah hujan sehingga berperan sebagai pengendali erosi yang baik. Teras sawah dan pematang berfungsi menahan air dan mengendapkan partikel-partikel tanah beserta unsur-unsur hara yang hanyut dari daerah hulu, sehingga mencegah pendangkalan badan air seperti danau. Apabila lahan pertanian dikonversi ke aktivitas non pertanian maka kemampuan daerah ini menahan air akan menurun dan aliran permukaan meningkat, yang selanjutnya mempercepat erosi dan sedimentasi.

3. Memelihara Sumber Daya Air

Pada lahan persawahan, sebagian air irigasi dan air hujan akan masuk ke tanah sebagai air perkolasi. Sekitar 25 % dari air perkolasi akan mengisi air tanah dan sisanya akan mengalir ke sungai dan waduk. Air ini dapat kembali dimanfaatkan untuk berbagai tujuan dan kepentingan.

4. Memperbaiki Iklim Lokal

Pelepasan gas rumah kaca dari berbagai pabrik atau industri dan kendaraan bermotor menimbulkan udara panas dan tidak nyaman. Penguapan air, baik dari genangan air sawah maupun dari tajuk tanaman menurunkan suhu udara. Fotosintesis tanaman selain menyerap panas juga menghasilkan oksigen yang memberikan efek segar bagi lingkungan di sekitarnya. Pada saat yang

bersamaan, tanaman mampu membersihkan polutan di udara seperti gas-gas SO₂ dan NO₂.

5. Menjadi Habitat Flora dan Fauna

Sistem pertanian padi sawah menyediakan beraneka jenis makanan bagi burung, hewan menyusui, serangga, binatang kecil, dan mikroorganisme. Konservasi sumberdaya hayati ini penting dalam bidang medis dan ilmu pengetahuan, dan juga untuk berlangsungnya berbagai proses biokimia dan keseimbangan alami.

2.1.2 Alih Fungsi Lahan di Daerah Perkotaan

Alih fungsi lahan merupakan kegiatan yang dilakukan untuk mengubah fungsi suatu jenis lahan menjadi fungsi lainnya (Prasada & Rosa, 2018). Konversi lahan atau alih fungsi lahan juga merupakan perubahan fungsi sebagian atau seluruh kawasan lahan dari fungsinya semula (seperti yang direncanakan) menjadi fungsi lain yang menjadi dampak negatif (masalah) terhadap lingkungan dan potensi lahan (Purwowidodo, 1983 dalam Mubarakah & Hendrakusumah, 2022). Perubahan penggunaan lahan umumnya bersifat *irreversible* atau tidak dapat kembali karena berubah menjadi lahan perumahan, perkotaan, dan kawasan industri. Jenis lahan yang cukup banyak dialihfungsikan adalah lahan pertanian, khususnya lahan pertanian tanaman pangan yaitu lahan sawah (Prasada & Rosa, 2018).

Secara faktual, alih fungsi lahan menimbulkan beberapa konsekuensi, antara lain berkurangnya lahan terbuka hijau sehingga lingkungan tata air akan terganggu, serta lahan untuk budidaya pertanian semakin sempit (Ruswandi et al., 2007). Alih fungsi lahan yang terjadi menimbulkan dampak langsung maupun dampak tidak langsung. Dampak langsung yang diakibatkan oleh alih fungsi lahan berupa hilangnya lahan pertanian subur, hilangnya investasi dalam infrastruktur irigasi, kerusakan natural lanskap, dan masalah lingkungan. Kemudian dampak tidak langsung yang ditimbulkan berupa inflasi penduduk dari wilayah perkotaan ke wilayah tepi kota (Widjanarko, 2006 dalam Haris et al., 2018).

2.2 Analisis Hidrologi

Hidrologi adalah bidang pengetahuan yang mempelajari kejadian-kejadian serta penyebab air alamiah di bumi. Dalam hidrologi sering dilakukan analisis data

dimana data tersebut diperoleh dari pengukuran di alam seperti debit sungai, hujan, dan lain sebagainya. Pengukuran debit tersebut dilakukan di stasiun pengamatan. Analisis hidrologi adalah menafsirkan probabilitas suatu kejadian yang akan datang berdasarkan data hidrologi yang diperoleh pada pencatatan yang telah lampau tidak akan terjadi lagi pada masa yang akan datang (Triatmodjo, 2008).

Data hidrologi merupakan bahan informasi yang sangat penting dalam pelaksanaan inventarisasi potensi sumber-sumber air, pemanfaatan dan pengelolaan sumber-sumber air, dan rehabilitasi sumber-sumber alam (Soewarno, 1995).

2.2.1 Curah Hujan Kawasan

Curah hujan yang diperlukan untuk penyusunan suatu rancangan pemanfaatan air adalah curah hujan rata-rata di seluruh daerah yang bersangkutan, bukan curah hujan pada suatu titik tertentu. Stasiun penakar hujan hanya memberikan kedalaman hujan di titik di mana stasiun tersebut berada, sehingga hujan pada suatu luasan harus diperkirakan dari titik pengukuran tersebut. Apabila pada suatu daerah terdapat lebih dari satu stasiun pengukuran yang ditempatkan secara terpencar, hujan yang tercatat di masing-masing stasiun dapat tidak sama (Triatmodjo, 2008).

2.2.1.1 Rata-rata Aljabar

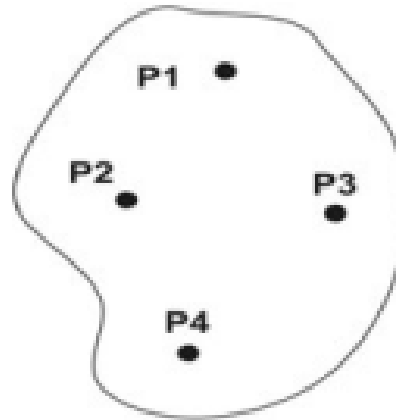
Metode rata-rata aljabar merupakan metode yang paling sederhana, pengukuran yang dilakukan di beberapa stasiun dalam waktu yang bersamaan dijumlahkan dan kemudian dibagi jumlah stasiun. Stasiun hujan yang digunakan dalam hitungan adalah yang berada dalam DAS, tetapi stasiun di luar DAS tangkapan yang masih berdekatan juga bisa diperhitungkan. Metode rata-rata aljabar memberikan hasil yang baik apabila stasiun hujan tersebar secara merata di DAS dan distribusi hujan relatif merata pada seluruh DAS (Triatmodjo, 2008).

$$P = \frac{P_1 + P_2 + P_3 + \dots + P_n}{n} \quad (2.1)$$

Keterangan:

P = Hujan rerata kawasan

n = Jumlah stasiun



Gambar 2.1 Metode Rata-rata Aljabar

2.2.1.2 Metode *Polygon Thiessen*

Metode ini memperhitungkan bobot dari masing-masing stasiun yang mewakili luasan di sekitarnya. Metode ini digunakan apabila penyebaran stasiun hujan di daerah yang ditinjau tidak merata, pada metode ini stasiun hujan minimal yang digunakan untuk perhitungan adalah tiga stasiun hujan. Hitungan curah hujan rata-rata dilakukan dengan memperhitungkan daerah pengaruh dari tiap stasiun.

Metode *Polygon Thiessen* banyak digunakan untuk menghitung hujan rata-rata *Polygon*. *Polygon Thiessen* adalah tetap untuk suatu jaringan stasiun hujan tertentu. Apabila terdapat perubahan jaringan stasiun hujan seperti pemindahan atau penambahan stasiun, maka harus dibuat lagi poligon yang baru (Triatmodjo, 2008).

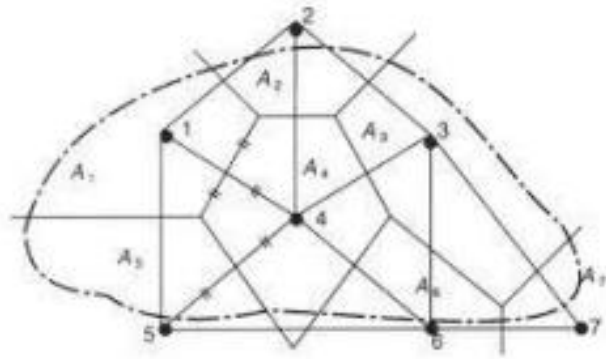
$$P = \frac{A_1.P_1 + A_2.P_2 + A_3.P_3 + \dots + A_n.P_n}{A_1 + A_2 + A_3 + \dots + A_n} \quad (2.2)$$

Keterangan:

P = Hujan rerata kawasan

P_n = Hujan di stasiun 1,2,3,...,n

A_n = Luas daerah yang mewakili di stasiun 1,2,3,...,n



Gambar 2.2 Metode Polygon Thiessen

2.2.1.3 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. Metode Isohyet merupakan cara paling teliti untuk menghitung kedalaman hujan rata-rata di suatu daerah, pada metode ini stasiun hujan harus banyak dan tersebar merata, metode Isohyet membutuhkan pekerjaan dan perhatian yang lebih banyak dibanding dua metode lainnya (Triatmodjo, 2008).

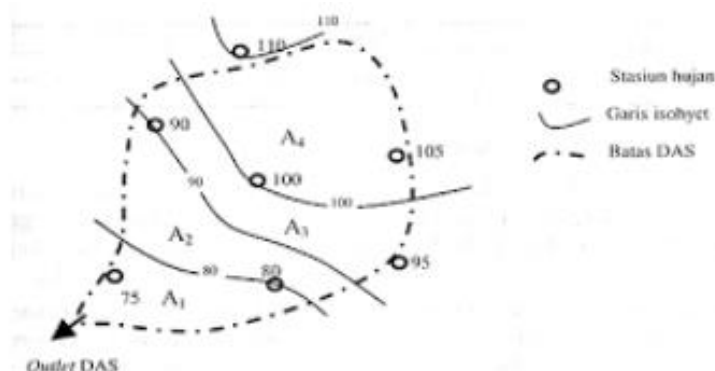
$$P = \frac{A_1 \cdot \frac{I_1 + I_2}{2} + A_2 \cdot \frac{I_2 + I_3}{2} + A_3 \cdot \frac{I_3 + I_4}{2} + \dots + A_n \cdot \frac{I_n + I_{(n+1)}}{2}}{A_1 + A_2 + A_3 + \dots + A_n} \quad (2.3)$$

Keterangan :

P = Hujan rerata kawasan

I_n = Curah hujan pada masing-masing stasiun

A_n = Luas areal dari titik I



Gambar 2.3 Metode Isohyet

2.2.2 Analisis Frekuensi Curah Hujan Rencana

Analisis Frekuensi merupakan pengolahan data hidrologi dengan menggunakan statistik. Tujuan dari analisis frekuensi data hidrologi adalah berkaitan dengan besaran peristiwa ekstrim seperti hujan lebat, banjir dan kekeringan. Analisis hidrologi berkaitan dengan frekuensi kejadian melalui penerapan distribusi. Tujuan dari analisis frekuensi data hidrologi adalah mencari hubungan antara besarnya kejadian ekstrim terhadap frekuensi kejadian dengan menggunakan distribusi probabilitas. Dengan analisis frekuensi dapat diperkirakan besarnya hujan dengan interval kejadian tertentu seperti 10 tahunan, 100 tahunan atau 1000 tahunan (Triatmodjo, 2008).

Metode yang dapat digunakan untuk melakukan analisis distribusi frekuensi curah hujan harian terhadap nilai rata-rata tahunannya dalam periode ulang tertentu menggunakan distribusi Normal, distribusi *Log Normal*, distribusi *Gumbel* dan distribusi *Log Pearson III*. Penentuan metode yang tepat untuk analisa distribusi frekuensi akan dilakukan cek kesesuaian bergantung pada data dan fungsi kebutuhan. Parameter statistik untuk menentukan jenis distribusi yang digunakan adalah sebagai berikut.

Tabel 2.1 Syarat-syarat Batas Penentuan Sebaran

No	Distribusi	Syarat
1	Normal	$C_s \approx 0$
		$C_k \approx 3$
2	Log Normal	$C_s = C_v^3 + 3.C_v$
		$C_k = C_v^8 + 6.C_v^6 + 15.C_v^4 + 16.C_v^2 + 3$
3	Gumbel	$C_s = 1.14$
		$C_k = 5.4$
4	Log Pearson III	Selain nilai di atas

(Sumber: Triatmodjo, 2008)

2.2.2.1 Distribusi Normal

Perhitungan hujan periode ulang dengan metode distribusi normal dipengaruhi oleh nilai variabel reduksi Gauss. Adapun persamaannya adalah sebagai berikut:

$$X_T = \bar{X} + K_T \cdot S \quad (2.4)$$

Keterangan :

X_T = Perkiraan nilai yang diharapkan terjadi dengan periode ulang tahun

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

S = Deviasi standar nilai variat

K_T = Faktor reduksi Gauss

Tabel 2.2 Faktor Reduksi Gauss

No	Periode Ulang, T (Tahun)	Peluang	K_T
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
11	2,500	0,400	0,25
12	4,000	0,250	0,67
13	5,000	0,200	0,84
14	10,000	0,100	1,28
15	20,000	0,050	1,64
16	50,000	0,020	2,05
17	100,000	0,010	2,33
18	200,000	0,005	2,58
19	500,000	0,002	2,88
20	1,000,000	0,001	3,09

(Sumber: Suripin, 2004)

2.2.2.2 Distribusi Log Normal

Metode ini mirip dengan metode normal, hanya saja pada metode distribusi log normal digunakan nilai logaritma.

$$\text{Log}X_T = \text{Log}\bar{X} + K_T \cdot S \text{Log}\bar{X} \quad (2.5)$$

Keterangan :

X_T = Perkiraan nilai yang diharapkan terjadi dengan periode ulang Tahun

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

S = Deviasi standar nilai variat

K_T = Faktor reduksi *Gauss*

2.2.2.3 Distribusi Log Pearson III

Perhitungan hujan periode ulang Metode *Log Pearson III* menggunakan nilai logaritma, perhitungan ini dipengaruhi oleh nilai k . Adapun persamaannya adalah sebagai berikut:

$$Y = \text{Log}X \quad (2.6)$$

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

Keterangan :

X_T = Perkiraan nilai yang diharapkan terjadi dengan periode ulang Tahun

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

S = Deviasi standar nilai variat

K_T = Faktor Frekuensi

Tabel 2.3 Nilai K_T Metode *Log Person III*

No	Interval Kejadian (<i>Recurrence Interval</i>), Tahun (Periode Ulang)						
	Koefisien	Waktu Balik (Tahun)					
		2	5	10	25	50	100
	Cs	Peluang (%)					
		50	20	10	4	2	1
1	3.0	-0.396	0.420	1,180	2,278	3,152	4,051
2	2.5	-0.360	0.518	1,250	2,262	3,048	3,845

No	Interval Kejadian (<i>Recurrence Interval</i>), Tahun (<i>Periode Ulang</i>)						
	Koefisien	Waktu Balik (Tahun)					
		2	5	10	25	50	100
	Cs	Peluang (%)					
		50	20	10	4	2	1
3	2.2	-0.330	0.574	1,284	2,240	2,970	3,705
4	2.0	-0.307	0.609	1,302	2,219	2,912	3,605
5	1.8	-0.282	0.643	1,318	2,193	2,848	3,499
6	1.6	-0.254	0.675	1,329	2,163	2,780	3,388
7	1.4	-0.225	0.705	1,337	2,128	2,706	3,271
8	1.2	-0.195	0.732	1,340	2,087	2,626	3,149
9	1.0	-0.164	0.758	1,340	2,043	2,542	3,022
10	0.9	-0.148	0.769	1,339	2,018	2,498	2,957
11	0.8	-0.132	0.780	1,336	1,998	2,453	2,891
12	0.7	-0.116	0.790	1,333	1,967	2,407	2,824
13	0.6	-0.099	0.800	1,328	1,939	2,359	2,755
14	0.5	-0.083	0.808	1,323	1,910	2,311	2,686
15	0.4	-0.066	0.816	1,317	1,880	2,261	2,615
16	0.3	-0.050	0.824	1,309	1,849	2,211	2,544
17	0.2	-0.033	0.830	1,301	1,818	2,159	2,472
18	0.1	-0.017	0.836	1,292	1,785	2,107	2,400
19	0.0	0.000	0.842	1,282	1,751	2,054	2,326
20	-0.1	0.017	0.836	1,270	1,716	2,000	2,252
21	-0.2	0.033	0.850	1,258	1,680	1,945	2,178
22	-0.3	0.050	0.853	1,245	1,643	1,890	2,104
23	-0.4	0.066	0.855	1,231	1,606	1,834	2,029
24	-0.5	0.083	0.856	1,216	1,567	1,777	1,955
25	-0.6	0.099	0.857	1,200	1,528	1,720	1,880
26	-0.7	0.116	0.857	1,183	1,488	1,663	1,806
27	-0.8	0.132	0.856	1,166	1,448	1,606	1,733
28	-0.9	0.148	0.854	1,147	1,407	1,549	1,660
29	-1.0	0.164	0.852	1,128	1,366	1,492	1,588
30	-1.2	0.195	0.844	1,086	1,282	1,379	1,449
31	-1.4	0.225	0.832	1,041	1,198	1,270	1,318
32	-1.6	0.254	0.817	0,994	1,116	1,166	1,197
33	-1.8	0.282	0.799	0,945	1,035	1,069	1,087
34	-2.0	0.307	0.777	0,895	0,959	0,980	0,990
35	-2.2	0.330	0.752	0,844	0,888	0,900	0,905
36	-2.5	0.360	0.711	0,771	0,793	0,798	0,799
37	-3.0	0.396	0.636	0,660	0,666	0,666	0,667

(Sumber: Suripin, 2004)

2.2.2.4 Distribusi Gumbel

Perhitungan hujan periode ulang menggunakan metode distribusi Gumbel dipengaruhi oleh banyak variabel yaitu *reduce variable* (Y_{Tr}), *reduce mean* (Y_n), dan *reduce standard deviasi* (S_n).

$$X_{Tr} = \bar{X} + \frac{(Y_{Tr} - Y_n)}{S_n} \cdot S \quad (2.8)$$

$$Y_{Tr} = -\ln \left[\ln \left(\frac{T}{T-1} \right) \right] \quad (2.9)$$

Keterangan:

X_{Tr} = Hujan maksimum dalam periode ulang T tahun

Y_{Tr} = *Reduced variate*

Y_n = *Reduce mean*

S_n = *Reduce standard deviation*

S = Standar Deviasi

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

Tabel 2.4 *Reduce Mean, Y_n*

U	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	0.5309	0.5320	0.5332	0.5343	0.5353
30	0.5362	0.5371	0.5380	0.5388	0.5396	0.5402	0.5410	0.5418	0.5424	0.5430
40	0.5436	0.5442	0.5448	0.5453	0.5458	0.5463	0.5468	0.5473	0.5477	0.5481
50	0.5485	0.5489	0.5493	0.5497	0.5501	0.5504	0.5508	0.5511	0.5515	0.5518
60	0.5521	0.5524	0.5527	0.5530	0.5533	0.5535	0.5538	0.5540	0.5543	0.5545
70	0.5548	0.5550	0.5552	0.5555	0.5557	0.5559	0.5561	0.5563	0.5565	0.5567
80	0.5569	0.5570	0.5572	0.5574	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: Suripin, 2004)

Tabel 2.5 *Reduced Standard Deviation, S_n*

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	1.177	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

(Sumber: Suripin, 2004)

Tabel 2.6 *Reduced Variate (Y_{Tr})*, sebagai fungsi periode ulang

No	Periode Ulang, Tr (Tahun)	Reduced Variate, Y _{Tr}
1	2	0,3668
2	5	15,004
3	10	22,510
4	20	29,709
5	25	31,993
6	50	39,028
7	75	43,117
8	100	46,012
9	200	52,969
10	250	55,206
11	500	62,149

(Sumber: Suripin, 2004)

Adapun cara untuk menghitung variable dalam perhitungan adalah sebagai berikut.

1. Rata-rata

$$\bar{X} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i \quad (2.10)$$

2. Standar Deviasi, S

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{n-1}} \quad (2.11)$$

3. Koefisien Variasi, C_v

$$C_v = \frac{s}{\bar{X}} \quad (2.12)$$

4. Koefisien Skewness, C_s

$$a = \frac{n \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^3}{(n-1)(n-2)} \quad (2.13)$$

$$C_s = a/S^3 \quad (2.14)$$

5. Koefisien Kurtosis, C_k

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

2.2.3 Uji Distribusi

Uji distribusi dimaksudkan untuk menentukan kecocokan antara besarnya debit maksimum tahunan hasil pengamatan lapangan dengan hasil perhitungan. Pengujian dilaksanakan dengan membandingkan kurva frekuensi dari data pengamatan terhadap kurva frekuensi teoritisnya (Soewarno, 1995). Uji distribusi dapat dilakukan dengan Uji Chi-Kuadrat dan Uji Smirnov-Kolmogrov.

2.2.3.1 Uji Chi-Kuadrat

Uji chi-kuadrat menggunakan parameter X^2 dalam mengambil keputusan. Uji ini bertujuan untuk menentukan apakah persamaan frekuensi yang telah dipilih dapat mewakili dari distribusi statistik sampel data yang dianalisis (Soewarno, 1995). X^2 dapat dihitung dengan menggunakan rumus:

$$X^2 = \sum_{t=1}^n \frac{(Of - Ef)^2}{Ef} \quad (2.16)$$

Keterangan:

X^2 = Nilai Chi-Kuadrat terhitung

Ef = Frekuensi (banyak pengamatan) yang diharapkan sesuai dengan pembagian kelasnya

Of = Frekuensi yang terbaca pada kelas yang sama

n = Jumlah sub kelompok dalam satu grup

Suatu distrisbusi dikatakan selaras jika nilai X^2 hitung < dari X^2 kritis. Dari hasil pengamatan yang didapat, dicari penyimpangannya dengan chi-kuadrat kritis paling kecil. Untuk suatu nilai nyata tertentu (*level of significant*) yang sering diambil adalah 5%. Derajat kebebasan ini secara umum dihitung dengan rumus sebagai berikut:

$$DK = K - (\alpha + 1) \quad (2.17)$$

$$K = 1 + 3.322 \log n \quad (2.18)$$

Keterangan :

DK = Derajat kebebasan

K = Jumlah kelas

α = Banyaknya keterikatan (banyaknya parameter), untuk uji Chi-Kudrat adalah 2

n = Jumlah data

Tabel 2.7 Nilai Kritis Untuk Uji Chi-Kuadrat

Dk	α (Derajat Kepercayaan)							
	0.995	0.990	0.975	0.950	0.050	0.025	0.010	0.005
1	0.00003	0.00001	0.0009	0.0039	3.841	5.024	6.635	7.789
2	0.0100	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	14.860
5	0.412	0.554	0.831	1.145	11.070	12.832	15.086	16.750
6	0.676	0.872	1.237	1.635	12.592	14.449	16.812	18.548
7	0.989	1.239	1.690	2.167	14.067	16.013	18.475	20.278
8	1.344	1.646	2.180	2.733	15.507	17.535	20.090	21.995
9	1.735	2.088	2.700	3.325	16.919	19.023	21.666	23.589
10	2.156	2.558	3.247	3.940	18.307	20.483	23.209	25.188
11	2.603	3.053	3.816	4.575	19.675	21.920	24.725	26.757
12	3.074	3.571	4.404	5.226	21.026	23.337	26.217	28.300
13	3.565	4.107	5.009	5.892	22.326	24.736	27.388	29.819
14	4.075	4.660	5.629	6.571	23.685	26.119	29.141	31.319
15	4.601	5.229	6.262	7.261	24.996	27.448	30.578	32.801
16	5.142	5.812	6.908	7.962	26.296	28.845	32.000	34.276
17	5.697	6.408	7.564	8.672	27.857	30.191	33.409	35.718
18	6.625	7.015	8.231	9.390	28.869	31.526	34.805	37.156
19	6.844	7.633	8.907	10.117	30.114	32.852	36.191	38.582

Dk	α (Derajat Kepercayaan)							
	0.995	0.990	0.975	0.950	0.050	0.025	0.010	0.005
20	7.434	8.260	9.591	10.851	31.140	34.170	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	9.260	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	42.980	45.558
25	10.520	11.524	13.120	14.611	37.652	40.646	44.314	46.928
26	11.160	12.198	13.844	15.379	38.885	41.923	45.642	48.290
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	48.278	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

(Sumber: Soewarno, 1991 dalam Akmal et al., 2010)

2.2.3.2 Uji Smirnov-Kolmogorov

Uji distribusi Smirnov-Kolmogorov atau yang sering juga disebut uji distribusi non-parametrik (*non parametric test*), karena pengujiannya tidak menggunakan fungsi distribusi tertentu (Soewarno, 1995). Pengujian ini dilakukan dengan membandingkan nilai Δ_{maks} , yaitu selisih maksimum antara data probabilitas teoritis dan empiris. Nilai Δ_{maks} harus lebih kecil dari Δ_{kritis} (Triatmodjo, 2008). Adapun tabel untuk nilai Δ_{kritis} adalah sebagai berikut.

Tabel 2.8 Nilai Kritis untuk Uji Smirnov-Kolmogorov

N	<i>Level of Significance (a)</i>				
	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
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

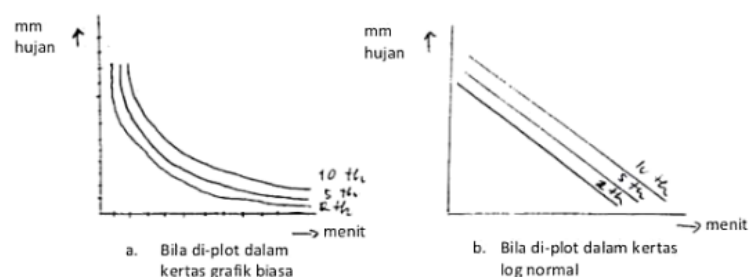
N	<i>Level of Significance (a)</i>				
	20	15	10	5	1
15	0.266	0.283	0.304	0.338	0.404
16	0.258	0.274	0.295	0.328	0.391
17	0.250	0.266	0.286	0.318	0.380
18	0.244	0.259	0.278	0.309	0.370
19	0.237	0.252	0.272	0.301	0.361
20	0.231	0.246	0.264	0.294	0.352
25	0.210		0.240	0.270	0.320
N > 50	$\frac{1.07}{N^{0.5}}$	$\frac{1.14}{N^{0.5}}$	$\frac{1.22}{N^{0.5}}$	$\frac{1.36}{N^{0.5}}$	$\frac{1.63}{N^{0.5}}$

(Sumber: Suripin, 2004)

2.2.4 Intensitas Curah Hujan

Intensitas curah hujan adalah ketinggian curah hujan yang terjadi pada suatu kurun waktu di mana air tersebut terkonsentrasi, dengan satuan mm/jam. Intensitas hujan yang tinggi pada umumnya berlangsung dengan durasi pendek dan meliputi daerah yang tidak sangat luas. Hujan yang meliputi daerah luas, jarang sekali dengan intensitas tinggi, tetapi dapat berlangsung dengan durasi cukup panjang (Suroso, 2006).

Intensitas hujan yang diperlukan untuk memperkirakan hidrograf banjir rencana. Intensitas-Durasi-Frekuensi (IDF) biasanya diberikan dalam bentuk kurva yang memberikan hubungan antara intensitas hujan sebagai ordinat, durasi hujan sebagai absis dan beberapa grafik yang menunjukkan frekuensi atau periode ulang. Analisis IDF dilakukan untuk memperkirakan debit aliran puncak berdasar data hujan titik (satu stasiun pencatat hujan). Data yang digunakan adalah data hujan dengan intensitas tinggi yang terjadi dalam waktu singkat, seperti hujan 5, 10, 15 menitan atau lebih (Triatmodjo, 2008).



Gambar 2.4 Lengkung Intensitas-Durasi-Frekuensi (IDF)

Intensitas curah hujan dapat dicari dengan menggunakan rumus-rumus seperti rumus Talbot, Mononobe, Ishiguro dan Sherman (Limantara, 2018).

2.2.4.1 Rumus Talbot

Rumus Talbot (1881), rumus ini banyak digunakan karena mudah diterapkan dan tetapan-tetapan a dan b di tentukan dengan harga-harga yang terukur.

$$I = \frac{a}{t+b} \quad (2.19)$$

Keterangan:

I = Intensitas Hujan (mm/jam)

t = Lamanya hujan (jam)

a & b = Konstanta yang tergantung pada lamanya hujan yang terjadi

2.2.4.2 Rumus Mononobe

Apabila data hujan jangka pendek tidak tersedia dan hanya ada data hujan harian, maka intensitas dapat dihitung dengan rumus Mononobe.

$$I = \frac{R_{24}}{24} \left(\frac{24}{t} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (2.20)$$

Keterangan:

I = Intensitas Hujan (mm/jam)

t = Lamanya hujan (jam)

R₂₄ = Curah hujan maksimum harian selama 24 jam (mm)

2.2.4.3 Rumus Ishiguro

Rumus Ishiguro ini dikemukakan oleh Dr. Ishiguro pada tahun 1953. Adapun rumus tersebut:

$$I = \frac{a}{\sqrt{t}+b} \quad (2.21)$$

Keterangan:

I = Intensitas Hujan (mm/jam)

t = Lamanya hujan (jam)

a & b = Konstanta yang tergantung pada lamanya hujan yang terjadi

2.2.4.4 Rumus Sherman

Rumus Sherman (1905), rumus ini cocok untuk jangka waktu curah hujan yang lamanya lebih dari 2 jam.

$$I = \frac{a}{t^n} \quad (2.22)$$

Keterangan:

I = Intensitas Hujan (mm/jam)

t = Lamanya hujan (jam)

n = Konstanta

2.2.5 Debit Limpasan

Limpasan permukaan merupakan bagian dari air hujan yang jatuh dan mencapai permukaan lahan, namun tidak meresap ke dalam tanah. Limpasan permukaan mengalir melalui alur permukaan lahan akan bergabung menjadi anak-anak sungai dan akhirnya menjadi aliran sungai (Kustamar, 2017). Air hujan yang langsung masuk ke dalam tanah ketika jatuh ke permukaan tanah air infiltrasi. Limpasan air permukaan (*surface run-off*) berlangsung ketika jumlah curah hujan melampaui laju infiltrasi air ke dalam tanah. Setelah laju infiltrasi terpenuhi, air mulai mengisi cekungan-cekungan pada permukaan tanah. Setelah pengisian air pada cekungan tersebut selesai, air kemudian dapat mengalir di atas permukaan tanah dengan bebas (Tirani, 2016).

Metode rasional merupakan metode perkiraan limpasan puncak yang sering digunakan karena kesederhanaan dan kemudahan dalam penerapannya, namun hanya efektif untuk luas Daerah Aliran Sungai (DAS) yang kecil. Variabilitas hujan yang cukup tinggi pada DAS dengan luasan yang lebih besar menyebabkan penggunaan metode rasional kurang tepat (Sujono, 2009). Persamaan Rasional dikembangkan berdasarkan asumsi bahwa curah hujan yang terjadi mempunyai intensitas seragam dan merata di seluruh daerah pengaliran selama paling sedikit sama dengan waktu konsentrasi (t_c) (Suripin, 2004).

Tabel 2.9 Standar Perencanaan Saluran Drainase

Luas DAS (Ha)	Periode Ulang (Tahun)	Metode Perhitungan Debit Banjir
<10	2	Rasional
10-100	2-5	Rasional
101-500	5-10	Rasional
>500	10-25	Hidograf Satuan

(Sumber: Suripin, 2004)

Adapun persamaan dari metode rasional adalah sebagai berikut.

$$Q = 0.278.C.I.A \quad (2.23)$$

Keterangan:

Q = Debit aliran air limpasan (m³/detik)

C = Koefisien aliran yang tergantung pada jenis permukaan lahan (Tabel 2.10)

I = Intensitas hujan (mm/jam)

A = Luas daerah pengaliran (Km²)

0.278 = Konstanta dalam perencanaan saluran drainase dapat dipakai standar yang telah ditetapkan, baik debit rencana (periode ulang) dan cara analisis yang dipakai, tinggi jagaan, struktur saluran, dan lain-lain.

2.2.5.1 Koefisien Limpasan (*Runoff*)

Pengaruh tata guna lahan pada aliran permukaan dinyatakan dalam koefisien aliran permukaan (C). Koefisien limpasan adalah persentase jumlah air yang dapat melimpas melalui permukaan tanah dari keseluruhan air hujan yang jatuh pada suatu daerah. Koefisien aliran permukaan (C) merupakan pengaruh tata guna lahan dalam aliran permukaan, yakni bilangan yang menampilkan perbandingan antara besarnya aliran permukaan dan besarnya curah hujan. Nilai C berkisar antara 0 – 1. Semakin besar nilai C menunjukkan semakin banyaknya air hujan yang mengalir sebagai aliran permukaan. DAS yang baik adalah DAS dengan harga C mendekati nol (Amirul & A. Rahman, 2021).

Tabel 2.10 Koefisien *Runoff* dan Persentase Kedap Air

Tataguna Lahan	C	Tataguna Lahan	C
Perkantoran		Tanah Lapang	
Daerah pusat kota	0.70 - 0.95	Berpasir, datar 2%	0.05 - 0.10
Daerah sekitar kota	0.50 - 0.70	Berpasir, agak rata 2-7%	0.10 - 0.15
Perumahan		Berpasir, miring 7%	0.15 - 0.20
Rumah Tunggal	0.30 - 0.50	Tanah berat, datar 2%	0.13 - 0.17
Rumah susun, terpisah	0.40 - 0.60	Tanah berat, agak rata 2-7%	0.18 - 0.22
Rumah susun, bersambung	0.60 - 0.75	Tanah berat, miring 7%	0.25 - 0.35
Pinggiran kota	0.25 - 0.40	Tanah Pertanian	
Daerah Industri		<u>Tanah Kosong</u>	
Kurang padat industri	0.50 - 0.80	Rata	0.30 - 0.60
Padat industri	0.60 - 0.90	Kasar	0.20 - 0.50
Taman, Kuburan	0.10 - 0.25	<u>Ladang garapan</u>	
Tempat bermain	0.20 - 0.35	Tanah berat, tanpa vegetasi	0.30 - 0.60
Daerah stasiun KA	0.20 - 0.40	Tanah berat, dengan vegetasi	0.20 - 0.50
Daerah tak berkembang	0.10 - 0.30	Berpasir, tanpa vegetasi	0.20 - 0.25
Jalan Raya		Berpasir, dengan vegetasi	0.10 - 0.25
Beraspal	0.70 - 0.95	<u>Padang rumput</u>	
Berbeton	0.80 - 0.95	Tanah berat	0.15 - 0.45
Berbatu bata	0.70 - 0.85	Berpasir	0.05 - 0.25
Trotoar	0.75 - 0.85	Hutan/bervegetasi	0.05 - 0.25
Daerah beratap	0.75 - 0.95	Tanah Tidak Produktif, >30%	
		Rata, kedap air	0.70 - 0.90
		Kasar	0.50 - 0.70

(Sumber: Suripin, 2004)

2.2.5.2 Waktu Konsentrasi

Waktu konsentrasi (t_c) adalah waktu yang diperlukan untuk mengalirkan air hujan dari titik terjauh menuju suatu titik yang ditentukan di bagian hilir suatu aliran. Pada persamaan (2.23) intensitas hujan diperoleh dari kurva IDF yang sebelumnya telah diperhitungkan durasi dan frekuensi (periode ulang) hujan. Dalam hal ini, durasi hujan adalah sama dengan waktu konsentrasi (t_c) (Triatmodjo, 2008).

Waktu konsentrasi dapat dihitung dengan persamaan yang diberikan oleh Kirpich, yang berlaku untuk lahan pertanian kecil dengan luas daerah tangkapan kurang dari 80 hektar (Triatmodjo, 2008). Adapun persamaannya adalah sebagai berikut.

$$t_c = \frac{0.06628L^{0.77}}{S^{0.385}} \quad (2.24)$$

Keterangan:

t_c = Waktu konsentrasi durasi hujan (jam)

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

S = Kemiringan lahan antara elevasi maksimum dan minimum

2.2.5.3 Intensitas Hujan

Pengaruh intensitas hujan terhadap limpasan permukaan sangat tergantung pada laju infiltrasi. Jika intensitas hujan melebihi laju infiltrasi, maka akan terjadi limpasan permukaan sejalan dengan peningkatan intensitas curah hujan. Namun demikian, peningkatan limpasan permukaan tidak selalu sebanding dengan peningkatan intensitas hujan karena adanya penggenangan dipermukaan tanah. Intensitas hujan berpengaruh pada debit maupun volume limpasan (Suripin, 2004).

2.2.5.4 Luas Daerah Pengaliran

Luas daerah pengaliran adalah aliran yang jatuh dalam suatu daerah tangkapan air yang luas daerah pengalirannya dihitung berdasarkan *catchment area*.

2.3 Pemodelan dengan *Software* EPA SWMM 5.1

Debit banjir rencana dalam penelitian ini dihitung menggunakan *software* EPA SWMM (*Environmental Protection Agency Storm Water Management Model*) Versi 5.1. SWMM merupakan model simulasi hujan-aliran (*rainfall-runoff*) dan tergolong model hujan aliran dinamis yang digunakan untuk simulasi dengan rentang waktu yang menerus atau kejadian banjir sesaat (Faizal et al., 2019). EPA SWMM dapat mengetahui kuantitas yang dihasilkan dalam setiap sub DAS, debit air dan kedalaman aliran selama periode simulasi (Fransiska et al., 2020). Dengan menggunakan SWMM, kondisi yang terjadi di lapangan dapat dimodelkan dengan

memasukkan parameter-parameter yang tercatat pada kondisi sesungguhnya (Rossman, Lewis A, 2010 dalam Faizal et al., 2019). Adapun objek-objek beserta parameter tersebut diantaranya adalah sebagai berikut (Rossman, 2015).

1. *Rain Gage*

Rain gage menyediakan data hujan untuk satu atau lebih *subcatchment area* pada studi wilayah. Data hujan tersebut umumnya berupa seri data hujan yang menunjukkan distribusi hujan sebagai fungsi waktu. Parameter yang dimasukkan adalah:

- a. *Rain Format* : Data hujan yang di input berupa intensitas atau kumulatif.
- b. *Rain Interval* : Interval waktu pengamatan antara pembacaan *gage*.
- c. *Data Source* : Sumber data hujan dapat berupa *time series* atau *file*.

2. *Subcatchment*

Subcatchment adalah luasan yang menerima hujan dan mengalami infiltrasi atau mengubahnya menjadi limpasan. Parameter yang dimasukkan adalah:

- a. *Rain Gage*;
- b. *Outlet* : Menerima *runoff subcatchment*;
- c. Luas (*Area*) : Luas *subcatchment*;
- d. Lebar (*Width*) : Lebar *subcatchment* yang berhadapan langsung dengan saluran menuju *outlet*;
- e. Kemiringan (*% Slope*) : Persentase kemiringan *subcatchment*;
- f. Kedap Air (*% Impervious*) : Persentase luas daerah *subcatchment* kedap air;
- g. *N-impervious* : Koefisien angka manning untuk daerah kedap air;
- h. *N-Previous* : Koefisien angka manning untuk daerah tidak kedap air;

3. *Storage Unit*

Storage unit adalah salah satu dari fungsi *tools* berupa *node* yang dapat menampung volume limpasan air hujan. Secara fisik *node* ini merupakan fasilitas penampung dengan ukuran seperti kolam detensi maupun danau, dimana volume dari *node* ini dapat dideskripsikan dengan luas permukaan yang dikalikan dengan tinggi. Parameter yang dimasukkan adalah:

- a. *Invert El;*
- b. *Max. Depth;*
- c. *Initial Depth;*
- d. *Storage Curve.*

4. *Junction/Node*

Junction/node adalah unit yang dimodelkan sebagai penerima *inflow* dan limpasan dari *subcatchment*. Parameter yang dimasukkan adalah:

- a. *Invert Elevation;*
- b. *Max. Depth;*
- c. *Initial Depth;*
- d. *Surcharge Depth;*
- e. *Pounded Area.*

5. *Conduit/Links*

Conduit merupakan saluran yang menghubungkan antara *junction* satu dengan *junction* lainnya atau dari *junction* ke *outfall*. Parameter yang dimasukkan adalah:

- a. *Shape;*
- b. *Max. Depth;*
- c. *Length;*
- d. *Roughness.*

6. *Outfalls*

Outfall merupakan batas hilir atau titik pemberhentian yang digunakan untuk merepresentasikan titik *outlet* suatu daerah tangkapan hujan. *Outfall* ini hanya dihubungkan oleh satu *link*. Parameter yang dimasukkan adalah:

- a. *Invert Elevation;*
- b. *Tide Gate;*
- c. *Fixed Stage.*