

BAB II

LANDASAN TEORI

2.1 Analisis Hidrologi

Data hidrologi adalah kumpulan keterangan atau fakta mengenai fenomena hidrologi seperti besarnya: curah hujan, temperatur, penguapan, lamanya penyinaran matahari, kecepatan aliran, konsentrasi sedimen sungai akan selalu berubah terhadap waktu (Soewarno, 1995).

Analisis hidrologi dalam pelaksanaan pekerjaan ini lebih pada analisis ketersediaan air dan kebutuhan air. Tujuan analisis ini adalah untuk mengetahui karakteristik hujan, debit atau potensi air.

Data klimatologi yang digunakan diambil dari Stasiun di areal layanan Daerah Irigasi yang bersangkutan. Data klimatologi digunakan untuk menghitung kebutuhan air dan ketersediaannya (debit andalan). Untuk itu, data hujan yang digunakan minimal data 10 tahun terakhir.

2.2 Debit Banjir

Pemilihan banjir rencana untuk bangunan air adalah suatu masalah yang sangat bergantung pada analisis statistik dari urutan kejadian banjir baik berupa debit air di sungai maupun hujan.

2.2.1 Analisis Data Curah Hujan

Dalam penentuan curah hujan data dari pencatat atau penakar hanya didapatkan curah hujan di suatu titik tertentu (*point rainfall*). Untuk

mendapatkan harga curah hujan areal dapat dihitung dengan beberapa metode diantaranya yaitu:

1. Metode *Polygon Thiessen*

Cara ini didasarkan atas cara rata-rata timbang, dimana masing-masing stasiun mempunyai daerah pengaruh yang dibentuk dengan garis-garis sumbu tegak lurus terhadap garis penghubung antara dua stasiun, dengan planimeter maka dapat dihitung luas daerah tiap stasiun. Sebagai kontrol maka jumlah luas total harus sama dengan luas yang telah diketahui terlebih dahulu. Masing-masing luas lalu diambil persentasenya dengan jumlah total 100%. Kemudian harga ini dikalikan dengan curah hujan daerah di stasiun yang bersangkutan dan setelah dijumlah hasilnya merupakan curah hujan yang dicari.

Hal yang perlu diperhatikan dalam metode ini adalah :

1. Jumlah stasiun pengamatan minimal tiga buah stasiun.
2. Topografi daerah tidak diperhitungkan.
3. Stasiun hujan tidak tersebar merata.

Perhitungan Menggunakan rumus sebagai berikut:

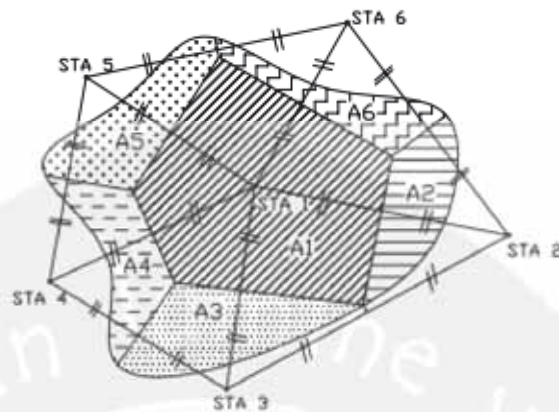
$$\bar{R} = \frac{A_1 \cdot R_1 + A_2 \cdot R_2 + \dots + A_n R_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \quad (2.1)$$

dimana :

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

$R_1, R_2, \dots, R_n$ = curah hujan pada stasiun 1, 2, ..., n (mm)

$A_1, A_2, \dots, A_n$ = luas daerah pada *polygon* 1, 2, ..., n (km²)



Gambar 2.1 *Polygon Thiessen*

Keterangan gambar :

A1 = luas daerah pengaruh stasiun pertama

A2 = luas daerah pengaruh stasiun kedua

A3 = luas daerah pengaruh stasiun ketiga

A4 = luas daerah pengaruh stasiun keempat

A5 = luas daerah pengaruh stasiun kelima

2.2.2 Analisis Frekuensi

Dengan mereratakan pola distribusi hujan selanjutnya didapatkan pola distribusi rerata yang dianggap mewakili kondisai hujan dan digunakan sebagai pola untuk mendistribusikan hujan rancangan menjadi hujan jam-jaman (Triatmodjo, 2008). Analisis frekuensi hujan dihitung dengan beberapa metode untuk menghitung besarnya hujan rancangan antara lain, Metode Normal, Log Normal, Gumbel dan Log Pearson Tipe III. Untuk menentukan jenis analisis frekuensi hujan yang digunakan, dilakukan pengukuran *dispersi* sebagai parameter statistik dilanjutkan pengukuran *dispersi*.

2.2.2.1 Pengukuran *Dispersi*

Dalam kenyataannya tidak semua varian dari suatu variabel hidrologi terletak atau sama dengan nilai reratanya. *dispersi* adalah besarnya besaran varian di sekitar nilai reratanya (Soewarno, 1995). Pengukuran dispersi dilakukan dengan perhitungan parametrik statistik $(X_i - \bar{X})$, $(X_i - \bar{X})^2$, $(X_i - \bar{X})^3$, dan $(X_i - \bar{X})^4$ untuk analisis distribusi Normal dan Gumbel, dengan X_i = debit harian maksimum (m^3/dtk), $\bar{X}$ = rerata debit harian maksimum tahunan (m^3/dtk).

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

Macam pengukuran dispersi antara lain sebagai berikut:

1. Standar Deviasi (S)

Deviasi standar dapat dihitung dengan rumus:

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{n - 1}} \quad (2.2)$$

2. Koefisien *Skewness* (Cs)

Koefisien Kemencengan/Skewness dapat dihitung dengan persamaan berikut ini:

$$Cs = \frac{n \times \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^3}{(n - 1) \times (n - 2) \times S^3} \quad (2.3)$$

3. Koefisien Kurtosis (Ck)

Koefisien kepuncakan/ Kurtosis dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$Ck = \frac{n^2 \times \sum_{i=1}^n (Xi - \bar{X})^4}{(n-1) \times (n-2) \times (n-2) \times S^4} \quad (2.4)$$

4. Koefisien Variasi (Cv)

Koefisien variasi dapat dihitung dengan rumus sebagai berikut:

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

dimana:

N = Jumlah hujan (1,2,3,.....,n)

Xi = Hujan dalam periode ulang i tahun (mm),

$\bar{X}$ = Hujan rerata (mm).

2.2.2.2 Uji keselarasan Distribusi

Pengujian keselarasan distribusi digunakan untuk menguji distribusi data apakah memenuhi syarat untuk data perencanaan. Pengujian keselarasan distribusi menggunakan metode sebagai berikut:

1. Uji Chi Kuadrat

Metode *Chi Square* atau Chi kuadrat untuk menguji simpangan secara vertikal apakah pengamatan dapat diterima secara teoritis. Perhitungannya dengan menggunakan persamaan (Shahin, 1976:186):

$$X^2 = \sum_{i=1}^G \frac{(E_i - O_i)^2}{E_i} \quad (2.6)$$

dimana:

X^2 = Harga chi kuadrat,

Dk = Derajat kebebasan,

R = Banyaknya keterikatan (banyaknya parameter),

N = Jumlah data,

O_i = Jumlah nilai pengamatan pada sub kelompok ke- i ,

E_i = Jumlah nilai teoritis pada sub kelompok ke- i ,

G = Jumlah kelas

Dari hasil pengamatan yang didapat, dicari pengamatannya dengan chi kuadrat kritis (didapat dari Tabel 2.1) (C.D Soemarto, 1999) paling kecil. Untuk suatu nilai nyata tertentu (*level of significant*) yang sering diambil adalah 5%. Derajat kebebasan ini secara umum dihitung dengan rumus berikut:

$$Dk = n - 3 \quad (2.7)$$

dimana:

Dk = Derajat kebebasan

N = Banyak data

Tabel 2.1 Tabel keselarasan Chi Kuadrat X^2

Dk	Derajat Kepercayaan, α					
	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

2. Uji Smirnov-Kolmogorov

Metode Smirnov-Kolmogorov membandingkan kemungkinan untuk tiap varian dari agihan empiris dan teoritis. Dalam bentuk persamaan dapat ditulis:

$$\Delta M_{aks} = [P_e - P_t] \quad (2.8)$$

dimana:

Δm_{aks} = Selisih data probabilitas teoritis dan empiris,

P_t = Peluang teoritis,

P_e = Peluang empiris.

Tabel 2.2 Tabel Nilai kritis D_0 untuk Uji Smirnov-Kolmogorov

n	Derajat Kepercayaan, α				
	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	$1.07/\sqrt{n}$	$1.22/\sqrt{n}$	$1.36/\sqrt{n}$	$1.52/\sqrt{n}$	$1.63/\sqrt{n}$

Sumber: Bonnier,1980

3. Hujan Rencana

Menghitung hujan rancangan dengan periode ulang tertentu dilakukan dengan metode antara lain:

a. Distribusi normal

Persamaan distribusi normal sebagai berikut:

$$X_T = \bar{X} + k.Sd \quad (2.9)$$

dimana:

X_T = Hujan rancangan dalam periode ulang n tahun (mm),

S_d = Standar deviasi,

k = Koefisien kemencengan untuk distribusi normal (Tabel 2.3)

$\bar{X}$ = Hujan rerata (mm).

Table 2.3 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

b. Distribusi Log Normal

Persamaan agihan Log Normal sebagai berikut:

$$\text{Log } X_T = \text{Log } \bar{X} + k.S_d \quad (2.10)$$

$$X_T = 10^{\text{Log } X_T} \quad (2.11)$$

dimana:

X_T = Hujan rancangan dalam periode ulang n tahun (mm),

S_d = Standar deviasi,

K = Koefisien kemencengan untuk distribusi normal (Tabel 2.3)

$\bar{X}$ = Hujan rerata (mm).

c. Distribusi Gumbel

Persamaan agihan Gumbel sebagai berikut:

$$X_T = \bar{X} + \left(\frac{Y - Y_n}{S_n} \right) \times S \quad (2.12)$$

dimana:

X_T = Hujan rancangan dalam periode ulang n tahun (mm),

S_d = Standar deviasi,

S_n = Standar deviasi ke n (Tabel 2.4),

Y = Koefisien untuk agihan Gumbel (Tabel 2.5),

Y_n = Koefisien untuk agihan Gumbel ke n (Tabel 2.4),

$\bar{X}$ = Hujan rerata (mm).

Tabel 2.4 Nilai S_n dan Y_n

n	Y_n	S_n
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

Sumber: Suripin, 2004

Tabel 2.5 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

d. Distribusi Log Person III

Persamaan agihan Log Pearson Tipe III sebagai berikut:

$$\text{Log } X_T = \text{Log } \bar{X} + k.S_d \quad (2.13)$$

dimana

X_T = Hujan rancangan dalam periode ulang n tahun (mm),

S_d = Standar deviasi,

k = Koef. kemencengan distribusi Log Pearson III (Tabel 2.6),

$\bar{X}$ = Hujan rerata (mm).

Tabel 2.6 Nilai k distribusi log person tipe III

Koef Penyimpangan (Cs)	Interval Kejadian, Tahun							
	2	5	10	25	50	100	500	1000
	Peluang (%)							
	50	20	10	4	2	1	0.5	0.01
1	-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	2.453	2.453	2.891	3.312	4.250
0.7	-0.116	0.790	1.333	1.967	2.407	2.824	3.223	4.105
0.6	-0.099	0.800	1.328	1.939	2.359	2.755	3.132	3.960
0.5	-0.083	0.808	1.323	1.910	2.311	2.686	3.041	3.815
0.4	-0.066	0.816	1.317	1.880	2.261	2.615	2.949	3.670
0.3	-0.050	0.824	1.309	1.849	2.211	2.544	2.856	3.525
0.2	-0.033	0.830	1.301	1.818	2.159	2.472	2.763	3.330
0.1	-0.017	0.836	1.292	1.785	2.107	2.400	2.670	3.235

Sumber: Soewarno 1995

2.2.3 Intensitas Hujan, Pola Hujan Jam-jaman

Intensitas hujan rencana merupakan hujan maksimum harian selama waktu tertentu dengan periode ulang (T_r) tertentu. Hubungan antara intensitas dan waktu (durasi) curah hujan dapat dinyatakan dengan grafik lengkung intensitas yang digambarkan untuk berbagai periode ulang yang diinginkan. Terdapat beberapa metode yang dapat diterapkan untuk

menghitung intensitas hujan, antara lain Metode Sherman, Talbot, Ishiguro dan Mononobe, dengan rumus mononobe sebagai berikut:

$$I = \frac{R_{24}}{24} \left(\frac{24}{tc} \right)^{2/3} \quad (2.14)$$

dimana:

I = Intensitas hujan,

tc = Waktu Konsentrasi,

R₂₄ = Curah hujan maksimum dalam 24 jam (mm).

2.2.4 Debit Banjir Rencana

Untuk mencari hubungan antara hujan yang jatuh dan debit yang terjadi maka dilakukan pengalih ragaman dari data hujan menjadi debit aliran. Dikarenakan tidak tersedianya debit pengamatan banjir di lokasi, maka analisis debit banjir digunakan pendekatan hidrograf satuan (Sri Harto, 2004).

Metode hidrograf satuan sintetis yang saat ini umum digunakan di Indonesia antara lain adalah Metode Rasional, Metode Haspers, Metode Snyder, Metode Gama I, Metode Nakayasu. Metode Snyder, Nakayasu dikembangkan diluar negeri, sedang metode perhitungan hidrograf satuan sintetis yang pertama dikembangkan di Indonesia adalah Metode HSS Gama-I yang dikembangkan di Universitas Gajah Mada (Sri Harto, 1993).

2.2.4.1 Metode Rasional

Menurut Wanielista (1990) Metode Rasional adalah salah satu dari metode tertua dan awalnya digunakan hanya untuk memperkirakan debit

puncak (*peak discharge*) Metode ini digunakan dengan anggapan bahwa DPS memiliki :

1. Intensitas curah hujan merata diseluruh DPS dengan durasi tertentu.
2. Lamanya curah hujan sama dengan waktu konsentrasi dari DPS.
3. Puncak banjir dan intensitas curah hujan mempunyai tahun berulang yang sama.

Data yang diperlukan meliputi: data batas dan pembagian daerah tangkapan air, tata guna lahan, dan data hujan.

1. Daerah tangkapan air

Batas daerah tangkapan air ditentukan berdasarkan peta topografi yang dilengkapi dengan ketinggian (peta kontur). Dari peta tersebut juga dapat diketahui pola jaringan drainase. Setelah pola jaringan drainase diketahui, maka pembagian sub-DTA masing-masing segmen saluran dapat digambarkan dalam peta, kemudian dihitung luas masing-masing sub-DTA diidentifikasi untuk menentukan besarnya koefisien limpasan permukaan (C).

a. Perhitungan debit banjir

Debit banjir dihitung dengan menggunakan Persamaan. Luas dan nilai C masing-masing sub-DTA diambil dari perhitungan daerah tangkapan air.

Data :

L = jarak dari ujung daerah hulu sampai titik yang ditinjau (Km)

A = luas DAS (Km^2)

H = beda tinggi ujung hulu dengan titik tinggi yang ditinjau (Km)

Rumus untuk mencari debit:

$$Qt = \frac{C.I.A}{3.6} = 0.278.C.I.A \quad (2.15)$$

$$R = \frac{R_{24}}{24} \times \left(\frac{24}{Tc} \right)^{2/3} \quad (2.16)$$

Menurut Kirpich :

$$tc = \left(\frac{0,87 \times L^2}{1000 \times S} \right)^{0,385} \quad (2.17)$$

dimana :

Q_p = Laju aliran permukaan (debit) puncak (m^3/dtk)

C = Koefisien pengaliran/limpasan

I = Intensitas hujan (mm/jam)

A = Luas Daerah Aliran Sungai (DAS) (km^2)

R_{24} = Curah hujan maksimum harian (selama) 24 jam (mm)

T = Waktu konsentrasi (jam)

L = Panjang sungai (km)

S = Kemiringan rata-rata sungai (m/m)

Metode Rasional juga dapat dipergunakan untuk DAS yang tidak seragam (homogen), di mana DAS dapat dibagi-bagi menjadi beberapa sub DAS yang seragam atau pada DAS dengan sistem saluran yang bercabang-cabang. Metode Rasional dipergunakan untuk menghitung debit dari masing-masing sub-DAS. Perhitungan dilakukan dengan menggunakan dua aturan berikut :

1. Metode Rasional dipergunakan untuk menghitung debit puncak pada tiap-tiap daerah masukan (*inlet area*) pada ujung hulu sub-DAS.
2. Pada lokasi di mana drainase berasal dari dua atau lebih daerah masukan, maka waktu konsentrasi terpanjang yang dipakai untuk intensitas hujan rencana, koefisien dipakai C_{DAS} dan total area drainase dari daerah masukan.

Jika DAS terdiri dari berbagai macam penggunaan lahan dengan koefisien aliran permukaan yang berbeda, maka C yang dipakai adalah koefisien DAS yang dapat dihitung dengan persamaan berikut :

$$C_{DAS} = \frac{\sum_{i=1}^n C_i \times A_i}{\sum_{i=1}^n A_i} \quad (2.18)$$

dimana :

C_{DAS} = Koefisien aliran permukaan DAS

A_i = Luas lahan dengan jenis penutup lahan i (km^2)

C_i = Koefisien aliran permukaan jenis penutup tanah i

N = jumlah jenis penutup lahan

Cara perhitungan dengan pendekatan C_{DAS} atau $C_{gabungan}$ dan intensitas hujan berdasar waktu konsentrasi terpanjang merupakan cara relistik. Hasilnya dipercaya mempunyai tingkat perlindungan terhadap bahaya banjir yang sama setiap titik (Suripin, 2004).

2.2.4.2 Metode Haspers

Untuk menghitung besarnya debit dengan Metode Haspers digunakan persamaan sebagai berikut:

$$Q = \alpha \times \beta \times q \times A \quad (2.19)$$

dimana:

Q = debit banjir rencana (m^3/det)

q_n = debit persatuan luas ($\text{m}^3/\text{det.km}^2$)

Koefisien Runoff (α)

$$\alpha = \frac{1 + (0.012 \times A^{0.70})}{1 + (0.075 \times A^{0.70})} \quad (2.20)$$

Koefisien Reduksi (β)

$$\frac{1}{\beta} = 1 + \frac{t + (3.70 \times 10^{-0.40t})}{t^2 + 15} \times \frac{A^{0.75}}{12} \quad (2.21)$$

Waktu Konsentrasi

$$t = 0.1 \times L^{0.8} \times i^{-0.30} \quad (2.22)$$

2.2.4.3 Hidrograf Satuan Sintetik Nakayasu

Nakayasu telah menyelidiki hidrograf satuan pada beberapa sungai di Jepang. Hasil penelitian dirumuskan dengan persamaan dan tahapan perhitungan sebagai berikut :

1. Data yang ada untuk diproses, meliputi : curah hujan R_{24} dalam mm, panjang sungai (L) dalam km, *catcment area* (A) dalam km^2
2. Curah hujan efektif tiap jam (*hourly of distribution of effective rainfall*)
 - a. Rata - rata hujan dari awal hingga jam ke – T

$$R_t = \frac{R_{24}}{24} \left(\frac{24}{T} \right)^{2/3} \quad (2.23)$$

dimana:

R_t = Rerata hujan dari awal sampai jam ke t (mm/jam),

T = Waktu hujan sampai jam ke t ,

R_{24} = Curah hujan maksimum dalam 24 jam.

b. Distribusi hujan pada jam ke – T

$$R_T = t.R_t - (t - 1).R_{(t-1)} \quad (2.24)$$

dimana:

R_T = Intensitas curah hujan pada jam t (mm/jam),

T = Waktu (jam),

R_t = Rerata hujan dari awal sampai jam ke t (mm/jam),

$R(t-1)$ = Rerata curah hujan dari awal sampai jam ke (t – 1)

c. Hujan Efektif

$$R_T = t.R_t - (t - 1).R_{(t-1)} \quad (2.25)$$

dimana:

R_e = Hujan efektif,

C = Koefisien pengaliran sungai,

R_T = Intensitas curah hujan (mm/jam).

d. Menentukan T_p , $T_{0,3}$ dan Q_p

$$T_p = T_g + 0,8 . T_r \quad (2.26)$$

$$T_r = 0,5 T_g \text{ s/d } T_g T_r \quad (2.27)$$

$$T_g = 0,4 + 0,058.L, \text{ untuk } L > 15 \text{ km} \quad (2.28)$$

$$T_g = 0,21.L^{0,7}, \text{ untuk } L < 15 \text{ km} \quad (2.29)$$

$$T_{0,3} = \alpha . T_g, \alpha = 1,5 - 3 \quad (2.30)$$

$$Q_p = \frac{C.A.R_o}{3,6(0,3T_{p+T_{0,3}})} \quad (2.31)$$

$$T_b = T_p + T_{0,3} + 1,5T_{0,3} + 2 T_{0,3} \quad (2.32)$$

dimana:

Q_p = Debit puncak banjir (m^3/s),

C = Koefisien pengaliran,

A = Luas daerah aliran sungai (km^2),

R_o = Hujan satuan = 1 mm,

T_p = Waktu puncak (jam),

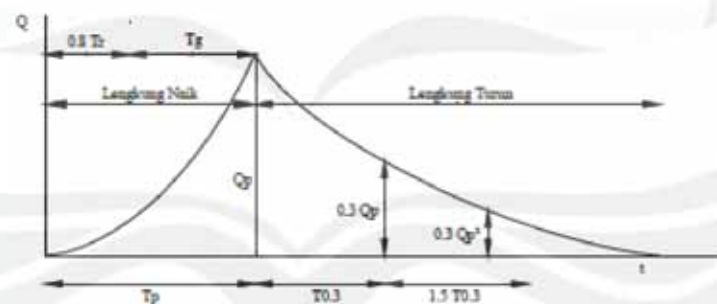
$T_{0.3}$ = Waktu yang diperlukan untuk penurunan debit, dari debit, puncak menjadi 30 % dari debit puncak (jam),

T_r = Satuan waktu hujan,

T_g = Waktu konsentrasi (jam), ditentukan berdasarkan L ,

T_b = *Time base*.

Menentukan keadaan kurva dapat dilihat pada Gambar 2.2



Sumber: Soemarto, C.D, 1999

Gambar 2.2 Hidrograf Satuan Sintetis Metode Nakayasu

- Keadaan kurva naik, dengan $0 < Q < Q_p$

$$Q = Q_p \left(\frac{t}{T_p} \right)^{2.4} \quad (2.32)$$

- Keadaan kurva turun dengan $Q > 0.3 Q_p$

$$Q = Q_p \cdot 0.3^{\left(\frac{t-T_p}{T_{0.3}} \right)} \quad (2.33)$$

- Keadaan Kurva Turun $0,32 \cdot Q_p < Q < 0,3 Q_p$

$$Q = Q_p \cdot 0,3 \left(\frac{t - T_p + 0,5 T_{0,3}}{1,5 T_{0,3}} \right) \quad (2.34)$$

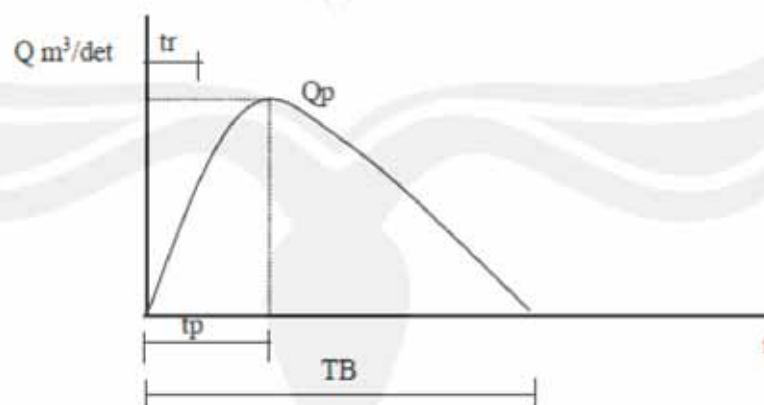
- Keadaan Kurva Turun $Q < 0,32 Q_p$

$$Q = Q_p \cdot 0,3 \left(\frac{t - T_p + 1,5 T_{0,3}}{2 T_{0,3}} \right) \quad (2.35)$$

Selanjutnya hubungan antara 't' dan Q/Ro untuk setiap kondisi kurva dapat digambarkan melalui grafik.

2.2.4.4 Metode Snyder

Hidrograf satuan sintetik Snyder ditentukan secara cukup baik dengan tinggi $d = 1$ cm dan dengan tiga unsur yang lain, yaitu Q_p ($m^3/detik$), T_b serta t_r (jam). Parameter HSS Snyder diantaranya : Luas DAS (A), Panjang sungai utama (L), Panjang sungai dari bagian hilir ke titik berat (Lc), Koefisien n, Koefisien C_t , KoefDisien C_p , D



Gambar 2.3 Grafik Hidrograf Snyder-Alexeyef

Dengan unsur-unsur hidrograf tersebut di atas Snyder membuat rumus-rumusnya sebagai berikut:

$$t_p = Ct \cdot (L \cdot Lc)^{0,3} \quad (2.35)$$

$$tr = \frac{t_p}{5,5} \quad (2.36)$$

$$Q_p = 2,78 C_p \cdot \frac{A}{t_p} \quad (2.37)$$

$$T_b = 72 + 3t_p \quad (2.38)$$

dimana:

t_D = durasi standar dari hujan efektif (jam)

t_r = durasi hujan efektif

t_p = waktu dari titik berat durasi hujan efektif t_D ke puncak hidrograf satuan (jam)

L = panjang sungai utama terhadap titik kontrol yang ditinjau (km)

L_C = jarak antara titik kontrol ke titik yang terdekat dengan titik berat DAS (km)

A = luas DAS (km²)

C_t = koefisien yang tergantung kemiringan DAS

C_p = koefisien yang tergantung pada karakteristik DAS

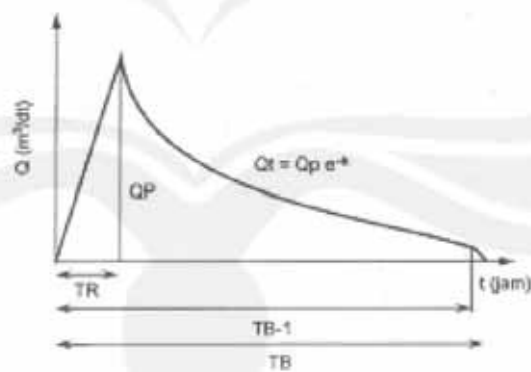
Q_p = debit puncak untuk durasi t_D

Koefisien-koefisien C_t dan C_p harus ditentukan secara empiris, karena besarnya berubah-ubah antara daerah yang satu dengan yang lain. Besarnya $C_t = 0.75 - 3.00$, sedangkan besarnya $C_p = 0.90 - 1.40$

2.2.4.5 Metode HSS gama I

Hidrograf satuan sintetik Gama I dikembangkan oleh Sri Harto (1993,2000) berdasar perilaku hidrologis 30 DAS di Pulau Jawa. Meskipun diturunkan dari data DAS di pulau Jawa, ternyata hidrograf satuan sintetik Gama I juga berfungsi baik untuk berbagai daerah lain di Indonesia (Triatmodjo, 2008).

HSS Gama I terdiri dari tiga bagian pokok yaitu sisi naik (*rising limb*), puncak (*crest*) dan sisi turun / *resesi* (*recession limb*). Gambar 2-2 menunjukkan HSS Gama I. Dalam gambar tersebut tampak ada patahan dalam sisi *resesi*. Hal ini disebabkan sisi *resesi* mengikuti persamaan eksponensial yang tidak memungkinkan debit sama dengan nol. Meskipun pengaruhnya sangat kecil namun harus diperhitungkan bahwa volume hidrograf satuan harus tetap satu.



Gambar 2.4 Hidrograf satuan sintetik Gama I (Triatmodjo, 2008)

HSS Gama I terdiri dari empat variabel pokok, yaitu waktu naik (*time of rise* – TR), debit puncak (Qp), waktu dasar (TB), dan sisi *resesi* yang ditentukan oleh nilai koefisien tumpungan (K) (Triatmodjo, 2008).

a. Waktu mencapai puncak

$$TR = 0.43 \left[\frac{L}{100 \times SF} \right]^3 + 1.06665 \times SIM + 1.2775 \quad (2.39)$$

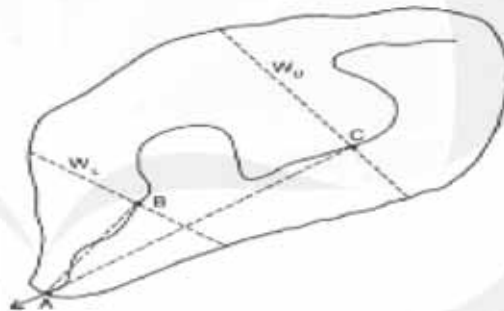
dimana:

TR = waktu naik (jam).

L = Panjang Sungai

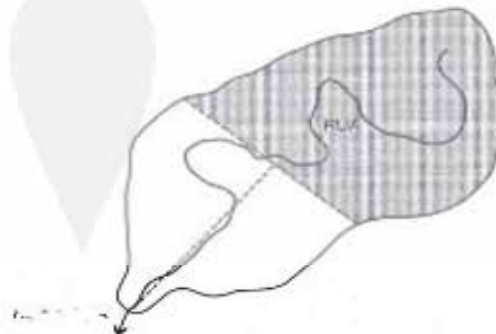
SF = faktor sumber yaitu perbandingan antara jumlah semua panjang sungai tingkat 1 dengan jumlah semua panjang sungai semua tingkat

$A - B = 0.25 L$
 $A - C = 0.75 L$
 $WF = W_0 / W_L$
 $SIM = WF \cdot RUA$



Gambar 2.5 Sketsa penetapan WF (triatmodjo,2008)

$RUA = A_u / A$



Gambar 2.6 Sketsa penetapan RUA (triatmodjo,2008)

$$SIM = WF \times RUA \quad (2.40)$$

W_u = lebar DTA pada 0,75 L

W_i = lebar DTA pada 0,25 L

$$WF = \frac{W_i}{W_u} \quad (2.41)$$

b. Debit puncak

$$Q_p = 0,1836 \times A^{0.5886} \times TR^{0.0986} \times JN^{0.2381} \quad (2.42)$$

dimana:

Q_p = debit puncak (m^3/det)

JN = jumlah pertemuan sungai.

A = luas DTA (km^2).

TR = waktu naik (jam).

c. Waktu Dasar

$$TB = 27.4132 \times TR^{0.1457} \times S^{0.0986} \times SN^{-0.7344} \times RUA^{0.2574} \quad (2.43)$$

dimana:

TB = waktu dasar (jam).

S = landai sungai rata-rata

SN = frekuensi sumber yaitu perbandingan antara jumlah segmen sungai-sungai tingkat 1 dengan jumlah segmen sungai semua tingkat.

RUA = perbandingan antara luas DTA yang diukur di hulu garis yang ditarik tegak lurus garis hubung antara stasiun pengukuran dengan titik yang paling dekat dengan titik berat DTA melewati titik tersebut dengan luas DTA total.

d. Indeks

$$\Phi = 10.4903 - 3.859 \cdot 10^{-6} A^2 + 1.6985 \cdot 10^{-13} (A/SN)^4 \quad (2.44)$$

dimana :

Φ = indeks infiltrasi (mm/jam).

A = luas DTA (km²)

SN = frekuensi sumber yaitu perbandingan antara jumlah segmen sungai-sungai tingkat 1 dengan jumlah segmen sungai

e. Aliran Dasar

$$Q_b = 0.4751 \times A^{0.6444} \times D^{0.9430} \quad (2.45)$$

dimana:

Q_b = aliran dasar (m³/det).

D = kerapatan jaringan kuras (*drainage density*) atau indeks kerapatan sungai yaitu perbandingan jumlah panjang sungai semua tingkat dibagi dengan luas DTA.

f. Faktor Tampungan

$$k = 0.5617 \times A^{0.1798} \times S^{-0.1446} \times SF^{-1.0897} \times D^{0.0452} \quad (2.46)$$

dimana :

k = koefisien tampungan.

A = luas DTA (km²).

S = landai sungai rata-rata.

SF = faktor sumber yaitu perbandingan antara jumlah semua panjang sungai tingkat 1 dengan jumlah semua panjang sungai semua tingkat.

D = kerapatan jaringan kuras (*drainage density*) atau indeks kerapatan sungai yaitu perbandingan jumlah panjang sungai semua tingkat dibagi dengan luas DTA.

g. Debit Banjir

$$Q_t = Q_p e^{\frac{-t}{k}} \quad (2.47)$$

dimana :

Qt = debit yang diukur dalam jam ke-t sesudah debit puncak dalam (m³/det)

Qp = debit puncak dalam (m³/det)

t = waktu yang diukur dari saat terjadinya debit puncak (jam)

k = koefisien tampungan (jam)