

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

2.1 TINJAUAN UMUM

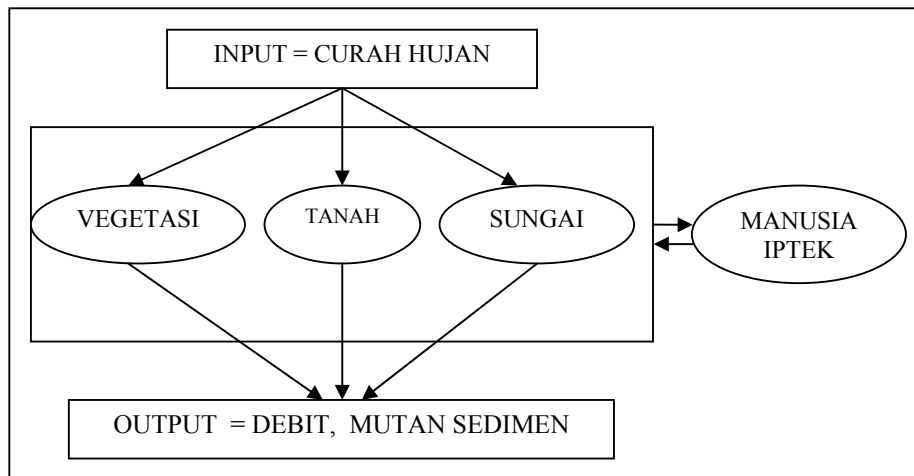
Daerah Aliran Sungai yang merupakan lahan Total dan permukaan air yang dibatasi oleh suatu batas-air topografi dan yang dengan salah satu cara memberikan sumbangan terhadap debit suatu sungai pada suatu irisan melintang tertentu. Faktor-faktor berikut (Seyhan,1976c dan1977b) :

1. Faktor Iklim
2. Faktor Tanah
 - a. Topografi
 - b. Tanah
 - c. Geologi
 - d. Geomorfologi dan
3. Tata guna Lahan

membentuk subsistem dan bertindak sebagai operator didalam mengubah urutan waktu terjadinya presipitasi secara alami (P), menjadi urutan waktu limpasan (Q) yang dihasilkannya. Keragaman dalam keluaran Limpasan dalam hal ini tergantung pada saling-tindak diantara subsistem-subsistem ini. Tentu saja, suatu sistem secara *kuantitatif* diberi batasan dengan komponen-komponen atau peubah-peubah seperti persentase lahan hutan, persentase lahan rumput, persentase lahan yang diusahakan dan lain-lain.

Semua peubah tersebut yang bertindak saling berhubungan satu sama lain mengendalikan kerja subsistem tersebut dan akhirnya kenampakan akhir dari presipitasi (masukan) sebagai limpasan(keluaran) setelah melewati beberapa tahapan. Tanggapan suatu daerah aliran sungai tidak hanya merupakan limpasan saja, melainkan juga erosi dan pengangkutan bahan-bahan kimia. Tiga tanggapan ini juga bersaling-tindakantara mereka sendiri di dalam mengendalikan perubahan-perubahan dalam daerah aliran sungai. Model-model digunakan sebagai penerapan teknik-teknik perhitungan terhadap analisis sistem. Model tersebut dapat bersifat fisik, analog, matematik maupun statistik.

Konservasi sungai dapat diartikan sebagai perlindungan terhadap sungai. Perlindungan ini dapat berupa fisik maupun non fisik. Perlindungan non fisik dilakukan dengan penetapan peraturan-peraturan. Sedangkan perlindungan secara fisik misalnya chek dam, normalisasi sungai, retarding pond, dan lain-lain. Hal ini dilakukan karena beberapa hal, salah satunya adalah perubahan tata guna lahan. Didalam Gambar 2.1 menunjukkan *input* berupa curah hujan sedangkan *output* berupa debit aliran dan muatan sedimen.



Gambar 2.1 Fungsi Ekosistem DAS

Gambar 2.1 menunjukkan bahwa hubungan berlangsungnya erosi di daerah tangkapan air dan besarnya sedimentasi yang terpantau di aliran sungai bagian bawah daerah tangkapan air tersebut juga erat kaitannya dengan system hidrologi. Curah hujan, jenis tanah, kemiringan lereng, vegetasi, dan aktivitas manusia mempunyai peranan penting untuk berlangsungnya proses erosi-sedimentasi. Setiap jenis tanah, kemiringan lereng, dan jenis vegetasi memberikan pengaruhnya masing-masing untuk terjadinya erosi. Tingkat bahaya erosi menjadi lebih besar apabila jenis tanah tersebut mempunyai formasi kemiringan lereng besar. Demikian pula, struktur vegetasi penutup tanah yang bertingkat-tingkat dapat menurunkan bahaya erosi daripada lahan dengan didominasi vegetasi pohon yang tidak atau kurang disertai tumbuhan bawah.

Penyebab terjadinya lahan kritis pada umumnya akibat adanya erosi di lahan. Erosi pada dasarnya adalah proses perataan kulit bumi yang meliputi proses penghancuran, pengangkutan dan pengendapan butir tanah tersebut.

Dalam hal ini Ellison, 1947 (dalam Morgan, 1988), mengemukakan bahwa erosi tanah adalah proses pelepasan butir-butir tanah dan proses pemindahan atau pengangkutan tanah yang disebabkan oleh air atau angin. Khusus di Indonesia yang beriklim tropis basah, proses erosi tanah yang paling banyak disebabkan oleh air, yang diakibatkan oleh adanya hujan yang turun diatas permukaan tanah.

Menurut Arsyad S., 1989, yang dimaksud erosi oleh air adalah merupakan kombinasi dua sub proses yaitu:

- Penghancuran struktur tanah menjadi butir-butir primer oleh energi tumbukan butir-butir hujan yang jatuh menimpa tanah dan peredaman oleh air yang tergenang (proses dispersi)
- Pengangkutan butir-butir primer tanah oleh air yang mengalir diatas permukaan tanah.

2.2 ANALISIS HIDROLOGI

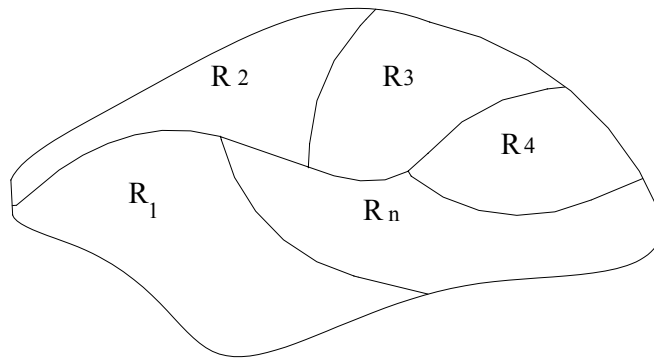
Faktor-faktor hidrologi yang sangat berpengaruh terhadap terjadinya erosi lahan adalah curah hujan rata-rata. Intensitas hujan merupakan salah satu faktor yang menentukan besarnya debit puncak (banjir kiriman dan banjir lokal) bagi daerah tersebut

Dengan diketahuinya besar curah hujan pada daerah dataran tersebut maka dapat diketahui besarnya intensitas hujan pada daerah tersebut, selanjutnya dapat diketahui berapa besarnya debit banjir yang akan terjadi pada daerah dataran rendah atau daerah genangan yang menjadi tujuan dari banjir tersebut. Adapun urutan dari Analisis Hidrologi adalah sebagai berikut:

2.2.1 ANALISIS CURAH HUJAN RENCANA

a) Metode Rata-rata Aljabar

Dipakai bila daerah pengaruh curah hujan rata-rata dari setiap stasiun hampir sama. Dimana rumusan yang digunakan untuk menghitung curah hujan rata-rata adalah sebagai berikut :



Gambar 2.2 Metode Rata-rata Aljabar

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

dimana :

R = Curah hujan rata-rata Daerah Aliran Sungai (DAS) (mm)

R_1, R_2, \dots, R_n = Curah hujan di tiap stasiun pengukuran (mm)

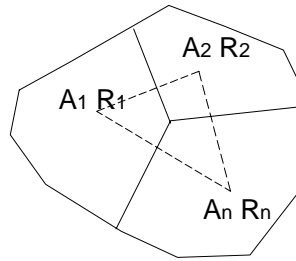
n = Jumlah stasiun pengukuran

b) Metode *Thiessen*

Langkah-langkahnya adalah sebagai berikut :

1. Tentukan stasiun penakar curah hujan yang berpengaruh pada daerah pengaliran,
2. Tarik garis hubungan dari stasiun penakar hujan / pos hujan tersebut,
3. Tarik garis sumbunya secara tegak lurus dari tiap-tiap garis hubung tersebut,
4. Hitung luas DAS pada wilayah yang dipengaruhi oleh stasiun penakar curah hujan tersebut.

Cara poligon *Thiessen* ini dipakai apabila daerah pengaruh dan curah hujan rata-rata tiap stasiun berbeda-beda, Dimana rumus yang digunakan untuk menghitung curah hujannya adalah sebagai berikut :



Gambar 2.3 Metode Thiessen

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

dimana :

R_1, \dots, R_n = Curah hujan di tiap stasiun pengukuran (mm)

A_1, \dots, A_n = Luas bagian daerah yang mewakili tiap stasiun pengukuran (km²)

R = Besarnya curah hujan rata-rata Daerah Aliran Sungai (DAS) (mm)

Setelah luas pengaruh pada tiap-tiap stasiun didapat, koefisien *Thiessen* dapat dihitung :

$$C_i = \frac{A_i}{A} * 100\% \quad (2.3)$$

dimana :

C_i = Koefisien *Thiessen*

A = Luas total Daerah Aliran Sungai (km²)

A_i = Luas bagian daerah di tiap stasiun pengamatan (km²)

2.2.2 ANALISIS FREKUENSI HUJAN RENCANA

Analisis Frekuensi Hujan Rencana digunakan untuk meramalkan dalam arti probabilitas untuk terjadinya suatu peristiwa hidrologis dalam bentuk hujan rencana, yang fungsinya sebagai dasar guna perhitungan perencanaan hidrologi untuk mengantisipasi kemungkinan-kemungkinan yang terjadi.

Untuk perhitungan hujan rencana digunakan analisa frekuensi, cara yang dipakai adalah dengan menggunakan metode kemungkinan (*Probability Distribution*) teoritis yang ada. Jenis distribusi yang digunakan adalah :

- o Metode Normal
- o Metode Gumbel
- o Metode Log Pearson Type III

Dalam penentuan metode yang akan digunakan, terlebih dahulu ditentukan parameter-parameter statistik sebagai berikut :

1 Standar deviasi (S)

Standar deviasi merupakan ukuran sebaran yang paling banyak digunakan. Apabila penyebaran sangat besar terhadap nilai rata-rata, maka nilai S akan kecil.

$$S = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}}{(n-1)} \quad (2.4)$$

2 Koefisien variasi (Cv)

Koefisien variasi adalah nilai perbandingan antara standar deviasi dengan nilai rata-rata hitung dari suatu distribusi. Koefisien variasi dapat dihitung dengan rumus sebagai berikut :

$$Cv = \frac{S}{\bar{X}} \quad (2.5)$$

3 Koefisien skewness (Cs)

Koefisien skewness (kecondongan) adalah suatu nilai yang menunjukkan derajat ketidaksimetrisan (asimetri) dari suatu bentuk distribusi. Keadaan tersebut disebut condong ke kanan atau ke kiri. Pengukuran kecondongan adalah untuk mengukur seberapa besar kurva frekuensi dari suatu distribusi tidak simetri atau condong.

Ukuran kecondongan dinyatakan dengan besarnya koefisien kecondongan atau koefisien skewness, dan dapat dihitung dengan persamaan dibawah ini :

$$C_s = \frac{n * \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^3}{(n-1) * (n-2) * S^3} \quad (2.6)$$

4 Koefisien kurtosis (Ck)

Pengukuran kurtosis dimaksudkan untuk mengukur keruncingan dari bentuk kurva distribusi dan sebagai pembandingnya adalah distribusi normal. Koefisien kurtosis dirumuskan sebagai berikut :

$$C_k = \frac{n^2 * \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^4}{(n-1) * (n-2) * (n-3) * S^4} \quad (2.7)$$

Dari harga parameter statistik tersebut akan dipilih jenis distribusi yang sesuai

a) Metode Normal

Rumus umum

$$X_{Tr} = \bar{x} + k S_x \quad (2.8)$$

dimana :

X_{Tr} = Tinggi hujan untuk periode ulang T tahun (mm)

k = Faktor frekuensi (Tabel 2.1)

\bar{x} = Harga rata-rata data hujan

S_x = Standar deviasi

Tabel 2.1 Faktor Frekuensi

No	Periode ulang, T (tahun)	Peluang	k	No	Periode ulang, T (tahun)	Peluang	k
1	1,001	0,990	-3,05	11	2,500	0,400	0,25
2	1,005	0,995	-2,58	12	3,330	0,300	0,52
3	1,010	0,990	-2,33	13	4,000	0,250	0,67
4	1,050	0,950	-1,64	14	5,000	0,200	0,84
5	1,110	0,900	-1,28	15	10,000	0,100	1,28
6	1,250	0,800	-0,84	16	20,000	0,050	1,64
7	1,330	0,750	-0,67	17	50,000	0,020	2,05
8	1,430	0,700	-0,52	18	100,000	0,010	2,33
9	1,670	0,600	-0,25	19	200,000	0,005	2,58
10	2,000	0,500	0,00	20	500,000	0,002	2,88

Sumber : Dr. Ir. Suripin, M.Eng 2004

b) Metode Gumbel

Metode ini merupakan metode dari nilai-nilai ekstrim (maksimum atau minimum). Fungsi metode Gumbel merupakan fungsi eksponensial ganda. (*Sri Harto, 1991*)

Rumus Umum

$$X_{Tr} = \bar{x} + S * Kr \quad (2.9)$$

dimana

X_{Tr} = Tinggi hujan untuk periode ulang T tahun (mm)

\bar{x} = Harga rata-rata data hujan (mm)

S = Standar deviasi bentuk normal (mm)

Kr = Faktor frekuensi Gumbel

Faktor frekuensi Gumbel merupakan fungsi dan masa ulang dari distribusi

$$Kr = \frac{Yt - Yn}{Sn} \quad (2.10)$$

dimana :

Yt = Reduced Varied (fungsi periode ulang T tahun) (Tabel 2.2)

Yn = Harga Rata-rata *Reduced Variate* (Tabel 2.3)

Sn = *Reduced Standard Deviation* (Tabel 2.4)

**Tabel 2.2 Harga *Reduced Variate*
Pada Periode Ulang Hujan T tahun**

Periode Ulang Hujan T tahun	Reduced Variate
2	0,3665
5	1,4999
10	2,2502
25	3,1985
50	3,9019
100	4,6001

Sumber : Joesron Loebis, 1987

Tabel 2.3 *Reduced Mean* (Y_n)

M	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	0,5520
20	0,5236	0,5252	0,5269	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	0,5402	0,5418	0,5424	0,5430
40	0,5436	0,5442	0,5448	0,5453	0,5458	0,5463	0,5463	0,5472	0,5477	0,5481
50	0,5486	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	0,5530	0,5533	0,5538	0,5540	0,5543	0,5545
70	0,5548	0,5550	0,5552	0,5555	0,5557	0,5557	0,5561	0,5563	0,5565	0,5567
80	0,5569	0,5572	0,5572	0,5574	0,5576	0,5576	0,5580	0,5581	0,5583	0,5585
90	0,5586	0,5587	0,5589	0,5591	0,5592	0,5573	0,5595	0,5596	0,5598	0,5599
100	0,5586									

Sumber : Joesron Loebis, 1987

Tabel 2.4 *Reduced Standard Deviation* (S_n)

m	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	0,9496	0,9676	0,9833	0,9971	1,0095	1,0206	1,0315	1,0411	1,0493	1,0565
20	1,0628	1,0696	1,0754	1,0811	1,0664	1,0915	1,0961	1,1004	1,1047	1,1086
30	1,1124	1,1159	1,1193	1,1226	1,1255	1,1285	1,1313	1,1339	1,1363	1,1388
40	1,1413	1,1436	1,1458	1,1480	1,1499	1,1519	1,1538	1,1557	1,1574	1,1590
50	1,1607	1,1623	1,1638	1,1638	1,1667	1,1681	1,1696	1,1706	1,1721	1,1734
60	1,1747	1,1759	1,1770	1,1770	1,1793	1,1803	1,1814	1,1824	1,1834	1,1844
70	1,1854	1,1863	1,1873	1,1873	1,1890	1,1898	1,1906	1,1915	1,1923	1,1930
80	1,1938	1,1945	1,1953	1,1953	1,9670	1,1973	1,1980	1,1987	1,1994	1,2001
90	1,2007	1,2013	1,2020	1,2026	1,2032	1,2038	1,2044	1,2049	1,2055	1,2060
100	1,2065									

Sumber : Joesron Loebis, 1987

c) Metode Log Pearson Type III

Diantara 12 type metode Pearson, type III merupakan metode yang banyak digunakan dalam analisa hidrologi. Berdasarkan kajian Benson, 1986 disimpulkan bahwa metode log Pearson type III dapat digunakan sebagai dasar dengan tidak menutup kemungkinan pemakaian metode yang lain, apabila pemakaian sifatnya sesuai. (*Sri Harto, 1981*)

Langkah-langkah yang diperlukan adalah sebagai berikut :

1. Gantilah data $X_1, X_2, X_3, \dots, X_n$ menjadi data dalam logaritma, Yaitu : $\log X_1, \log X_2, \log X_3, \dots, \log X_n$.
2. Hitung rata-rata dari logaritma data tersebut :

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

3. Hitung standar deviasi

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\log X_i - \overline{\log X})^2}{n-1}} \quad (2.12)$$

4. Hitung koefesien skewness

$$Cs = \frac{n \sum_{i=1}^n (\log X_i - \overline{\log X})^3}{(n-1) * (n-2) * S^3} \quad (2.13)$$

5. Hitung logaritma data pada interval pengulangan atau kemungkinan prosentase yang dipilih

$$\text{Log} X_{Tr} = (\log \overline{X}) + S \log^* K(Tr, Cs) \quad (2.14)$$

dimana :

$\text{Log} X_{Tr}$ = Logaritma curah hujan rencana (mm)

$\log \overline{X}$ = Logaritma curah hujan rata-rata (mm)

S = Standar deviasi (mm)

$K(Tr, Cs)$ = Faktor frekuensi Pearson tipe III yang tergantung pada harga Tr (periode ulang) dan Cs (koefesien skewness), yang dapat dibaca pada Tabel 2.5.

Tabel 2.5 Faktor Frekuensi K Distribusi Log Pearson Type III

Koef. Kemencengan Cs	Interval ulang, tahun							
	1,0101	1,2500	2	5	10	25	50	100
	Persen peluang							
	99	80	50	20	10	4	2	1
1,40	-1,318	-0,732	-0,225	0,705	1,337	2,128	2,760	3,271
1,20	-1,449	-0,844	-0,195	0,732	1,340	2,087	2,626	3,149
1,00	-1,588	-0,015	-0,164	0,758	1,340	2,043	2,542	3,022
0,80	-1,733	-0,856	-0,132	0,780	1,336	1,993	2,453	2,891
0,60	-1,880	-0,857	-0,099	0,800	1,328	1,939	2,359	2,755
0,40	-2,029	-0,855	-0,066	0,816	1,317	1,880	2,261	2,615
0,20	-2,175	-0,850	-0,033	0,830	1,301	1,818	2,159	2,472
0,00	-2,326	-0,842	0,000	0,842	1,282	1,751	2,054	2,326
-0,20	-2,472	-0,830	0,033	0,850	1,258	1,680	1,945	2,178
-0,40	-2,615	-0,816	0,066	0,855	1,231	1,606	1,834	2,029
-0,60	-2,755	-0,800	0,099	0,857	1,200	1,528	1,720	1,880
-0,80	-2,891	-0,780	0,132	0,856	1,166	1,448	1,606	1,733
-1,00	-3,022	-0,758	0,164	0,852	1,128	1,366	1,920	1,588
-1,20	-3,149	-0,732	0,195	0,844	1,086	1,282	1,379	1,449
-1,40	-3,271	-0,706	0,225	0,832	1,041	1,198	1,270	1,318

Sumber : Ray K. Linsey.Jr.1983

Dengan menggunakan cara penyelesaian analisa frekuensi, penggambaran ini dimungkinkan lebih banyak terjadinya kesalahan. Maka untuk mengetahui tingkat pendekatan dari hasil penggambaran tersebut, dilakukan pengujian uji keselarasan distribusi. Pengujian ini dimaksudkan untuk menentukan apakah persamaan distribusi peluang yang telah dipilih, dapat mewakili dari distribusi statistik sampel data yang dianalisis. Ada dua jenis uji keselarasan (*Goodness of Fit Test*), yaitu uji keselarasan *Chi Square* dan Smirnov Kolmogorof. Pada tes ini biasanya yang diamati adalah nilai hasil perhitungan yang diharapkan.

a. Uji keselarasan *Chi Square*

Prinsip pengujian dengan metode ini didasarkan pada jumlah pengamatan yang diharapkan pada pembagian kelas, dan ditentukan terhadap jumlah data pengamatan yang terbaca di dalam kelas tersebut, atau dengan membandingkan nilai *chi square* (X^2) dengan nilai *chi square* kritis (X^2_{cr}).

Rumus yang dipakai :

$$X^2 = \sum_{i=1}^G \frac{(Ef - Of)^2}{Ef} \quad (2.15)$$

di mana :

X^2 = Harga Chi-Kuadrat

G = Jumlah sub-kelompok

Of = Frekwensi yang terbaca pada kelas yang sama

E_f = Frekwensi yang diharapkan sesuai pembagian kelasnya.

Adapun prosedur pengujian Chi-kuadrat adalah sebagai berikut :

1. Urutkan data pengamatan dari yang terbesar ke yang terkecil atau sebaliknya

2. Hitung jumlah kelas yang ada yaitu :

$$N_c = 1 + 1,33 \ln(N)$$

Dalam pembagian kelas disarankan agar dalam masing-masing kelas terdapat minimal tiga buah data pengamatan.

3. Tentukan derajat kebebasan $DK = G - P - 1$ (nilai $P = 2$ untuk distribusi normal dan binomial, untuk distribusi Poisson dan Gumbel nilai $P = 1$)

4. Hitung n

5. Nilai $E_f = \text{jumlah data (N)} / \text{Jumlah kelas}$

6. Tentukan nilai O_f untuk masing-masing kelas

7. Jumlah G Sub-group $\frac{(E_f - O_f)^2}{E_f}$ untuk menentukan nilai Chi-kuadrat

8. Nilai X^2 yang didapat, harus $< X^2_{cr}$

Dapat disimpulkan bahwa setelah diuji dengan Chi-kuadrat dan pemilihan jenis sebaran memenuhi syarat distribusi, maka curah hujan rencana dapat dihitung. Adapun kriteria penilaian hasilnya adalah sebagai berikut :

1. Apabila peluang lebih dari 5% maka persamaan distribusi teoritis yang digunakan dapat diterima.
2. Apabila peluang lebih kecil dari 1% maka persamaan distribusi teoritis yang digunakan dapat diterima.
3. Apabila peluang lebih kecil dari 1%-5%, maka tidak mungkin mengambil keputusan, perlu penambahan data.

b. Uji keselarasan Smirnov Kolmogorof

Pengujian kecocokan sebaran dengan metode ini dilakukan dengan membandingkan probabilitas untuk tiap variabel dari distribusi empiris dan teoritis didapat perbedaan (Δ) tertentu. Perbedaan maksimum yang dihitung (Δ_{maks}) dibandingkan dengan perbedaan kritis (Δ_{cr}) untuk suatu derajat nyata dan banyaknya variat tertentu. Sebaran sesuai jika ($\Delta_{maks} < \Delta_{cr}$).

Rumus yang dipakai :

$$\alpha = \frac{P_{\max} - P_{(xi)}}{P_{(x)} - \Delta_{Cr}} \quad (2.16)$$

Tabel 2.6 Nilai Delta Maksimum Untuk Uji Keselarasan Smirnov Kolmogorof

N	α			
	0,20	0,10	0,05	0,01
5	0,45	0,51	0,56	0,67
10	0,32	0,37	0,41	0,49
15	0,27	0,30	0,34	0,40
20	0,23	0,26	0,29	0,36
25	0,21	0,24	0,27	0,32
30	0,19	0,22	0,24	0,29
35	0,18	0,20	0,23	0,27
40	0,17	0,19	0,21	0,25
45	0,16	0,18	0,20	0,24
50	0,15	0,17	0,19	0,23
n>50	1,07/n	1,22/n	1,36/n	1,63/n

Sumber : Hidrologi Aplikasi Metode Statistik Untuk Analisa Data, Soewarno, 1995

2.2.3 ANALISIS DEBIT RENCANA

Analisa debit banjir merupakan tahap penting dalam rangka perencanaan teknis drainase sehingga dapat ditentukan debit yang dipergunakan sebagai dasar untuk merencanakan bentuk dan dimensi saluran dan bangunan. Saluran dan bangunan disesuaikan dengan perkembangan-perkembangan terhadap resiko, biaya, keadaan lapangan, ketersediaan material di lapangan, dan faktor-faktor yang berkaitan antara satu dengan yang lainnya. Metode yang digunakan untuk menghitung debit banjir rencana dalam tugas akhir ini adalah :

➤ Program Komputer (HEC-HMS)

HEC-HMS adalah *software* yang dikembangkan oleh *U.S. Army Corps of Engineer*. *Software* ini digunakan untuk analisa hidrologi dengan mensimulasikan proses curah hujan dan limpasan langsung (*run off*) dari sebuah watershed. HEC-HMS didisain untuk bisa diaplikasikan dalam area geografik yang sangat luas untuk menyelesaikan masalah, meliputi suplai air daerah pengaliran sungai, hidrologi banjir dan limpasan air di daerah kota kecil ataupun kawasan *watershed* alami. HEC-HMS mengangkat teori klasik hidrograf satuan untuk digunakan dalam permodelannya, antara lain hidrograf satuan sintetik Snyder, Clark, SCS, ataupun kita dapat

mengembangkan hidrograf satuan lain dengan menggunakan fasilitas *user define hydrograph* (*User Guide HEC-HMS*).

HEC-HMS memudahkan kita untuk menghitung debit banjir, dengan *input* berupa data hujan jam-jaman. Parameter kontrol untuk masing-masing metode yang digunakan dalam perhitungan debit banjir tersaji dalam Tabel 2.7 sebagai berikut :

Tabel 2.7 Parameter Kontrol Berbagai Metode

Model	Parameter	Minimum	Maximum
Initial and Constant rate loss	Initial loss	0 mm	500 mm
	Constant loss rate	0 mm/jam	300 mm/jam
SCS loss	Initial abstraction	0 mm	500 mm
	Curve number	1	100
Green and Ampt loss	Moisture deficit	0	1
	Hidraulic conductivity	0 mm/min	250 mm/min
	Wetting front suction	0 mm	1000 mm
Defisit and counstant rate loss	Initial deficit	0 mm	500 mm
	Maximum deficit	0 mm	500 mm
	Deficit recovery factor	0,1	5
Clark's UH	Time of consentration	0,1 jam	500 jam
	Storage coefficient	0 jam	150 jam
Snyder's UH	Lag	0,1 jam	500 jam
	Cp	0,1	1
SCS UH	Lag	0,1 min	30000 min
Kinematic wave	Manning's n	0	1
Baseflow	Initial baseflow	0 m3/s	10000 m3/s
	Recession factor	0,000011	-
	Flow-to-peak ratio	0	1
Muskingun routing	K	0,1 jam	150 jam
	X	0	0,5
	Number of steps	1	100
Kinematic wave routing	N-value factor	0,01	10
Lag routing	Lag	0 min	30000 min

Sumber : User Guide HEC-HMS

2.3 ANALISIS EROSI

2.3.1 Pengertian Umum

Perkembangan mengenai perumusan persamaan erosi dimulai sejak tahun 1940-an, diawali dengan prediksi kehilangan tanah di suatu lahan pertanian.

Perkiraan besarnya erosi terkait oleh faktor-faktor topografi/Geologi, vegetasi dan meteorologi. Persamaan perhitungan erosi tersebut dikembangkan lagi agar memperoleh suatu metode yang bersifat umum. *Universal Soil Loss Equation* (USLE) dikembangkan pertama kali di USDA-SCS (*United State Department of Agriculture-Soil Conversation Services*) bekerjasama dengan Universitas Purdue oleh Wischmeier and smith, 1965 (dalam Morgan, 1988). Metode ini memiliki persamaan yang sederhana dan bersifat umum untuk suatu lahan, baik lahan pertanian maupun non-pertanian atau campuran. USLE baik untuk digunakan pada perhitungan erosi dalam jangka waktu yang lama.

Selain USLE, terdapat beberapa model perhitungan laju erosi. Diantara model-model tersebut adalah sebagai berikut (dalam Sandra, David, Thomas,1995):

1. *Sediment Delivery Ratio (SDR)*

Pada kasus tertentu seperti terutama untuk daerah tangkapan air yang belum diketahui besarnya komponen-komponen rumus USLE, perlu dilakukan perkiraan nilai erosi yang lebih sederhana tetapi masih bisa dipertanggungjawabkan hasilnya. Cara perkiraan besarnya erosi yang dimaksud adalah dengan memanfaatkan data debit, muatan sedimen, berat jenis tanah dan nisbah pelepasan sedimen (*Sediment Delivery Ratio*, SDR). Metode ini kemudian dikenal sebagai metode SDR.

2. *Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*

Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) dikembangkan oleh USDA Agricultural research service. Model ini meningkatkan keakuratan dari model sebelumnya yaitu Teori USLE. Dalam mengestimasi atau memperkirakan efek yang timbul akibat berbagai sistem konservasi tanah pada lahan rawan erosi. Sampai sekarang model RUSLE masih belum sepenuhnya sempurna.

3. *Nonpoint Source Pollutant Models (NPS)*

Model NPS dikembangkan untuk menyediakan metode simulasi erosi tanah dan transportasi polusi *nonpoint* yang konsisten. Pada bulan Juli tahun 1976, sebuah model dikembangkan oleh Anthoni S. Donigian dan Norman H. Crawford. Hasil dari model yang mereka kembangkan itulah yang disebut

NPS. NPS menggunakan beberapa program untuk mempresentasikan respon hidrologi dari *watershed* / areal aliran air dan hal lain seperti akumulasi salju dan lelehan, proses akumulasi, perkembangan dan musnahnya polutan di permukaan tanah. Pada dasarnya model ini digunakan untuk memprediksi polusi yang terjadi pada sebuah *watershed*, namun demikian juga dapat digunakan untuk memprediksi erosi sedimen.

NPS terdiri atas tiga komponen utama, diantaranya menggunakan program LANDS dan QUAL. LANDS sendiri merupakan sebuah modul yang diambil dari *stanford watershed model*. Sedangkan, QUAL merupakan sebuah *subroutine* yang mensimulasi proses erosi, akumulasi sedimen serta pemusnahan sedimen dan polutan pada permukaan tanah. Model ini dapat mensimulasikan run off sedimen tetapi membutuhkan beragam data dan cukup kompleks dalam aplikasinya.

4. *Watershed Erosion and Sediment Transport Model (WEST/ ARM)*

Model WEST dikembangkan untuk mensimulasi dan memprediksi perpindahan air dan sedimen dari permukaan tanah yang melalui sistem aliran dari *watershed*. Perkembangan model WEST pada tahun 1979 merupakan gabungan antara model ARM yang dikembangkan tahun 1976 dan model CHANL. Model WEST ini merupakan kombinasi dari kedua model tersebut yang dihubungkan oleh sistem manajemen data yang sederhana. Model ARM sendiri mensimulasikan *land paths process* / proses pembentukan alur daratan, sedangkan model CHANL mensimulasikan *in-stream / channel process* atau proses aliran masuk pada saluran air.

Model WEST ini merupakan model simulasi yang sangat kompleks dengan perhitungan matematis yang sangat rumit. Hal lain yang menjadi kekurangan adalah bahwa model ini tidak dapat diaplikasikan dengan SIG. Namun demikian model ini memberikan hasil dengan tingkat ketepatan dan akurasi yang tinggi untuk memprediksi erosi dan yield sedimen.

5. *Storm Water Models (SWM)*

Storm Water Models (SWM) merupakan sebuah model yang dikembangkan untuk mendeskripsikan kualitas dan kuantitas dari *storm water*/ hujan lebat. Pada akhir-akhir ini model SWM banyak dikenal dalam bentuk

model-model lain seperti *Stormwater Management Models* (SWMM), *Storage Treatment Overflow Runoff Model* (STORM) dan *Hydrologyc Simulation Program Fortran* (HSPF). Model-model tersebut pada dasarnya memiliki tiga komponen utama, yaitu:

- a) Overland Flow/ Aliran permukaan, yaitu berupa kualitas dan kuantitas air pada aliran permukaan.
- b) Sistem drainase, seperti channel atau pipa saluran, dan *storage routing*.
- c) Receiving Water/ Aliran masuk, yaitu kuantitas dan kualitas air yang masuk termasuk kadar polusinya.

Model SWM ini pada dasarnya lebih berorientasi pada lingkungan kota, yaitu khususnya pada prediksi perencanaan *stormwater*. Sedangkan untuk penggunaan pada prediksi erosi, model ini kurang efektif. Model SWM ini dapat digunakan untuk menghitung *yield sediment*, akan tetapi model ini lebih membutuhkan waktu dan biaya yang besar dibandingkan dengan menggunakan model lain.

Teori USLE sendiri dalam aplikasinya memiliki enam variable. Kombinasi enam variabel tersebut adalah sebagai berikut :

$$E_a = R.K.LS.C.P \quad (2.17)$$

dimana :

E_a = banyaknya tanah tererosi per satuan luas per satuan waktu, yang dinyatakan sesuai dengan satuan K dan periode R yang dipilih, dalam praktek dipakai satuan ton/ha/tahun.

R = merupakan faktor erosivitas hujan dan aliran permukaan, yaitu jumlah satuan indeks erosi hujan, yang merupakan perkalian antara energi hujan total (E) dengan intensitas hujan maksimum 30 menit (I_{30}) untuk suatu tempat dibagi 100, biasanya diambil energi hujan tahunan rata-rata sehingga diperoleh perkiraan tanah tahunan dalam N/h dengan menggunakan model matematis yang dikembangkan oleh Utomo dan Mahmud (dalam Suresh, 1997).

K = faktor erodibilitas tanah, yaitu laju erosi per indeks erosi hujan (R) untuk suatu jenis tanah tertentu dalam kondisi dibajak dan

ditanami terus menerus, yang diperoleh dari petak percobaan yang panjangnya 22,13 m dengan kemiringan seragam sebesar 9% tanpa tanaman, dalam satuan ton.h/ ha.N.

- LS* = faktor panjang kemiringan lereng (*length of slope factor*), yaitu nisbah antara besarnya erosi per indeks erosi dari suatu lahan dengan panjang dan kemiringan lahan tertentu terhadap besarnya erosi dari plot lahan dengan panjang 22,13 m dan kemiringan 9% di bawah keadaan yang identik, tidak berdimensi.
- C* = faktor tanaman penutup lahan dan manajemen tanaman, yaitu nisbah antara besarnya erosi lahan dengan penutup tanaman dan manajemen tanaman tertentu terhadap lahan yang identik tanpa tanaman, tidak berdimensi.
- P* = faktor konservasi praktis yaitu rasio kehilangan tanah antara besarnya dari lahan dengan tindakan konservasi praktis dengan besarnya erosi dari tanah yang diolah searah lereng dalam keadaan yang identik, tidak berdimensi.

2.3.2 Faktor Erosivitas Hujan (R)

Sifat-sifat curah hujan yang mempengaruhi erosivitas adalah besarnya butir-butir hujan, dan kecepatan tumbukannya. Jika dikalikan akan diperoleh :

$$E = \frac{1}{2} M^2 \quad (2.18)$$

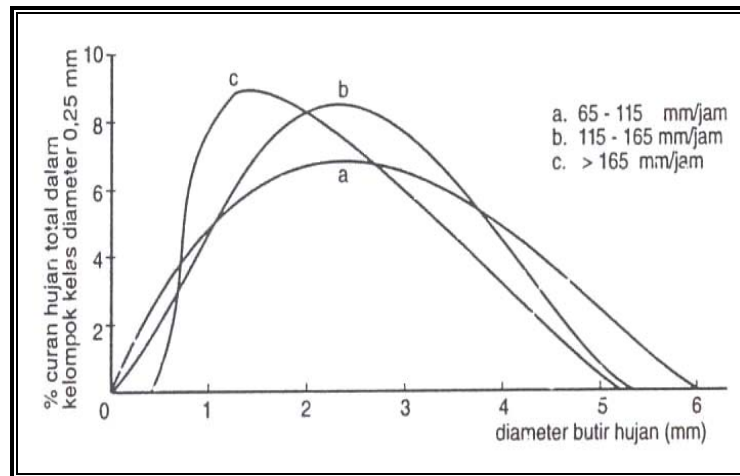
dimana :

- M* = momentum (kg.m/s) => $M = m \ v$
- m* = massa butir hujan (kg)
- v* = kecepatan butir hujan, yang diambil biasanya kecepatan pada saat terjadi tumbukan, atau dinamakan kecepatan terminal (m/s)
- E* = energi kinetik (joule/m²)

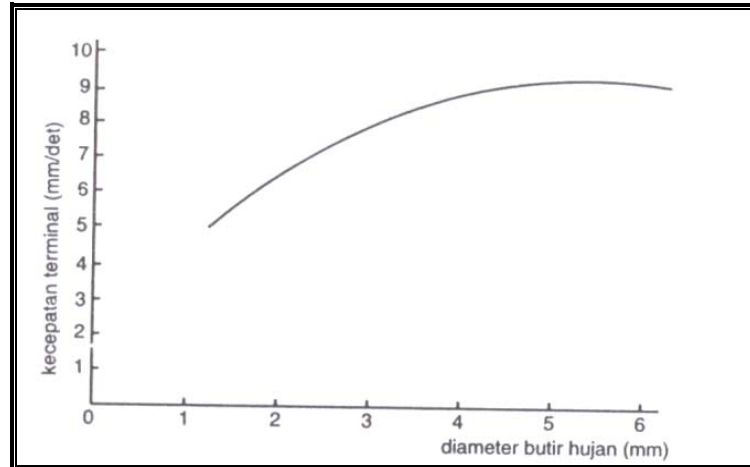
Momentum dan energi kinetik, keduanya dapat dihubungkan dengan tumbukan butir-butir air hujan terhadap tanah, tetapi kebanyakan orang lebih menyukai menggunakan energi kinetik untuk dihubungkan dengan erosivitas.

Energi kinetik curah hujan dapat diperoleh pertama-tama dengan menganalisis grafik hubungan intensitas curah hujan dengan waktu (*pluviograph*). Grafik tersebut harus dipotong-potong menjadi blok-blok yang intensitas hujannya hampir konstan selama selang waktu. Besarnya butir-butir air rata-rata didapat dari Grafik 2.5 yang diambil dari bukunya Hudson, *Soil Conservation*, 1971 (dalam Soemarto, C.D., 1999) yang menunjukkan distribusi statistik butir-butir air yang jatuh ketika hujan dengan intensitas yang berbeda-beda. Untuk mencari kecepatan butir-butir air, diambil berdasarkan percobaan yang dilakukan oleh Laws, 1941 (dalam Soemarto, C.D., 1999) seperti yang ditunjukkan pada Gambar 2.6 Sedangkan untuk energi kinetiknya diperoleh dari blok-blok hujan tertentu seperti tersebut diatas.

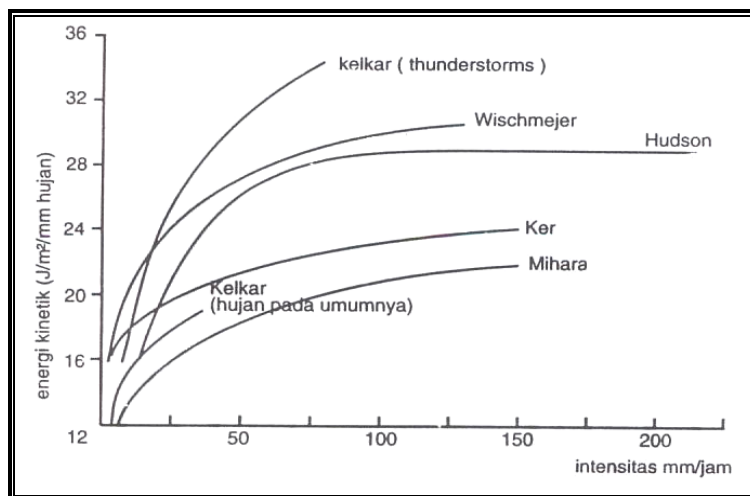
Gambar 2.7 memperlihatkan hasil studi yang juga dilakukan oleh Laws dalam mencari hubungan antara energi kinetik curah hujan dengan intensitas hujan. Masing-masing lengkung yang tertera pada gambar tersebut dibuat di beberapa negara oleh pelaksananya seperti berikut : Hudson di Rhodesia, Kelkar di India, Ker di Trinidad, Mihara di Jepang dan Wishmeyer di Amerika Serikat.



Gambar 2.4 Grafik hubungan intensitas hujan dan diameter butir hujan (Hudson, *Soil Conservation*, 1971 dalam Soemarto, C.D., 1999)



Gambar 2.5 Grafik kecepatan vertikal butir hujan berdasarkan diameter butirnya (Laws, 1941 dalam Soemarto,C.D., 1999)



Gambar 2.6 Grafik hubungan energi kinetik butir dengan intensitas hujan (Laws, 1941 dalam Soemarto,C.D., 1999)

Untuk memperoleh energi kinetik total, angka energi kinetik per kejadian hujan dikalikan dengan ketebalan hujan (mm) yang jatuh selama periode pengamatan. Selanjutnya, hasil perkalian ini dijumlahkan. Untuk mendapatkan angka R, energi kinetik total tersebut diatas dikalikan dengan dua kali intensitas hujan maksimum 30 menit (I_{30}), yaitu merubah satuan intensitas hujan maksimum per 30 menit menjadi intensitas hujan maksimum per jam, kemudian dibagi dengan 100. Periode intensitas curah hujan dan intensitas hujan maksimum 30 menit dapat diperoleh dari hasil pencatatan curah hujan di lapangan.

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

$$R = \sum_{i=1}^n EI / 100X \quad (2.19)$$

dimana :

- R = erosivitas hujan rata-rata tahunan
 n = jumlah kejadian hujan dalam kurun waktu satu tahun (musim hujan)
 X = jumlah tahun atau musim hujan yang digunakan sebagai dasar perhitungan

Besarnya EI proporsional 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 :

$$EI_{30} = 6,12(RAIN)^{1,21} (DAYS)^{-0,47} (MAXP)^{0,53} \quad (2.20)$$

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 maksimum 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 :

$$R = 237,4 + 2,61 P \quad (2.21)$$

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.

Tabel 2.8 Energi kinetik hujan dalam metrik ton-meter per hektar per cm hujan

Intensitas (cm/jam)	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
0	0	121	148	163	175	184	191	197	202	206
1	210	214	217	220	223	226	228	231	233	235
2	237	239	241	242	244	246	247	249	250	251
3	253	254	255	256	258	259	260	261	262	263
4	264	265	266	267	268	268	269	270	271	272
5	273	273	274	275	275	276	277	278	278	279
6	280	280	281	281	282	283	283	284	284	285
7	286	286	287	287	288	288	289			

Sumber : Hidrologi dan Pengendalian DAS (Asdak, 2002)

Angka-angka energi kinetik seperti dalam tabel diatas tersebut dihitung dari persamaan $KE = 210 + \log i$. Untuk intensitas hujan lebih besar dari 7,6 cm/jam nilai energi kinetis tetap 289 metrik ton-meter per ha per cm hujan.

2.3.3 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 di atas akan tergantung pada topografi, kemiringan lereng, dan besarnya gangguan oleh manusia. Besarnya erodibilitas atau resistensi tanah juga ditentukan oleh karakteristik tanah seperti tekstur tanah, stabilitas agregat tanah, kapasitas infiltrasi, dan kandungan organik dan kimia tanah. Tanah yang mempunyai erodibilitas tinggi akan tererosi lebih cepat dibandingkan dengan tanah yang mempunyai erodibilitas rendah, dengan intensitas hujan yang sama. Juga tanah yang mudah dipisahkan (*dispersive*) akan tererosi lebih cepat daripada tanah yang terikat (*flocculated*). Jadi, sifat-sifat fisik, kimia, dan biologi tanah juga mempengaruhi besarnya erodibilitas. Pengaruh usaha-usaha pengelolaan tanah sukar diukur, meskipun lebih penting dari sifat-sifat tanah seperti tersebut diatas. Misalnya usaha-usaha pengelolaan tanah dengan pembakaran jerami, dibandingkan dengan jerami tersebut ikut dibajak dan tertimbun dibawah tanah; terasering sawah-sawah dibandingkan dengan pembajakan tegalan yang sejajar

dengan kemiringan medannya; tanaman yang kurang dipupuk dibandingkan dengan tanaman yang cukup mendapat makanan; dan tanaman yang penanamannya dengan menyebar bijinya, dibandingkan dengan tanaman yang ditanam dengan cara berbaris. Sebagai tambahan terhadap sifat-sifat tanah dan usaha-usaha pengelolaan tersebut diatas, erodibilitas juga dipengaruhi oleh kemiringan permukaan tanah dan kecepatan penggerusan (*scour velocity*).

Tabel 2.9 Perhitungan Energi Kinetik Total

Intensitas mm/jam	Besarnya mm	Energi joule/mm	Total joule/m
1	2	3	4
-25	37,5	21	788
26 - 50	25	25	625
50 - 75	18,5	27	500
> 76	6,5	28	182
		Jumlah	2095

Sumber : Hidrologi Teknik (Soemarto, 1999)

Sebagai kelanjutan terhadap erositivitasnya, Wischmeier bersama kelompoknya telah mengembangkan dasar-dasar untuk mencantumkan aspek erodibilitas yang digunakan untuk perencanaan tataguna tanah yang aman, meskipun beberapa parameternya tidak dapat diberlakukan secara *universal* begitu saja (misalnya dalam penentuan I_{30} , yaitu intensitas hujan maksimum selama periode 30 menit dalam daerah beriklim dingin dan tropik sangat berbeda). Oleh karena itu lebih tepat kalau rumus tersebut dinamakan rumus peramalan kehilangan tanah (*a predictive soil lost equation*) dimana persamaan matematis yang menghubungkan karakteristik tanah dengan tingkat erodibilitas tanah seperti dibawah ini :

$$K = \left\{ 2.713 \times 10^{-4} (12 - O) M^{1.14} + 3.25(S - 2) + 2.5 \frac{(P - 3)}{100} \right\} \quad (2.22)$$

dimana :

- K = erodibilitas tanah
- OM = persen unsur organik
- S = kode klasifikasi struktur tanah (granular, platy, massive, dll)
- P = permeabilitas tanah
- M = prosentase ukuran partikel (% debu + pasir sangat halus) \times
(100-% liat)

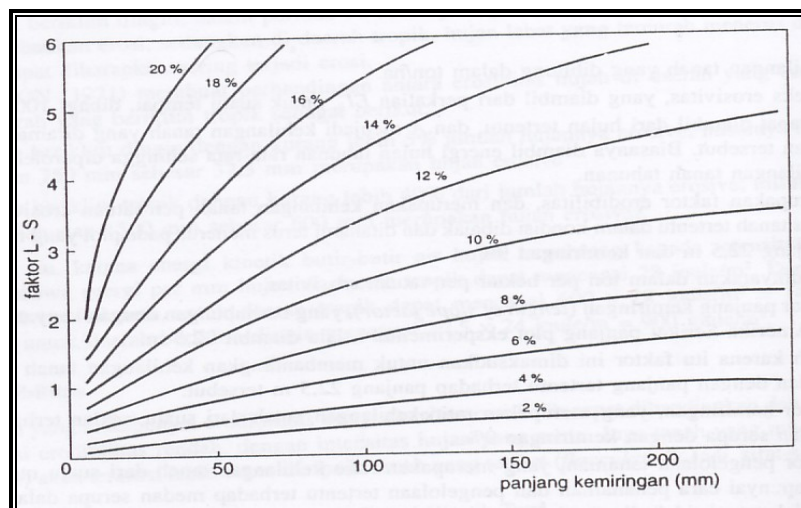
Tabel 2.10 Nilai M untuk beberapa kelas tekstur tanah

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 lempug	2160	Geluh	4390
Pasir lempung debuan	2830	Geluh debuan	6330
Geluh lempungan	2830	Debu	8245
Campuran merata	4000		

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

2.3.4 Faktor Panjang Kemiringan Lereng (LS)

Pada prakteknya, variabel S dan L dapat disatukan, karena erosi akan bertambah besar dengan bertambah besarnya kemiringan permukaan medan (lebih banyak percikan air yang membawa butir-butir tanah, limpasan bertambah besar dengan kecepatan yang lebih tinggi), dan dengan bertambah panjangnya kemiringan (lebih banyak limpasan menyebabkan lebih besarnya kedalaman aliran permukaan oleh karena itu kecepatannya menjadi lebih tinggi). Gambar 3.9. berikut menunjukkan diagram untuk memperoleh nilai kombinasi $L S$, dengan nilai $LS = 1$ jika $L = 22,13$ m dan $S = 9\%$.



Gambar 2.7 Diagram untuk memperoleh nilai kombinasi LS
(Sumber : Soemarto,C.D.,1999)

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

$$L = (l/22,1)^m \quad (2.23)$$

dimana :

l = panjang kemiringan lereng (m)

m = angka eksponen yang dipengaruhi oleh interaksi antara panjang lereng dan kemiringan lereng dan dapat juga oleh karakteristik tanah, tipe vegetasi. Angka eksponen tersebut bervariasi dari 0,3 untuk lereng yang panjang dengan kemiringan lereng kurang dari 0,5 % sampai 0,6 untuk lereng lebih pendek dengan kemiringan lereng lebih dari 10 %. Angka eksponen rata-rata yang umumnya dipakai adalah 0,5

Faktor kemiringan lereng S didefinisikan secara matematis sebagai berikut:

$$S = (0,43 + 0,30s + 0,04s^2) / 6,61 \quad (2.24)$$

dimana :

S = kemiringan lereng aktual (%)

Seringkali dalam prakiraan erosi menggunakan persamaan *USLE* komponen panjang dan kemiringan lereng (L dan S) diintegrasikan menjadi faktor LS dan dihitung dengan rumus :

$$LS = L^{1/2} (0,00138S^2 + 0,00965S + 0,0138) \quad (2.25)$$

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 dengan kemiringan lereng yang terjal. Harper, 1988 (dalam Asdak, 2002) menunjukkan bahwa pada lahan dengan kemiringan lereng lebih besar dari 20 %, pemakaian persamaan $LS = L^{1/2} (0,00138S^2 + 0,00965S + 0,0138)$ akan diperoleh hasil yang *over estimate*. Untuk lahan berlereng terjal disarankan untuk menggunakan rumus berikut ini (Foster and Wischmeier, 1973 dalam Asdak, 2002).

$$LS = (l / 22)^m C (\cos \alpha)^{1,50} [0,5(\sin \alpha)^{1,25} + (\sin \alpha)^{2,25}] \quad (2.26)$$

dimana :

$$\begin{aligned} m &= 0,5 \text{ untuk lereng } 5 \% \text{ atau lebih} \\ &= 0,4 \text{ untuk lereng } 3,5 - 4,9 \% \\ &= 0,3 \text{ untuk lereng } 3,5 \% \\ C &= 34,71 \\ \alpha &= \text{ sudut lereng} \\ l &= \text{ panjang lereng (m)} \end{aligned}$$

2.3.5 Faktor Penutup Lahan (C)

Faktor C merupakan faktor yang menunjukkan keseluruhan pengaruh dari faktor vegetasi, seresah, kondisi permukaan tanah, dan pengelolaan lahan terhadap besarnya tanah yang hilang (erosi). Besar nilai C pada penelitian ini diambil dengan melakukan perhitungan prosentase luas dari tiap jenis pengelolaan tanaman yang ada pada tiap grid DAS Beringin. Nilai C yang diambil adalah nilai C rata-rata dari berbagai jenis pengelolaan tanaman dalam satu grid, dikaitkan dengan prosentase luasannya. Adapun bentuk matematis dari perhitungan nilai C rata-rata tiap grid adalah :

$$C_{grid} = \frac{\sum_{i=1}^n (A_i \times C_i)}{\sum_{i=1}^n A_i} \quad (2.27)$$

Untuk suatu grid yang memiliki komposisi tata guna lahan/ vegetasi tanaman yang cenderung homogen, maka nilai C dari tata guna lahan/ vegetasi yang dominan tersebut akan diambil sebagai nilai C rata – rata.

Tabel 2.11 Nilai C untuk jenis dan pengelolaan tanaman

Jenis tanaman/ tataguna lahan	Nilai C
1. Tanaman rumput	0,290
2. Tanaman kacang jogo	0,161
3. Tanaman gandum	0,242
4. Tanaman ubi kayu	0,363
5. Tanaman kedelai	0,399
6. Tanaman serai wangi	0,434
7. Tanaman padi lahan kering	0,560
8. Tanaman padi lahan basah	0,010
9. Tanaman jagung	0,637
10. Tanaman jahe, cabe	0,900
11. Tanaman kentang ditanam searah lereng	1,000
12. Tanaman kentang ditanam searah kontur	0,350
13. Pola tanam tumpang gilir + mulsa jerami (6 ton/ha/th)	0,079
14. Pola tanam berurutan + mulsa sisa tanam	0,347
15. Pola tanam berurutan	0,398
16. Pola tanam tumpang gilir + mulsa sisa tanaman	0,357
17. Kebun campuran	0,200
18. Ladang berpindah	0,400
19. Tanah kosong diolah	1,000
20. Tanah kosong tidak diolah	0,950
21. Hutan tidak terganggu	0,001
22. Semak tidak terganggu	0,010
23. Alang-alang permanen	0,020
24. Alang-alang dibakar	0,700
25. Sengon disertai semak	0,012
26. Sengon tidak disertai semak dan tanpa seresah	1,000
27. Pohon tanpa semak	0,320

Sumber : Abdurachman,1984 (dalam Asdak 2002)

2.3.6 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), sehingga dalam rumus USLE kedua variable tersebut dipisahkan. Faktor P adalah nisbah antara tanah tererosi rata-rata dari lahan yang mendapat perlakuan konservasi tertentu terhadap tanah tererosi rata-rata dari lahan yang diolah tanpa tindakan konservasi, dengan catatan faktor-faktor penyebab erosi yang lain diasumsikan tidak berubah.

Tabel 2.12 Faktor pengelolaan dan konservasi tanah di Jawa

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

Sumber : Abdurachman,1984 (dalam Asdak, 2002)

Batas maksimum laju erosi yang dapat diterima untuk berbagai macam kondisi tanah seperti terlihat pada Tabel 2.13.

Tabel 2.13. Kelas Erosi

No	Laju Erosi (ton/ha)	Kelas Erosi
1	≤ 10	Dalam batas toleransi
2	10 – 50	Erosi ringan
3	50 – 100	Erosi moderat
4	100 – 250	Erosi berat
5	> 250	Erosi sangat berat

Sumber : Suripin 1998

2.3.7 Pendugaan Laju Sedimentasi

Tidak semua sedimen yang dihasilkan erosi menjadi sedimen, dan ini tergantung dari nisbah antara volume sedimen yang bisa diendapkan dari lahan di atasnya ($SDR = \text{Sedimen Delivery Ratio}$). Batasaan nilai laju sedimen ditentukan sebesar **1mm** per tahun. Nilai SDR ini tergantung dari luas DPS, yang erat hubungannya dengan pola penggunaan lahan . Nilai SDR dihitung dengan persamaan sebagai berikut:

$$SDR = \frac{S(1 - 0,8683A^{-0,2018})}{2 \times (S + 50n)} + 0,8683A^{-0,2018} \quad (2.28)$$

SDR = Nisbah Pelepasan Sedimen, nilainya $0 < SDR < 1$

A = Luas DPS (Ha)

S = Kemiringan lereng rataaan permukaan (%)

n = Koefisien kekasaran Manning

Pendugaan laju sedimen potensial yang terjadi di suatu DAS dihitung dengan persamaan Weischmeier dan Smith, 1958 sebagai berikut :

$$S_{pot} = E \times SDR \quad (2.29)$$

dimana :

SDR = *Sedimen Delivery Ratio*

S_{pot} = Sedimen potensial

E = Erosi yang terjadi

2.4 KAJIAN SOSIAL DAN EKONOMI

Sosial Umum, kondisi ekonomi masyarakat disekitar tapak relatif cukup baik - diatas prasejahtera. Berdasarkan monografi Kecamatan Ngalian pada tahun 2001, jumlah penduduk di Kecamatan Ngalian adalah 89.055 jiwa, yang terdiri dari 44.465 laki-laki dan 44.590 perempuan. Dimana sebanyak 61 % berada pada usia produktif. Mata pencaharian penduduk adalah **4.667 petani**, 16.580 buruh, 4.495 pengusaha, 7.881 PNS/ ABRI/ pensiunan dan 23.689 lain-lain. Berdasarkan monografi Kecamatan Mijen pada tahun 2001, jumlah penduduk di Kecamatan Mijen adalah 37.801 jiwa, yang terdiri dari 19.117 laki-laki dan 18.684 perempuan. Dimana sebanyak 66 % berada pada usia produktif. Mata pencaharian penduduk adalah **7.957 petani**, 11.423 buruh, 317 pengusaha, 1.708 PNS/ ABRI/ pensiunan dan 3.378 lain-lain. Berdasarkan monografi Kecamatan Tugu dalam Angka pada tahun 2001, banyaknya penduduk di Kecamatan Tugu adalah 23.919 jiwa, yang terdiri dari 11.988 laki-laki dan 11.931 perempuan. Dimana sebanyak 61 % berada pada usia produktif. Mata pencaharian penduduk adalah **788 petani**, 7.277 buruh, 247 nelayan, 724 PNS/ ABRI/ pensiunan dan 6016 lain-lain.