

## BAB II

### TINJAUAN PUSTAKA DAN DASAR TEORI

#### 2.1 Tinjauan Pustaka

##### 2.1.1 Karakteristik DAS

Wayan (2006) dan Ariani (2009) menyimpulkan faktor bentuk DAS mempunyai hubungan linier yang kuat. Hal ini ditunjukkan oleh nilai koefisien korelasi terhadap parameter Hidrograf Satuan Sintetik.

Gina (2013) mendefinisikan bahwa kondisi topografi, penggunaan lahan, dan jenis tanah mempengaruhi besarnya limpasan yang terjadi pada DAS. Karakteristik ini masuk dalam teori Asdak (2004) bahwa karakteristik DAS yang mempengaruhi debit aliran antara lain: luas DAS, kemiringan lereng DAS, bentuk DAS, jenis tanah dan pengaruh vegetasi. Sedangkan Suripin (2004) berpendapat karakteristik DAS yang berpengaruh besar pada aliran permukaan meliputi luas DAS, bentuk DAS, topografi dan tata guna lahan.

Karakter fisik (*physical characteristics*) dari suatu daerah aliran sungai (DAS) terdiri antara lain: luas DAS, bentuk DAS, lereng (*slope*), ketinggian (*elevation*), kepadatan drainase, gradient sungai, panjang sungai, vegetasi dan penggunaan lahan, variabel tanah (Seyhan, 1977).

Graig (1987) menyatakan bahwa volume banjir dengan periode ulang tertentu (2, 5, 10, 25, dan 50 tahun) dipengaruhi oleh luas DAS (A), beda tinggi antara outlet dengan titik tertinggi dalam DAS (Hm), dan kemiringan rata-rata DAS. Dikatakannya juga, bahwa debit puncak dengan periode ulang tertentu dipengaruhi juga oleh kemiringan sungai (S), selain variabel-variabel seperti tersebut di atas.

Karakteristik DAS di kawasan Taman Nasional Meru Betiri (TNMB) memperlihatkan bahwa sebagian besar daerah tangkapan airnya berpola radial, dengan bentuk DAS memanjang, dan alirannya sepanjang tahun untuk sungai-sungai besar (luas DAS di atas lima km<sup>2</sup>). Sifat kerapatan drainase sedang dan

indeks percabangan sungai 3-5 menyebabkan air banjir pada sungai-sungai besar tidak terlalu fluktuatif (Agung, 2012).

Dalam penelitian ini lebih cenderung menggunakan pendapat Gina (2013) karena pada DAS Buluh memiliki kesamaan lahan yang sering banjir dan tanah longsor.

### 2.1.2 Debit Banjir

Sutopo (2001) menyimpulkan bahwa debit puncak ( $Q_p$ ) dengan model HEC-1 metode SCS menghasilkan nilai yang lebih besar daripada  $Q_p$  pengamatan dengan selisih sedikit. Sedangkan Nur Azizah, dkk (2007) menyimpulkan pada pemodelan HEC-HMS mempunyai kalibrasi dengan nilai RMSE (*Root Mean Square Error*) mendekati satu dan nilai Nash mendekati 0.

Model estimasi volume limpasan permukaan dengan model SCS, estimasi debit puncak ( $Q_p$ -rasional) dan metode perhitungan erosi tanah dengan model *Musle* pada DAS penelitiannya dengan luas yang relatif besar, terjadi *over estimate* apabila dibandingkan dengan hasil pengukuran aktual (Ugro, 2008). Sedangkan Soni (2012) berpendapat bahwa debit puncak hasil perhitungan metode SCS-CN lebih besar daripada metode rasional.

Lalozaee, dkk (2013) menyimpulkan model HEC-1 sebagai pilihan yang lebih baik dari segi hidrologi dan kemajuan komputer. Model HEC-1 memberikan akurasi lebih lanjut untuk simulasi dan validasi aliran permukaan ketika hujan dan limpasan data tersedia. Sedangkan model TR-20 digunakan untuk banyak cekungan yang sama dan menggambarkan jaringan saluran pada debit puncak, waktu puncak dan bentuk hidrograf. Wilson (2011) mendefinisikan prediksi model Hidrograf NRCS dan TR-20 memiliki pengaruh variabilitas parameter lebih besar terhadap debit puncak. Penelitiannya merekomendasikan penggunaan model TR-20 untuk perhitungan debit puncak selanjutnya.

Berdasarkan hasil tinjauan pustaka dalam perhitungan debit banjir penelitian ini menggunakan model TR-55, TR-20, HEC-1 dan HEC-HMS.

### 2.1.3 Pola Aliran Banjir

Hari (2010) menyimpulkan pola aliran banjir tergantung kondisi lahan. Pada kondisi lahan buruk waktu puncak ( $T_p$ ) lebih besar daripada nilai  $T_p$  kondisi lahan baik, sebaliknya nilai waktu dasar ( $T_b$ ) pada kondisi lahan buruk lebih kecil daripada nilai  $T_b$  kondisi lahan baik. Dalam penelitiannya juga dijelaskan penggambaran kurva hidrograf satuan sintetik, sering pula untuk DAS kecil dapat diambil nilai  $T_b=3\sim 5T_p$ .

Menurut Indo Takko (2013) hasil yang diperoleh pendugaan hidrograf limpasan permukaan dengan *software Watershed Modeling System* memiliki tingkat keakuratan tinggi. Dengan demikian, *software* WMS dapat digunakan untuk menduga hidrograf aliran DAS.

Penggambaran pola aliran banjir menggunakan literatur Indo Takko (2013) berdasarkan hasil *Software Watershed Modeling System*.

## 2.2 Dasar Teori

### 2.2.1 Karakteristik DAS

Beberapa karakteristik DAS yang dikaji dalam penelitian ini antara lain yaitu:

#### 1. Luas DAS

Luas DAS ditetapkan berdasarkan satu sistem sungai yang diproyeksikan secara horizontal pada bidang data. Batas DAS ditentukan berdasarkan peta kontur. Batas DAS yang dimaksud adalah batas DAS secara topografik (*topographic drainage boundary*) (Seyhan, 1979). Perhitungan luas DAS didapatkan dari *software Watershed Modeling System*.

#### 2. Panjang sungai utama

Panjang sungai utama adalah alur sungai yang diukur mulai dari *outlet* DAS hingga perpanjangan sungai sampai batas DAS. Kenyataannya cukup sulit membedakan sungai utama dengan bukan sungai utama bila terdapat percabangan sungai, untuk ini diambil suatu ketentuan bahwa sungai utama adalah cabang sungai yang mempunyai daerah tangkapan (*catchment*) yang lebih luas (Seyhan,

1979). Perhitungan panjang sungai utama didapatkan dari *software Watershed Modeling System*.

### 3. Keliling atau perimeter DAS

Keliling DAS adalah panjang yang mengelilingi atau membatasi suatu DAS. Keliling atau perimeter DAS didapatkan dari *ArcGIS versi 9.3*.

### 4. Bentuk DAS

Avery (1975) menyatakan indeks untuk bentuk DAS dengan rumus berikut:

#### a. Indeks Bentuk DAS

$$I_b = \frac{0,28 \times P}{\sqrt{A \times 0,7854}} \quad (2.1)$$

dengan:

$I_b$  = indeks bentuk DAS  
 $A$  = luas DAS ( $\text{Km}^2$ )  
 $P$  = keliling (Km)

Jika DAS berbentuk lingkaran maka indeks bentuk mendekati 1 (satu).

Horton (1932) mengembangkan faktor bentuk DAS dengan rumus:

#### b. Faktor bentuk DAS ( $R_f$ )

$$R_f = \frac{A}{L_b \times L_b} \quad (2.2)$$

dengan:

$R_f$  = faktor bentuk DAS  
 $A$  = luas DAS ( $\text{Km}^2$ )  
 $L_b$  = panjang sungai utama (Km)

#### c. *Circularity ratio* ( $R_c$ )

Menurut Miller (dalam Seyhan, 1981) *circulation ratio* dapat dihitung

dengan menggunakan rumus:

*commit to user*

$$R_c = \frac{A}{P} \quad (2.3)$$

dengan:

$R_c$  = *circulation ratio*

$A$  = luas DAS ( $\text{Km}^2$ )

$P$  = keliling (Km)

Bila besarnya nilai  $R_c$  adalah 1 berarti bentuk DAS tersebut adalah lingkaran.

d. *Elongation ratio* ( $R_e$ ).

Menurut Schumm (1956) *elongation ratio* dapat dihitung dengan menggunakan rumus:

$$R_e = \frac{L_b}{D} \quad (2.4)$$

dengan:

$R_e$  = *elongation ratio*

$D$  = diameter lingkaran yang mempunyai luas = luas DAS

$L_b$  = panjang sungai utama (Km)

Bambang Triatmodjo (2008) menunjukkan bentuk daerah aliran sungai dapat dilihat Gambar 2.1.



Bulu burung



Radial



Paralel

Gambar 2.1. Bentuk DAS

a. Daerah pengaliran berbentuk bulu burung

Jalur daerah di kiri kanan sungai utama dimana anak-anak sungai mengalir ke sungai utama. Daerah ini mempunyai debit banjir yang kecil, dengan waktu



tiba banjir dari anak-anak sungai itu berbeda-beda dan berlangsung agak lama.

b. Daerah pengaliran radial

Berbentuk kipas atau lingkaran dimana anak-anak sungainya mengkonsentrasi ke suatu titik outlet secara radial. Daerah ini mempunyai banjir yang besar di dekat titik outlet.

c. Daerah pengaliran paralel

Mempunyai dua jalur daerah pengaliran yang berada di bagian pengaliran yang sama, bersatu di bagian hilir.

d. DAS berbentuk kompleks.

DAS ini mempunyai bentuk lebih dari satu pola sehingga polanya menjadi tidak nyata dan sering dijumpai pada DAS yang sangat luas.

5. Kemiringan Lereng (*Slope*)

Cara menentukan kemiringan sungai rata-rata adalah dengan menggambarkan terlebih dulu penampang memanjang sungai utama dan mengukur kemiringan garis lurus yang ditarik mulai dari outlet sehingga luasan di atas dan dibawah garis lurus mendekati sama (Seyhan, 1981).

Avery (1975) dan Horton (1945) menyatakan *contour method* dapat dihitung dengan rumus:

$$\text{Lereng (\%)} = \frac{e}{d} (100\%) \quad (2.5)$$

dengan:

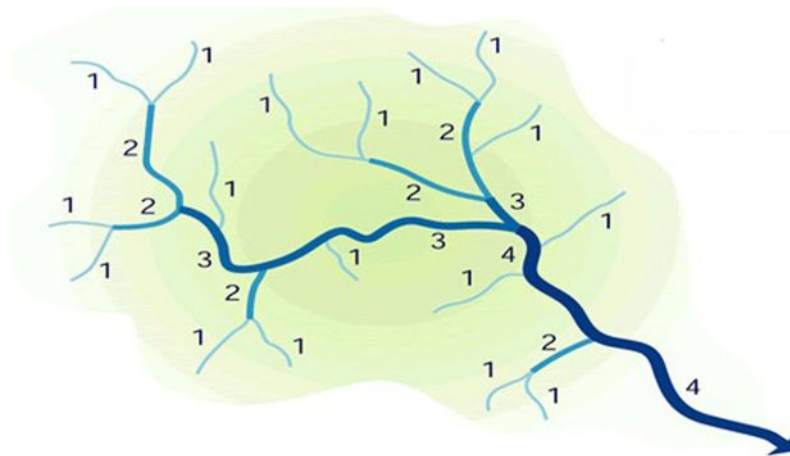
e = perbedaan elevasi antara titik tertinggi dan terendah DAS (m)

d = jarak horizontal antara titik tertinggi dan titik terendah (m)

6. Ordo Sungai

Semakin banyak jumlah orde sungai, semakin luas dan semakin panjang pula alur sungainya. Orde sungai dapat ditetapkan dengan metode Horton, Strahler, Shreve, dan Scheidegger. Namun pada umumnya metode Strahler lebih mudah untuk diterapkan dibandingkan dengan metode yang lainnya. Berdasarkan metode Strahler, alur sungai paling hulu yang tidak mempunyai cabang disebut dengan orde pertama (orde 1), pertemuan antara orde pertama disebut orde kedua

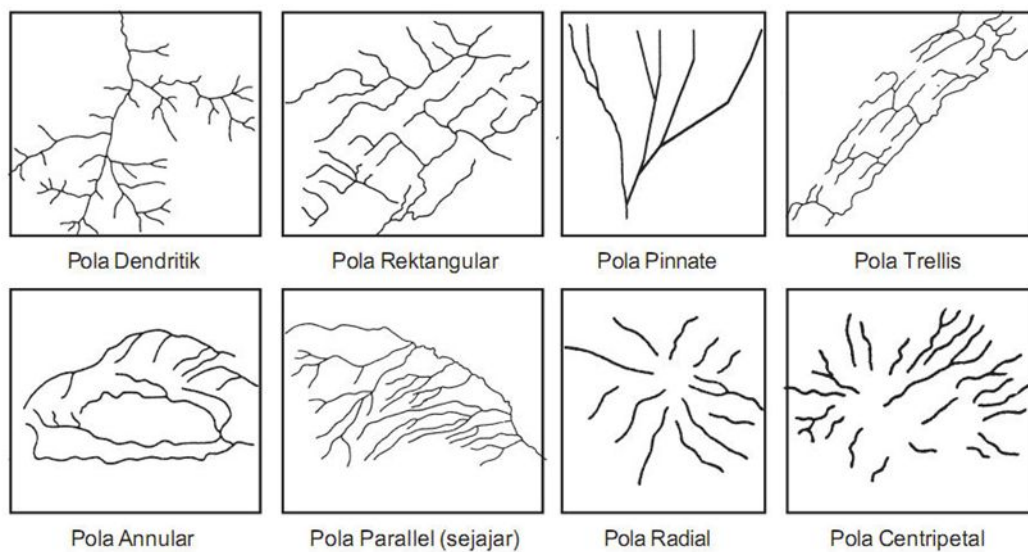
(orde 2), demikian seterusnya sampai pada sungai utama ditandai dengan nomor orde yang paling besar (Seyhan, 1977). Penamaan ordo dapat dilihat pada Gambar 2.2.



Gambar 2.2 Orde dengan metode Strahler

## 7. Pola Aliran Sungai

Pola aliran mempunyai berbagai jenis pola, diantaranya yaitu: *dendritik*, *rectangular*, *pinnate*, *trellis*, *annular*, *parallel*, *radial*, dan sentripetal. Sketsa pola aliran sungai dapat dilihat Gambar 2.3.



(Sumber: Van Zuidam, 1985)

Gambar 2.3 Pola aliran sungai

- a. Dendritik: seperti percabangan pohon, percabangan tidak teratur dengan arah dan sudut yang beragam.
- b. *Rectangular*: merupakan pola aliran dari pertemuan antara alirannya membentuk sudut siku-siku atau hampir siku-siku.
- c. *Pinnate*: aliran sungai yang mana muara anak sungai membentuk sudut lancip dengan sungai induk.
- d. *Trellis*: percabangan anak sungai dan sungai utama hampir tegak lurus, sungai-sungai utama sejajar atau hampir sejajar.
- e. *Annular*: sungai utama melingkar dengan anak sungai yang membentuk sudut hampir tegak lurus.
- f. *Parallel*: anak sungai utama saling sejajar atau hampir sejajar, bermuara pada sungai-sungai utama dengan sudut lancip atau langsung bermuara ke laut.
- g. *Radial*: sungai yang mengalir ke segala arah dari satu titik. Berkembang pada vulkan atau dome.
- h. *Centripetal*: sungai yang mengalir memusat dari berbagai arah. Berkembang di kaldera, karater, atau cekungan tertutup lainnya.

Dalam penelitian ini pola aliran DAS yang ditinjau termasuk Dendritik.

#### 8. Kerapatan Pengaliran (Dd)

Menurut Seyhan (1977) kerapatan alur mencerminkan panjang sungai rerata dalam satu satuan luas tertentu. Kerapatan pengaliran menggunakan rumus sebagai berikut:

$$Dd = \frac{L}{A} \quad (2.6)$$

dengan:

- Dd = kerapatan pengaliran (Km/Km<sup>2</sup>)  
 A = luas DAS (Km<sup>2</sup>)  
 L = total panjang sungai (Km)

Lynsley (1949) menyatakan bahwa jika nilai kerapatan aliran lebih kecil dari 1 mile/ mile<sup>2</sup> (0,62 Km/Km<sup>2</sup>), DAS akan mengalami penggenangan,



sedangkan jika nilai kerapatan aliran lebih besar dari 5 mile/ mile<sup>2</sup> (3,10 Km/ Km<sup>2</sup>), DAS sering mengalami kekeringan.

#### 9. Bifurcation Ratio (Rb)

*Bifurcation ratio* adalah nisbah antara jumlah orde sungai ke u+1 (Horton dalam Seyhan, 1977). Perhitungan *bifurcation ratio* ini didasarkan sistem pengordean menurut cara strahler. Perhitungan *bifurcation ratio* ini didasarkan sistem pengordean menurut cara strahler. Dalam menentukan nilai Rb untuk keseluruhan sistem sungai digunakan nilai rata-rata tertimbang dengan cara sebagai berikut:

$$WRb = \frac{\sum Rb \times Nu}{Nu} \quad (2.7)$$

dengan:

W Rb = Rb tertimbang  
 Rb u/u+1 = Rb antara orde sungai ke u dan u + 1  
 Nu = jumlah orde sungai ke u  
 Nu + 1 = jumlah orde sungai ke u+1

Seyhan (1977) menyatakan hubungan nilai Rb dengan aliran sungai adalah:

- Rb < 3: kenaikan muka air sungai cepat sedangkan penurunannya berjalan lambat.
- Rb 3 – 5: kenaikan dan penurunan aliran sungai berjalan normal (sedang).
- Rb > 5: kenaikan dan penurunan aliran sungai berjalan cepat.

#### 10. Rasio Frekuensi Orde Sungai (F)

Rasio frekuensi orde sungai adalah nisbah antara jumlah keseluruhan orde sungai (sistem strahler) dengan luas DAS (Seyhan, 1977). Rasio frekuensi orde sungai dapat diperoleh dengan rumus sebagai berikut:

$$F = \frac{N}{A} \quad (2.8)$$

dengan:

F = rasio frekuensi orde sungai

N = jumlah orde sungai  
A = luas DAS (Km<sup>2</sup>)

#### 11. Jenis tanah

Setiap jenis tanah memiliki kapasitas infiltrasi yang berbeda-beda, sehingga semakin besar kapasitas infiltrasi suatu jenis tanah dengan hujan yang singkat maka laju debit akan semakin kecil (Asdak, 2004).

#### 12. Tata Guna Lahan

Vegetasi dapat memperlambat jalannya air larian dan memperbesar jumlah air yang tertahan di atas permukaan tanah, dengan demikian akan menurunkan laju debit aliran (Asdak, 2004).

#### 13. Curve Number (CN)

*Curve Number* SCS digunakan secara luas dan efisien untuk menentukan jumlah limpasan dari curah hujan di daerah tertentu. Analisis limpasan dalam pada WMS didasarkan pada metode SCS dengan menggunakan peta penggunaan lahan dan jenis tanah, yang kemudian diterjemahkan dalam indeks CN (U.S. SCS, 1972).

### 2.2.1 Debit Banjir

#### 1. Uji Data

Data hujan yang hilang dapat diperkirakan dengan dua cara yaitu: *normal ratio method* (Linsley, 1949) dan *reciprocal method* (Simanton and Obsborne, 1980). Dalam suatu analisis, data hujan yang akan digunakan perlu di uji terlebih dahulu. Jenis pengujian dapat dilakukan antara lain; uji kepanggahan dan uji jaringan.

Menurut Sri Harto (1993), data hujan yang diperoleh dari stasiun hujan dimungkinkan tidak panggah. Uji kepanggahan data terdapat 2 metode yaitu kurva massa ganda dan RAPS (*Rescaled Adjusted Partial Sums*). Pengujian kurva massa ganda dengan menggambarkan besaran hujan kumulatif stasiun yang di uji dengan besaran hujan kumulatif rata-rata hujan dari beberapa stasiun refrensi

disekitarnya. Ketidakpanggaan data ditunjukkan oleh penyimpangan garisnya dari garis lurus. Kurva massa menggunakan  $\geq 3$  stasiun hujan. Uji RAPS dengan memperhitungkan nilai  $\frac{Q}{\sqrt{n}}$  yang didapat lebih kecil dari nilai kritik untuk tahun dan *confidence level* yang sesuai, maka data tersebut dinyatakan pangkah.

Suatu analisis hidrologi, jumlah dan sebaran stasiun pencatat hujan yang akan digunakan perlu dievaluasi kerapatannya. Untuk memperkecil kesalahan dalam penempatan stasiun hujan yang ada di suatu wilayah dapat digunakan cara Kagan (Sri Harto, 1993).

Dalam penelitian ini uji kepanggaan menggunakan RAPS, sedangkan uji jaringan tidak dilakukan karena hanya terdapat 1 stasiun.

## 2. Uji Kepanggaan Data

Uji kepanggaan menggunakan persamaan RAPS (*Rescaled Adjusted Partial Sums*) sebagai berikut:

$$S_k^* = \sum_{i=1}^k (Y_i - \bar{Y}), \text{ dengan } k = 1, 2, 3, \dots, n \quad (2.9)$$

$$S_0^* = 0 \quad (2.10)$$

$$S_0^{**} = \frac{S_k^*}{D_y}, \text{ dengan } k = 0, 1, 2, 3, \dots, n \quad (2.11)$$

$$D_y^2 = \sum_{i=1}^k \frac{(Y_i - \bar{Y})^2}{n} \quad (2.12)$$

dengan:

$Y_i$	= data hujan ke i
$\bar{Y}$	= data hujan rerata -i
$D_y$	= deviasi standar
$n$	= jumlah data

Untuk uji kepanggaan digunakan cara statistik:

$$Q = \max |S_k^{**}|, 0 \leq k \leq n, \text{ atau} \quad (2.13)$$

$$R = \text{maksimum } S_k^{**} - \text{minimum } S_k^{**}, \text{ dengan } 0 \leq k \leq n$$

Nilai Kritik Q dan R ditunjukkan dalam Tabel 2.1.

Tabel 2.1. Nilai kritik  $Q$  dan  $R$

N	$\frac{Q}{\sqrt{n}}$			$\frac{R}{\sqrt{n}}$		
	90%	95%	99%	90%	95%	99%
10	1,05	1,14	1,29	1,21	1,28	1,38
20	1,10	1,22	1,42	1,34	1,43	1,60
30	1,12	1,24	1,46	1,40	1,50	1,70
40	1,13	1,26	1,50	1,42	1,53	1,74
50	1,14	1,27	1,52	1,44	1,55	1,78
100	1,17	1,29	1,55	1,50	1,62	1,86
$\infty$	1,22	1,36	1,63	1,62	1,75	2,00

(Sumber: Sri Harto, 1993)

### 3. Hujan Wilayah

Perhitungan hujan rerata wilayah daerah aliran sungai (DAS) ada tiga metode, yaitu metode rata-rata aritmatik (aljabar), metode poligon Thiessen dan metode Isohyet (Loebis, 1987). Karena penelitian yang ditinjau hanya menggunakan 1 stasiun, maka hujan wilayah menggunakan hujan harian maksimum yang dihitung tiap tahun.

### 4. Agihan Frekuensi Hujan

Pengukuran dispersi dilakukan dengan perhitungan parametrik statistik ( $X_i - X$ ),  $(X_i - X)^2$ ,  $(X_i - X)^3$ , dan  $(X_i - X)^4$  untuk analisis agihan Normal dan Gumbel, dengan  $X_i$  = debit harian maksimum ( $m^3/dtk$ ),  $X$  = rerata debit harian maksimum tahunan ( $m^3/dtk$ ).

Sedangkan untuk pengukuran dispersi Logaritma dilakukan dengan perhitungan parametrik statistik ( $\log X_i - \log X$ ),  $(\log X_i - \log X)^2$ ,  $(\log X_i - \log X)^3$ , dan  $(\log X_i - \log X)^4$  untuk analisis agihan Log Normal dan Log Pearson Type III, dengan  $\log X_i$  = debit harian maksimum ( $m^3/dtk$ ), dan  $\log X$  = rerata debit harian maksimum tahunan ( $m^3/dtk$ ).

Setiap jenis agihan mempunyai parameter statistik yaitu yang terdiri dari nilai rata-rata ( $\mu = x$ ), deviasi standart ( $\sigma = s$ ), koefisien variasi ( $C_v$ ), koefisien

kemencengan (Cs) dan koefisien ketajaman (Ck) yang masing-masing dicari berdasarkan rumus:

$$\text{Nilai rata-rata (Mean)} : \bar{x} = \frac{\sum X_i}{n} \quad (2.14)$$

$$\text{Deviasi standar} : S_d = \sqrt{\frac{\sum (X_i - \bar{X})^2}{n-1}} \quad (2.15)$$

$$\text{Koefisien Variasi} : C_v = \frac{S_d}{\bar{X}} \quad (2.16)$$

$$\text{Koefisien kemencengan} : C_s = \frac{n \sum (X_i - \bar{X})^3}{(n-1)(n-2)S_d^3} \quad (2.17)$$

$$\text{Koefisien ketajaman} : C_k = \frac{n \sum (X_i - \bar{X})^4}{(n-1)(n-2)(n-3)S_d^4} \quad (2.18)$$

dengan:

$X_i$  = data dalam sample  
 $\bar{X}$  = nilai rata-rata hitung  
 $n$  = jumlah pengamatan

Nilai Cs dan Ck masing-masing agihan adalah sebagai berikut:

1. Metode Normal

Metode Normal, mempunyai harga Cs = 0 dan Ck = 3 (2.19)

2. Metode Log Normal

Metode Log Normal, mempunyai harga sebagai berikut:

$$\text{Koefisien kemencengan} \quad C_s = C + 3C_v \quad (2.20)$$

$$\text{Koefisien kurtosis} \quad C_k = C_v^8 + 6C_v^6 + 15C_v^4 + 16C_v^2 + 3 \quad (2.21)$$

3. Metode Gumbel

Metode Gumbel, mempunyai harga Cs = 1,14 dan Ck = 5,4. (2.22)



#### 4. Metode *Log Pearson type III*

Distribusi *Log Pearson Type III*, mempunyai koefisien kemencengan (*Coefficient of skewness*) atau  $C_s \neq 0$ .

### 5. Uji Kesesuaian Agihan Hujan

Uji kesesuaian yang dilakukan dengan dua cara, yaitu uji *Chi-Square* dan uji *Smirnov-Kolmogorov* (Soemarto, 1999).

#### a. Uji *Chi-Square*

Uji ini digunakan untuk menguji simpangan secara vertikal dengan rumus:

$$X^2 = \sum_{i=1}^G \frac{(Ef - Of)^2}{Ef} \quad (2.23)$$

dengan:

$X^2$  = harga *Chi-Square*

$G$  = jumlah sub-kelompok

$Of$  = frekuensi yang terbaca pada kelas yang sama

$Ef$  = frekuensi yang diharapkan sesuai pembagian kelasnya.

Adapun prosedur pengujian *Chi-Square* adalah sebagai berikut:

1. Urutkan data pengamatan dari yang terbesar ke yang terkecil atau sebaliknya
2. Hitung jumlah kelas yang ada yaitu  $N_c = 1 + 1,33 \ln(n)$
3. Dalam pembagian kelas disarankan agar dalam masing-masing kelas terdapat minimal tiga buah data pengamatan.
4. Tentukan derajat kebebasan  $(DK) = G - P - 1$  (nilai  $P = 2$  untuk distribusi normal dan binomial, untuk distribusi poisson dan Gumbel nilai  $P = 1$ )
5. Hitung  $n$
6. Nilai  $Ef = \text{jumlah data } (n) / \text{Jumlah kelas}$
7. Tentukan nilai  $Of$  untuk masing-masing kelas
8. Jumlah  $G$  Sub-group  $\frac{E}{E}$  untuk menentukan nilai *Chi-Square*
9. Didapat nilai  $X_2$ , harus  $< X_{2 \text{ Critic}}$

Tabel 2.2. Tabel Agihan *Chi Square*  $X^2$ 

dk	Derajat Kepercayaan, $\alpha$					
	0,1	0,05	0,025	0,01	0,005	0,001
1	2,706	3,841	5,024	6,635	7,879	10,828
2	4,605	5,991	7,378	9,21	10,597	13,816
3	6,251	7,815	9,348	11,345	12,838	16,266
4	7,779	9,488	11,143	13,277	14,86	18,467
5	9,236	11,07	12,833	15,086	16,75	20,515

Sumber: Bonnier, 1980

**b. Uji Smirnov-Kolmogorov**

Metode Smirnov-Kolmogorov untuk menguji simpangan secara horisontal. Dari grafik *plotting* data hujan diperoleh perbedaan maksimum antara agihan teoritis dan empiris ( $\Delta_{maks}$ ). Dalam bentuk persamaan dapat ditulis:

$$\Delta_{Maks} = [Pe - Pt] \quad (2.24)$$

dengan:

 $\Delta_{maks}$  = Selisih data probabilitas teoritis dan empiris

Pt = Peluang teoritis

Pe = Peluang empiris

Berdasarkan tabel nilai kritis, tentukan nilai  $D_0$  dari Tabel 2.3.Tabel 2.3 Tabel Nilai kritis  $D_0$  untuk uji *Smirnov-Kolmogorov*

n	Derajat Kepercayaan $\alpha$				
	0,20	0,10	0,05	0,02	0,01
10	0,323	0,369	0,409	0,457	0,486
20	0,232	0,265	0,294	0,329	0,352
30	0,190	0,218	0,242	0,270	0,290
50	0,148	0,170	0,188	0,211	0,226
N>50	$1,07/\sqrt{n}$	$1,22/\sqrt{n}$	$1,36/\sqrt{n}$	$1,52/\sqrt{n}$	$1,63/\sqrt{n}$

## 6. Intensitas Hujan

Intensitas hujan menggunakan *Modified Mononobe*, yang dapat dilihat pada persamaan berikut:

$$I = \frac{R_{24}}{t} \left( \frac{t}{t_c} \right)^{-1} \quad (2.25)$$

dengan:

- I = intensitas hujan (mm/jam)
- t = lamanya hujan (jam)
- $t_c$  = waktu konsentrasi (jam)
- $R_{24}$  = hujan maksimum harian (selama 24 jam) (mm)

## 7. Waktu Konsentrasi

Besarnya aliran dianggap mencapai puncak pada saat waktu konsentrasi. Waktu konsentrasi ( $t_c$ ) dapat dihitung dengan persamaan sebagai berikut:

$$\text{Kirpich} \quad = T_c = 0,06628 L^{0,77} S^{-0,385} \quad (2.26)$$

$$\text{Australian Rainfall-Runoff} \quad = T_c = 0,76 A^{0,38} \quad (2.27)$$

dengan:

- $T_c$  = waktu konsentrasi (jam)
- A = luas DAS ( $\text{km}^2$ )
- L = panjang sungai utama (km)
- S = kemiringan sungai (m/m)

## 8. Hujan Rancangan

Besarnya hujan rancangan dihitung dengan beberapa analisis frekuensi hujan yaitu Normal, Log Normal, Gumbel dan *Log Pearson type III* dengan persamaan sebagai berikut:

### 1. Metode Normal

Persamaan agihan Normal sebagai berikut:

$$X_T = X + k.Sd \quad (2.28)$$

dengan:

- $X_T$  = hujan rencana dalam periode ulang n tahun (mm)
- Sd = standar deviasi *commit to user*
- k = koefisien kemencengan untuk agihan Normal (Tabel 2.4)

= hujan rerata (mm)

Tabel 2.4 Nilai Variabel (k) Reduksi Gauss

Periode Ulang (tahun)					
2	5	10	25	50	100
0	0,840	1,280	1,708	2,050	2,330

Sumber: Soewarno, 1995

## 2. Metode Log Normal

Persamaan agihan Log Normal sebagai berikut:

$$\text{Log } X_T = \text{Log } X + k \cdot S_d \quad (2.29)$$

$$X_T = 10^{\text{Log } X_T} \quad (2.30)$$

dengan:

$X_T$  = Hujan rencana dalam periode ulang  $n$  tahun (mm)

$S_d$  = Standar deviasi

$k$  = Koefisien kemencengan untuk agihan Normal (Tabel 2.3)

= Hujan rerata (mm)

## 3. Metode Gumbel

Persamaan agihan E.J. Gumbel sebagai berikut:

$$X = \bar{X} - Y \cdot S_n \quad (2.31)$$

dengan:

$X_T$  = Hujan rencana dalam periode ulang  $n$  tahun (mm)

$S_d$  = Standar deviasi

$S_n$  = Standar deviasi ke  $n$  (Tabel 2.5)

$Y$  = Koefisien untuk agihan Gumbel (Tabel 2.6)

$Y_n$  = Koefisien untuk agihan Gumbel ke  $n$  (Tabel 2.6)

= Hujan rerata (mm)

Tabel 2.5 Nilai  $S_n$  dan  $Y_n$

<b>n</b>	<b><math>Y_n</math></b>	<b><math>S_n</math></b>
10	0,4592	0,9496
15	0,5128	1,0206
20	0,5236	1,0628
25	0,5309	1,0915
30	0,5362	1,1124

Tabel 2.6 Nilai Variabel (Y) Reduksi Gumbel

Periode Ulang (tahun)					
2	5	10	25	50	100
0,3665	1,4999	2,2504	3,1255	3,9019	4,6001

Sumber: Suripin, 2004

4. Metode *Log Pearson Type III*Persamaan agihan *Log Pearson Type III* sebagai berikut:

$$\text{Log } X_T = \text{Log } \bar{X} + k \cdot S_d \quad (2.32)$$

dengan:

- $X_T$  = Hujan rencana dalam periode ulang  $n$  tahun (mm)  
 $S_d$  = Standar deviasi  
 $k$  = Koefisien kemencengan agihan *Log Pearson Type III* (Tabel 2.7)  
 $\bar{X}$  = Hujan rerata (mm)

Tabel 2.7 Nilai  $k$  Agihan *Log Pearson Type III*

Koef Penyimpangan (Cs)	Interval Kejadian, Tahun							
	2	5	10	25	50	100	500	1000
	Peluang (%)							
	50	20	10	4	2	1	0.02	0.01
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	1,649	2,211	2,544	2,856	3,525
0,2	-0,033	0,830	1,301	1,818	2,159	2,472	2,763	3,330
0,1	-0,017	0,836	1,292	1,785	2,107	2,400	2,670	3,235
0	0	0,842	1,282	1,751	2,054	2,326	2,576	3,090

Sumber: Soewarno, 1995

Masing-masing metode memiliki sifat khas sehingga setiap data hidrologi harus di uji kesesuaiannya dengan sifat statistik masing-masing agihan tersebut.

commit to user



Pemilihan metode yang tidak benar dapat mengundang kesalahan perkiraan yang cukup besar.

## 9. Debit Banjir Rancangan

Dalam penelitian ini debit banjir rancangan dihitung menggunakan model TR-55, TR-20, HEC-1 dan HEC-HMS.

### a. Model TR-55

Prinsip dasar yang melatar belakangi model TR 55 adalah jika hujan dengan intensitas  $I$  terjadi secara terus menerus maka laju limpasan langsung akan bertambah sehingga mencapai waktu konsentrasi ( $T_c$ ).  $T_c$  tercapai jika seluruh bagian DAS telah memberikan distribusi aliran di outlet (Anonim, 2012).

Dalam WMS dengan model TR 55, debit puncak ( $Q_p$ ) dihitung dengan menggunakan persamaan yang telah tersedia dalam *software*. Persamaan tersebut sebagai berikut:

$$Q = Q_p A F \quad (2.33)$$

$$Q = \frac{P - I_a}{P - I_a} \frac{Q_p^2}{S_m} \quad (2.34)$$

$$S_m = \frac{25400}{CN - 254} \quad (2.35)$$

$$I_a = 0,2 \times S_m \quad (2.36)$$

dengan:

- $Q_p$  = debit puncak (cfs)
- $Q_u$  = unit debit puncak (csm/in) (lampiran 3.2)
- $A_m$  = luas DAS (mi<sup>2</sup>)
- $Q$  = limpasan (in)
- $F_p$  = faktor penyesuaian kolam dan rawa (lampiran 3.3)
- $P$  = hujan rancangan (in)
- $I_a$  = inisial abstraction (in)
- $S_m$  = potensi retensi maksimum (in)
- $CN$  = curve number (lampiran 2.2)

### b. Model TR-20, HEC-1 dan HEC-HMS

Dalam perhitungan model TR-20, HEC-1 dan HEC-HMS menggunakan metode SCS (*Soil Conservation Service*). Metode SCS menggunakan rumus dengan koefisien-koefisien empirik yang menghubungkan unsur-unsur hidrograf satuan dengan Karakteristik DAS. Hidrograf satuan tersebut ditentukan dengan unsur yang antara lain  $Q_p$  (cfs). Rumus metode SCS adalah sebagai berikut (Wanielista, Kersten dan Eaglin, 1997):

#### a. Waktu tenggang ( $t_L$ )

$$t_L = \frac{L}{1900} + \frac{1}{S} \quad (2.37)$$

dengan:

- $t_L$  = waktu tenggang (*time lag*) antara terjadinya hujan lebih sampai terjadinya aliran puncak (jam)
- $L$  = panjang aliran sungai utama (ft)
- $S$  = retensi maksimum (*inchi*),  $S = 1000/CN - 10$
- $CN$  = bilangan kurva (*curve number*) (lampiran 2)
- $y$  = kemiringan lereng (%)

#### b. Debit puncak ( $Q_p$ )

$$Q_p = \frac{484A}{T_p} \quad (2.38)$$

dengan:

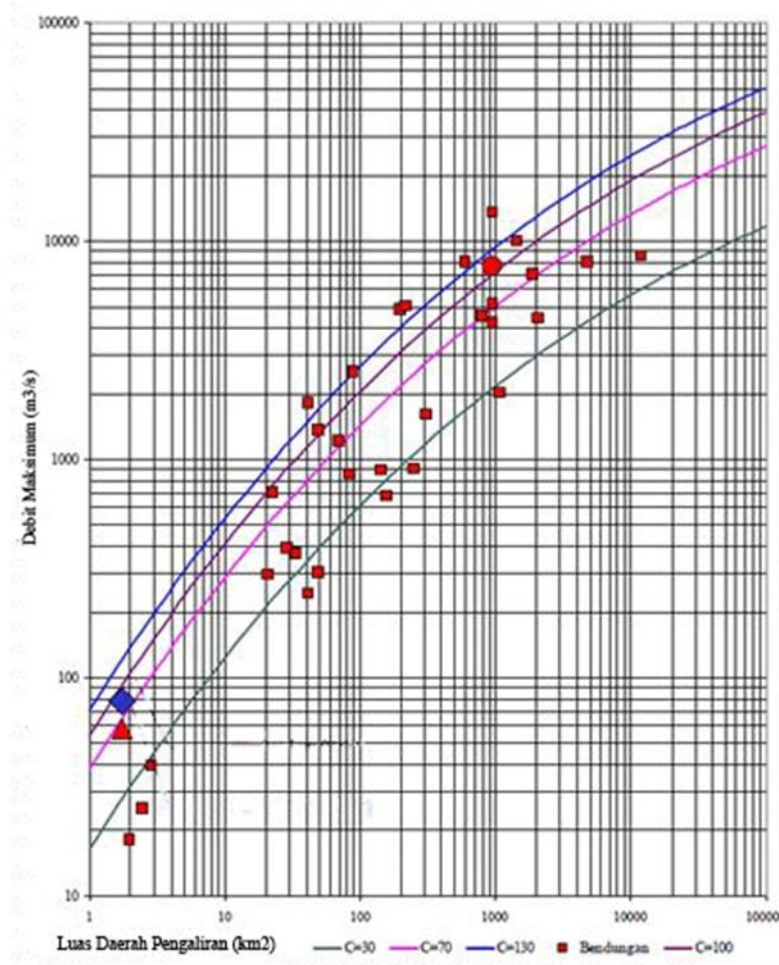
- $Q_p$  = debit puncak (cfs)
- $T_p$  = waktu yang diperlukan untuk mencapai laju aliran puncak (jam)
- $A$  = luas DAS ( $mi^2$ )

Dalam perumusan model tersebut diatas dipergunakan koefisien CN (*curve number*). Koefisien CN diperoleh dari tabel (lampiran 2.2). Pada penentuan harga CN dipengaruhi oleh faktor-faktor penting antara lain tipe tanah (*soil type*) dan tata guna lahan (*land use*) (Chow, Maidment and Mays, 1988).

### c. Grafik Creager

Grafik *Creager* digunakan untuk membandingkan besaran debit maksimum keempat model hasil perhitungan WMS. Grafik ini digunakan untuk mewakili kalibrasi debit puncak, jika tidak ada AWLR (*automatic water level recorder*). Grafik *Creager* menunjukkan hubungan antara satuan debit ( $Q$ ) dan luas daerah pengaliran ( $A$ ) yang memiliki bentuk cekung ke bawah pada plot log-log. Grafik *Creager* memiliki koefisien ( $C$ ) yang dianggap sebagai ukuran daerah netral tingkat keparahan banjir.

Untuk penelitian ini, nilai grafik creager yang digunakan  $C = 100$  karena tingkat keparahan banjir DAS Buluh adalah tinggi. Grafik *Creager* dapat dilihat Gambar 2.4.

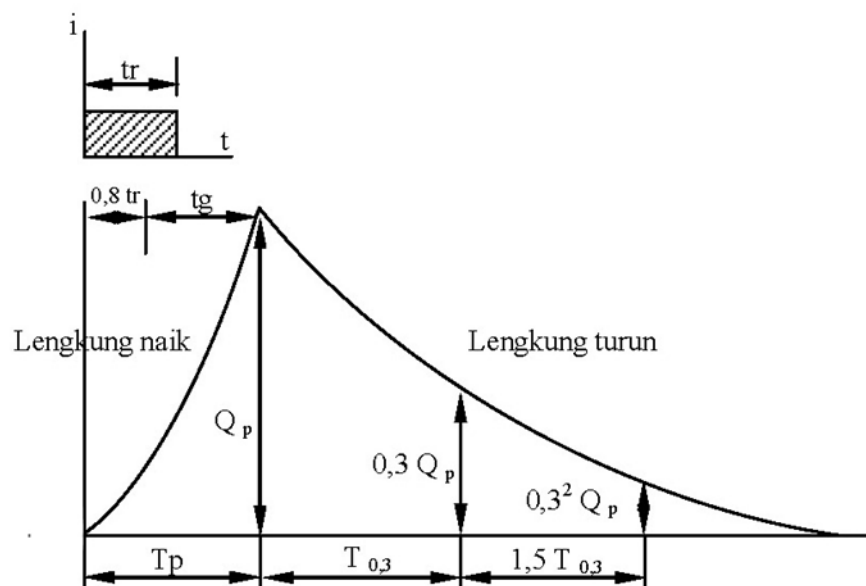


Gambar 2.4. Grafik *Creager*

### 2.2.3 Pola Aliran Banjir

Soemarto (1986) menyatakan pola aliran atau hidrograf terdiri dari tiga bagian yaitu sisi naik, puncak dan sisi resesi. Hidrograf ditunjukkan dengan sifat-sifat pokok yaitu waktu naik yaitu hidrograf yang diukur pada saat mulai naik sampai terjadinya debit puncak. Debit puncak adalah debit maksimum yang terjadi dalam suatu kasus tertentu dan sisi resesi adalah waktu yang diukur dari saat hidrograf naik sampai waktu debit kembali pada suatu besaran yang ditetapkan.

Sosrodarsono (1987) menyebutkan bahwa hidrograf memberikan gambaran mengenai berbagai kondisi (karakteristik) yang ada di DAS secara bersama-sama, sehingga apabila karakteristik DAS berubah maka akan menyebabkan perubahan bentuk hidrograf.



Gambar 2.5. Bagian-bagian Komponen Hidrograf

Untuk menentukan  $T_p$  dan  $T_b$  digunakan rumus sebagai berikut:

$$T_p = \frac{T_r}{2} + t_L \quad (2.39)$$

$$T_b = 5 T_p \quad (2.40)$$

dengan:

$T_b$  = waktu dasar (jam)

- $t_r$  = lama hujan efektif yang besarnya  $0,5 \sim 1 t_g$   
 $T_p$  = waktu yang diperlukan untuk mencapai laju aliran puncak (jam)  
 $t_L$  = waktu tenggang (*time lag*) (jam)

Untuk menentukan  $T_{0,3}$  digunakan rumus sebagai berikut:

$$T_{0,3} = \alpha \cdot t_g \quad (2.41)$$

$t_g$  dihitung berdasarkan rumus:

$$t_g = 0,21 \cdot L^{0,7} \text{ untuk } L < 15 \text{ Km} \quad (2.42)$$

$$t_g = 0,40 + 0,058 L \text{ untuk } L > 15 \text{ Km} \quad (2.43)$$

Persamaan kurva hidrograf satuan sintetisnya adalah:

- a. Bagian lengkung naik untuk  $0 \leq t \leq T_p$

$$Q_a = Q_p \frac{t^{2,4}}{T_p^{2,4}} \quad (2.44)$$

- b. Bagian lengkung untuk turun:

1. Untuk  $Q_d > 0,3 Q_p$  untuk  $T_p \leq t \leq T_{0,3}$

$$Q = Q_p \cdot 0,3 \quad (2.45)$$

2. Untuk  $0,3 Q_p > Q_d > 0,3^2 Q_p$  untuk  $T_{0,3} \leq t \leq 1,5 T_p$

$$Q = Q_p \cdot 0,3 \frac{0,3}{1,5} \quad (2.46)$$

3. Untuk  $0,3^2 Q_p > Q_d$  untuk  $t \geq 1,5 T_{0,3}$

$$Q = Q_p \cdot 0,3 \frac{1,5}{2} \quad (2.47)$$

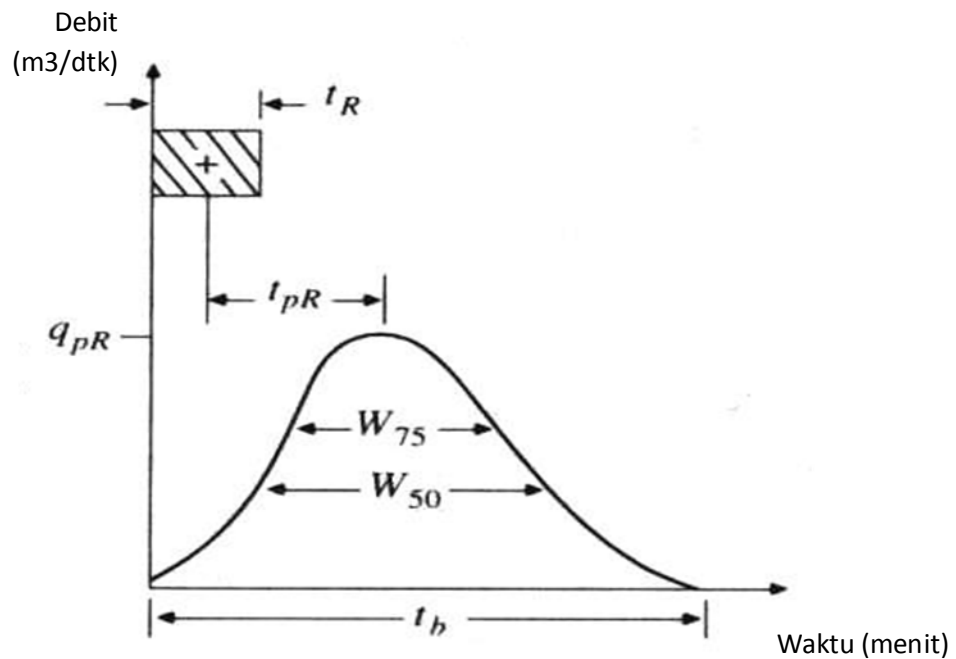
dengan:

- $Q_a$  = limpasan sebelum mencapai debit puncak (m<sup>3</sup>/detik)  
 $Q_d$  = limpasan sesudah mencapai debit puncak (m<sup>3</sup>/detik)  
 $t$  = waktu (jam)  
 $L$  = panjang alur sungai (km)  
 $t_g$  = waktu konsentrasi (jam)  
 $\alpha$  = konstanta



Nilai  $\alpha$  mempunyai kriteria sebagai berikut:

- Daerah pengaliran  $\alpha = 2$
- Bagian naik hidrograf yang lambat dan bagian menurun yang cepat  $\alpha = 1,5$
- Bagian naik hidrograf yang cepat dan bagian menurun yang lambat  $\alpha = 3$



Gambar 2.6. Analisis hidrograf horizontal

Keterangan:

$W_{50}$	= lebar hidrograf pada debit 50% dari debit puncak (menit)
$W_{75}$	= lebar hidrograf pada debit 75% dari debit puncak (menit)
$A$	= luas DAS (km <sup>2</sup> )
$q_{pR} = Q_p$	= debit puncak (m <sup>3</sup> /dtk)
$t_R$	= lama hujan efektif yang besarnya 0,5~1tg
$t_b$	= waktu dasar (menit)