

## **BAB II**

### **KAJIAN PUSTAKA**

#### **2.1 Tinjauan Umum**

##### **2.1.1 Banjir**

Banjir adalah merupakan suatu keadaan sungai dimana aliran airnya tidak tertampung oleh palung sungai, karena debit banjir lebih besar dari kapasitas sungai yang ada.

Secara umum penyebab terjadinya banjir dapat dikategorikan menjadi dua hal, yaitu karena sebab – sebab alami dan karena tindakan manusia.

Yang termasuk sebab alami diantaranya :

- **Curah hujan**  
Pada musim penghujan curah hujan yang tinggi akan mengakibatkan banjir di sungai dan bilamana melebihi tebing sungai, maka akan timbul banjir atau genangan .
- **Pengaruh fisiografi**  
Fisiografi atau geografi fisik sungai seperti bentuk, dan kemiringan Daerah Pengaliran Sungai (DPS), kemiringan sungai, Geometri hidrolis (Bentuk penampang seperti lebar, kedalaman, potongan memanjang, material dasar sungai), lokasi sungai .
- **Erosi dan sedimentasi**  
Erosi di DPS berpengaruh terhadap kapasitas penampungan sungai, karena tanah yang tererosi pada DPS tersebut apabila terbawa air hujan ke sungai akan mengendap dan menyebabkan terjadinya sedimentasi. Sedimentasi akan mengurangi kapasitas sungai dan saat terjadi aliran yang melebihi kapasitas sungai dapat menyebabkan banjir.
- **Kapasitas sungai**  
Pengurangan kapasitas aliran banjir pada sungai disebabkan oleh pengendapan yang berasal dari erosi dasar sungai dan tebing sungai yang berlebihan, karena tidak adanya vegetasi penutup.

- Pengaruh air pasang  
Air laut memperlambat aliran sungai ke laut. Pada waktu banjir bersamaan dengan air pasang yang tinggi, maka tinggi genangan/ banjir menjadi lebih tinggi karena terjadi aliran balik (*back water*)

Yang termasuk penyebab banjir akibat tindakan manusia diantaranya :

- Perubahan kondisi daerah pengaliran sungai  
Perubahan DPS seperti penggundulan hutan, usaha pertanian yang kurang tepat, perluasan kota dan perubahan tata guna lainnya dapat memperburuk masalah banjir karena berkurangnya daerah resapan air dan sediment yang terbawa ke sungai akan memperkecil kapasitas sungai yang mengakibatkan meningkatnya aliran banjir.
- Kawasan kumuh  
Perumahan kumuh yang terdapat di bantaran sungai merupakan penghambat aliran sungai.
- Sampah  
Pembuangan sampah di alur sungai dapat meninggikan muka air banjir karena menghalangi aliran.

### 2.1.2 Pengendalian Banjir

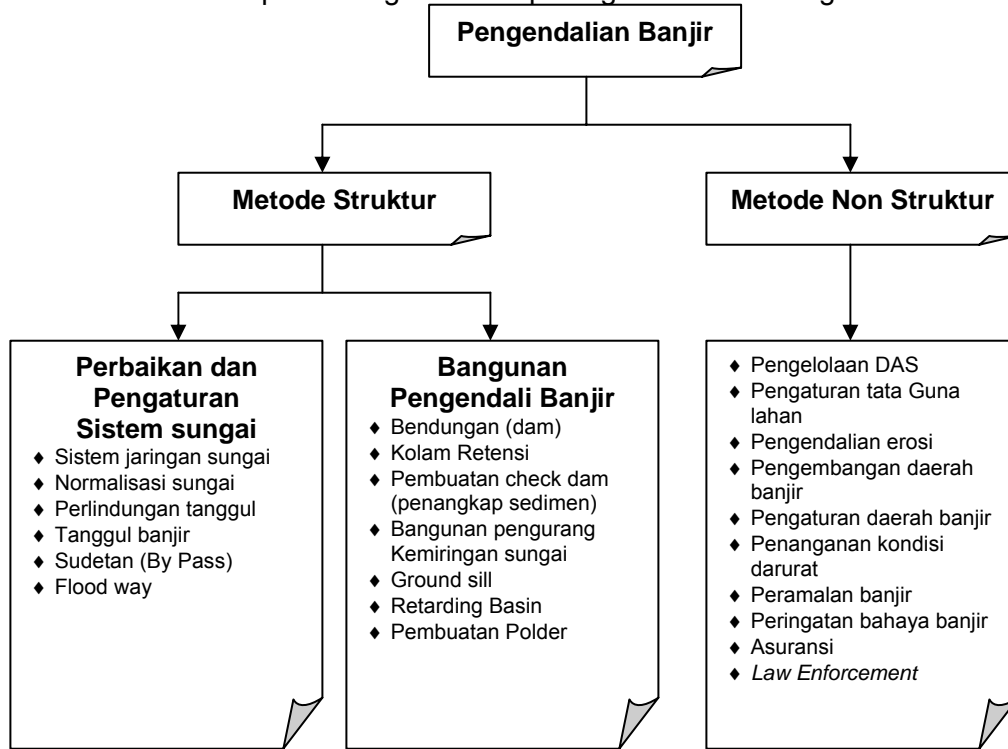
Merupakan kegiatan perencanaan, pelaksanaan pekerjaan pengendalian banjir, eksploitasi dan pemeliharaan, yang pada dasarnya untuk mengendalikan banjir, pengaturan penggunaan daerah dataran banjir dan mengurangi atau mencegah adanya bahaya/kerugian akibat banjir.

Ada 4 strategi dasar untuk pengelolaan daerah banjir yang meliputi (Grigg, 1996) :

- ◆ Modifikasi kerentanan dan kerugian banjir (penentuan zona atau pengaturan tata guna lahan)
- ◆ Modifikasi banjir yang terjadi (pengurangan) dengan bantuan pengontrol (waduk) atau normalisasi sungai.
- ◆ Modifikasi dampak banjir dengan penggunaan teknis mitigasi seperti asuransi, penghindaran banjir (*flood profing*)

- ◆ Pengaturan peningkatan kapasitas alam untuk dijaga kelestariannya seperti penghijauan.

Alat untuk empat strategi dasar dapat digambarkan sebagai berikut :



Gambar 2.1 Pengendalian banjir metode struktur dan Non Struktur

Seperti ditunjukkan dalam gambar 2.1 ada dua metode pendekatan untuk analisis pengendalian banjir yaitu metode struktur dan non-struktur. Beberapa metode struktur diuraikan sebagai berikut :

- ◆ **Bendungan (dam)**

Bendungan digunakan untuk menampung dan mengelola distribusi aliran sungai. Pengendalian diarahkan untuk mengatur debit air sungai disebelah hilir bendungan.

- ◆ **Kolam Penampungan (*retention basin*)**

Kolam penampungan (*retention basin*) berfungsi untuk menyimpan sementara volume air banjir sehingga puncak banjir dapat dikurangi dan dilepaskan kembali pada saat air surut. Wilayah yang digunakan untuk kolam penampungan biasanya didaerah dataran rendah.

- ◆ **Tanggul Penahan Banjir**

Tanggul penahan banjir adalah penghalang yang didesain untuk menahan banjir di palung sungai untuk melindungi daerah sekitarnya.

- ◆ **Saluran *By pass***

Saluran bay pass adalah saluran yang digunakan untuk mengalihkan sebagian atau seluruh aliran air banjir dalam rangka mengurangi debit banjir pada daerah yang dilindungi.

- ◆ **Sistem pengerukan sungai/normalisasi sungai**

Sistem pengerukan atau pengerukan saluran adalah bertujuan memperbesar kapasitas tampung sungai dan memperlancar aliran. Normalisasi diantaranya mencakup kegiatan melebarkan sungai, mengarahkan alur sungai dan memperdalam sungai (pengerukan).

### 2.1.3 Penanggulangan Banjir

Penanggulangan banjir perlu dilakukan untuk menangani banjir dalam keadaan darurat, terutama untuk bangunan pengendali banjir yang rusak dan kritis . Hal – hal yang harus diperhatikan dalam perencanaan penanggulangan banjir antara lain :

- ◆ **Identifikasi masalah**

Sebelum terjadi banjir sebaiknya dilakukan pemeliharaan tanggul dan bangunan pengendali banjir, di dalam survey perlu dilakukan identifikasi pada tempat – tempat tertentu di sepanjang sungai yang rawan terhadap banjir dan perlu di buat map untuk daerah rawan banjir di dataran rendah.

- ◆ **Kebutuhan bahan dan peralatan penanggulangan**

Bahan peralatan yang diperlukan untuk penanggulangan banjir harus disiapkan sebelum banjir dan dalam keadaan baik. Bahan yang perlu disiapkan antara lain bronjong, karung plastic, ijuk, kayu. Sedangkan peralatan yang perlu dipersiapkan meliputi Alat kerja (Sekop, gergaji, cangkul, dsb), alat transportasi, alat komunikasi, Peralatan penerangan, perlengkapan personil.

- ◆ **Kebutuhan tenaga penanggulangan**  
Tenaga penanggulangan harus jelas pembagiannya dan di buat dalam kelompok (Kelompok ronda, pengamat, penanggulangan darurat dan regu cadangan) pengerahan tenaga perlu didiskusikan dengan aparat pemerintah setempat dan sesuai dengan wewenang pada satuan koordinasi Pelaksana penanggulangan bencana alam (Satkorlak PBA).

#### **2.1.4 Peramalan Banjir (*Flood Forecasting*) dan Sistem Peringatan Dini Bahaya Banjir (*Early Warning System*)**

Pada suatu sungai perlu adanya peramalan banjir dan peringatan dini banjir terutama untuk sungai yang melewati daerah yang padat penduduk dan mempunyai sifat banjir yang membahayakan. Hal ini dimaksudkan untuk mengurangi kerugian yang lebih besar sebagai akibat adanya banjir tersebut.

- ◆ **Peramalan Banjir**  
Untuk mengetahui datangnya banjir dapat diketahui dengan cara yang sederhana melalui gejala alam yang terjadi, misalnya banyak serangga yang keluar dari dalam tanah, suara katak bersahutan dan sebagainya. Cara ini biasanya diketahui baik oleh penduduk setempat dan akan mempersiapkan segala persiapan untuk menghadapi hal – hal yang membahayakan dari banjir. Berdasarkan pengembangan kehidupan masyarakat yang semakin meningkat, maka perlu adanya peramalan banjir secara tepat dan cepat. Peramalan tersebut secara teknis dapat dilakukan antara lain :
  - a. **Pengamatan tinggi muka air pada pos – pos pengamat**  
Cara ini dilakukan dengan melakukan pengamatan tinggi muka air sungai pada beberapa pos pengamatan. Pos duga muka air sungai diperlukan minimal dua buah, yang ada disebelah hulu dan daerah yang diamankan. Apabila tinggi muka air banjir pada pos hulu diketahui, maka dapat diramalkan waktu yang diperlukan untuk banjir sampai pada daerah yang diamankan berdasarkan analisa *flood routing*. Selang waktu sebelum banjir tiba dipergunakan untuk mengabarkan pada instansi terkait.

b. Telemetering / Pengamatan curah hujan.

Untuk daerah yang bahaya banjirnya tinggi, biasanya menggunakan peramalan yang lebih dini, yaitu menggunakan radar pencatat hujan di daerah aliran sungai. Berdasar radar tersebut, informasi tinggi hujan dikirimkan pada pos pengolah data, yang akan meramalkan besarnya banjir pada daerah yang akan diamankan. Cara ini bekerja otomatis dan menggunakan peralatan yang modern, sehingga hanya dipakai pada sungai – sungai yang berbahaya.

◆ Pemberitaan Banjir

Sebelum banjir tiba, perlu adanya persiapan penanggulangan banjir diantaranya kegiatan pemberitaan bahaya banjir. Pemberitaan ini diinformasikan ke kantor – kantor terlebih dahulu untuk diteruskan ke masyarakat. Untuk menjamin ketepatan berita banjir perlu diperhatikan:

- Kesamaan bahasa komunikasi
- Pemakaian bahasa yang singkat dan jelas
- Penyampaian berita pada saat yang tepat terhadap banjir
- Adanya jalur komunikasi yang jelas
- Sarana komunikasi yang memadai
- Adanya pembagian tugas dan tanggung jawab yang jelas.

a. Sarana pemberitaan

Sarana untuk pemberitaan banjir dapat berupa kentongan, peluit, radio pemancar dan penerima, telepon, sirine, dsb

b. Saat dan selang pemberitaan

Gejala awal akan terjadinya banjir pada umumnya dapat diketahui dari kedudukan tinggi muka air sungai dan kondisi banjir terhadap tanggul. Tingkat bahaya suatu sungai dapat ditentukan berdasarkan kedua hal tersebut. Pemberitaan dilakukan pada awal masing – masing tingkat siaga (1, 2 , dan 3) seperti pada tabel 2.1

Tabel 2.1 Tingkat siaga dan pemberitaan banjir

NO	Tingkat bahaya	Tingkat siaga	Tinggi jagaan banjir (m)	Selang waktu pengamatan (jam)	Selang waktu pemberitaan	Isyarat
1.	Bahaya 1	Siaga 1	1.75 – 1.25	2.00	6.00	

**Tabel 2.1 Lanjutan**

2.	Bahaya 2	Siaga 2	1.25 - 0.75	1.00	3.00	
3.	Bahaya 3	Siaga 3	0.75 – 0.50 Saat bangunan pengendali kritis	Terus menerus	0.25 – 1.00	

## **2.2 Batasan dan Pengertian**

Untuk memudahkan pemahaman mengenai Tugas akhir ini perlu diketahui beberapa batasan dan beberapa pengertian istilah yang digunakan.

### **2.2.1 Daerah Pengaliran Sungai (*Catchment Area*)**

Daerah pengaliran sungai adalah suatu kesatuan wilayah tata air yang terbentuk secara alamiah dimana air meresap dan atau mengalir melalui sungai dan anak – anak sungai yang bersangkutan.

### **2.2.2 Wilayah Sungai**

Wilayah sungai adalah suatu kesatuan wilayah sistem tata pengairan sebagai suatu pengembangan wilayah sungai yang terdiri dari satu atau lebih daerah pengaliran sungai.

### **2.2.3 Bantaran sungai**

Bantaran sungai adalah daerah yang terletak pada kedua sisi dan disepanjang alur sungai dimana terletak antara tepi palung alur sungai sampai pada kaki tanggul sebelah dalam.

### **2.2.4 Garis Sempadan Sungai**

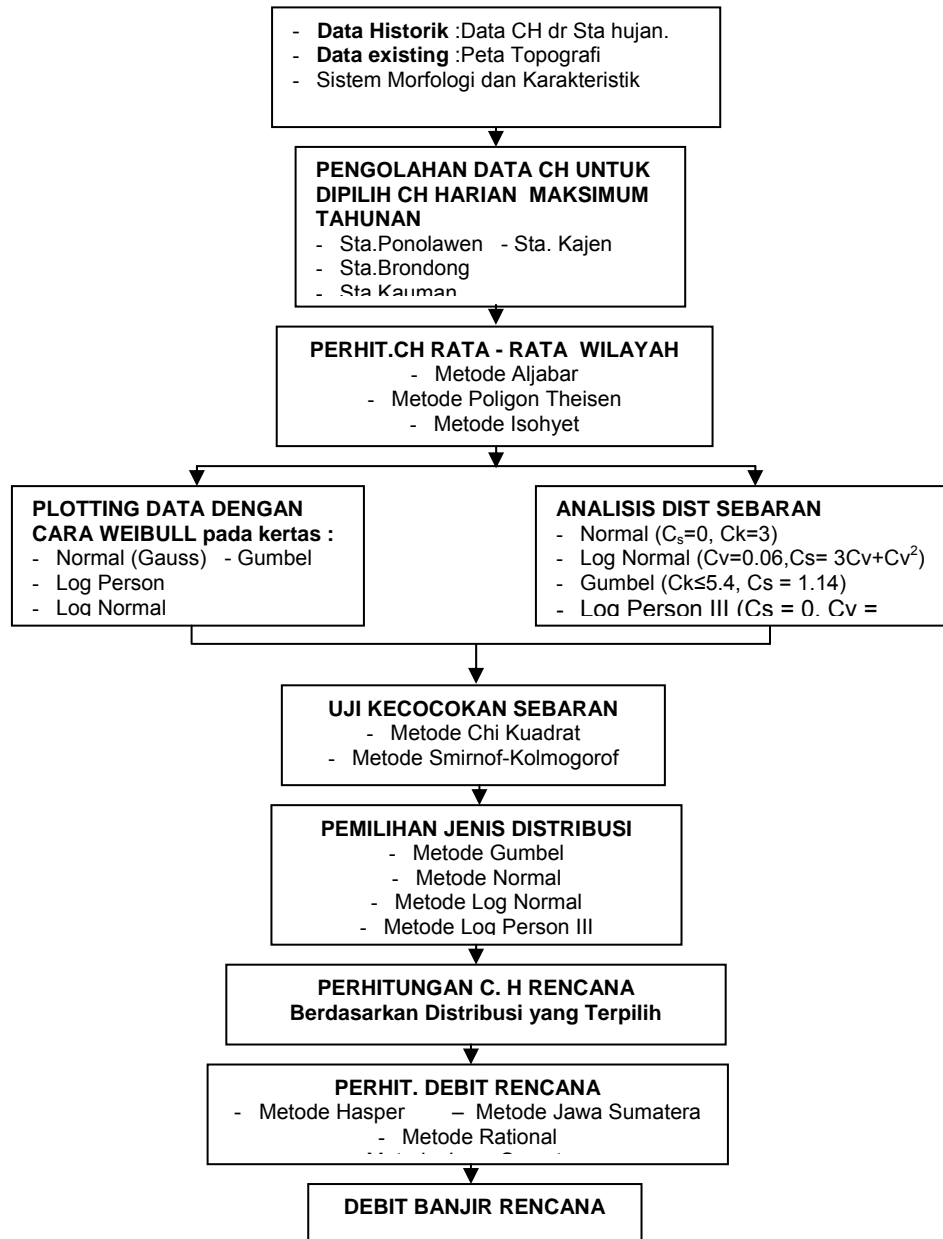
Garis sempadan sungai adalah garis batas luar pengaman sungai dihitung kira – kira 5 meter dari luar kaki tanggul untuk sungai yang bertanggung, dan ditetapkan tersendiri untuk sungai yang tidak bertanggung dan bangunan – bangunan air sungai. Untuk sungai yang tak bertanggung garis sempadan ditetapkan berdasarkan pertimbangan teknis dan sosial ekonomis.

### **2.2.5 Daerah Sempadan Sungai**

Daerah sempadan sungai adalah daerah yang dibatasi oleh garis sempadan dengan kaki tanggul sebelah luar atau garis sempadan dengan tebing untuk sungai yang tidak bertebing.

### 2.3 Tinjauan hidrologi

Analisis hidrologi diperlukan untuk memperoleh besarnya debit banjir rencana suatu wilayah. Debit banjir rencana merupakan debit maksimum dengan periode ulang tertentu yaitu besarnya debit maximum yang rata-rata terjadi satu kali dalam periode ulang yang ditinjau.



Gambar 2.2 Bagan Alir Perhitungan Hidrologi



### 2.3.1 Analisis Curah Hujan yang Mewakili DAS

Untuk keperluan perencanaan sistem pengendalian banjir pada suatu wilayah, perlu diketahui besarnya curah hujan yang mewakili DAS, dimana dapat diperoleh dari analisa data curah hujan harian maksimum tahunan dari beberapa stasiun penakar hujan yang ada di wilayah tangkapan hujan (*catchment area*).

Adapun cara yang dipakai untuk memperoleh curah hujan wilayah adalah :

#### 2.3.1.1 Metode Rata – rata aljabar

Dapat digunakan dengan hasil yang memuaskan apabila daerahnya datar dan penempatan alat ukur tersebut tersebar merata.

Cara ini adalah cara yang paling sederhana. Metode rata-rata aljabar dihitung dengan menjumlahkan curah hujan dari semua tempat pengukuran selama satu periode tertentu dan membaginya dengan banyaknya tempat pengukuran. Jika dirumuskan dalam suatu persamaan adalah sebagai berikut :

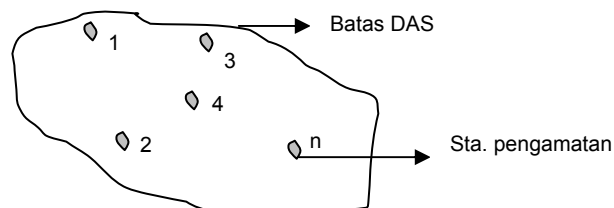
$$\bar{R} = \frac{R_1 + R_2 + R_3 + \dots + R_n}{n}$$

Di mana :

$\bar{R}$  = curah hujan rata-rata (mm)

$R_1, \dots, R_n$  = besarnya curah hujan pada masing-masing stasiun (mm)

$n$  = banyaknya stasiun hujan



Gambar 2.3 Sketsa Stasiun Curah Hujan Cara Rata-rata Aljabar

(Sumber : Sri Harto, Analisis Hidrologi, 1993 )

### 2.3.1.2 Cara Poligon Thiessen

Cara ini memberikan proporsi luasan daerah pengaruh pos penakar hujan untuk mengakomodasi ketidakseragaman jarak. Cara ini cocok untuk daerah datar dengan luas 500 – 5000 km<sup>2</sup>.

$$\begin{aligned} \text{Rumus : } \quad \bar{R} &= \frac{A_1 R_1 + A_2 R_2 + \dots + A_n R_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \\ &= \frac{A_1 R_1 + A_2 R_2 + \dots + A_n R_n}{A} \end{aligned}$$

$$\bar{R} = R_1 W_1 + R_2 W_2 + \dots + R_n W_n$$

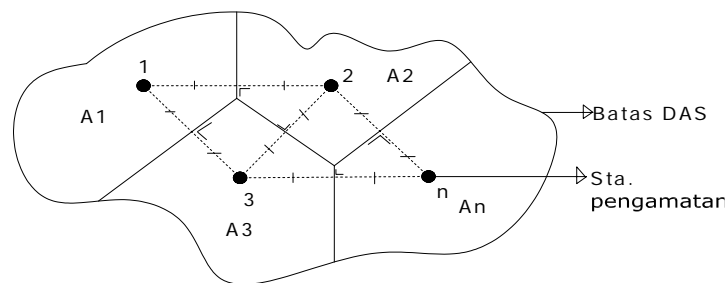
Di mana :

$\bar{R}$  = curah hujan rata-rata (mm)

$R_1, R_2, \dots, R_n$  = curah hujan masing-masing stasiun (mm)

$W_1, W_2, \dots, W_n$  = faktor bobot masing-masing stasiun yaitu % daerah pengaruh terhadap luas keseluruhan.

(Sumber : Sri Harto, Analisis Hidrologi, 1993)



Gambar 2.4 Pembagian Daerah dengan Cara Poligon Thiessen

### 2.3.1.3 Cara Isohyet

*Isohyet* adalah garis lengkung yang merupakan harga curah hujan yang sama. Umumnya sebuah garis lengkung menunjukkan angka yang bulat.

*Isohyet* ini diperoleh dengan cara interpolasi harga-harga curah hujan yang tercatat pada penakar hujan lokal ( $R_{nt}$ ).

Rumus :

$$\bar{R} = \frac{\sum A_i \times R_i}{\sum A_i}$$

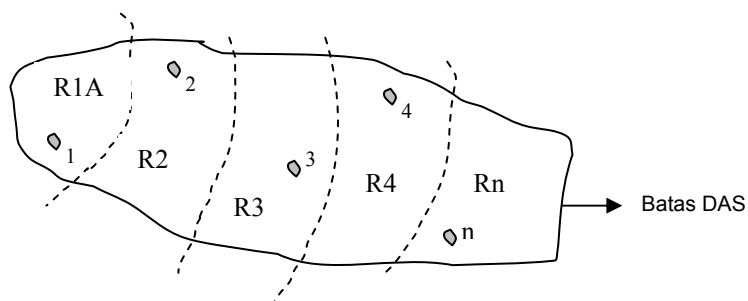
Keterangan :

$\bar{R}$  = curah hujan rata-rata (mm)

$R_i$  = curah hujan stasiun  $i$  ( mm )

$A_i$  = luas DAS stasiun  $i$  (  $\text{km}^2$  )

(Sumber : Sri Harto, Analisis Hidrologi, 1993)



Gambar 2.5 Pembagian Daerah Cara Garis *Isohyet*

### 2.3.2 Curah Hujan Rencana

Setelah mendapatkan curah hujan wilayah dari beberapa stasiun yang berpengaruh di daerah aliran sungai tersebut, selanjutnya dianalisis secara statistik untuk mendapatkan pola sebaran yang sesuai dengan sebaran curah hujan wilayah tersebut. Ada beberapa macam jenis distribusi sebaran antara lain:

- Distribusi Normal
- Distribusi log Normal
- Distribusi Log Person III
- Distribusi Gumbel

Jenis distribusi sebaran yang terpilih merupakan dasar untuk menentukan Curah hujan rencana dengan periode ulang tertentu.

Ada dua cara untuk menentukan jenis sebaran yaitu dengan :

- a. Analitis (Penentuan Parameter Statistik )
- b. Grafis (Plotting pada Kertas Probabilitas)

### 2.3.2.1 Parameter Statistik

Dalam penentuan jenis distribusi yang akan dipakai dalam perhitungan, maka diperlukan parameter statistik sebagai berikut :

- ◆ Deviasi Standart (Sx)
- ◆ Koefisien Skewness (G)
- ◆ Koefisien Kurtosis (Ck)
- ◆ Koefisien Variasi (Cv)

#### a. Deviasi Standart (Sx)

Umumnya ukuran dispersi yang paling banyak digunakan adalah deviasi standart (*standart deviation*) dan varian (*variance*).varian digunakan untuk menghitung nilai kuadrat dari deviasi standar. Apabila penyebaran data sangat besar terhadap nilai rata-rata maka nilai standar devioasi akan besar, tetapi apabila penyebaran data sangat kecil terhadap nilai rata-rata maka standar deviasi akan kecil.

$$Sx = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Xi - \bar{X})^2}{n-1}}$$

Di mana : Sx = Standar Deviasi

Xi = Nilai variant

$\bar{X}$  = Curah hujan rata-rata

n = jumlah data.

## b. Koefisien Skewness ( G )

Kemencengan ( *skewness* ) adalah suatu nilai yang menunjukkan derajat ketidaksimetrisan ( *asymmetry* ) dari suatu bentuk distribusi. Umumnya ukuran kemencengan dinyatakan dengan besarnya koefisien kemencengan ( *coefficient of skewness* )

$$Cs = \frac{n \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^3}{(n-1)(n-2)Sx^3}$$

Cs = koefisien kemencengan

$X_i$  = nilai varian

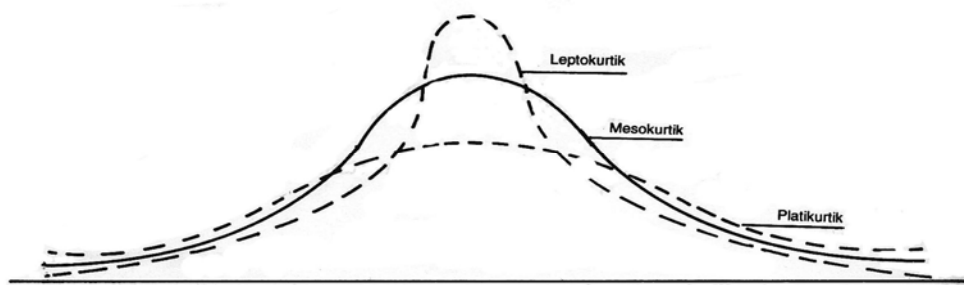
$\bar{X}$  = nilai rata-rata

N = jumlah data

Sx = standar deviasi

## c. Koefisien Kurtosis ( Ck )

Pengukuran kurtosis dimaksudkan untuk mengukur keruncingan dari bentuk kurva distribusi, yang umumnya dibandingkan dengan distribusi normal.



Gambar 2.6 Koefisien Kurtosis

Rumus koefisien kurtosis adalah :

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

$C_k$  = koefisien kurtosis

$X_i$  = nilai varian

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

$n$  = jumlah data

$S_x$  = standar deviasi

#### d. Koefisien Variasi ( $C_v$ )

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

$$C_v = \frac{S_x}{\bar{X}}$$

$C_v$  = koefisien variasi

$S_x$  = standar deviasi

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

#### e. Pemilihan Jenis Sebaran

Ada berbagai macam distribusi teoritis yang kesemuanya dapat dikelompokkan menjadi dua yaitu distribusi diskrit dan distribusi kontinyu. Yang diskrit adalah binomial dan poisson. Sedang yang kontinyu adalah Normal, Log Normal, Pearson dan Gumbel. (Soewarno,1995)

- o Distribusi normal

$$C_s \sim 0 ; C_k \sim 3$$

- o Distribusi log normal

$$C_v \sim 0,06 ; C_s \sim 3C_v + C_v^2$$

- Distribusi *Gumbel*  
Cs ~ 1,14 ; Ck ≤ 5,4 ;
- Distribusi log Pearson III  
Cs ~ 0 ; Cv ~ 0.05

### 2.3.2.2 Plotting di Kertas Probabilitas dan pengujian Kecocokan Sebaran

#### 2.3.2.2.1 Plotting Data di Kertas Probabilitas

Disamping dengan uji parameter statistik , untuk menentukan jenis sebaran dapat juga dilakukan dengan plotting pada kertas probabilitas. Sebelum dilakukan penggambaran, data harus diurutkan dahulu dari kecil ke besar. Penggambaran posisi (*Ploting position*) yang dipakai adalah cara yang dikembangkan oleh Weibull, cara ini dipilih karena probabilitasnya tidak mungkin 100 %.

$$P = \frac{m}{n+1} \times 100\% \quad T_r = \frac{1}{P}$$

di mana :

$P$  = Peluang terjadinya curah hujan tertentu

$m$  = nomor urut ( peringkat ) data setelah diurutkan dari besar ke kecil

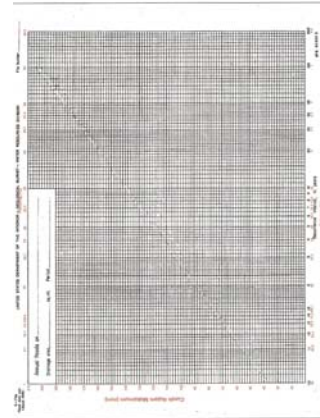
$n$  = banyaknya data atau jumlah kejadian.

$T_r$  = Periode ulang

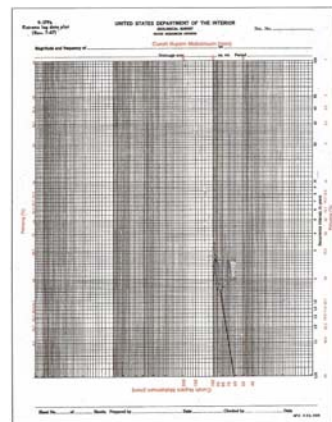
kemudian dilakukan plotting data pada kertas probabilitas Normal, Gumbel, Log Normal dan Log Pearson III. Dibawah ini adalah contoh kertas plotting probabilitas.



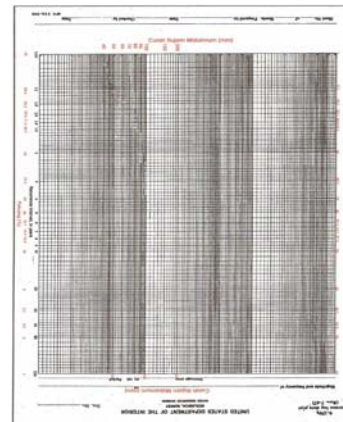
Gambar.2.7 Probability paper Normal



Gambar 2.8 Probability paper Gumbel



Gambar 2.9 Probability paper Log Normal



Gambar 2.10 Probability paper Log Pearson III

Pemilihan distribusi yang diambil yaitu garis regresi yang paling mendekati garis lurus. Dengan persamaan:

$$Y = a + b x$$

$$A = \frac{(\sum Y_1)(\sum X_1^2) - (\sum X_1)(\sum X_1 Y_1)}{n \sum X_1^2 - (\sum X_1)^2}$$

$$B = \frac{n \sum X_1 Y_1 - (\sum X_1)(\sum Y_1)}{\sum X_1^2 - (\sum X_1)^2}$$



Dimana:

Y = Subjek dalam variable dependen yang diprediksikan.

A = Harga Y bila X=0 (harga konstan)

B = Angka arah atau koefisien regresi, yang menunjukkan angka peningkatan ataupun penurunan variable dependen yang didasarkan pada variable independent.

X = subjek pada variable independent yang mempunyai nilai tertentu.

#### 2.3.2.2.2 Pengujian Kecocokan Sebaran

Uji keselarasan dimaksudkan untuk menetapkan apakah persamaan distribusi peluang yang telah dipilih dapat mewakili dari distribusi statistik sample data yang dianalisa. Ada dua jenis uji kecocokan sebaran (*Goodness of Fit Test*), yaitu uji keselarasan **Chi Kuadrat** dan **Smirnov Kolmogorof**.

##### 1) Uji Chi Kuadrat

Uji chi-kuadrat dimaksudkan untuk menentukan apakah persamaan distribusi peluang yang telah dipilih dapat mewakili dari data distribusi statistik sampel data yang di analisis. Pengambilan keputusan uji ini menggunakan parameter  $\chi^2$ , oleh karena itu disebut uji chi-kuadrat.

$$\text{Rumus : } f^2 = \sum \frac{(E_1 - O_1)^2}{E_1}$$

Di mana :

$f^2$  = harga chi kuadrat.

$O_i$  = jumlah nilai pengamatan pada sub kelompok ke – i.

$E_i$  = jumlah nilai teoritis pada sub kelompok ke – i.

Proseduruji Chi Kuadrat adalah:

1. Urutkan data pengamatan (dari besar kekecil atau sebaliknya)

2. Hitung jumlah kelas yang ada ( $K$ ) =  $1 + 3,322 \cdot \log n$
3. Hitung nilai  $Ef = \frac{\text{jumlahdata}}{\text{jumlahkelas}}$
4. Tentukan nilai  $Of$  untuk setiap kelas
5. Hitung nilai  $X^2Cr$  untuk setiap kelas, kemudian hitung nilai total  $X^2Cr$
6. Nilai  $X^2Cr$  dari perhitungan harus lebih kecil dari nilai  $X^2Cr$  dari table untuk derajat nyata tertentu.

Adapun kriteria penilaian hasilnya adalah sebagai berikut :

- a. Apabila peluang  $>5\%$  maka persamaan distribusi teoritis yang digunakan dapat diterima.
- b. Apabila peluang  $< 1\%$  maka persamaan distribusi teoritis yang digunakan dapat diterima.
- c. Apabila peluang berada diantar  $1\% - 5\%$  maka tidak mungkin mengambil keputusan, perlu penambahan data.

$$Dk = K - (P + I)$$

$Dk$  = derajat kebebasan.

$K$  = banyaknya kelas (grup)

$P$  = Banyaknya keterikatan (constrain) atau sama dengan banyaknya parameter, yang untuk sebaran Chi kuadrat = 2

Tabel 2.2 Nilai Kritis untuk Distribusi *Chi Kuadrat*

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	0.100	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	1.69	2.167	14.067	16.013	18.475	20.278
8	1.344	1.646	2.18	2.733	15.507	17.535	20.09	21.955
9	1.735	2.088	2.7	3.325	16.919	19.023	21.666	23.589
10	2.156	2.558	3.247	3.940	18.307	20.483	23.209	25.188
11	2.603	3.053	3.816	4.575	19.675	214.92	24.725	26.757

Tabel 2.2 Lanjutan

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	6.161	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	34.17	37.566	39.997
21	8.034	8.897	10.283	11.591	32.671	35.479	38.932	41.401
22	8.643	9.542	10.982	12.338	33.924	36.781	40.289	42.796
23	9.260	10.196	11.689	13.091	36.172	38.076	41.638	44.181
24	9.886	10.856	12.401	13.848	36.415	39.364	42.980	45.558
25	10.52	11.524	13.120	14.611	37.652	40.646	44.314	46.928
26	11.16	12.198	13.844	15.379	38.885	41.923	45.642	48.290
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

(Sumber : CD Soemarto, 1999)

## 2) Smirnov Kolmogorof

Pengujian kecocokan sebaran dengan cara ini dinilai lebih sederhana dibanding dengan pengujian dengan cara chi-kuadrat. Dengan membandingkan probabilitas untuk tiap variat dari distribusi empiris dan teoritisnya maka didapat perbedaan ( $\Delta$ ) tertentu.

Apabila harga  $\Delta$  max yang terbaca pada kertas probabilitas lebih kecil dari  $\Delta$  kritis maka distribusi teoritis yang digunakan untuk menentukan persamaan distribusi dapat diterima, tetapi apabila  $\Delta$  max lebih besar dari  $\Delta$  kritis maka distribusi yang digunakan untuk menentukan persamaan distribusi tidak dapat diterima.

$$\text{Rumus : } \alpha = \frac{P_{\max}}{P_{(x)}} - \frac{P_{(xi)}}{\Delta_{cr}}$$

Prosedur pengujian Smirnov Kolmogorof adalah :

1. Urutkan data dari yang besar ke kecil dan tentukan besarnya peluang masing-masing data tersebut
2. Tentukan nilai masing-masing peluang teoritis dari hasil penggambaran data (persamaan distribusinya)
3. Dari kedua peluang tersebut, tentukan selisih terbesarnya antara peluang pengamatan dengan peluang teoritis.
4. Berdasarkan tabel nilai kritis dapat ditentukan nilai  $\Delta$  kritis.
5. Apabila  $\Delta_{max}$  lebih kecil dari  $\Delta$  kritis maka distribusi teoritis yang digunakan untuk menentukan persamaan distribusi debit maksimum dapat diterima. Apabila  $\Delta_{max}$  lebih besar dari nilai  $\Delta$  kritis maka distribusi Teoritis yang digunakan untuk menentukan persamaan distribusi debit maksimum tidak dapat diterima.

Tabel 2.3 Nilai Delta Kritis untuk Uji Keselarasan *Smirnov Kolmogorof*

n	$\Delta$			
	0.2	0.1	0.05	0.01
5	0.45	0.51	0.56	0.67
10	0.32	0.37	0.41	0.49
15	0.27	0.30	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	1.693/n

(Sumber : CD Soemarto, 1999)

### 2.3.3 Rumusan Curah Hujan Rencana dengan Periode Ulang

#### 2.3.3.1 Distribusi Normal

Rumus :  $X_t = \bar{X} + k \cdot S_x$

$X_t$  = curah hujan rencana

$\bar{X}$  = curah hujan maksimum rata-rata

$$S_x = \text{standar deviasi} = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum (X_1 - \bar{X})^2}$$

k = faktor frekuensi ( tabel 2.2 )

**Tabel 2.4 Faktor Frekuensi Normal**

P ( k )	K	P ( k )	K
0,001	-3,09	0,6	0,24
0,005	-2,58	0,7	0,52
0,01	-2,33	0,8	0,84
0,02	-2,05	0,85	1,04
0,03	-1,88	0,9	1,28
0,04	-1,75	0,95	1,64
0,05	-1,64	0,96	1,75
0,1	-1,28	0,97	1,88
0,15	-1,04	0,98	2,05
0,2	-0,84	0,99	2,33
0,3	-0,52	0,995	2,58
0,4	-0,25	0,999	3,09
0,5	0		

### 2.3.3.2 Metode Distribusi Log Normal

Distribusi Log Normal, merupakan hasil transformasi dari distribusi normal, yaitu dengan mengubah varian X menjadi nilai logaritmik varian X.

Rumus :  $\text{Log } X_t = \text{Log } \bar{X} + Kt \cdot S_x$

$X_t$  = Besarnya curah hujan yang mungkin terjadi pada periode ulang T tahun

$S_x$  = Standar deviasi

$\bar{X}$  = Curah hujan rata-rata

$Kt$  = Standar variabel untuk periode ulang tahun ( tabel 2.6)

**Tabel 2.5 Standar Variabel ( Kt )**

T	Kt	T	Kt	T	Kt
1	-1,86	20	1,89	96	3,34
2	-0,22	25	2,10	100	3,45
3	0,17	30	2,27	110	3,53
4	0,44	35	2,41	120	3,62
5	0,64	40	2,54	130	3,70
6	0,81	45	2,65	140	3,77
7	0,95	50	2,75	150	3,84
8	1,06	55	2,86	160	3,91

Tabel 2.6 Lanjutan

9	1,17	60	2,93	170	3,97
10	1,26	65	3,02	180	4,03
11	1,35	70	3,08	190	5,09
12	1,43	75	3,60	200	4,14
13	1,50	80	3,21	220	4,24
14	1,57	85	3,28	240	4,33
15	1,63	90	3,33	260	4,42

(Sumber : Sri Harto, BR, Dipl, H. Hidrologi Terapan)

### 2.3.3.3 Metode Distribusi Gumbel

$$\text{Rumus : } X_t = \bar{X} + \frac{(Y_t - Y_n)}{S_n} \cdot S_x$$

$X_t$  = curah hujan rencana dalam periode ulang T tahun (mm)

$\bar{X}$  = curah hujan rata-rata (mm)

$Y_t$  = *reduced variabel*, parameter Gumbel untuk periode T tahun

$Y_n$  = *reduced mean*, merupakan fungsi dari banyaknya data (n)

$S_n$  = *reduced standar deviasi*, merupakan fungsi dari banyaknya data (n)

$S_x$  = standar deviasi

Tabel 2.6 *Reduced Mean (Yn)*

n	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	0.4952	0.4996	0.5035	0.507	0.51	0.5128	0.5157	0.5181	0.5202	0.522
20	0.5236	0.5252	0.5268	0.5283	0.5296	0.53	0.582	0.5882	0.5343	0.5353
30	0.5363	0.5371	0.538	0.5388	0.5396	0.54	0.541	0.5418	0.5424	0.543
40	0.5463	0.5442	0.5448	0.5453	0.5458	0.5468	0.5468	0.5473	0.5477	0.5481
50	0.5485	0.5489	0.5493	0.5497	0.5501	0.5504	0.5508	0.5511	0.5515	0.5518
60	0.5521	0.5524	0.5527	0.553	0.5533	0.5535	0.5538	0.554	0.5543	0.5545
70	0.5548	0.555	0.5552	0.5555	0.5557	0.5559	0.5561	0.5563	0.5565	0.5567
80	0.5569	0.557	0.5572	0.5574	0.5576	0.5578	0.558	0.5581	0.5583	0.5585
90	0.5586	0.5587	0.5589	0.5591	0.5592	0.5593	0.5595	0.5596	0.8898	0.5599
100	0.56									

(Sumber : CD Soemarto,1999)

Tabel 2.7 *Reduced Standard Deviation (Sn)*

n	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	0.9496	0.9676	0.9833	0.9971	1.0095	1.0206	1.0316	1.0411	1.0493	1.0565
20	1.0628	1.0696	1.0754	1.0811	1.0864	1.0915	1.0961	1.1004	1.1047	1.108
30	1.1124	1.1159	1.1193	1.226	1.1255	1.1285	1.1313	1.1339	1.1363	1.1388
40	1.1413	1.1436	1.1458	1.148	1.1499	1.1519	1.1538	1.1557	1.1574	1.159

**Tabel 2.8 Lanjutan**

50	1.1607	1.1623	1.1638	1.1658	1.1667	1.1681	1.1696	1.1708	1.1721	1.1734
60	1.1747	1.1759	1.177	1.1782	1.1793	1.1803	1.1814	1.1824	1.1834	1.1844
70	1.1854	1.1863	1.1873	1.1881	1.189	1.1898	1.1906	1.1915	1.1923	1.193
80	1.1938	1.1945	1.1953	1.1959	1.1967	1.1973	1.198	1.1987	1.1994	1.2001
90	1.2007	1.2013	1.2026	1.2032	1.2038	1.2044	1.2046	1.2049	1.2055	1.206
100	1.2065									

(Sumber : CD Soemarto,1999)

**Tabel 2.8 Reduced Variate (Yt)**

Periode Ulang	Reduced Variate
2	0.3665
5	1.4999
10	2.2502
20	2.9606
25	3.1985
50	3.9019
100	4.6001
200	5.2960
500	6.2140
1000	6.9190
5000	8.5390
10000	9.9210

(Sumber : CD Soemarto,1999)

#### 2.3.3.4 Metode Distribusi *Log Pearson III*

Distribusi Log Pearso III banyak digunakan dalam analisis hidrologi, terutama dalam analisis data maksimum (banjir) dan minimum (debit minimum) dengan nilai extrim. Bentuk distribusi log Pearson III merupakan hasil transformasi dari distribusi Pearson III dengan menggantikan variat menjadi nilai logarimik.

$$\text{Log } X_t = \overline{\text{Log}X} + G.S_x$$

LogXt = Logaritma curah hujan rencanadalam periode ulang T tahun (mm)

$\overline{\text{Log}X}$  = Logaritma curah hujab rata-rata

n = jumlah data

Cs = Koefisien Kemencengan

G = variabel standar untuk  $X_t$  yang besarnya tergantung koefisien kemencengan Cs

Tabel 2.9 Distribusi *Log Pearson III* untuk Koefisien Kemencengan Cs

Kemencengan	Periode Ulang (tahun)							
	2	5	10	25	50	100	200	500
(CS)	Peluang (%)							
	50	20	10	4	2	1	0.5	0.1
3.0	-0.396	0.420	1.180	2.278	3.152	4.051	4.970	7.250
2.5	-0.360	0.518	1.250	2.262	3.048	3.845	4.652	6.600
2.2	-0.330	0.574	1.840	2.240	2.970	3.705	4.444	6.200
2.0	-0.307	0.609	1.302	2.219	2.912	3.605	4.298	5.910
1.8	-0.282	0.643	1.318	2.193	2.848	3.499	4.147	5.660
1.6	-0.254	0.675	1.329	2.163	2.780	3.388	6.990	5.390
1.4	-0.225	0.705	1.337	2.128	2.706	3.271	3.828	5.110
1.2	-0.195	0.732	1.340	2.087	2.626	3.149	3.661	4.820
1.0	-0.164	0.758	1.340	2.043	2.542	3.022	3.489	4.540
0.9	-0.148	0.769	1.339	2.018	2.498	2.957	3.401	4.395
0.8	-0.132	0.780	1.336	1.998	2.453	2.891	3.312	4.250
0.7	-0.116	0.790	1.333	1.967	2.407	2.824	3.223	4.105
0.6	-0.099	0.800	1.328	1.939	2.359	2.755	3.132	3.960
0.5	-0.083	0.808	1.323	1.910	2.311	2.686	3.041	3.815
0.4	-0.066	0.816	1.317	1.880	2.261	2.615	2.949	3.670
0.3	-0.050	0.824	1.309	1.849	2.211	2.544	2.856	5.525
0.2	-0.033	0.831	1.301	1.818	2.159	2.472	2.763	3.380
0.1	-0.017	0.836	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	1.761	2.000	2.252	2.482	3.950
-0.2	0.033	0.850	1.258	1.680	1.945	2.178	2.388	2.810
-0.3	0.050	0.830	1.245	1.643	1.890	2.104	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	1.488	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	0.994	1.116	1.166	1.200	1.216	1.280
-1.8	0.282	0.799	0.945	1.035	1.069	1.089	1.097	1.130
-2.0	0.307	0.777	0.895	0.959	0.980	0.990	1.995	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	1.798	0.799	0.800	0.802
-3.0	0.396	0.636	0.660	0.666	0.666	0.667	0.667	0.668

(Sumber : CD Soemarto, 1999).



### 2.3.4 Analisis Intensitas hujan Rencana

Intensitas adalah laju hujan atau tinggi air per satuan waktu (mm/menit ; mm/jam ; mm/hari), sedangkan curah hujan jangka pendek biasanya dinyatakan dengan intensitas per-jam yang disebut intensitas curah hujan. Hubungan intensitas hujan dengan waktu hujan yang banyak dirumuskan, yang pada umumnya tergantung pada parameter setempat. Besarnya intensitas curah hujan berbeda-beda disebabkan oleh lamanya curah hujan dan frekuensi kejadiannya. Intensitas curah hujan digunakan sebagai parameter perhitungan debit banjir dengan cara Rasional dan Storage Function (Soemarto,1995)

#### a. Hujan dengan waktu <2jam (Talbot,1881)

$$I = \frac{a}{t + b}$$

Dengan:

I = intensitas curah hujan (mm/jam)

t = waktu hujan

a,b = konstanta yang tergantung dari keadaan setempat

#### b. Hujan dengan waktu >2jam (Sherman,1905)

$$I = \frac{c}{t^n}$$

C dan t<sup>n</sup> adalah konstanta yang tergantunga dari kedaan setempat.

#### c. Pengembangan rumus “a” dan “b” (Ishiguro,1953)

$$I = \frac{a}{\sqrt{t + b}}$$

#### d. Rumus Intensitas curah hujan menurut Mononobe

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

Dengan:

$I$  = Intensitas curah hujan

$R_{24}$  = Curah hujan maksimal dalam 24 jam (mm)

$t$  = lamanya curah hujan

Dari keempat rumus diatas, rumus “d” yang sering digunakan di Indonesia untuk ketiga rumus lainnya membutuhkan data curah hujan dengan waktu pendek <24 jam. Sedangkan untuk data curah hujan harian rumus ini tidak digunakan.

### **2.3.5 Debit Banjir Rencana**

Penentuan debit bajir rencana dapat dilakukan melalui 2 cara yaitu :

1. Berdasarkan data debit

Data debit banjir yang pernah terjadi merupakan data banjir yang tercatat secara akurat dengan waktu pencatan data misalnya 20 tahun. Selanjutnya dari seri data banjir tersebut dilakukan analisis frekuensi dan ditentukan jenis sebarannya, sehingga dihasilkan debit banjir rencana.

2. Berdasarkan data curah hujan

Karena data debit tidak tersedia, maka dipakai cara 2. Adapun cara untuk menghitung debit banjir rencana adalah sebagai berikut :

#### **2.3.5.1 Metode Hidrograf Satuan**

Hidrograf adalah sebuah diagram yang menggambarkan variasi debit atau permukaan air terhadap waktu. Diagram ini berbentuk kurva yang memberikan gambaran mengenai berbagai kondisi daerah. Jadi kalau karakteristik daerah aliran berubah, maka bentuk hidrografnya akan berubah pula. Sumber air untuk hidrograf terdiri dari curah hujan langsung diatas permukaan air, limpasan permukaan air, aliran dibawah permukaan, dan aliran air tanah. Penguraian hidrograf berarti menguraikan komponen komponen tersebut.

Sedangkan hidrograf berdasarkan data yang dipakai dalam analisis dibagi menjadi dua, yaitu :

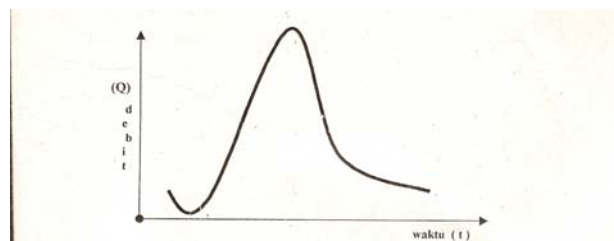
a. Hidrograf satuan pengamatan

Hidrograf satuan pengamatan adalah hidrograf limpasan permukaan yang diakibatkan oleh hujan jangka waktu relative singkat dengan intensitas tinggi, sedangkan yang dimaksud dengan hujan satuan adalah curah hujan yang lamanya sedemikian sehingga lamanya lamanya limpasan permukaan tidak menjadi pendek, meskipun curah hujan itu menjadi pendek. Jadi hujan satuan adalah lamanya sama atau lebih pendek dari periode naik hidrograf.

Komsep paling penting dari teori hidrograf satuan pengamatan ialah bahwa hujan satuan yang berbeda - beda besarnya itu akan menghasilkan grafik distribusi yang hampir sama. Jadi jika grafik distribusi dari suatu daerah aliran sudah didapat , maka hidrograf dari debit sungai yang di sebabkan oleh suatu curah hujan yang lain akan dapat diperoleh dengan menyusun grafik – grafik distribusi dari setiap hujan satuan.

(Sumber : “Hidrologi Untuk Pengairan” Ir. Suyono Sosrodarsono)

Hidrograf satuan pengamatan dari suatu daerah aliran tertentu dapat dicari dengan pertolongan hidrograf sungai yang di akibatkan oleh hujan sekarang dan meliputi daerah tangkapannya dengan intensitas yang cukup merata. Jika daerah tangkapannya cukup besar, sehingga hujannya tidak merata maka daerah tangkapan harus dibagi menjadi bagian – bagian luas daerah pengaliran anak – anak sungai, dan hidrograf satuannya di cari secara terpisah.



Gambar 2.11 Grafik Hidrograf Satuan Pengamatan

b. Hidrograf satuan Sintesis

Untuk membuat hidrograf ini perlu dicari karakteristik atau parameter daerah pengaliran terlebih dahulu, misalnya lebar dasar, luas, kemiringan, panjang alur terpanjang, koefisien limpasan dan sebagainya. Biasanya digunakan hidrograf – hidrograf satuan sintetik yang telah dikembangkan di Negara – Negara lai, yang parameternya harus disesuaikan dulu dengan karakteristik daerah pengaliran yang akan ditinjau. Salah satu yang termasuk dalam hidrograf ini adalah hidrograf satuan sintetik synder.

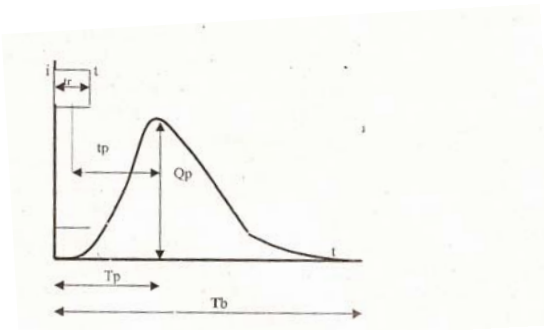
Rumus yang digunakan dalam hidrograf ini adalah :

$$T_p = C t(L L_c)^{0.3}$$

$$T_r = \frac{t_p}{0.5}$$

$$Q_p = 2.78 \frac{C_p A}{t_p}$$

$$T_b = \frac{72 + 3T_p}{24}$$



Gambar 2.12 Hidrograf Sintetik

### 2.3.5.2 Metode Rasional

Metode untuk memperkirakan laju aliran permukaan puncak yang umum dipakai adalah metode Rasional USCS (1973). Metode ini sangat simpel dan mudah penggunaannya, namun penggunaannya terbatas untuk DAS dengan ukuran kecil, yaitu < 300 ha (Goldman et al.,1986)

$$Q_p = 0,278 .C.I.A$$

$Q_p$  = debit maksimum rencana ( $m^3/dt$ )

- A = Luas daerah maksimum (km<sup>2</sup>)  
 C = koefisien alliran (mm/jam)

### 2.3.5.3 Metode Weduwen

Metode ini digunakan jika luas DAS kurang dari 100 km<sup>2</sup>.

$$Q_p = \alpha \cdot \beta \cdot q \cdot A$$

$$\alpha = 1 - \left( \frac{4,1}{(\beta q + 7)} \right)$$

$$\beta = \frac{120 + \left[ \frac{t+1}{t+9} \right] f}{120 + f}$$

$$q = \frac{67,64}{(t + 1,45)}$$

dimana :

- $\alpha$  = koefisien aliran  
 $\beta$  = koefisien reduksi  
 t = lamanya hujan maksimum (1/6 sampai 12 jam)  
 q = curah hujan maksimum (m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>/det)  
 f = luas DPS (km<sup>2</sup>) kurang dari 100 km<sup>2</sup>

Waktu konsentrasi dihitung dengan rumus :

$$t = \frac{L}{8Q^{0.125} \cdot i^{0.25}}$$

$$i = \frac{H}{0,9L}$$

Dimana :

- t<sub>c</sub> = waktu konsentrasi  
 L = panjang sungai  
 I = kemiringan

Pada penerapan metode Widuwen, pertama-tama tentukan harga t perkiraan untuk menghitung harga  $\beta$ , kemudian hitung harga q dan  $\alpha$ , kemudian hitung harga t perhitungan dengan rumus sebagai berikut :

$$t = \frac{0,467 x f^{0.375}}{(\alpha x \beta x q)^{0.125} x i^{0.25}}$$

Dimana :

- o Apabila harga t perkiraan belum sama dengan t perhitungan maka tentukan t yang lain.
- o Apabila harga t perkiraan sudah sama dengan t perhitungan maka debit puncak banjirnya dapat dihitung.

#### 2.3.5.4 Metode Haspers

Rumus :  $Q_n = \alpha \cdot \beta \cdot q_n \cdot A$

$$\alpha = \frac{1 + 0,012 \cdot A^{0,70}}{1 + 0,075 \cdot A^{0,70}}$$

$$\frac{1}{\beta} = 1 + \frac{t + 3,70 \cdot 10^{-0,40t}}{t^2 + 15} \cdot \frac{A^{0,75}}{12}$$

$$q_n = \frac{R_n}{3,6 \cdot t}$$

$$t = 0,10 \cdot L^{0,80} \cdot i^{-0,30}$$

$$R_n = \frac{t \cdot R_t}{t + 1}$$

Di mana :

$Q_n$  = Debit banjir ( $m^3/dt$ )

$R_n$  = Curah hujan harian maksimum (mm/hari)

$\alpha$  = Koefisien limpasan air hujan (*run off*)

$\beta$  = Koefisien pengurangan daerah untuk curah hujan DAS

$q_n$  = Curah hujan ( $m^3/dt.km^2$ )

$A$  = Luas daerah aliran ( $km^2$ )

$t$  = Lamanya curah hujan (jam)

L = Panjang sungai (km)

i = Kemiringan sungai

(Sumber : DPU Pengairan, Metode Perhitungan Debit Banjir, SK SNI M-18-1989-F)

### 2.3.5.5 Metode Rasional Jepang

$$Q = \alpha \frac{I * A}{3,6}$$

di mana :

Q = debit banjir (m<sup>3</sup>/detik)

$\alpha$  = koefisien limpasan air hujan

I = intensitas curah hujan (mm/jam)

A = luas daerah aliran (km<sup>2</sup>)

### 2.3.5.6 Metode Manual Jawa Sumatra

Menggunakan persamaan :

$$Q = GF * MAF$$

$$MAF = 8.10^{-6} * AREA^v * APBAR^{2,455} * SIMS^{0,177} * (1 \pm LAKE)^{-0,85}$$

$$V = 1,02 - 0,0275 \log(AREA)$$

$$APBAR = PBAR * ARF$$

$$SIMS = \frac{H}{MSL}$$

$$LAKE = \frac{Total\ daerah\ aliran\ di\ atas\ danau - danau\ (km^2)}{AREA}$$

Parameter yang digunakan :

AREA : Luas DAS (km<sup>2</sup>)

PBAR : Hujan 24 jam maksimum merata tahunan (mm)

ARF : Faktor reduksi

SIMS : Indeks kemiringan =  $\frac{H}{MSL}$

H : Beda tinggi antara titik pengamatan dengan ujung sungai tertinggi (m)

- MSL : Panjang sungai sampai titik pengamatan (km)  
 LAKE : Indeks danau  
 GF : *Growth factor*  
 Q : Debit banjir rencana (m<sup>3</sup>/detik)

**Tabel 2.10 Growth Factor (GF)**

Return Period T	Luas <i>cathment</i> area (km <sup>2</sup> )					
	<180	300	600	900	1200	>1500
5	1.28	1.27	1.24	1.22	1.19	1.17
10	1.56	1.54	1.48	1.49	1.47	1.37
20	1.88	1.84	1.75	1.70	1.64	1.59
50	2.35	2.30	2.18	2.10	2.03	1.95
100	2.78	2.72	2.57	2.47	2.37	2.27

Sumber : Joesron Loebis, *Banjir Rencana Untuk Bangunan Air*, 1984.

**Tabel 2.11 Faktor reduksi areal (ARF)**

DAS (km <sup>2</sup> )	ARF
1 – 10	0.99
10 – 30	0.97
30 – 3000	1.52 – 0.0123 log AREA

Sumber : Joesron Loebis, *Banjir Rencana Untuk Bangunan Air*, 1984.

## 2.4 Erosi dan Sedimentasi

Erosi dan sedimentasi merupakan satu proses yang terkait. Erosi pada daerah hulu daerah pengaliran sungai terjadi bervariasi. Mulai erosi permukaan (*sheet erosion*), erosi alur, erosi jurang dan erosi tebing.

Sedimentasi merupakan akibat lebih lanjut dari erosi yang terdapat pada dataran yang lebih rendah. Material erosi yang dibawa dari hulu, pada saat memasuki daerah/saluran yang landai tidak semuanya mampu hanyut kelaut sebagian akan terendapkan dalam perjalanannya, disaluran, sungai, muara, dan badan air lainnya yang dilalui. Endapan disungai menimbulkan penyempitan dan pendangkalan yang mengakibatkan pengurangan kapasitas sungai.

Transpor sedimen di sungai tergantung dari banyak variabel yang saling berhubungan. Untuk tujuan rekayasa ada dua sumber sediment yang terangkut oleh sebuah sungai yaitu material dasar yang membentuk dasar sungai dan material halus yang datang dari tebing – tebing sungai

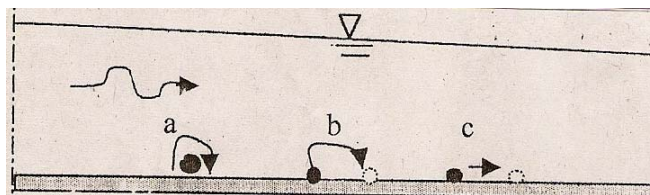


dan daerah pengaliransungai sebagai beban terhanyutkan (*washload*) (Richardson dkk.,1990)

Transpor sedimen disungai dapat dibedakan menjadi 2 yaitu:

a. Angkutan sedimen dasar sungai

Angkutan sedimen dasar sungai pada umumnya banyak dipengaruhi oleh kondisi alur sungai itu sendiri. Pada angkutan sedimen ini perlu dipertimbangkan terhadap angkutan yang seimbang, artinya suplai sedimen dari atas sesuai dengan kapasitas angkut dari alur sungai tersebut dan alur sungai dapat dikatakan relatif stabil.



Gambar 2.13 Angkutan sedimen dasar sungai

Keterangan:

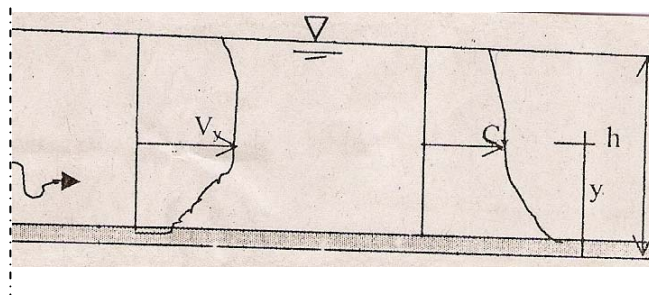
a = menggelinding

b = meloncat

c = menggeser

b. Angkutan sedimen melayang

Pada angkutan sedimen melayang banyak dipengaruhi oleh erosi DAS. Pada angkutan sedimen yang melayang ini perlu adanya sistem pengendalian sedimen dibagian hulu, sehingga sedimen yang mengalir kehilir dapat dikontrol.



Gambar 2.14 Angkutan sedimen melayang

Sedangkan besarnya material yang larut dan terbawa aliran permukaan (*run off*) kedalam aliran sungai dapat diprediksi berdasarkan parameter-parameter yang ada di sungai Sragi Lama.

Parameter-parameter tersebut antara lain:

- faktor intensitas hujan (erosity= $EI_{30}$ )
- faktor erodibility tanah (K)
- faktor kemiringan lereng (S)
- faktor panjang lereng (L)
- faktor jenis vegetasi/tanaman (C)
- faktor pengelolaan lahan (P)

Rumus yang dipakai untuk mendesain laju erosi pada DPS adalah rumus USLE:

$$E = EI_{30} * K * L * S * C * P$$

Keterangan :

E = rata-rata laju erosi tanah (ton/ha/thn)

$EI_{30}$  = intensitas hujan terhadap erosi

Pengaruh intensitas hujan terhadap erosi ( $EI_{30}$ ) dihitung dengan rumus yang dikeluarkan oleh LPT Bogor sebagai berikut :

$$EI_{30} = 6,119 r^{1,2} * d^{-0,47} * Xr^{0,53}$$

R = besarnya hujan dalam satu tahun (cm)

D = banyaknya hari dari kejadian hujan dalam satu tahun

$Xr$  = besarnya hujan harian rata-rata dalam satu tahun (cm)

Sedimen dari erosi lahan dapat dihitung sebagai berikut :

$$S = k. E. A$$

A = Luas area (ha)

Tabel 2.12 nilai K

No	Lapisan Tanah	Nilai K
1	Gray alluvium	0,05
2	Brown mediteron	0,26
3	Brown Latosol	0,26
4	Red brown latosol	0,26
5	Regosol complex	0,50
6	Brown andosol	0,38

**Tabel 2.13 nilai C**

No	Tata Guna Lahan	Nilai C	Keterangan
1	Hutan	0,001	termasuk perkebunan
2	Ladang pertanian	0,500	
3	Ladang padi	0,001	
4	Perkebunan	0,001	
5	Pedesaan	0,150	30% ladang pertanian

**Tabel 2.14 nilai P**

No	Tata Guna Lahan	Nilai P
1	Hutan	0,50
2	Ladang pertanian	0,40
3	Ladang padi	0,04
4	Perkebunan	0,50
5	Pedesaan	0,40

**Tabel 2.15 Kelas Bahaya**

No	Kelas bahaya	Nilai (ton/ha/thn)
1	Erosi sangat kecil	0 s/d 12,5
2	Erosi kecil	12,5 s/d 50
3	Erosi sedang	50 s/d 125
4	Erosi berat	125 s/d 330
5	Erosi sangat berat	> 330

## 2.5 Pemodelan Hidrologi

Dalam Tugas Akhir ini debit banjir dihitung menggunakan software EPA SWMM 5.0. Konsep simulasi EPA SWMM ini menggunakan Hidrograf satuan. EPA SWMM (Storm Water Management Model) versi 5.0. EPA SWMM adalah model simulasi limpasan (*run off*) curah hujan yang periodik yang digunakan untuk mensimulasikan kejadian tunggal atau terus-menerus dengan kuantitas dan kualitas limpasan dari wilayah yang ditinjau.

Komponen limpasan SWMM dioperasikan dengan menjumlahkan luas daerah tangkapan (*subcatchment*) yang menerima hujan total dan membangkitkannya dalam bentuk limpasan (runoff) dan beban polusi. Aliran limpasan di SWMM dapat ditelusuri melalui sistem pipa, saluran terbuka, kolam tampungan dan pompa. SWMM merupakan kuantitas dan kualitas

limpasan yang dibangkitkan pada masing-masing daerah tangkapan dan rata-rata aliran, kedalaman aliran dan kualitas air masing-masing pipa dan saluran terbuka waktu simulasi dimasukkan dalam penambahan waktu. (Roissman,2005)

SWMM digunakan untuk menghitung berbagai jenis proses hidrologi yang menghasilkan limpasan didaerah yang ditinjau. Hal itu meliputi :

- ◆ Perbedaan waktu curah hujan
- ◆ Penguapan pada permukaan air
- ◆ Timbunan salju dan pelelehan salju
- ◆ Kehilangan hujan dari tampungan-cekungan
- ◆ Infiltrasi curah hujan kedalam permukaan tanah tak jenuh
- ◆ Perkolasi dari air infiltrasi kedalam permukaan air tanah
- ◆ Aliran air tanah dengan sistem drainase
- ◆ Penelusuran waduk non linier dari aliran permukaan

Dengan program EPA SWMM 5.0 debit banjir rencana dapat dihitung secara komulatif. Sehingga didapatkan debit banjir puncak yang maksimum untuk desain selanjutnya. Dengan program EPA SWMM 5.0 kita bisa merencanakan debit yang keluar agar tetap konstan.

EPA SWMM dapat menghitung debit banjir rencana dengan cara memodelkan suatu sistem drainase, melalui proses-proses :

- ◆ Aliran permukaan (*Surface Runoff*)
- ◆ Infiltrasi (*Infiltration*)
- ◆ Air Tanah (*Ground Water*)
- ◆ Penelusuran Banjir (*Flood Routing*)

#### a) Aliran Permukaan

Aliran permukaan per unit area (Q) terjadi apabila air tanah telah mencapai maximum dan tanah telah jenuh. Untuk mendapatkan nilai Q dihitung dengan persamaan manning :

$$Q = W \cdot \frac{1.49}{n} (d - dp)^{\frac{5}{3}} \sqrt{S}$$

Dimana:

- Q = debit aliran yang terjadi
- W = lebar subcatchment
- n = koefisien kekasaran manning
- d = kedalaman air
- dp = kedalaman *depression storage*
- S = kemiringan subcatchment

Selanjutnya limpasan yang terjadi (Q) akan mengalir melalui conduit atau saluran yang ada. SWM<M menggunakan persamaan manning untuk menghitung debit aliran :

$$Q = \frac{1.49}{n} AR^{\frac{2}{3}} \sqrt{S}$$

Dimana

- Q = debit saluran
- A = lus penampang saluran
- R = jari-jari hidrolis
- S = kemiringan dasar saluran
- N = bilangan manning untuk kekasaran saluran

**Tabel 2.16 Bilangan kekasaran manning untuk saluran**

Saluran	Keterangan	n Manning
Tanah	Lurus, batu, seragam, landai dan bersih	0,016-0,033
	Berkelok, landai dan berumput	0,023-0,040
	Tidak terawat dan kotor	0,050-0,140
	Tanah berbatu, kasar dan tidak teratur	0,035-0,045
Pasangan	Batu kosong	0,023-0,035
	Pasangan batu belah	0,017-0,030
Beton	Halus, sambungan baik dan rata	0,014-0,018
	Kurang halus, dan sambungan kurang rata	0,018-0,030

## b) Infiltrasi

Infiltrasi adalah suatu proses dimana air hujan merembes masuk kedalam tanah permukaan pervious subcatchment area. SWMM menyediakan tiga pilihan untuk memodelkan infiltrasi yaitu model infiltrasi Horton, model Green-Ampt dan model Curve Number.

- Metode Horton

Metode ini berdasarkan hasil pengamatan empiris yang dilakukan oleh RE.Horton yang menunjukkan bahwa infiltrasi akan berkurang secara eksponensial dari nilai maksimum ke nilai minimum selama terjadinya hujan. Parameter masukan yang dibutuhkan metode ini termasuk maksimum dan minimum rata-rata infiltrasi, koefisien pengeringan yang menjelaskan seberapa cepat penurunan terjadi, dan waktu yang dibutuhkan tanah jenuh menjadi benar-benar kering.

➤ Metode Green-Ampt

Metode ini memodelkan infiltrasi yang mengasumsikan bahwa suatu lapisan basah jelas ada dalam ruang tanah, memisahkan tanah dengan kandungan kelembaban awal dibagian bawah dari tanah jenuh di atasnya.

➤ Metode Curve Number

Pendekatan ini mengadaptasi dari NRCS (SCS) Metode Curve Number untuk mengestimasi runoff. Ini diasumsikan bahwa total kapasitas infiltrasi pada tanah biasa dicari pada table Curve Number. Selama hujan, kapasitas ini dihabiskan sebagai fungsi curah hujan kumulatif dan kapasitas sisanya.

**c) Penelusuran Banjir**

Penelusuran banjir dalam SWMM dilakukan berdasarkan rumus konservasi massa dan rumus momentum untuk “*gradually varied, unsteady flow*”. Metode analisa penelusuran yang dapat digunakan adalah :

⇒ **Steady Flow Routing**

Steady flow routing adalah teknik penelusuran yang paling sederhana dan memakai asumsi aliran seragam (*uniform*) dan tetap (*steady*). Pada teknik penelusuran banjir, hydrograph banjir yang masuk dibagian hulu saluran hanya digeser ke hilir saluran tanpa penundaan waktu dan perubahan bentuk. Rumus Manning digunakan dalam perhitungan kecepatan dan debit air.

Tipe penelusuran ini tidak dapat digunakan untuk efek pembendungan (*channel storage*). Efek arus balik (*backwater*), kehilangan pada saat pengeluaran/pemasukan (*entrance/exit losses*), aliran balik atau aliran bertekanan. Ini hanya bias digunakan dengan jaringan saluran “*dendritic*”, dimana masing-masing node hanya mempunyai satu jaringan outflow (kecuali node merupakan pemabgi

untuk kasus dengan dua jaringan outflow) Bentuk penelusuran ini tidak peka untuk pekerjaan bertahap dan hanya dikhususkan untuk analisis awal menggunakan simulasi waktu yang panjang dan terus-menerus.

⇒ ***Kinematic Wave routing***

*Kinematic wave routing* adalah teknik penelusuran banjir yang memanfaatkan rumus momentum, dimana kemiringan dasar saluran sama dengan kemiringan muka air. Teknik penelusuran banjir ini memungkinkan terjadinya penundaan waktu dan pengurangan besarnya banjir puncak, akan tetapi belum dapat menganalisa efek pembendungan, aliran balik, aliran bertekanan dan kehilangan energi diujung saluran.

⇒ ***Dynamic Wave routing***

*Dynamic wave Routing* memanfaatkan rumus “Saint Venant” pada analisisnya, sehingga secara teori teknik penelusuran banjir ini lebih teliti. Aliran tertutup yang bertekanan dapat dianalisa dengan teknik ini. Tampang yang ada disaluran, efek pembendungan dan kehilangan energi diujung saluran dapat dianalisa dengan teknik penelusuran banjir ini.

## 2.6 Analisis Hidrolika

Analisis hidrolika diperlukan untuk mengetahui kapasitas alur sungai dan saluran terhadap banjir rencana dan untuk menggambarkan profil muka air banjir rencana sepanjang sungai yang akan ditinjau. Profil muka air yang dihasilkan merupakan dasar untuk menentukan elevasi bangunan pengendali banjir.

Kapasitas saluran dihitung dengan persamaan Manning yaitu:

$$V = \frac{1}{n} R^{\frac{2}{3}} S^{\frac{1}{2}}$$

$$R = \frac{A}{P}$$

dimana :

V = kecepatan rata-rata, m/detik

- $R$  = jari-jari hidraulik, m  
 $n$  = koefisien kekasaran Manning  
 $S$  = kemiringan dasar saluran.  
 $A$  = luas penampang basah, m<sup>2</sup>  
 $P$  = keliling basah, m.

Nilai koefisien  $n$  Manning untuk berbagai macam saluran secara lengkap dapat dilihat diberbagai referensi, disini hanya ditampilkan beberapa yang dianggap paling sering dipakai dalam perencanaan praktis (Tabel 2.17) .

**Tabel 2.17 Tipikal harga koefisien kekasaran Manning,  $n$  yang sering digunakan**

No.	Tipe saluran dan jenis bahan	Harga $n$		
		Minimum	Normal	Maksimum
1.	Beton			
	▪ Gorong-gorong lurus dan bebas dari kotoran	0,010	0,011	0,013
	▪ Gorong-gorong dengan lengkungan dan sedikit kotoran/gangguan	0,011 0,011	0,013 0,012	0,014 0,014
	▪ Beton dipoles ▪ Saluran pembuang dengan bak kontrol	0,013	0,015	0,017
2.	Tanah, lurus dan seragam			
	▪ Bersih baru	0,016	0,018	0,020
	▪ Bersih telah melapuk	0,018	0,022	0,025
	▪ Berkerikil ▪ Berumput pendek, sedikit tanaman pengganggu	0,022 0,022	0,025 0,027	0,030 0,033
3.	Saluran alam			
	▪ Bersih lurus	0,025	0,030	0,033
	▪ Bersih, berkelok-kelok	0,033	0,040	0,045
	▪ Banyak tanaman pengganggu	0,050	0,070	0,08
	▪ Dataran banjir berumput pendek – tinggi ▪ Saluran di belukar	0,025 0,035	0,030 0,050	0,035 0,07

Sumber : Open Channel Hydraulics oleh Ven Te Chow.

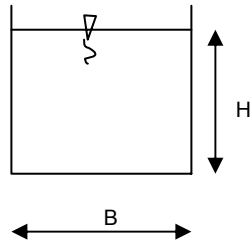
## 2.6.1 Geometri Penampang Melintang Saluran

### a. Bentuk Saluran yang Paling Ekonomis

#### i. Penampang Berbentuk Persegi

Bentuk penampang melintang persegi yang paling ekonomis adalah jika kedalaman air setengah dari lebar dasar saluran atau jari – jari hidrauliknya setengah dari kedalaman air.





$$A = B \times H$$

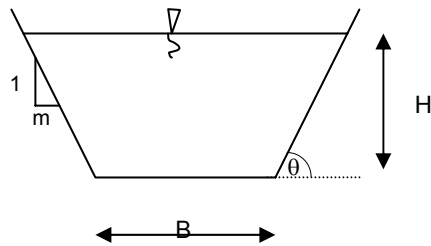
$$P = B + 2H$$

$$R = \frac{A}{P}$$

Gambar 2.15 Penampang persegi

ii. **Penampang Berbentuk Trapesium**

Bentuk penampang melintang Trapesium yang paling ekonomis adalah jika kemiringan dindingnya,  $m = (1/\sqrt{3})$ ,  $= 60^\circ$ . Trapesium yang terbentuk berupa setengah segi enam beraturan (Heksagonal).



$$A = (B+mh)h$$

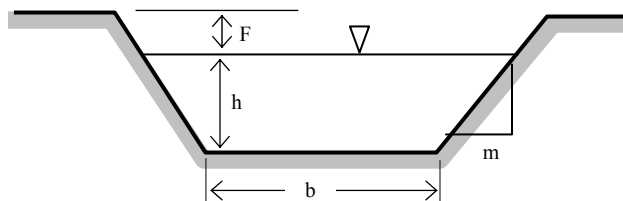
$$P = B+2h\sqrt{m^2 + 1}$$

$$R = \frac{A}{P}$$

Gambar 2.16 Penampang Trapesium

b. **Pemilihan Bentuk Penampang**

Faktor yang paling penting dalam pemilihan bentuk penampang saluran adalah pertimbangan ekonomi. Mengingat secara umum, saluran dibuat dengan menggali tanah dan tidak diperkuat dengan pasangan batu/beton (lining), maka stabilitas dinding saluran perlu diperhatikan. Besar kecilnya kemiringan dinding saluran tergantung pada jenis tanah dan kedalaman saluran. **Tabel 2.19** memperlihatkan besarnya kemiringan dinding saluran untuk berbagai jenis tanah berdasar **Gambar 2.17**.



Gambar 2.17 Potongan melintang saluran bentuk trapesium.

USBR menyarankan penentuan nisbah kedalaman dan lebar dasar saluran (h/b) adalah sebagai berikut:

$$h = 0,5\sqrt{A}$$

dimana : A = luas penampang dalam ft<sup>2</sup>

$$\frac{b}{h} = 4 - m$$

**Tabel 2.18 Kemiringan dinding saluran yang direkomendasikan oleh USBR**

No.	Tipe tanah	Nilai m	
		Kedalaman saluran sampai 1,2 m	Kedalaman saluran > 1,2 m
1.	Turf	0	
2.	Lempung keras	0,5	1
3.	Geluh kelepungan dan geluh keliatan	1	1,5
4.	Geluh kepasiran	1,5	2
5.	Pasir	2	3

untuk menganalisa kapasitas saluran yang dipengaruhi air balik akibat air pasang menggunakan HEC-RAS model. Berdasarkan kriteria Kapasitas saluran diperhitungkan untuk debit banjir dengan periode ulang.

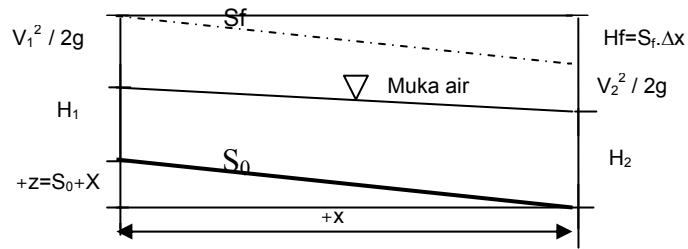
### 2.6.2 Perhitungan Profil Muka Air Akibat Aliran Balik (*back water*)

Ada beberapa cara yang dapat dipakai untuk menghitung profil muka air balik (*back water*), diantaranya adalah metoda Integrasi Grafis, Metoda Bresse, Metoda Deret, Metoda Flamant, Metoda Tahapan Langsung, dan Metoda Tahapan Standard.

#### a. Metoda Tahapan Langsung (Direct Steep)

Metode tahapan langsung adalah cara yang simpel untuk menghitung profil muka air pada aliran tidak permanen yang dikembangkan dari persamaan energi sebagai berikut :

$$Z_1 + h_1 + \frac{V_1^2}{2g} = Z_2 + h_2 + \frac{V_2^2}{2g} + hf$$



Gambar 2.18 Definisi untuk perhitungan profil muka air dengan metoda Tahapan Langsung

$$h_1 + \frac{V_1^2}{2g} + \Delta z = h_2 + \frac{V_2^2}{2g} + h_f$$

$$\underbrace{h_1 + \frac{V_1^2}{2g}}_{E_1} \quad \underbrace{h_2 + \frac{V_2^2}{2g}}_{E_2}$$

$$E_1 + S_o \Delta X = E_2 + S_f \Delta X$$

atau

$$\Delta X = \frac{E_2 - E_1}{S_o - S_f}$$

Dimana :

$$S_f = S_{f1} - S_{f2}$$

$$S_f = \frac{Q^2 n^2}{A^2 R^3} \text{ (Manning)}$$

$$S_f = \frac{Q^2}{C^2 A^2 R} \text{ (Chezy)}$$

Prosedur perhitungannya dimulai dengan kedalaman yang diketahui,  $h_1$ , yang diperoleh dari hubungan kedalaman debit, mengasumsikan kedalaman berikutnya  $h_2$  baik di hulu dan hilirnya dan menghitung jarak  $\Delta X$  antara dua kedalaman.

#### b. Cara Tahapan Standart (Standart Steep Method)

Metode ini dikembangkan dari persamaan energi total dari aliran pada saluran terbuka.

$$Z_1 + h_1 + \underbrace{\frac{V_1^2}{2g}}_{E_1} = Z_2 + h_2 + \underbrace{\frac{V_2^2}{2g}}_{E_2} + h_f$$

$$E_1 = E_2 + h_f$$

Cara perhitungannya dimulai dengan mengetahui tinggi energi total di titik kontrol  $E_1$ , dimana kedalaman air  $h_1$  dan kedalaman saluran dari titik referensi  $z_1$  diketahui. Selanjutnya menentukan jarak dari titik kontrol ke hulu atau ke hilir tergantung letak titik kontrol sepanjang  $\Delta X$  sehingga  $z_2 = z_1 + \Delta z$ , dimana  $\Delta z$  adalah perkalian antara kemiringan dasar saluran dan selisih jarak antara ke dua titik yang akan di hitung. ( $\Delta z = S_0 \cdot \Delta X$ ).

### 2.6.3 Penelusuran Banjir (Flood Routing)

Penelusuran banjir dimaksudkan untuk mengetahui karakteristik hidrograf outflow/keluaran yang sangat diperlukan dalam pengendalian banjir. Perubahan hidrograf banjir antara inflow (I) dan outflow (O) dikarenakan adanya faktor tampungan, adanya waduk, atau adanya penampang sungai yang tidak uniform atau akibat adanya meander. Jadi penelusuran banjir ada dua, untuk mengetahui perubahan inflow dan outflow pada waduk serta inflow pada suatu titik dengan titik ditempat lain pada suatu sungai.

#### Metode Muskingum (Mc Carthy 1938)

$$S_1 = k \{ xI_1 + (1-x)Q_1 \}$$

$$S_2 = k \{ xI_2 + (1-x)Q_2 \}$$

Menghasilkan :

$$Q_2 = c_0 I_2 + c_1 I_1 + c_2 Q_1$$

Dengan :

$$C_0 = \frac{kx - 0,5\Delta t}{k - kx + 0,5\Delta t}$$

$$C_1 = \frac{kx - 0,5\Delta t}{k - kx + 0,5\Delta t}$$

$$C_2 = \frac{kx - 0,5\Delta t}{k - kx + 0,5\Delta t}$$

dan

$$C_0 + C_1 + C_2 = 1$$

Rumus untuk mendapatkan koefisien korelasi  $r$  adalah sebagai berikut :

$$r = \frac{n\Sigma(XY) - \Sigma X \Sigma Y}{\sqrt{[n\Sigma(Y)^2 - (\Sigma Y)^2][n\Sigma(X)^2 - (\Sigma X)^2]}}$$

$$k = \operatorname{tg} \Phi = \frac{S}{xI + (1-x)Q}$$

## 2.7 Pemodelan Hidrolika (HEC - RAS)

Dalam perencanaan Kapasitas saluran digunakan Program HEC – RAS (*Hidrologic Engineering System River Analysis System*). Ruang lingkup HEC – RAS adalah untuk menghitung profil muka air dengan pemodelan aliran *steady* dan *unsteady*, serta perhitungan pengangkutan sedimen. Elemen yang paling penting dalam HEC – RAS adalah tersedianya geometri saluran baik melintang ataupun memanjang.

### 2.7.1 Konsep Perhitungan dalam HEC - RAS

Dalam HEC-RAS penampang sungai atau saluran ditentukan terlebih dahulu, kemudian luas penampang akan dihitung. Untuk mendukung fungsi saluran sebagai penghantar aliran maka penampang saluran dibagi atas beberapa bagian. Pendekatan yang dilakukan HEC-RAS adalah membagi area penampang berdasarkan dari nilai  $n$  (koefisien kekasaran manning) sebagai dasar bagi pembagian penampang. setiap aliran yang terjadi pada bagian dihitung dengan

menggunakan persamaan **Manning** :

$$Q = KS^{1/2} \quad \text{dan} \quad K = \frac{1.486}{n} AR^{2/3}$$

Dimana :

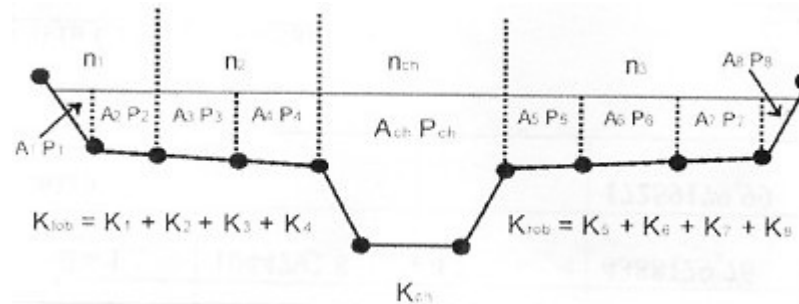
$K$  = nilai pengantar aliran pada unit

n = koefisien kekasaran manning

A = luas bagian penampang

R = jari-jari hidrolis

Perhitungan nilai K dapat dihitung berdasarkan kekasaran manning yang dimiliki oleh bagian penampang tersebut seperti terlihat pada gambar .



Gambar 2.19 Contoh penampang saluran dalam HEC RAS

Setelah penampang ditentukan maka HEC-RAS akan menghitung profil muka air. Konsep dasar penghitungan profil permukaan air berdasarkan persamaan energi yaitu:

$$Y_2 + Z_2 + \frac{\alpha_2 V_2^2}{2g} = Y_1 + Z_1 + \frac{\alpha_1 V_1^2}{2g} + h_e$$

Dimana :

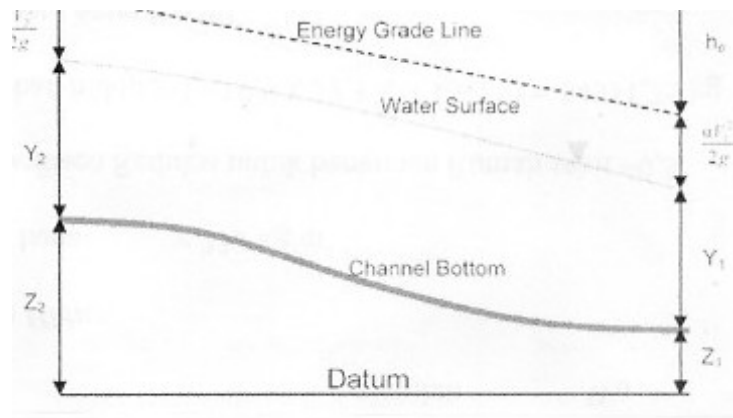
Z = fungsi titik diatas garis referensi

Y = fungsi tekanan di suatu titik

V = kecepatan aliran

á = koefisien kecepatan

he = energi *head loss*



Gambar 2.20 Penggambaran persamaan energi pada saluran terbuka

Nilai  $h_e$  didapat dengan persamaan :

$$h_e = L\bar{S}_f + C \left| \frac{\alpha_2 V_2}{2g} - \frac{\alpha_1 V_1}{2g} \right|$$

Dimana :

$L$  = jarak antara dua penampang

$S_f$  = kemiringan aliran

$C$  = koefisien kehilangan energi (penyempitan, pelebaran atau belokan)

Langkah berikutnya dalam perhitungan HEC-RAS adalah dengan mengasumsikan nilai muka air (*water surface*) pada penampang awal saluran (dalam hal ini penampang di hilir). Kemudian dengan menggunakan persamaan energi diatas maka profil muka air untuk semua penampang di saluran dapat di ketahui.

### 2.7.2 Free Board (Tinggi Jagaan)

Freeboard yang dikenal sebagai tinggi jagaan merupakan bagian dari penampang saluran di atas muka air tinggi. Freeboard untuk saluran terbuka dengan permukaan diperkeras ditentukan berdasarkan pertimbangan – pertimbangan antara lain :

- Ukuran saluran
- Kecepatan aliran
- Arah dan lengkung (belokan)

- Debit banjir

Tabel 2.19 Hubungan Debit – Tinggi Jagaan

Debit Rencana (m <sup>3</sup> /det)	Tinggi Jagaan (m)
Q<200	0,6
200<Q<500	0,75
2000<Q<5000	1,25
5000<Q<10000	1,50

(Ir. Sugiyanto, Pengendalian Banjir)

## 2.8 Stabilitas Alur Terhadap Erosi dan Longsoran

### 2.8.1 Stabilitas Alur terhadap Longsoran (Metode Irisan)

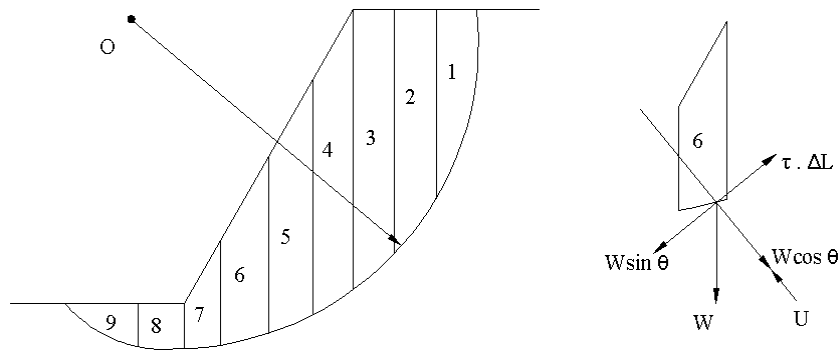
Longsoran atau *land slide* merupakan pergerakan massa tanah secara perlahan-lahan melalui bidang longsoran (lihat gambar 2.13) karena tidak stabil akibat gaya-gaya yang bekerja. Untuk memperhitungkan kestabilan maka bidang longsoran dibagi dalam beberapa bagian atau segmen, apabila lebar segmen semakin kecil maka akan semakin teliti. Perhitungan berdasarkan pada keadaan terburuk, yaitu pada waktu muka air banjir surut dan muka air tanah dalam tanggul masih tinggi. Secara praktis *land slide* adalah pergerakan massa tanah secara perlahan dalam waktu relatif tetap.

Metode ini menggunakan runtuh permukaan potensial pada tebing yang diasumsikan berbentuk busur lingkaran dengan pusat o dan jari-jari r, metode irisan atau juga disebut metode pias-pias (*slice method*) dipergunakan untuk jenis tanah yang tidak homogen dan aliran rembesan terjadi di dalamnya memberikan bentuk aliran dan volume tanah yang tidak menentu. Gaya normal yang bekerja adalah akibat berat tanah sendiri yang bekerja pada suatu titik di lingkaran bidang longsor. Dalam metode ini massa tanah longsoran dibagi menjadi beberapa irisan vertikal dengan lebar sama. Lebar pias biasanya diambil sebesar 0,1 r. Untuk lebih jelasnya bisa dilihat pada gambar 2-13.

Dasar dari setiap pias diasumsikan sebagai garis lurus. Sudut yang dibentuk oleh dasar setiap pias dengan sumbu horisontal adalah  $\alpha$ , tinggi pias dihitung



berdasarkan panjang sumbu vertikal pias yaitu sebesar h. Faktor keamanan adalah perbandingan momen penahan longsoran dengan penyebab longsoran.



**Gambar 2.21 Bidang Longsoran**

Keterangan :

O = titik pusat longsoran

R = jari-jari bidang longsoran

W = berat segmen/irisan

$\tau$  = gaya geser

U = akibat tekanan air pori

Gaya-gaya yang tegak lurus bidang longsor : N atau  $W \cos \theta$  dan U

Gaya-gaya yang searah bidang longsor : T atau  $W \sin \theta$  dan  $\tau$

Gaya-gaya yang menahan :  $C \times L$  dan  $(N \tan \theta)$

Gaya yang mendorong : T

Angka keamanan (FS) 
$$= \frac{\sum (C_i \cdot L_i) + \sum (N_i \cdot \tan \theta)}{\sum T_i} \geq 1.20$$

Pengaruh tekanan air pori (U)

Angka keamanan (FS) 
$$= \frac{\sum (C_i \cdot L_i) + \sum ((N_i - U_i) \tan \theta)}{\sum T_i} \geq 1.20$$