

BAB III

DASAR TEORI

3.1. TINJAUAN UMUM

Dalam pengkajian terhadap Candi Semarang Golf Club di Kelurahan Tinjomoyo Kecamatan Banyumanik Semarang diperlukan tinjauan pustaka untuk mengetahui dasar-dasar teori dalam penanganan air limpasan dari daerah yang berada di atasnya dan air hujan lokal yang terjadi. Selain itu tinjauan pustaka juga mengkaji dasar-dasar teori alternatif yang dapat digunakan untuk melakukan pengendalian terhadap debit dan erosi yang terjadi di daerah tersebut.

3.2. PENGENDALIAN DEBIT

Pengendalian debit air pada dasarnya dapat dilakukan dengan berbagai cara, namun yang terpenting adalah mempertimbangkan secara keseluruhan dan mencari sistem yang paling optimal. Kegiatan pengendalian debit air berdasarkan daerah pengendalian dapat dikelompokkan menjadi dua, yaitu:

- Bagian hulu, yaitu dengan membuat bangunan pengendali debit air yang dapat memperlambat waktu tiba debit air dan menurunkan besarnya debit air, dan pembuatan waduk lapangan atau kolam penampungan air yang dapat merubah pola hidrograf debit air serta penghijauan di Daerah Aliran Sungai (DAS).

- Bagian hilir, yaitu dengan melakukan normalisasi sungai dan tanggul, sudetan pada aliran kritis, pembuatan alur pengendalian debit air, serta pemanfaatan daerah genangan untuk *retarding basin*.

3.3. ANALISIS DATA HIDROLOGI

Hidrologi adalah bidang ilmu yang mempelajari kejadian serta penyebab air alamiah di bumi. Salah satu faktor yang berpengaruh adalah curah hujan (*presipitasi*). Curah hujan suatu daerah menentukan besarnya debit yang mungkin terjadi pada daerah tersebut. Dalam analisis hidrologi dilakukan perhitungan debit rencana dengan periode ulang tertentu berdasarkan data curah hujan yang telah diperoleh dan erosi yang akan terjadi.

3.3.1. Perhitungan Curah Hujan Daerah

Analisis data curah hujan dimaksudkan untuk memperoleh besar curah hujan daerah yang diperlukan untuk perhitungan curah rencana. Beberapa metode yang dapat digunakan dalam perhitungan curah hujan daerah. Metode tersebut diantaranya adalah metode rata-rata aljabar, metode poligon Thiessen, dan metode Isohyet.

- **Metode Rata-Rata Aljabar**

Metode perhitungan rata-rata aljabar (*arithmetic mean*) adalah cara yang paling sederhana. Metode ini biasanya digunakan untuk daerah yang datar, dengan jumlah pos curah hujan yang cukup banyak dan dengan anggapan

bahwa curah hujan di daerah tersebut cenderung bersifat seragam (*uniform distribution*). Curah hujan daerah metode rata-rata aljabar dihitung dengan persamaan 3.1.

$$d = \frac{d_1 + d_2 + d_3 + \dots + d_n}{n} = \sum_{i=1}^n \frac{d_i}{n} \dots \dots \dots (3.1)$$

dimana :

d : Tinggi curah hujan rata-rata (mm)

n : Jumlah stasiun pengukuran hujan

$d_1 \dots d_n$: Besarnya curah hujan yang tercatat pada masing-masing stasiun (mm)

(CD. Soemarto, 1993, Hidrologi Teknik)

- **Metode Poligon Thiessen**

Metode ini dilakukan dengan menganggap bahwa setiap stasiun hujan dalam suatu daerah mempunyai luas pengaruh tertentu dan luas tersebut merupakan faktor koreksi bagi hujan stasiun menjadi hujan daerah yang bersangkutan. Caranya adalah dengan memplot letak stasiun-stasiun curah hujan ke dalam gambar DAS yang bersangkutan. Kemudian dibuat garis penghubung di antara masing-masing stasiun dan ditarik garis sumbu tegak lurus.

Cara ini merupakan cara terbaik dan paling banyak digunakan walau masih memiliki kekurangan karena tidak memasukkan pengaruh topografi. Metode ini dapat digunakan apabila pos hujan tidak banyak. Curah hujan daerah metode poligon Thiessen dihitung dengan persamaan 3.2.

$$d = \frac{A_1 d_1 + A_2 d_2 + A_3 d_3 + \dots + A_n d_n}{A_1 + A_2 + A_3 + \dots + A_n} = \sum_{i=1}^n \frac{A_i * d_i}{A_i} \dots \dots \dots (3.2)$$

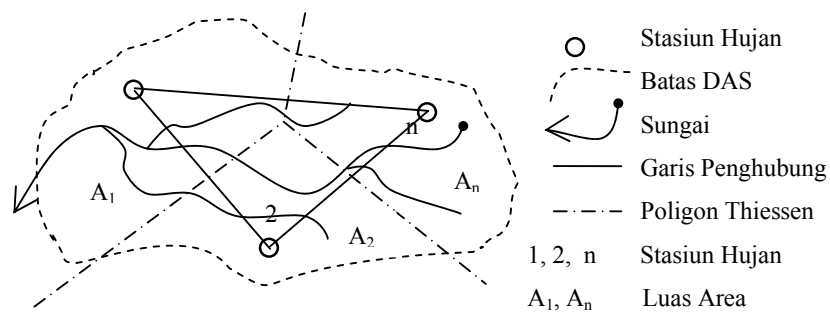
dimana :

d : Curah hujan daerah (mm)

$A_1 - A_n$: Luas daerah pengaruh tiap-tiap stasiun (km^2)

$d_1 - d_n$: Curah hujan yang tercatat di stasiun 1 sampai stasiun ke n (mm)

(CD. Soemarto, 1993, Hidrologi Teknik)



Gambar 3.1. Metode Poligon Thiessen

- **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. Curah hujan daerah metode Isohyet dihitung dengan persamaan 3.3 atau persamaan 3.4.

$$d = \frac{\frac{d_0 + d_1}{2} A_1 + \frac{d_1 + d_2}{2} A_2 + \dots + \frac{d_{n-1} + d_n}{2} A_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \dots \dots \dots (3.3)$$

$$d = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{d_{i-1} + d_i}{2} * A_i}{\sum_{i=1}^n A_i} = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{d_{i-1} + d_i}{2} * A_i}{A} \dots\dots\dots (3.4)$$

dimana :

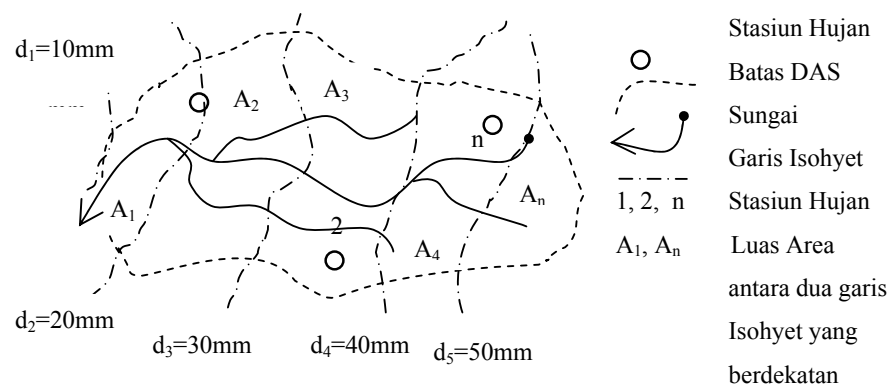
d : Curah hujan rata-rata areal (mm)

A₁...A_n : Luas daerah untuk ketinggian curah hujan Isohyet yang berdekatan (km²)

d₁...d_n : Curah hujan di garis Isohyet (mm)

A : Luas total (A₁+A₂+...+A_n)

(CD. Soemarto, 1993, Hidrologi Teknik)



Gambar 3.2. Metode Isohyet

3.3.2. Perhitungan Curah Hujan Rencana

Analisis curah hujan rencana digunakan untuk mengetahui besarnya curah hujan maksimum dengan periode ulang tertentu yang akan digunakan dalam perhitungan debit rencana. Metode yang digunakan untuk perhitungan curah hujan, yaitu cara statistik atau metode distribusi pada curah hujan harian maksimum rata-rata DAS. Analisis curah hujan rencana dapat dilakukan dengan menggunakan beberapa jenis distribusi diantaranya Distribusi

Normal, Distribusi Log Normal 2 Parameter, Distribusi Log Normal 3 Parameter, Distribusi Gumbel, Distribusi Pearson Type III, dan Distribusi Log Pearson Type III.

• **Distribusi Normal**

Peluang distribusi normal dapat dituliskan dalam bentuk rata-rata dan simpangan baku, sebagai berikut :

$$P(X) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{X-\mu}{\sigma}\right)^2} \dots\dots\dots (3.5)$$

dimana :

$P(X)$: Peluang terjadinya x

π : 3,14159

e : 2,71828

X : Variabel acak kontinyu

μ : Rata-rata nilai X

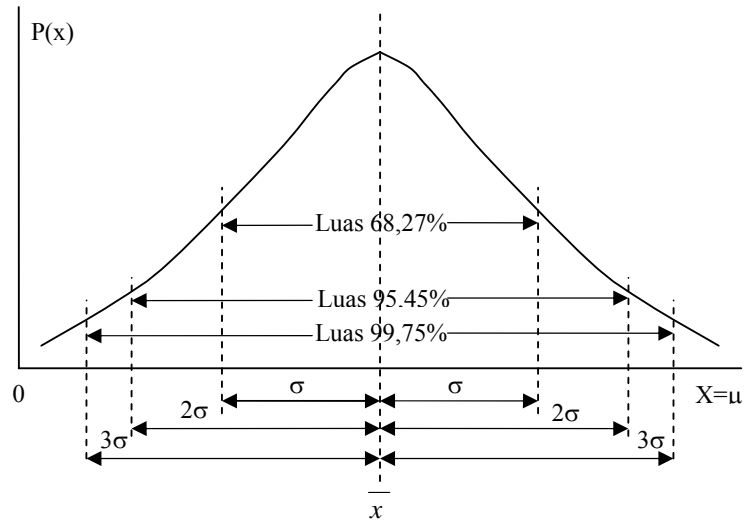
σ : Deviasi standar dari nilai X

(Soewarno, 1995, Hidrologi)

Apabila sebuah populasi dari data hidrologi mempunyai distribusi normal (Gambar 2.4.), maka :

1. Kira-kira 68,27% terletak didaerah satu deviasi standar sekitar nilai rata-ratanya, yaitu antara $(\mu-\sigma)$ dan $(\mu+\sigma)$.
2. Kira-kira 95,45% terletak didaerah satu deviasi standar sekitar nilai rata-ratanya, yaitu antara $(\mu-2\sigma)$ dan $(\mu+2\sigma)$.
3. Kira-kira 99,73% terletak didaerah satu deviasi standar sekitar nilai rata-ratanya, yaitu antara $(\mu-3\sigma)$ dan $(\mu+3\sigma)$.

Sedangkan nilai 50%-nya terletak didaerah antara $(\mu-0,6745\sigma)$ dan $(\mu+0,6745\sigma)$.



Gambar 3.3. Kurva Distribusi Frekuensi Normal

(Soewarno, 1995, Hidrologi)

Dalam pemakaian praktis digunakan rumus umum, sebagai berikut :

$$X_t = \bar{X} + k * S \dots\dots\dots (3.6)$$

dimana :

X_t : Perkiraan nilai x yang diharapkan terjadi dengan periode ulang t tahun

\bar{X} : Nilai rata-rata hitung variat X

S : Deviasi standar nilai variat X

k : Faktor frekuensi, merupakan fungsi dari periode ulang dan tipe model matematik distribusi peluang yang digunakan untuk analisis peluang (lihat tabel 3.1)

Tabel 3.1. Nilai variabel Reduksi Gauss

Periode Ulang T (Tahun)	Peluang	k
1,001	0,999	-3,05
1,005	0,995	-2,58
1,010	0,990	-2,33
1,050	0,950	-1,64
1,110	0,900	-1,28
1,250	0,800	-0,84
1,330	0,750	-0,67
1,430	0,700	-0,52
1,670	0,600	-0,25
2,000	0,500	0
2,500	0,400	0,25
3,330	0,300	0,52
4,000	0,250	0,67
5,000	0,200	0,84
10,000	0,100	1,28
20,000	0,050	1,64
50,000	0,020	2,05
100,000	0,010	2,33
200,000	0,005	2,58
500,000	0,002	2,88
1000,000	0,001	3,09

(Bonnier, 1980)

- **Distribusi Log Normal 2 Parameter**

Distribusi Log Normal 2 Parameter mempunyai persamaan transformasi, sebagai berikut :

$$P(X) = \frac{1}{(X)(S)(\sqrt{2\pi})} * \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left(\frac{\log(X) - \overline{(X)}}{S} \right)^2 \right\} \dots\dots (3.7)$$

dimana :

$P(X)$: Peluang terjadinya distribusi log normal sebesar X

X : Nilai variat pengamatan

\bar{X} : Nilai rata-rata dari logaritmik variat X , umumnya dihitung nilai rata-rata geometriknya

S : Deviasi standar dari logaritmik nilai variat X

(Soewarno, 1995, Hidrologi)

Aplikasi distribusi log normal dua parameter untuk menghitung nilai variat x yang mempunyai kala ulang t tahun mempunyai persamaan, sebagai berikut :

$$\log(X_t) = \overline{\log(X)} + k * S \log(X) \dots \dots \dots (3.8)$$

dimana :

$\log(X_t)$: Nilai variat X yang diharapkan terjadi pada peluang atau periode ulang t tahun

$\overline{\log(X)}$: Rata-rata nilai $\log(X)$

$S \log(X)$: Deviasi standar logaritmik nilai $\log(X)$

k : Karakteristik dari distribusi log normal dua parameter. Nilai k dari dapat diperoleh dari tabel yang merupakan fungsi dari periode ulang dan nilai koefisien variasinya (lihat tabel 3.2.)

(Soewarno, 1995, Hidrologi)

Tabel 3.2. Faktor Frekuensi k Distribusi Log Normal 2 Parameter

Koef. Variasi (CV)	Periode Ulang (tahun)					
	2	5	10	20	50	100
0,0500	-0,0250	0,8334	1,2965	1,6863	2,1341	2,4570
0,1000	-0,0496	0,8222	1,3078	1,7247	2,2130	2,5489
0,1500	-0,0738	0,8085	1,3156	1,7598	2,2899	2,2607
0,2000	-0,0971	0,7926	1,3200	1,7911	2,3640	2,7716
0,2500	-0,1194	0,7746	1,3209	1,8183	2,4318	2,8805
0,3000	-0,1406	0,7647	1,3183	1,8414	2,5015	2,9866
0,3500	-0,1604	0,7333	1,3126	1,8602	2,5638	3,0890
0,4000	-0,1788	0,7100	1,3037	1,8746	2,6212	3,1870
0,4500	-0,1957	0,6870	1,2920	1,8848	2,6731	3,2799
0,5000	-0,2111	0,6626	1,2778	1,8909	2,7202	3,3673
0,5500	-0,2251	0,6379	1,2613	1,8931	2,7613	3,4488
0,6000	-0,2375	0,6129	1,2428	1,8915	2,7971	3,5211
0,6500	-0,2185	0,5879	1,2226	1,8866	2,8279	3,3930
0,7000	-0,2582	0,5631	1,2011	1,8786	2,8532	3,3663
0,7500	-0,2667	0,5387	1,1784	1,8677	2,8735	3,7118
0,8000	-0,2739	0,5118	1,1548	1,8543	2,8891	3,7617
0,8500	-0,2801	0,4914	1,1306	1,8388	2,9002	3,8056
0,9000	-0,2852	0,4686	1,1060	1,8212	2,9071	3,8137
0,9500	-0,2895	0,4466	1,0810	1,8021	2,9103	3,8762
1,0000	-0,2928	0,4254	1,0560	1,7815	2,9098	3,9035

(Soewarno, 1995, Hidrologi)

• **Distribusi Log Normal 3 Parameter**

Metode ini tidak lain adalah sama dengan distribusi log normal dua parameter, kecuali bahwa ditambahkan parameter batas bawah β tidak sama dengan nol. Persamaan distribusinya adalah :

$$P(X) = \frac{1}{\ln(X - \beta)\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2} \left\{ \frac{\ln(X - \beta) - \mu}{\sigma} \right\}^2} \dots \dots \dots (3.9)$$

dimana :

$P(X)$: Peluang terjadinya X

X : Variabel random kontinyu

β : Parameter batas bawah

π : 3,14159

e : 2,71828

μ_n : Rata-rata dari variat $\ln (X-\beta)$

σ_n : Deviasi standar dari variat $\ln (X-\beta)$

(Soewarno, 1995, Hidrologi)

Parameter distribusi log normal tiga parameter, adalah :

- Koefisien variasi :

$$CV = \frac{\sigma}{\mu} \dots\dots\dots (3.10)$$

- Untuk menghitung β :

$$\beta = \mu - \frac{\sigma}{CV} \dots\dots\dots (3.11)$$

- Koefisien kemencengan :

$$CS = 3CV + CV^3 \dots\dots\dots (3.12)$$

dimana :

μ : Nilai rata-rata dari variat $\ln (X-\beta)$

σ : Deviasi standar dari $\ln (X-\beta)$

(Soewarno, 1995, Hidrologi)

Aplikasi distribusi log normal tiga parameter untuk menghitung nilai variat x yang mempunyai kala ulang t tahun mempunyai persamaan, sebagai berikut :

$$X_t = \bar{X} + (k * S) \dots\dots\dots (3.13)$$

dimana :

X_t : $\ln (X-\beta)$ pada periode ulang t tahun

\bar{X} : Rata-rata kejadian $\ln(X-\beta)$

S : Deviasi standar dari kejadian $\ln(X-\beta)$

k : Karakteristik dari distribusi log normal tiga parameter yang merupakan fungsi dari koefisien kemencengan CS (lihat tabel 3.3.)

(Soewarno, 1995, Hidrologi)

Tabel 3.3. Faktor Frekuensi k Distribusi Log Normal 3 Parameter

Koef. Kemencengan (CS)	Periode Ulang (tahun)					
	2	5	10	20	50	100
-2,00	0,2366	-0,6144	-1,2437	-1,8916	-2,7943	-3,5196
-1,80	0,2240	-0,6395	-1,2621	-1,8928	-2,7578	-3,4433
-1,60	0,2092	-0,6654	-1,2792	-1,8901	-2,7138	-3,3570
-1,40	0,1920	-0,6920	-1,2943	-1,8827	-2,6615	-3,2001
-1,20	0,1722	-0,7186	-1,3057	-1,8696	-2,6002	-3,1521
-1,00	0,1495	-0,7449	-1,3156	-1,8501	-2,5294	-3,0333
-0,80	0,1241	-0,7700	-1,3201	-1,8235	-2,4492	-2,9043
-0,60	0,0959	-0,7930	-1,3194	-1,7894	-2,3660	-2,7665
-0,40	0,0654	-0,8131	-1,3128	-1,7478	-2,2631	-2,6223
-0,20	0,0332	-0,8296	-1,3002	-1,5993	-2,1602	-2,4745
0,00	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
0,20	-0,0332	0,8296	1,3002	1,5993	2,1602	2,4745
0,40	-0,0654	0,8131	1,3128	1,7478	2,2631	2,6223
0,60	-0,0959	0,7930	1,3194	1,7894	2,3660	2,7665
0,80	-0,1241	0,7700	1,3201	1,8235	2,4492	2,9043
1,00	-0,1495	0,7449	1,3156	1,8501	2,5294	3,0333
1,20	-0,1722	0,7186	1,3057	1,8696	2,6002	3,1521
1,40	-0,1920	0,6920	1,2943	1,8827	2,6615	3,2001
1,60	-0,2092	0,6654	1,2792	1,8901	2,7138	3,3570
1,80	-0,2240	0,6395	1,2621	1,8928	2,7578	3,4433
2,00	-0,2366	0,6144	1,2437	1,8916	2,7943	3,5196

(Soewarno, 1995, Hidrologi)

• Distribusi Gumbel

Distribusi Gumbel umumnya digunakan untuk analisis data ekstrem, misalnya untuk analisis frekuensi banjir. Peluang kumulatif dari distribusi Gumbel adalah :

$$P(X) = e^{(-e)^{-A(X-B)}} \dots \dots \dots (3.14)$$

$$A = \frac{1,283}{\sigma} \dots\dots\dots (3.15)$$

$$B = \mu - 0,455\sigma \dots\dots\dots (3.16)$$

dimana :

P(X) : Peluang terjadinya X

X : Variabel acak kontinyu

e : 2,71828

μ : Nilai rata-rata dari variat X

σ : Deviasi standar dari X

(Soewarno, 1995, Hidrologi)

Persamaan garis lurus untuk distribusi Gumbel menggunakan persamaan empiris, sebagai berikut :

$$X = \bar{X} + \frac{S}{S_n}(Y - Y_n) \dots\dots\dots (3.17)$$

dimana :

X : Nilai variat yang diharapkan terjadi

\bar{X} : Nilai rata-rata hitung variat

Y : Nilai reduksi variat dari variabel yang diharapkan terjadi pada periode ulang tertentu (hubungan antara periode ulang T dengan Y dapat dilihat pada tabel 3.4), atau dapat dihitung dengan rumus :

$$Y = -\ln \left[-\ln \frac{T-1}{T} \right] \dots\dots\dots (3.18)$$

untuk $T \geq 20$, maka $Y = \ln T$

Y_n : Nilai rata-rata dari reduksi variat (mean of reduced variate) nilainya tergantung dari jumlah data (n) dan dapat dilihat pada tabel 3.5.

S_n : Deviasi standar dari reduksi variat (standard deviation of the reduced variat), nilainya tergantung dari jumlah data (n) dan dapat dilihat pada Tabel 3.6. (Soewarno, 1995, Hidrologi)

Tabel 3.4. Hubungan Periode Ulang (T) dengan Reduksi Variat dari Variabel (Y)

T	Y
2	0,3065
5	1,4999
10	2,2504
20	2,9702
50	3,9019
100	4,6001

(Soewarno, 1995, Hidrologi)

Tabel 3.5. Hubungan Reduksi Variat Rata-Rata (Y_n) dengan Jumlah Data (n)

n	Y_n	n	Y_n	n	Y_n	N	Y_n
10	0,4952	34	0,5396	58	0,5515	82	0,5572
11	0,4996	35	0,5402	59	0,5518	83	0,5574
12	0,5035	36	0,5410	60	0,5521	84	0,5576
13	0,5070	37	0,5418	61	0,5524	85	0,5578
14	0,5100	38	0,5424	62	0,5527	86	0,5580
15	0,5128	39	0,5430	63	0,5530	87	0,5581
16	0,5157	40	0,5439	64	0,5533	88	0,5583
17	0,5181	41	0,5442	65	0,5535	89	0,5585
18	0,5202	42	0,5448	66	0,5538	90	0,5586
19	0,5220	43	0,5453	67	0,5540	91	0,5587
20	0,5236	44	0,5458	68	0,5543	92	0,5589
21	0,5252	45	0,5463	69	0,5545	93	0,5591
22	0,5268	46	0,5468	70	0,5548	94	0,5592
23	0,5283	47	0,5473	71	0,5550	95	0,5593
24	0,5296	48	0,5477	72	0,5552	96	0,5595
25	0,5309	49	0,5481	73	0,5555	97	0,5596
26	0,5320	50	0,5485	74	0,5557	98	0,5598
27	0,5332	51	0,5489	75	0,5559	99	0,5599
28	0,5343	52	0,5493	76	0,5561	100	0,5600
29	0,5353	53	0,5497	77	0,5563	-	-
30	0,5362	54	0,5501	78	0,5565	-	-
31	0,5371	55	0,5504	79	0,5567	-	-
32	0,5380	56	0,5508	80	0,5569	-	-
33	0,5388	57	0,5511	81	0,5570	-	-

(Soewarno, 1995, Hidrologi)

Tabel 3.6. Hubungan antara Deviasi Standar (s_n) dengan Jumlah Data (n)

n	s_n	N	s_n	n	s_n	n	s_n
10	0,9496	33	1,1226	56	1,1696	79	1,1930
11	0,9676	34	1,1255	57	1,1708	80	1,1938
12	0,9833	35	1,1285	58	1,1721	81	1,1945
13	0,9971	36	1,1313	59	1,1734	82	1,1953
14	1,0095	37	1,1339	60	1,1747	83	1,1959
15	1,0206	38	1,1363	61	1,1759	84	1,1967
16	1,0316	39	1,1388	62	1,1770	85	1,1973
17	1,0411	40	1,1413	63	1,1782	86	1,1980
18	1,0493	41	1,1436	64	1,1793	87	1,1987
19	1,0565	42	1,1458	65	1,1803	88	1,1994
20	1,0628	43	1,1480	66	1,1814	89	1,2001
21	1,0696	44	1,1499	67	1,1824	90	1,2007
22	1,0754	45	1,1519	68	1,1834	91	1,2013
23	1,0811	46	1,1538	69	1,1844	92	1,2020
24	1,0864	47	1,1557	70	1,1854	93	1,2026
25	1,0915	48	1,1574	71	1,1863	94	1,2032
26	1,0961	49	1,1590	72	1,1873	95	1,2038
27	1,1004	50	1,1607	73	1,1881	96	1,2044
28	1,1047	51	1,1623	74	1,1890	97	1,2049
29	1,1086	52	1,1638	75	1,1898	98	1,2055
30	1,1124	53	1,1658	76	1,1906	99	1,2060
31	1,1159	54	1,1667	77	1,1915	100	1,2065
32	1,1193	55	1,1681	78	1,1923	-	-

(Soewarno, 1995, Hidrologi)

• **Distribusi Pearson Type III**

$$P(x) = \frac{1}{a\Gamma(b)} * \left[\frac{x-c}{a} \right]^{b-1} * e^{\left(\frac{x-c}{a} \right)} \dots \dots \dots (3.19)$$

dimana :

P(X) : Fungsi kerapatan peluang distribusi Pearson tipe III

X : Variabel acak kontinyu

a : Parameter skala

b : parameter bentuk

c : Parameter letak

$$\text{Fungsi } \Gamma(U) = \int_0^{\infty} e^{-x} x^{U-1} dx \dots \dots \dots (3.20)$$

$$\text{Untuk } U = 1, \text{ maka } \Gamma(1) = \int_0^{\infty} e^{-x} dx = 1 \dots \dots \dots (3.21)$$

Bila dilakukan transformasi : $\frac{X-C}{a} = W$ dan

$dX/a = dW$, maka :

Ke tiga parameter fungsi kerapatan (a, b, dan c) dapat ditentukan dengan metode momen, dengan cara menghitung nilai :

\bar{X} : Rata-rata

S : Deviasi standar

CS : Koefisien kemencengan

Sehingga :

$$a = \frac{CS \cdot S}{2} \dots\dots\dots (3.22)$$

$$b = \left(\frac{1}{CS} * 2 \right)^2 \dots\dots\dots (3.23)$$

$$c = \bar{X} - \frac{2S}{CS} \dots\dots\dots (3.24)$$

$$X_i = \bar{X} + k \cdot S \dots\dots\dots (3.25)$$

Persamaan (3.25) dapat digunakan untuk menentukan persamaan distribusi Pearson tipe III, dengan faktor k = faktor sifat dari distribusi Pearson tipe III yang merupakan fungsi dari besarnya CS yang dapat dilihat pada tabel 3.7.

(Soewarno, 1995, Hidrologi)

• **Distribusi Log Pearson Type III**

$$P(X) = \frac{1}{a\Gamma(b)} * \left[\frac{X-C}{a} \right]^{b-1} * e^{-\left(\frac{X-C}{a}\right)} \dots\dots\dots (3.26)$$

dimana :

P(X) : Peluang dari variat x

X : nilai variat x

a, b, c : parameter

Γ : Fungsi gamma

Prosedur untuk menentukan kurva distribusi Log Pearson tipe III, adalah :

- Tentukan logaritma dari semua nilai variat X .

- Hitung nilai rata-ratanya :

$$\overline{\log(X)} = \frac{\sum_{i=1}^n \log(X)}{n} \dots \dots \dots (3.27)$$

n : jumlah data

- Hitung standar deviasi dari logaritma X :

$$S \log(X) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\log(X) - \overline{\log(X)})^2}{n-1}} \dots \dots \dots (3.28)$$

- Hitung koefisien kemencengan *Skewness*

$$CS = \frac{\sum_{i=1}^n (\log(X) - \overline{\log(X)})^3}{(n-1)(n-2)(S \log(X))^3} \dots \dots \dots (3.29)$$

- Sehingga Didapatkan persamaan :

$$\log(X_i) = \overline{\log(X)} + k(S \log(X)) \dots \dots \dots (3.30)$$

Tabel 3.7. Nilai k Distribusi Pearson Type III dan Log Pearson Type III untuk Koefisien Kemencengan CS

Koef. Kemencengan (CS)	Periode Ulang (Tahun)							
	2	5	10	25	50	100	200	1000
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	1,284	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	3,990	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	3,525
0,2	-0,033	0,830	1,301	1,818	2,159	2,472	2,763	3,330
0,1	-0,017	0,836	1,292	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	1,716	2,000	2,252	2,482	2,950
-0,2	0,033	0,850	1,258	1,680	1,945	2,178	2,388	2,810
-0,3	0,050	0,853	1,245	1,643	1,890	2,104	2,294	2,675
-0,4	0,066	0,855	1,231	1,606	1,834	2,029	2,201	2,540
-0,5	0,083	0,856	1,216	1,567	1,777	1,955	2,108	2,400
-0,6	0,099	0,857	1,200	1,528	1,720	1,880	2,016	2,275
-0,7	0,116	0,857	1,183	1,488	1,663	1,806	1,926	2,150
-0,8	0,132	0,856	1,166	1,448	1,606	1,733	1,837	2,035
-0,9	0,148	0,854	1,147	1,407	1,549	1,660	1,749	1,910
-1,0	0,164	0,852	1,128	1,366	1,492	1,588	1,664	1,800
-1,2	0,195	0,844	1,086	1,282	1,379	1,449	1,501	1,625
-1,4	0,225	0,832	1,041	1,198	1,270	1,318	1,351	1,465
-1,6	0,254	0,817	0,995	1,116	1,166	1,197	1,216	1,280
-1,8	0,282	0,799	0,945	1,035	1,069	1,087	1,097	1,130
-2,0	0,307	0,777	0,895	0,959	0,980	0,990	0,995	1,000
-2,2	0,330	0,752	0,844	0,888	0,900	0,905	0,907	0,910
-2,5	0,360	0,711	0,771	0,793	0,798	0,799	0,800	0,802
-3,0	0,396	0,636	0,666	0,666	0,666	0,667	0,667	0,668

(Soewarno, 1995, Hidrologi)

Untuk menentukan distribusi yang tepat dalam menghitung curah hujan rencana dengan periode ulang t tahun, maka perlu diperhatikan syarat-syarat dalam tabel 3.8.

Tabel 3.8. Kriteria Pemilihan Distribusi

No.	Jenis Distribusi	Syarat
1.	Distribusi Normal	$C_s = 0, C_k = 3$
2.	Distribusi Log Normal	$C_s = 3 C_v, C_v = 0,6$
3.	Distribusi Gumbel	$C_s \leq 1,1396$ $C_k \leq 5,4002$
4.	Distribusi Pearson III	$C_s \neq 0, C_v = 0,3$
5.	Distribusi Log Pearson III	$C_s < 0, C_v = 0,3$

3.3.3. Uji Keselarasan Distribusi

Uji keselarasan dimaksudkan untuk menentukan persamaan distribusi peluang yang telah dipilih dapat mewakili distribusi statistik sampel data yang dianalisis. Ada dua jenis uji keselarasan, yaitu *Chi Square* dan *Smirnov Kolmogorof*. Pada tes ini yang diamati adalah nilai hasil perhitungan yang diharapkan.

- **Metode Chi Square**

Uji sebaran ini dimaksudkan untuk mengetahui distribusi-distribusi yang memenuhi syarat untuk dijadikan dasar dalam menentukan debit air rencana dengan periode ulang tertentu.

Metode *Chi Square* ini dapat dijelaskan sebagai berikut :

- Penggambaran distribusi curah hujan dilakukan untuk setiap metode distribusi.
- Penggambaran distribusi ini dilakukan untuk mengetahui beda antara frekuensi yang diharapkan (E_f) dengan frekuensi terbaca. Sebelum penggambaran, dihitung peluang (P) masing-masing curah hujan rata-rata dengan rumus :

$$P = \frac{m}{n+1} \dots \dots \dots (3.31)$$

dimana :

P : Peluang terjadinya curah hujan tertentu

m : Nomor ranking curah hujan

n : Jumlah data

- Setelah *plotting* data selesai maka dibuat garis yang memotong daerah rata-rata titik tersebut, nilai titik-titik merupakan nilai frekuensi yang terbaca (O_f), dan nilai pada garis adalah frekuensi yang diharapkan (E_f)
- Menentukan parameter uji *Chi Square* hasil *plotting* data dengan rumus :

$$X^2 = \sum_i^k \frac{(O_f - E_f)^2}{E_f} \dots \dots \dots (3.32)$$

dimana :

X^2 : Harga *Chi Square*

k : Jumlah data

O_f : Frekuensi yang dibaca pada kelas yang sama

E_f : Frekuensi yang diharapkan sesuai dengan pembagian kelasnya

- Menentukan parameter Uji *Chi Square* berdasarkan nilai derajat kepercayaan sebesar 0,95% atau 95% ($\alpha = 0,05$ atau 5%) dan derajat kebebasan (dk) di mana :

$$dk = K - (p+1) \dots\dots\dots(3.33)$$

dimana :

K : Jumlah data

P : Probabilitas

Untuk lebih jelasnya dapat dilihat pada tabel 3.9.

(Suripin, Dr, Ir, M.Eng., 2004, "Sistem Drainase Perkotaan Yang Berkelanjutan")

Tabel 3.9. Nilai Kritis untuk Distribusi *Chi Square* (Uji Satu Sisi)

dk	derajat kepercayaan							
	0,995	0,99	0,975	0,95	0,05	0,025	0,01	0,005
1	0,0000393	0,000157	0,000982	0,00393	3,841	5,024	6,635	7,879
2	0,0100	0,0201	0,0506	0,103	5,991	7,378	9,210	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	21,955
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	22,362	24,736	27,688	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	27,488	30,578	32,801
16	5,142	5,812	6,908	7,962	26,296	28,845	32,000	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	9,390	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	8,260	9,591	10,851	31,410	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	41,980	45,558
25	10,520	11,524	13,120	14,611	37,652	40,646	44,134	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	43,773	46,979	50,892	53,672

(Bonnier, 1980)

- **Metode Smirnov Kolmogorof**

Dikenal dengan uji kecocokan *non parametric* karena pengujiannya tidak menggunakan fungsi distribusi tertentu. Prosedurnya sebagai berikut :

- Urutkan data dari besar ke kecil atau sebaliknya dan tentukan peluangnya dari masing-masing data tersebut.
- Tentukan nilai variabel reduksi $\{f(t)\}$.

$$f(t) = \frac{(X - \bar{X})}{S} \dots \dots \dots (3.34)$$

- Tentukan peluang teoritis $\{P'(Xi)\}$ dari nilai $f(t)$ dengan tabel.
- Dari kedua nilai peluang tersebut tentukan selisih antara pengamatan dan peluang teoritis.

$$D \text{ maks} = \text{Maks} \{P(Xi) - P'(Xi)\} \dots \dots (3.35)$$

- Berdasarkan tabel nilai kritis *Smirnov Kolmogorof* tentukan harga D_0 . Lihat tabel 3.10 dan 3.11.

(Suripin, Dr, Ir, M.Eng., 2004, "Sistem Drainase Perkotaan Yang Berkelanjutan")

Tabel 3.10. Wilayah Luas di bawah Kurva Normal
Uji *Smirnov Kolmogorov* untuk $\alpha=0,05$

	$\alpha=0,05$	t	$\alpha=0,05$	t	$\alpha=0,05$	t	$\alpha=0,05$
-3,4	0,0003	-1,4	0,0735	0,5	0,7088	2,5	0,9946
-3,3	0,0004	-1,3	0,0885	0,6	0,7422	2,6	0,9960
-3,2	0,0006	-1,2	0,1056	0,7	0,7734	2,7	0,9970
-3,1	0,0008	-1,1	0,1251	0,8	0,8023	2,8	0,9978
-3,0	0,0011	-1,0	0,1469	0,9	0,8289	2,9	0,9984
-2,9	0,0016	-0,9	0,1711	1,0	0,8591	3,0	0,9989
-2,8	0,0022	-0,8	0,1977	1,1	0,8749	3,1	0,9992
-2,7	0,0030	-0,7	0,2266	1,2	0,8944	3,2	0,9994
-2,6	0,0040	-0,6	0,2578	1,3	0,9115	3,3	0,9996
-2,5	0,0054	-0,5	0,2912	1,4	0,9265	3,4	0,9997
-2,4	0,0071	-0,4	0,3264	1,5	0,9394		
-2,3	0,0094	-0,3	0,3632	1,6	0,9505		
-2,2	0,0122	-0,2	0,4013	1,7	0,959		
-2,1	0,0158	-0,1	0,4404	1,8	0,9678		

Tabel 3.11. Nilai Kritis (Do) *Smirnov Kolmogorov*

N	α			
	0,2	0,1	0,05	0,01
5	0,45	0,51	0,546	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	0,20	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	1,07/n	1,22/n	1.36/n	1,63/n

(Suripin, Dr, Ir, M. Eng., 2004, "Sistem Drainase Perkotaan Yang Berkelanjutan")

3.3.4. Perhitungan Intensitas Curah Hujan

Curah hujan dalam jangka pendek dinyatakan dalam intensitas per jam yang disebut dengan intensitas curah hujan. Hujan dalam intensitas yang besar umumnya terjadi dalam waktu yang pendek. Hubungan intensitas hujan dengan waktu hujan banyak dirumuskan, yang pada umumnya tergantung pada parameter setempat.

Intensitas curah hujan rata-rata digunakan sebagai parameter perhitungan debit.

Rumus intensitas curah hujan yang sering digunakan, sebagai berikut :

• **Rumus Dr. Mononobe**

$$I = \left(\frac{R_{24}}{24} \right) * \left(\frac{24}{t} \right)^{2/3} \dots\dots\dots (3.36)$$

dimana :

I : Intensitas curah hujan (mm/jam)

t : Lamanya curah hujan (jam)

R₂₄ : Curah hujan maksimum dalam 24 jam (mm)
(CD. Soemarto, 1993, Hidrologi Teknik)

3.3.5. Perhitungan Debit Rencana

Untuk mencari debit rencana digunakan beberapa metode diantaranya hubungan empiris antara curah hujan dengan limpasan. Metode ini paling banyak dikembangkan sehingga didapat beberapa persamaan, antara lain :

• **Metode Rasional (Luas DAS ≤ 300 ha)**

$$S = \left(\frac{H}{L} \right) \dots\dots\dots (3.37)$$

$$tc = 0,0195 * H^{0,77} * S^{-0,385} \dots\dots\dots (3.38)$$

$$I = \frac{R}{24} * \left(\frac{24}{tc} \right)^{\frac{2}{3}} \dots\dots\dots (3.39)$$

$$Q = \frac{C * I * A}{3,6} \dots\dots\dots (3.40)$$

dimana :

Q : Debit air periode ulang tertentu
(m³/detik)

C : Koefisien Aliran

I : Intensitas hujan (mm/jam)
 A : Luas daerah Aliran sungai (km²)
 Tc : Waktu konsentrasi (jam)
 R : Hujan harian (mm)
 L : Panjang sungai utama
 V : Kecepatan perjalanan banjir
 H : Beda tinggi antara titik tertinggi DAS
 dan titik peninjauan.

(Ir. Suyono Sosrodarsono, Hidrologi Untuk Pengairan)

Koefisien Aliran (C) tergantung dari beberapa faktor, antara lain : jenis tanah, kemiringan, luas dan bentuk Aliran sungai. Sedangkan besarnya nilai koefisien Aliran dapat dihitung dengan rumus :

$$C_{gab} = \frac{\sum_{i=1}^n A_i C_i}{\sum_{i=1}^n A_i} \dots\dots\dots (3.41)$$

dimana :

Ai : Prosentase (%) luasan lahan

Ci : Koefisien aliran dari masing-masing tata guna lahan

Tabel 3.12. Koefisien Aliran

Kondisi Daerah Aliran	Koefisien Aliran (C)
- Rerumputan	0,05 - 0,35
- Bisnis	0,50 - 0,95
- Perumahan	0,25 - 0,75
- Industri	0,50 - 0,90
- Pertamanan	0,10 - 0,25
- Tempat bermain	0,20 - 0,35
- Daerah pegunungan berlereng terjal	0,75 - 0,90
- Daerah perbukitan	0,70 - 0,80
- Tanah bergelombang dan bersemak-semak	0,50 - 0,75
- Tanah dataran yang digarap	0,45 - 0,65
- Persawahan irigasi	0,70 - 0,80
- Sungai di daerah pegunungan	0,75 - 0,85
- Sungai kecil di dataran	0,45 - 0,75
- Sungai yang besar dengan wilayah Aliran lebih dari seperduanya terdiri dari dataran	0,50 - 0,75

(Ir.Joesron Loebis, M.Eng, Banjir Rencana Untuk Bangunan Air)

3.4. EROSI

Erosi adalah peristiwa pindahnya tanah dari suatu tempat ke tempat lain oleh media alami, yaitu air dan angin (Arsyad, 1979). Didaerah beriklim basah seperti Indonesia erosi air adalah yang paling membahayakan lahan-lahan pertanian.

Berdasarkan proses terjadinya erosi dibagi dalam dua tipe, yaitu erosi geologi dan erosi dipercepat (Schawb, 1966). Erosi alami atau erosi geologi adalah erosi dimana proses pengangkutan masih seimbang dengan proses

pembentukan tanah, yang masih mengikuti prinsip keseimbangan alami. Sedangkan erosi dipercepat adalah erosi akibat pengangkutan/perusakan tanah akibat kegiatan manusia yang tidak lagi mengikuti keseimbangan pembentukan tanah secara alami.

Menurut Baver faktor-faktor yang mempengaruhi erosi antara lain adalah faktor iklim (I), tanah (t), topografi (s), vegetasi (v), manusia (m), yang dapat ditulis menurut persamaan deskriptif sebagai berikut :

$$E = f(i, t, s, v, m) \dots \dots \dots (3.42)$$

3.4.1. Iklim

Faktor iklim mempengaruhi terjadinya erosi adalah hujan, suhu udara, dan kecepatan angin. Kelembaban dan besarnya curah hujan menentukan kekuatan dispersi hujan terhadap tanah. Jumlah curah hujan rata-rata yang tinggi tidak selalu menyebabkan erosi jika kelebatannya rendah, demikian juga kalau kelebatannya tinggi terjadi dalam waktu yang singkat tidak menyebabkan erosi. Curah hujan yang tinggi dan kelembatan yang tinggi akan mengakibatkan erosi yang besar.

Kemampuan hujan dalam menghancurkan agregat tanah ditentukan energi kinetiknya. Energi kinetik ini dapat dihitung dengan menggunakan persamaan 3.42 (Hudson, 1976, Kohnke dan Bertrand, 1959) :

$$Ek = \frac{1}{2}mv^2 \dots\dots\dots(3.43)$$

dimana :

Ek : Energi kinetik hujan

m : massa butiran hujan

v : kecepatan jatuh butir hujan

selanjutnya besarnya energi kinetik secara kuantitatif dihitung berdasarkan persamaan yang ditemukan oleh Wischmeir (1959) yaitu:

$$E = 210 + \log I \dots\dots\dots(3.43)$$

dimana :

E : energi kinetik hujan dalam ton/ha/cm

I : intensitas hujan (cm/jam)

selanjutnya Weischmeir (1959) mengusulkan penggunaan EI_{30} sebagai indek erosivitas hujan.

3.4.2. Tanah

Interaksi sifat fisik dan kimia tanah menentukan kepekaan tanah terhadap terjadinya erosi. Sifat-sifat tanah yang mempengaruhi kepekaan erosi adalah tekstur, struktur, kandungan bahan organik, kedalaman tanah, sifat lapisan bawah dan tingkat kesuburan tanah. Sedangkan kandungan bahan organik berpengaruh terhadap stabilitas struktur tanah (Arsyad, 1979).

Tanah dengan kandungan debu tinggi, liat rendah dan bahan organik sedikit mempunyai kepekaan erosi yang tinggi.

Kepekaan erosi yang tinggi ini disebut erodibilitas tanah (K) yaitu mudah tidaknya tanah tererosi. Semakin tinggi nilai erodibilitas tanah semakin mudah tanah itu tererosi atau sebaliknya.

Faktor kepekaan erosi tanah didefinisikan sebagai laju erosi per satuan indeks erosivitas untuk suatu tanah dalam keadaan standart. Tanah dalam keadaan standart adalah tanah yang terbuka tidak ada vegetasi sama sekali pada lereng 9% dengan bentuk lereng yang seragam dan panjang lereng 22,13m. Nilai ini ditandai dengan huruf K dinyatakan dengan persamaan 3.45 :

$$K = \frac{E}{E_{30}} \dots \dots \dots (3.45)$$

dimana :

K : nilai kepekaan erosi suatu tanah

E : erosi pada keadaan standart

E_{30} : indeks erosivitas hujan

3.4.3. Topografi

Kemiringan dan panjang lereng adalah dua unsur topografi yang paling berpengaruh terhadap limpasan permukaan dan erosi (Arsyad,1979, Weischmeier,1978). Panjang lereng adalah jarak titik limpasan permukaan sampai titik dimana terdapat pengurangan kemiringan (terjadi endapan) sehingga kecepatan aliran sangat berkurang. Kemiringan lereng adalah sudut antara

perbedaan tinggi dua buah titik (vertikal) dibagi dua beda jarak (horisontal). Kemiringan lereng dinyatakan dalam derajat atau persen.

Faktor panjang lereng dan kemiringan lereng disebut kesatuan faktor topografi (LS). Faktor LS dihitung berdasarkan kehilangan tanah dari kemiringan lereng 9% (S) dan panjang lereng 22,13m (L). Sudah dikonversikan kedalam satuan matrik, maka persamaan yang dikemukakan oleh Wischmeier dan Smith (1978) adalah sebagai berikut :

$$LS = \frac{\sqrt{L}}{22,13} (0,065 + 0,045S + 0,00065S^2) \dots\dots (3.46)$$

dimana :

- LS : faktor topografi
- L : panjang lereng (m)
- S : kemiringan lereng (%)

3.4.4. Vegetasi

Vegetasi mengintersepsi curah hujan yang jatuh pada daun, batang yang akan mengurangi kecepatan jatuh serta memecah butiran hujan menjadi lebih kecil. Curah hujan yang mengenai daun akan menguap kembali ke udara dan inilah yang disebut kehilangan intersepsi tanaman (Weirsum. 1979).

Demikian juga menurut Kohnke dan Bertrand (1959) bahwa vegetasi mengurangi pukulan butir-butir hujan pada permukaan tanah, tanaman juga berpengaruh dalam

menurunkan kecepatan limpasan permukaan dan mengurangi kandungan air melalui transpirasi. Berkurangnya kandungan air tanah menyebabkan tanah mampu mengabsorpsi air lebih banyak sehingga jumlah limpasan permukaan berkurang.

3.4.5. Manusia

Manusia merupakan faktor penentu bagi terjadinya erosi, karena manusia dapat mengatur keseimbangan faktor-faktor lain. Dengan cara pengelolaan dan penggunaan tanah yang disesuaikan dengan tindakan pengawetan tanah, erosi dapat dikurangi.

Namun demikian dari manusia itu sendiri banyak faktor yang menyebabkan manusia mempergunakan tanahnya secara bijaksana atau sebaliknya (Arsyad, 1979). Faktor-faktor itu antara lain :

1. Luas tanah pertanian yang diusahakan.
2. Tingkat pengetahuan dan penguasaan teknologi.
3. Harga hasil usaha tani di pasar.
4. Perpajakan dan ikatan hutang.
5. Infra struktur dan fasilitas kesejahteraan.

Dengan mengetahui faktor-faktor diatas, kiranya pihak pemerintah atau yang berwenang akan lebih mudah untuk mengatasi masalah keseimbanganalami ini.

3.4.6. Limpasan Permukaan

Limpasan permukaan adalah bagian dari hujan yang tidak diabsorpsi oleh tanah dan tidak mengumpul di permukaan, tetapi melimpas kebawah melalui permukaan tetapi dan akhirnya mengumpul di sungai atau saluran. Limpasan ini baru terjadi bila kelembatan hujan melampaui batas presapan (infiltrasi), namun tidak terjadi dengan segera mungkin (Tajang, 1980).

Limpasan permukaan mempunyai jumlah laju, kecepatan dan gejolak yang menentukan kemampuannya untuk menimbulkan erosi. Hal ini karena limpasan permukaan juga mengangkut bagian-bagian dari tanah. Faktor-faktor yang mempengaruhi limpasan permukaan adalah :

1. Curah hujan.
2. Tanah.
3. Luas daerah aliran.
4. Teknis tanaman dan jenis pengolahan tanah.

Sebelum menetapkan besarnya erosi yang mungkin terjadipada suatu daerah, perlu ditetapkan besarnya erosi yang masih dapat di toleransikan untuk tanah tersebut, karena tidaklah mungkin menurunkan erosi menjadi nol pada tanah-tanah pertanian terutama pada tempat yang berlereng (Tejoyuwono, 1980). Erosi di toleransi adalah kerugian kesuburan tanah maximum yang masih dapat diimbangi oleh usaha-

usaha pengawetan dan pelestarian kesuburan tanah, tanpa menutup kemungkinan untuk memperoleh pendapatan bersih yang memadai.

Untuk menentukan tindakan konservasi tanah yang efektif digunakan nilai pendugaan erosi. Salah satu metode pendugaan erosi yang dikembangkan oleh bagian konservasi tanah USDA adalah yang diberikan Wischmeier. Tabel besarnya erosi yang masih dapat ditoleransikan (Thomson, 1957 dalam Suwardjo dan Sukmono, 1975).

Tabel 3.13. Besarnya erosi berdasarkan sifat tanahnya

Sifat tanah dan substrata	Besarnya erosi yang masih ditoleransikan (ton/ha/th)
Tanah dangkal diatas batuan keras	1,13
Tanah dalam diatas batuan keras	2,24
Tanah yang lapisan dibawahnya (sub soil) yang padat terletak diatas substrata yang tidak keras	4,48
Tanah dengan lapisan bawah yang permeabilitasnya lambat diatas substrata yang tidak keras	8,97
Tanah dengan lapisan bawah yang agak permeabel diatas substrata yang tidak keras	11,21
Tanah yang lapisan bawahnya permeabel lambat diatas substrata yang tidak keras	13,45

(Konservasi Tanah dan Air , Suripin 2001)

3.5. UNIVERSAL SOIL LOSS EQUATION (USLE)

Ada beberapa metode untuk memprediksi adanya erosi dan YIL sedimen dari DTA, yang tidak dapat digunakan untuk memprediksi adanya erosi lahan yang terjadi. Menurut penelitian para ahli tanah, pembentukan lapisan atas tanah setebal 2,5 cm atau kira-kira 300 ton/ha (*bulk density* 1,2 ton/m³) pada kondisi alamiah akan memakan waktu 300 tahun (Bannet , 1939, Hudson, 1976). Tetapi waktu tersebut dapat diperpendek menjadi 30 tahun saja apabila dilakukan pengolahan tanah dengan baik. Sehingga secara umum dianggap bahwa apabila besarnya erosi untuk lahan pertanian khususnya masih lebih kecil dari 10 ton/ha/th, maka erosi masih dapat dibiarkan, selama pengelolaan tanah dan penambahan bahan organik terus dilakukan.

Salah satu persamaan yang pertama kali dikembangkan untuk mempelajari erosi lahan adalah persamaan Musgrave yang selanjutnya berkembang menjadi persamaan yang disebut dengan *Universal Soil Loss Equation (USLE)*. USLE memungkinkan perencana memprediksi laju erosi lahan tertentu pada suatu kemiringan dengan pola hujan tertentu untuk setiap jenis tanah dan penerapan pengolahan tanah (tindakan konservasi lahan).

Parameter fisik dan pengelolaan yang digunakan dikelompokkan menjadi lima variabel utama yang nilainya untuk setiap tempat dapat dinyatakan secara numeris. Kombinasi lima

variabel ini dikenal dengan sebutan USLE adalah sebagai berikut :

$$E_a = R.K.LS.C.P \dots\dots\dots(3.47)$$

dimana :

E_a : Banyaknya tanah erosi per satuan luas per satuan waktu yang dinyatakan sesuai dengan satuan K dan periode R yang dipilih, dalam praktek dipilih satuan ton/ha/tahun

R : Faktor erosivitas hujan dan aliran permukaan

K : Faktor erodibilitas tanah

LS : Faktor panjang kemiringan lereng,

C : Faktor tanaman penutup lahan

P : Faktor konservasi praktisi

3.5.1 Faktor Erosivitas (R)

Pada metode USLE, prakiraan besarnya erosi dalam kurun waktu per tahun (tahunan), dengan demikian angka rata-rata faktor R dihitung dari data curah hujan tahunan sebanyak mungkin dengan menggunakan persamaan :

$$R = \sum_{i=1}^n EI_{30} / 100X \dots\dots\dots(3.48)$$

dimana :

R : erosivitas hujan rata-rata tahunan

N : jumlah kejadian hujan dalam kurun waktu 1 tahun

X : jumlah tahun atau musim hujan yang digunakan

Besarnya EI proposional dengan curah hujan total untuk kejadian hujan dikalikan dengan intensitas hujan maksimum 30 menit.

Sementara, Bowles (1978) dalam Asdak (2002), dengan menggunakan data curah hujan bulanan di 47 stasiun penakar hujan di Pulau Jawa yang dikumpulkan selama 38 tahun menentukan bahwa besarnya erosivitas hujan tahunan rata-rata adalah sebagai berikut :

$$EI_{30} = 6,12(RAIN)^{1,21}(DAYS)^{-0,47}(MAXP)^{0,53} \dots\dots\dots(3.49)$$

dimana :

EI_{30} : erosivitas hujan rata-rata tahunan

RAIN : curah hujan rata-rata tahunan (cm)

DAYS : jumlah hari hujan rata-rata per tahun (hari)

MAXP : curah hujan maximum rata-rata dalam 24 jam per bulan untuk kurun waktu satu tahun (cm)

Cara menentukan besarnya indeks erosivitas hujan yang lain adalah dengan menggunakan metode matematis yang dikembangkan oleh Utomo dan Mahmud berdasarkan hubungan antara R dengan besarnya hujan tahunan. Rumus yang digunakan adalah :

$$R = 237,4 + 2,61 P \dots\dots\dots(3.74)$$

dimana :

R = EI_{30} (erosivitas hujan rata-rata tahunan) (N/h)

P = Besarnya curah hujan tahunan (cm)

Cara menentukan besarnya indeks erosivitas hujan yang terakhir ini lebih sederhana karena hanya memanfaatkan data curah hujan bulanan.

3.5.2 Faktor Erodibilitas (K)

Faktor erodibilitas tanah (K) menunjukkan resistensi partikel tanah terhadap pengelupasan dan transportasi partikel-partikel tanah tersebut oleh adanya energi kinetik air hujan. Meskipun besarnya resistensi tersebut diatas akan tergantung pada topografi, kemiringan lereng, besarnya gangguan oleh manusia, dan karakteristik tanah.

Wischmeier bersama kelompoknya telah mengembangkan dasar-dasar untuk mencantumkan aspek erodibilitas yang digunakan untuk perencanaan tata guna tanah yang aman, meskipun beberapa parameternya tidak dapat diberlakukan secara universal begitu saja (misalnya dalam penentuan EI30, yaitu intensitas hujan maksimum selamo periode 30 menit dalam daerah iklim dingin dan tropik sangat berbeda). Persaman yang menghubungkan karakteristik tanah dengan tingkat erodibilitas tanah adalah :

$$K = \left\{ 2,713 \cdot 10^{-4} (12 - O) M^{1,14} + 3,25(S - 2) + 2,5 \frac{(P - 3)}{100} \right\} \cdot (3.50)$$

dimana :

- K : erodibilitas tanah
 O : persen unsur organik
 S : kode klasifikasi struktur tanah
 (granular, platy, massive)
 P : permeabilitas tanah
 M : prosentase ukuran partikel

Tabel 3.14 Nilai M untuk beberapa kelas tekstur tanah

Kelas tekstur tanah	Nilai M	Kelas tekstur tanah	Nilai M
Lempung berat	210	Pasir	3035
Lempung sedang	750	Pasir geluhan	1245
Lempung pasir	1213	Geluh berlempung	3770
Lempung ringan	1685	Geluh pasir	4005
Geluh lempung	2160	Geluh	4390
Pasir lempung debuan	2830	Geluh debuan	6330
Geluh lempungan	2830	Debu	8245
Campuran merata	4000		

(RLKT DAS Citarum, 1987, dalam Asdak, 2002)

Tabel 3.15. Kode Struktur Tanah

Kelas struktur tanah	Kode (S)
Granuler sangat halus (<1mm)	1
Granuler halus	2
Granuler sedang sampai kasar (2 sampai 10mm)	3
Berbentuk blok, blocky, platm masif	4

Faktor K juga bisa didapat dari tabel jenis tanah yang dikeluarkan Dinas RLKT, Departemen Kehutanan, diberikan pada Tabel 3.16

Tabel 3.16. Jenis Tanah dan Nilai Erodibilitas (K)

No	Jenis Tanah	Faktor K
1	Latosol coklat kemerahan dan litosol	0,43
2	Latosol kuning kemerahan dan litosol	0,36
3	Komplek mediteran dan litosol	0,46
4	Latosol kuning	0,56
5	Grumosol	0,20
6	Aluvial	0,47

3.5.3 Faktor Panjang Kemiringan Lereng (LS)

Pada prakteknya, variabel S dan L dapat disatukan, karena erosi akan bertambah besar dengan bertambahnya kemiringan permukaan medan dan bertambah panjangnya kemiringan.

Faktor panjang lereng (L) didefinisikan secara matematik sebagai berikut (Schwab et al, 1981 dalam Asdak, 2002) :

$$L = \left(\frac{l}{22,1} \right)^m \dots \dots \dots (3.51)$$

dimana :

l : panjang kemiringan lereng (m)

m : angka exponen yang dipengaruhi oleh interaksi antara panjang lereng, kemiringan lereng, tanah dan vegetasi. Angka exponen tersebut bervariasi 0,3 untuk lereng yang panjang dan kemiringan lereng < 5%,

0,6 untuk lereng lebih pendek dengan kemiringan lereng >10%. Angka eksponen yang umumnya dipakai adalah 0,5.

Faktor kemiringan lereng (S) didefinisikan secara matematis sebagai berikut :

$$S = \frac{(0,43 + 0,030s + 0,04s^2)}{6,61} \dots\dots\dots (3.52)$$

dimana :

S : kemiringan lereng aktual (%)

Sering kali dalam prakiraan erosi menggunakan persamaan USLE komponen panjang dan kemiringan lereng (L dan S) diintegrasikan menjadi faktor LS dan dapat dihitung dengan persamaan 3.78 :

$$LS = \sqrt{L}(0,00138S^2 + 0,00965S + 0,0138) \dots\dots (3.53)$$

dimana :

L : panjang lereng (m)

S : kemiringan lereng (%)

Rumus diatas diperoleh dari percobaan dengan menggunakan plot erosi pada lereng 3 - 18%, sehingga kurang memadai untuk topografi terjal. Untuk lahan berlereng terjal disarankan menggunakan persamaan 3.79 (Foster and Wischmeier, 1973 dalam Asdak, 2002) :

$$LS = \left(\frac{l}{22}\right)^m C(\cos \alpha)^{1,50} \left[0,5(\sin \alpha)^{1,25} + (\sin \alpha)^{2,25}\right] \dots\dots (3.54)$$

dimana :

m : 0,5 untuk lereng 5% atau lebih, 0,4
untuk lereng 3,5-4,9%, 0,3 untuk
lereng 3,5%

C : 34,71

α : sudut lereng

l : panjang lereng (m)

Faktor LS juga bisa ditentukan berdasar kelas lereng, didapat dari tabel yang dikeluarkan Departemen Kehutanan, diberikan pada tabel 3.17.

Tabel 3.17. Penilaian Kelas Lereng dan Faktor LS

Kelas lereng	Kemiringan lereng (%)	Faktor LS
I	0-8	0,4
II	8-15	1,4
III	15-25	3,1
IV	25-40	6,8
V	>40	9,5

3.5.4 Faktor Penutup Lahan (C)

Faktor C merupakan faktor yang menunjukkan keseluruhan pengaruh dari vegetasi, kondisi permukaan tanah, dan pengelolaan lahan terhadap besarnya tanah yang hilang (erosi). Adapun bentuk matematis dari perhitungan C gabungan:

$$C_{gab} = \frac{\sum_{i=1}^n A_i C_i}{\sum_{i=1}^n A_i} \dots \dots \dots (3.55)$$

Tabel 3.18. Nilai C untuk jenis dan pengelolaan tanaman

Jenis tanaman/tata guna lahan	Nilai C
Tanaman rumput	0,290
Tanaman kacang jogo	0,161
Tanaman gandum	0,242
Tanaman ubi kayu	0,363
Tanaman kedelai	0,399
Tanaman serai wangi	0,434
Tanaman padi lahan kering	0,560
Tanaman padi lahan basah	0,010
Tanaman jagung	0,637
Tanaman jahe, cabe	0,900
Tanaman kentang ditanam searah lereng	1,000
Tanaman kentang ditanam searah kontur	0,350
Pola tanam tumpang gilir + mulsa jerami (6 ton/ha/th)	0,079
Pola tanam berurutan + mulsa sisa tanam	0,347
Pola tanam berurutan	0,398
Pola tanam tumpang gilir + mulsa sisa tanaman	0,357
Kebun campuran	0,200
Ladang berpindah	0,400
Tanah kosong diolah	1,000
Tanah kosong tidak diolah	0,950
Hutan tidak terganggu	0,001
Semak tidak terganggu	0,010
Alang-alang permanen	0,020
Alang-alang dibakar	0,700
Sengon disertai semak	0,012
Sengon tidak disertai semak dan tanpa seresah	1,000
Pohon tanpa semak	0,320

(Abdurachman, 1984 dalam Asdak, 2002)

3.5.5 Faktor Konservasi Praktis (P)

Pengaruh aktivitas pengelolaan dan konservasi tanah (P) terhadap besarnya erosi dianggap berbeda dari pengaruh yang ditimbulkan oleh aktivitas pengelolaan tanaman (C).

Tabel 3.19. Faktor pengelolaan dan konservasi tanah

Teknik konservasi tanah	Nilai P
Teras bangku :	
a. Baik	0,20
b. Jelek	0,35
Teras bangku : jagung - ubi kayu / kedelai	0,06
Teras bangku : sorghum - sorghum	0,02
Teras tradisional	0,40
Teras gulud : padi - jagung	0,01
Teras gulud : ketela pohon	0,06
Teras gulud : jagung - kacang + mulsa sisa tanaman	0,01
Teras gulud : kacang kedelai	0,11
Tanaman dalam kontur	
a. Kemiringan 0 - 8%	0,50
b. Kemiringan 9 - 20%	0,75
c. Kemiringan > 20%	0,90
Tanaman dalam jalur-jalur : jagung - kacang tanah + mulsa	0,05
Mulsa limbah jerami	
a. 6 ton/ha/th	0,30
b. 3 ton/ha/th	0,50
c. 1 ton/ha/th	0,80
Tanaman perkebunan	
a. Disertai penutup tanah rapat	0,10
b. Disertai penutup tanah sedang	0,50
Padang rumput	
a. Baik	0,04
b. Jelek	0,40

(Abdurachman, 1984 dalam Asdak, 2002)

3.5.6 Keterkaitan Tata guna Lahan dan Teori USLE

Dari pembahasan variabel USLE , tampak bahwa terjadi keterkaitan antara tata guna lahan yang ada disuatu wilayah dengan nilai erosi yang mungkin terjadi. Semakin besar kelandaian suatu wilayah, maka akan mempengaruhi nilai LS. Begitu pula dengan variabel lainnya yaitu faktor penutup lahan (C) dan konservasi praktis (P), juga akan mengalami perubahan seiring dengan perubahan tata guna lahan yang terjadi.

3.6. Tata Guna Lahan

3.6.1 Pengertian Umum

Tata guna tanah (*land use*) menurut Jayadinata J.T. (1999) adalah pengaturan penggunaan tanah. Dalam tata guna tanah diperhitungkan faktor geografi budaya dan faktor geografi alam serta relasi antara manusia dan alam yang berupa kegiatan sosial dan ekonomi.

Secara umum menurut Jayadinata, tata guna tanah di Indonesia berdasarkan jenis wilayahnya dibedakan menjadi 2 jenis, yaitu tata guna tanah wilayah pedesaan dan tata guna tanah wilayah perkotaan. Penggunaan tanah didesa maupun dikota tidak lepas dari kegiatan manusia yang terjadi didalamnya. Dalam kaitannya dengan kegiatan sosial penggunaan tanah didesa maupun dikota secara

umum sama yaitu tempat pendidikan , peribadatan, kesehatan, rekreasi, olahraga dan sebagainya.

Sedangkan dalam kegiatan ekonomi, penggunaan tanah yang terjadi didesa memiliki perbedaan dengan dikota. Penggunaan tanah pada wilayah pedesaan terdiri dari pertanian primitif, pertanian maju, kehutanan, perikanan, dan peternakan. Sedangkan wilayah perkotaan terdiri dari industri, jasa, sektor informal.

Jenis tata guna tanah kawasan perkotaan juga dilihat dari bentuk dan fungsi dari kota itu sendiri. Secara umum terdapat beberapa jenis penggunaan tanah pada perkotaan berdasarkan standart baku lokasi yaitu perumahan dan pemukiman, industri, pendidikan, ruang terbuka, dan tanah yang tidak/belum terpakai.

3.6.2 Perubahan Tata Guna Lahan

Pertumbuhan suatu wilayah baik pedesaan maupun perkotaan adalah suatu hal yang tidak bisa dihindari. Seiring dengan adanya desentralisasi dimana peran daerah sangat besar, perkembangan suatu daerah akan bergantung pada kemampuan daerah itu sendiri dalam memanfaatkan potensi yang dimiliki. Dengan demikian, pemerintah daerah perlu menyusun kebijakan pembangunan yang dapat mendorong perkembangan kearah yang lebih baik. Maka dari itu perlu ditinjau dan

disusun kembali penataan ruang kota, yang diwujudkan dalam bentuk Rencana Detail Tata Ruang Kota (RDTRK). Untuk lokasi studi terletak pada Bagian Wilayah Kota VII (Kecamatan Banyumanik) dan pada sub blok 1.1 (Kelurahan Tinjomoyo).