

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Umum

Teori-teori yang dikemukakan dalam studi ini, adalah teori yang relevan dengan analisis studi seperti teori tentang : pengertian curah hujan (presipitasi), curah hujan efektif, analisis distribusi frekuensi, uji kecocokan, transformasi hujan menjadi aliran, Hidrograf Satuan Terukur (HST), Hidrograf Satuan Sintetik (HSS) Nakayasu, Gama I, dan Snyder.

2.2 Analisis Hidrologi

2.2.1 Curah Hujan (Presipitasi)

Presipitasi adalah istilah umum untuk menyatakan uap air yang mengkondensasi dan jatuh dari atmosfer ke bumi dalam segala bentuknya dalam rangkaian siklus hidrologi (*Suripin, 2004*). Jika uap air yang jatuh berbentuk cair disebut hujan (*rainfall*) dan jika berbentuk padat disebut salju (*snow*). Hujan merupakan faktor terpenting dalam analisis hidrologi. Analisis dan desain hidrologi tidak hanya memerlukan volume atau ketinggian hujan, tetapi juga distribusi hujan terhadap tempat dan waktu. Distribusi hujan terhadap waktu disebut *hyetograph*. Dengan kata lain, *hyetograph* adalah grafik intensitas hujan atau ketinggian hujan terhadap waktu.

Kejadian hujan dapat dipisahkan menjadi dua kelompok, yaitu hujan aktual dan hujan rancangan. Hujan aktual adalah rangkaian data pengukuran di stasiun hujan selama periode tertentu. Hujan rancangan adalah *hyetograf* hujan yang mempunyai karakteristik terpilih. Hujan rancangan mempunyai karakteristik yang secara umum sama dengan karakteristik hujan yang terjadi pada masa lalu, sehingga menggambarkan karakteristik umum kejadian hujan yang diharapkan terjadi pada masa mendatang.

Karakteristik hujan yang perlu ditinjau dalam analisis dan perancangan hidrologi meliputi:

1. Intensitas (i), adalah laju hujan atau tinggi air persatuan waktu, misalnya mm/menit, mm/jam, atau mm/hari.
2. Lama waktu atau durasi (t), adalah panjang waktu hujan turun, dinyatakan dalam menit atau jam.
3. Tinggi hujan (d), adalah jumlah atau kedalaman hujan yang terjadi selama durasi hujan, dan dinyatakan dalam ketebalan air di atas permukaan datar, dalam mm.
4. Frekuensi adalah frekuensi kejadian dan biasanya dinyatakan dengan kala ulang (*return period*) T , misalnya sekali dalam dua tahun.
5. Luas adalah luas geografis daerah sebaran hujan.

Curah hujan harian adalah hujan yang terjadi dan tercatat pada stasiun pengamatan curah hujan setiap hari (selama 24 jam). Data curah hujan harian biasanya dipakai untuk simulasi kebutuhan air tanaman, serta simulasi operasi waduk.

Curah hujan harian maksimum adalah: curah hujan harian tertinggi dalam tahun pengamatan pada suatu stasiun tertentu. Data ini biasanya dipergunakan untuk perancangan bangunan hidrolis sungai seperti bendung, bendungan, tanggul, pengaman sungai dan drainase.

Curah hujan bulanan adalah: jumlah curah hujan harian dalam satu bulan pengamatan pada suatu stasiun curah hujan tertentu. Data ini biasanya dipergunakan untuk simulasi kebutuhan air dan menentukan pola tanam.

Curah hujan tahunan adalah: jumlah curah hujan bulanan dalam satu tahun pengamatan pada suatu stasiun curah hujan tertentu.

2.2.2 Curah Hujan Efektif

Curah hujan efektif adalah bagian hujan total yang menghasilkan limpasan langsung (*direct run-off*). Limpasan langsung ini terdiri atas limpasan permukaan (*surface run-off*) dan *interflow* (air yang masuk ke dalam lapisan tipis dibawah permukaan tanah dengan permeabilitas rendah, yang keluar lagi ditempat yang lebih rendah dan berubah menjadi limpasan permukaan).

Dengan menganggap bahwa proses transformasi hujan menjadi limpasan langsung mengikuti proses linier dan tidak berubah oleh waktu (*linear and time invariant process*), maka hujan netto (R_n) dapat dinyatakan sebagai berikut :

$$R_n = C \times R \quad (2.1)$$

dengan :

R_n = Hujan netto

C = Koefisien limpasan

R = Intesitas curah hujan

2.2.3 Analisis Frekuensi dan Probabilitas

Sistim hidrologi dipengaruhi oleh kejadian-kejadian ekstrim seperti banjir dan kekeringan. Besaran peristiwa ekstrim berbanding terbalik dengan frekuensi kejadiannya, peristiwa yang luar biasa ekstrim kejadiannya sangat langka. Tujuan analisis frekuensi adalah berkaitan dengan peristiwa-peristiwa ekstrim yang berkaitan dengan frekuensi kejadiannya melalui penerapan distribusi kemungkinan. Data hidrologi yang dianalisis diasumsikan tidak tergantung (*independent*) dan terdistribusi secara acak dan bersifat stokastik.

Frekuensi hujan adalah besarnya kemungkinan suatu besaran curah hujan disamai atau dilampaui. Sebaliknya kala ulang atau (*return period*) adalah waktu hipotetik dimana hujan dengan suatu besaran tertentu akan disamai atau dilampaui. Analisis frekuensi didasarkan pada sifat statistik data kejadian yang telah lalu untuk memperoleh probabilitas besaran hujan di masa yang akan datang. Dengan anggapan bahwa sifat statistik kejadian hujan yang akan datang masih sama dengan sifat statistik kejadian hujan masa lalu.

Ada dua macam seri data yang digunakan dalam analisis frekuensi, yaitu

1. **Data maksimum tahunan:** tiap tahun diambil hanya satu besaran maksimum yang berpengaruh pada analisis selanjutnya. Seri data ini dikenal dengan seri data maksimum (*maximum annual series*).
2. **Seri parsial:** dengan menetapkan suatu besaran tertentu sebagai batas bawah, selanjutnya semua besaran data yang lebih besar dari batas bawah tersebut

diambil dan dijadikan bagian seri data untuk kemudian dianalisis seperti biasa. Batas ambang ditetapkan berdasarkan pertimbangan teknik atau sembarang (*peak over threshold*), namun demikian hendaknya ambang tidak ditetapkan sedemikian hingga jumlah sampel dalam deret menjadi lebih besar dari lima kali panjang tahun data (Harto, 2000).

Dalam ilmu statistik dikenal beberapa macam distribusi frekuensi dan empat jenis distribusi yang banyak digunakan dalam bidang hidrologi adalah :

1. Distribusi Normal
2. Distribusi Log Normal,
3. Distribusi Log Pearson Type III
4. Distribusi Gumbel.

Dalam statistik dikenal beberapa parameter yang berkaitan dengan analisis data yang meliputi rata-rata, simpangan baku, koefisien variasi, koefisien kurtosis dan koefisien *skewness* (kecondongan atau kemencengan).

A. Distribusi Normal

Distribusi ini mempunyai rumus :

$$P(X) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(X-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad (2.2)$$

Dengan,

P(X) = Fungsi Densitas Peluang Normal

X = Variabel Acak Kontinu

σ = Simpangan Baku nilai X

μ = Rata-rata Nilai X

B. Distribusi Log Normal

Distribusi ini mempunyai rumus :

$$P(X) = \frac{1}{X\sigma\sqrt{2\pi}} e^{\frac{-(y-\mu_y)^2}{(2\sigma_y^2)}} \quad (2.3)$$

$$Y = \text{Log } X \quad (2.4)$$

Dengan,

$P(X)$ = Peluang Log Normal

X = Nilai Variat Pengamatan

σ_y = Deviasi Standar Nilai Variat Y

μ_y = Nilai Rata-rata Populasi Y

Dengan nilai khas yaitu: 1. $Cs \cong 3 Cv$ (Coefisient Varian = $\frac{S}{X}$)

2. $Cs > 0$

C. Distribusi Log Pearson Type III

Pada situasi tertentu, walaupun data yang diperkirakan mengikuti distribusi sudah dikonversi dalam bentuk logaritmis, ternyata kedekatan antara data dan teori tidak cukup kuat untuk menjustifikasi pemakaian distribusi Log Normal. Salah satu distribusi yang dapat dipakai adalah Distribusi Log Pearson Type III. Berikut ini langkah-langkah penggunaan distribusi Log Pearson Type III

1. Ubah data ke dalam bentuk logaritmis,

$$X = \text{Log } X \quad (2.5)$$

2. Hitung harga rata-rata :

$$\text{Log } X_r = \frac{\sum \log x}{n} \quad (2.6)$$

3. Hitung harga Standar Deviasi

$$SD = \sqrt{\frac{\sum (\log x - \log r)^2}{n-1}} \quad (2.7)$$

4. Hitung koefisien kemencengan :

$$C_s = \frac{n \sum (\log x - \log x_r)^2}{(n-1)(n-2)SD^3} \quad (2.8)$$

5. Hitung logaritma hujan atau banjir dengan periode ulang T dengan rumus :

$$\text{Log } X_T = \log X_r + K SD \quad (2.9)$$

Dengan:

$\log x$ = logaritma hujan harian maksimum (mm/24jam)

$\text{Log } r$ = rata – rata x

n = banyaknya data

SD = Standar Deviasi

$\log X_T$ = Curah hujan maksimum dalam PUH (mm/24jam)

K = *Skew Curve Factor*

D. Metode Gumbel Tipe I.

Metode Gumbel tipe I mempunyai persamaan umum adalah:

$$X_T = X_r + k.Sx \quad (2.10)$$

$$k = \frac{Y_t - Y_n}{S_n} \quad (2.11)$$

$$X_r = \frac{\sum X_i}{n} \quad (2.12)$$

$$S_x = \sqrt{\frac{\sum (X_i - X_r)^2}{n-1}} \quad (2.13)$$

$$Y_t = -(0,834 + (2,303 * \text{Log}(\text{Log}(T_r/(T_r-1)))) \quad (2.14)$$

keterangan : X_T = besarnya curah hujan dengan periode ulang t tahun.

X_r = curah hujan harian maksimum rata-rata selama periode pengamatan.

k = faktor frekuensi dari gumbel.

S_x = standard deviasi.

S_n = standard deviasi dari *reduced variate* (tabel) tergantung dari jumlah tahun pengamatan data.

Y_t = *reduced variate* sebagai fungsi dari periode ulang t
 $= -(0,834+2,303 \text{ Log}(\text{Log } T_r/T_r-1))$

Y_n = harga rata-rata *reduced variate* (tabel) tergantung dari jumlah tahun pengamatan data.

Tabel 2.1 Syarat Pemilihan Metode Frekwensi

Jenis Distribusi	Batasan Parameter Statistik Data Hujan
Normal	Cs = 0
Log Normal	Cs/Cv = 3, Cs Positif
Gumbel	Cs = 1,1396; Ck 5,4
Log Person III	-

(Sumber : Harto, 1993:245)

2.2.4 Uji Kesesuaian Distribusi

Uji kesesuaian dimaksudkan untuk mengetahui kebenaran analisis curah hujan terhadap simpangan data vertikal maupun simpangan data horizontal sehingga diketahui apakah pemilihan metode distribusi frekuensi yang digunakan dalam perhitungan curah hujan diterima atau ditolak. Metode uji kesesuaian distribusi yang umum dipakai adalah Uji Chi-Kuadrat (*Chi-Square Test*) dan Uji Smirnov-Kolmogorov.

A. Uji Smirnov-Kolmogorov

Pengujian dilakukan dengan mencari nilai selisih probabilitas tiap variat X_i menurut distribusi empiris dan teoritik, yaitu disimbolkan dengan Δ . Harga Δ maksimum harus lebih kecil dari Δ kritik (dari Tabel Smirnov Kolmogorov) dengan tingkat keyakinan (α) tertentu.

Sebelum melakukan uji kesesuaian terlebih dahulu dilakukan plotting data dengan tahapan sebagai berikut:

- Data hujan harian maksimum tahunan disusun dari kecil ke besar
- Menghitung probabilitas distribusi empiris (P_e) dengan rumus Weibull

(Harto,1993):

$$P = \frac{m}{n + 1} \times 100\% \quad (2.15)$$

Dengan: P = probabilitas (%)

m = nomor urut data

n = jumlah data

- Menghitung Probabilitas distribusi teoritis (Pt):

$$P_t = 100 - P\% \quad (2.16)$$

- Menghitung persamaan yang digunakan (Shanin,1976) sebagai berikut:

$$\Delta_{maks} = [P_e - P_t] \quad (2.17)$$

Dengan:

Δ_{maks} = selisih maksimum antara peluang empiris dan teoritis

P_e = peluang empiris

P_t = peluang teoritis

Δ_{cr} = simpangan kritis

Kemudian dibandingkan antara Δ_{maks} dan Δ_c , distribusi frekuensi yang dipilih dapat diterima apabila $\Delta_{maks} < \Delta_{cr}$ dan jika $\Delta_{maks} > \Delta_{cr}$ berarti gagal.

B. Uji Chi-Kuadrat (*Chi-Square*)

Uji ini digunakan untuk menguji simpangan secara vertikal yang ditentukan dengan rumus sebagai berikut :

$$X^2 = \sum \frac{(F_e - F_t)^2}{F_t} \quad (2.18)$$

keterangan :

X^2 = Parameter Chi-Kuadrat terhitung.

F_t = frekuensi teoritis kelas j

F_e = frekuensi pengamatan kelas j

Jumlah kelas distribusi dan batas kelas dihitung dengan rumus :

$$k = 1 + 3,22 \text{ Log } n \quad (2.19)$$

dimana :

k = Jumlah kelas distribusi.

n = Banyaknya data.

Besarnya nilai derajat kebebasan, Dk dihitung dengan rumus:

$$Dk = K - (P - 1) \quad (2.20)$$

keterangan :

Dk = derajat kebebasan.

K = banyaknya kelas.

P = banyaknya keterkaitan (*constain*) yang untuk sebaran Chi- Kuadrat = 2

Apabila $X^2 < X_{cr}^2$ (dari tabel) berarti distribusi frekuensi tersebut dapat diterima.

2.2.5 Tranformasi Hujan-Aliran

Proses transformasi hujan menjadi debit merupakan fenomena yang sangat kompleks (Harto, 1993). Menurut Soemarto (1987), dalam proses pengalihragaman hujan menjadi aliran ada beberapa karakteristik hujan yang perlu diperhatikan yaitu intensitas hujan, durasi, kedalaman hujan, frekuensi dan luas daerah pengaruh hujan. Karakteristik hujan tersebut mempunyai dampak terhadap respon sistem DAS. Respon hidrologi suatu DAS, terkait dengan waktu konsentrasi dari tempat terjauh hingga ke outlet DAS, dapat dikategorikan sebagai DAS sangat cepat hingga DAS

sangat lambat. Interaksi antara karakteristik hujan dalam skala waktu seperti tersebut di atas terhadap karakteristik DAS menentukan respon aliran pada DAS tersebut (Kusumastuti dkk, 2004; Kusumastuti dkk, 2005; Kusumastuti dkk, 2007).

Pengalihragaman hujan menjadi aliran terjadi di dalam skala ruang dan waktu. Pergerakan air dalam dimensi ruang disebabkan oleh gravitasi, topografi, dan keberadaan jaringan sungai. Air yang masuk ke dalam tanah bergerak melalui bawah tanah dari bidang lereng (*hillslope*) yang disebabkan oleh gravitasi. Pergerakan air ini pada awalnya memiliki arah vertikal dan dipengaruhi oleh lapisan-lapisan tanahnya, menyebabkan air mengalir menuju bawah bidang lereng. Tindakan penyaringan (*filtering action*) pada bidang lereng ini membagi pergerakan air melalui atas dan bawah bidang lereng dengan berbagai alur aliran (*pathway*), seperti limpasan permukaan (*surface run-off*), aliran antara (*subsurface run-off*) dan aliran air tanah dengan berbagai skala waktu.

Daerah Aliran Sungai (*catchment, basin, watershed*) merupakan daerah dimana semua airnya mengalir ke dalam suatu sungai yang dimaksudkan. Daerah ini umumnya dibatasi oleh batas topografi, yang berarti ditetapkan berdasar aliran permukaan. Batas ini tidak ditetapkan berdasar air bawah tanah karena permukaan air tanah selalu berubah sesuai dengan musim dan tingkat kegiatan pemakaian. Air hujan yang jatuh ke bumi, tidak semua bagian mencapai permukaan tanah. Sebagian akan tertahan oleh tumbuh-tumbuhan dimana sebagian akan menguap dan sebagian lagi akan jatuh atau mengalir melalui dahan-dahan ke permukaan tanah.

Air hujan yang tiba di permukaan tanah akan masuk ke dalam tanah (infiltrasi). Bagian lain yang merupakan kelebihan akan mengisi lekuk-lekuk atau cekungan-

cekungan permukaan tanah (*depression storage* atau *pocket storage*), kemudian mengalir ke daerah-daerah yang rendah, masuk ke sungai-sungai dan akhirnya ke laut. Air limpasan permukaan akan mengalir secara cepat ke saluran atau sungai, sehingga meningkatkan debit aliran. Sebagian air yang menyusup ke dalam tanah akan mengalir secara mendatar sebagai aliran antara (*interflow*). Bagian lain dari air yang terinfiltrasi dapat diteruskan sebagai air perkolasi yang mencapai akuifer (*aquifer, ground water storage*).

2.2.6 Hidrograf Satuan

Teori klasik hidrograf satuan (*unit hydrograf*), yang pertama kali diperkenalkan oleh Sherman berasal dari hubungan antara hujan efektif dengan limpasan langsung. Hubungan tersebut merupakan salah satu komponen model *watershed* yang umum. Metode hidrograf satuan adalah metode yang sederhana, mudah penerapannya, dan memberikan hasil hidrograf banjir yang relatif lebih akurat jika dibandingkan dengan banjir rancangan hasil analisis frekuensi debit. Teori hidrograf satuan merupakan penerapan pertama teori sistem linier dalam hidrologi. Teori hidrograf satuan ini yang dikemukakan oleh Sherman pada tahun 1932 yang mendasarkan teorinya pada beberapa andaian, yaitu:

1. Hujan mangkus (*effective*) terjadi merata di seluruh DAS
2. Hujan mangkus terjadi merata dalam unit waktu yang ditetapkan (*constant intensity*).
3. Waktu dari saat berhentinya hujan sampai akhir limpasan langsung selalu tetap.
4. Ordinat hidrograf satuan sebanding dengan volume curah hujan (*linearity*)

5. Tanggapan DAS terhadap masukan hujan tidak tergantung dari saat terjadinya

hujan (*time invariant*).

Dalam suatu sistem DAS terdapat suatu sifat khas yang menunjukkan sifat tanggapan DAS terhadap suatu masukan tertentu (Sherman, 1932). Tanggapan ini diandaikan tetap untuk masukan dengan besaran dan penyebaran tertentu. Tanggapan yang demikian dalam konsep model hidrologi dikenal dengan hidrograf satuan. Hidrograf satuan suatu DAS adalah suatu limpasan yang diakibatkan oleh satu satuan volume hujan yang efektif yang terbagi rata dalam ruang dan waktu. Sedangkan menurut Barfield dkk. (1983) hidrograf satuan adalah suatu limpasan langsung yang dihasilkan oleh satu unit hujan efektif dengan intensitas yang tetap, terdistribusi merata di seluruh DAS dalam satuan waktu tertentu (Barfield dkk, 1983). Hidrograf ini merupakan hidrograf karakteristik untuk DAS tertentu.

Hidrograf satuan yang dihitung untuk setiap kasus banjir belum merupakan hidrograf satuan yang dapat dianggap mewakili DAS yang bersangkutan. Untuk itu diperlukan hidrograf satuan yang diturunkan dari banyak kasus banjir, kemudian dirata-ratakan untuk memperoleh hidrograf satuan yang dianggap mewakili DAS tersebut. Perata-rataan dilakukan dengan merata-rata baik debit puncak maupun waktu mencapai puncak hidrograf. Di samping itu, sisi resesinya dilakukan dengan menarik liku resesi rata-rata dengan memperhatikan agar volume hidrograf satuan sama dengan satuan volume yang ditetapkan.

Hidrograf satuan yang diperoleh tidak hanya menyatakan karakteristik-karakteristik daerah aliran sungai saja (luas, bentuk, kemiringan, pola drainase, dan lain-lain), namun juga karakteristik hujan.

2.2.7 Hidrograf Satuan Sintetis

Hidrograf satuan terukur dapat dibuat jika tersedia data yang baik, yaitu data tinggi muka air otomatis, data pengukuran debit, data hujan harian, dan data hujan jam-jaman. Namun jika tidak tersedia data tersebut maka hidrograf satuan dapat dibuat secara sintetis. Hidrograf satuan sintetis dapat digunakan untuk membangun di tempat lain pada sungai yang tidak diukur. Berdasarkan prinsip hidrograf satuan, beberapa peneliti telah menghasilkan model-model Hidrograf Satuan Sintetis (model-model HSS), beberapa di antaranya yaitu:

A. HSS Snyder (lokasi penelitian di USA, 1938)

Metode Snyder pada dasarnya menentukan hidrograf satuan sintetis yang dihitung berdasarkan rumus empiris dan koefisien empiris yang menghubungkan komponen hidrograf satuan dengan karakteristik DAS. Parameter yang menentukan hidrograf satuan adalah luas DAS, panjang sungai utama, dan panjang sungai utama yang diukur dari tempat pengamatan sampai dengan titik pada sungai utama yang berjarak paling dekat dengan titik berat DAS. Hidrograf Satuan Sintetis metode Snyder mempertimbangkan karakteristik DAS yang mempengaruhi bentuk hidrograf satuan, seperti luas dan bentuk DAS, topografi, kemiringan sungai, kerapatan sungai dan simpanan air (Wilson, 1993). Adapun persamaan yang dibuat oleh Snyder adalah sebagai berikut:

$$t_p = C_t (L.Lc)^{0,30} \quad (2.21)$$

Dimana :

L = Panjang sungai (km).

Lc = Panjang sungai dari titik berat basin ke *outlet* (km).

tp = Waktu dari titik berat *excess rainfall* ke *peak flow* unit Hydrograf.

Ct = Koefisien yang tergantung dari slope basinnya

$$q_p = 0,278 \frac{C_p}{t'p} \quad (2.22)$$

Dimana :

qp = Debit maksimum unit hidrograf ($1\text{ m}^3/\text{dt}/\text{km}^2$).

Cp = Koefisien yang tergantung dari karakteristik DAS

$$t_\varepsilon = \frac{tp}{5,50} \quad (2.23)$$

Dimana :

tε = Lamanya curah hujan efektif

$$\text{Jika } t_\varepsilon > t_R \rightarrow t'p = t_p + 0,25 (t_R - t_\varepsilon) \quad (2.24)$$

Sehingga didapat waktu untuk mencapai debit maksimum

$$T_p = t'p + 0,50 t_R \quad (2.25)$$

Jika $t_\varepsilon < t_R$

$$T_p = t_p + 0,50 t_R \quad (2.26)$$

$T_p = \text{time rise to peak}$

tR = lamanya hujan efektif 1 jam

$$Q_p = q_p \times A \quad (2.27)$$

Dimana :

Q_p = Debit maksimum total (m^3/dt).

q_p = Debit maksimum unit hidrograf ($1m^3/dt/km^2$).

A = luas daerah aliran (km^2).

Bentuk dari unit hidrograf ditentukan oleh persamaan Alexseyev

$$Q = f(t) \quad (2.28)$$

$$Y = \frac{Q}{Q_p} \quad X = \frac{t}{t_p} \quad (2.29)$$

$$Y = 10^{-a \frac{(1-x)^2}{x}} \quad (2.30)$$

$$\lambda = \frac{Q_p x T_p}{W} \quad \rightarrow W = 1000 h \cdot A \quad (2.31)$$

h = *excess rainfall* dalam mm

$$a = 1,32 \lambda^2 + 0,15 \lambda + 0,045 \quad (2.32)$$

Rumus Snyder sudah banyak digunakan di Indonesia dengan merubah koefisien-koefisiennya, karena dalam pengujiannya untuk beberapa sungai di Pulau Jawa ternyata menunjukkan penyimpangan yang besar, baik dalam besaran waktu puncak (*time to peak*) maupun debit puncak (Harto, 1993). Hal ini dapat dipahami karena memang cara ini mengandung beberapa koefisien empirik yang dikembangkan di daerah Appalachian di Amerika yang kurang sesuai dengan keadaan di Indonesia.

B. HSS Nakayasu (lokasi penelitian di Jepang, 1948)

Nakayasu dari Jepang menyelidiki hidrograf satuan pada beberapa sungai di Jepang. Metode Nakayasu menggunakan tahapan perhitungan sebagai berikut :

1. Data yang ada untuk diproses R24 dalam mm, panjang sungai (L) dalam km, *Catchment* area (A) dalam km²

2. Menentukan T_p, T_{0,3} dan Q_p.

$$T_p = T_g + 0,8 T_r \quad (2.33)$$

$$T_r = 0,5 T_g \text{ s/d } T_g \quad (2.34)$$

$$T_g = 0,4 + 0,58L, \text{ untuk } L > 15 \text{ km} \quad (2.35)$$

$$T_g = 0,21L^{0,7}, \text{ untuk } L < 15 \text{ km} \quad (2.36)$$

$$T_{0,3} = \alpha T_g \quad (2.37)$$

Yaitu: $\alpha = 2$ => Pada daerah pengaliran biasa

$\alpha = 1,5$ => Pada bagian naik hidrograf lambat, dan turun cepat

$\alpha = 3$ => Pada bagian naik hidrograf cepat, turun lambat

T_r = satuan waktu dari curah hujan yang besarnya yaitu (0,5-1,0) x T_g

$$Q_p = \frac{CAR_o}{3,6(0,3T_p + T_{0,3})} \quad (2.38)$$

$$T_b = T_p + T_{0,3} + 1,5T_{0,3} + 2 T_{0,3} \quad (2.39)$$

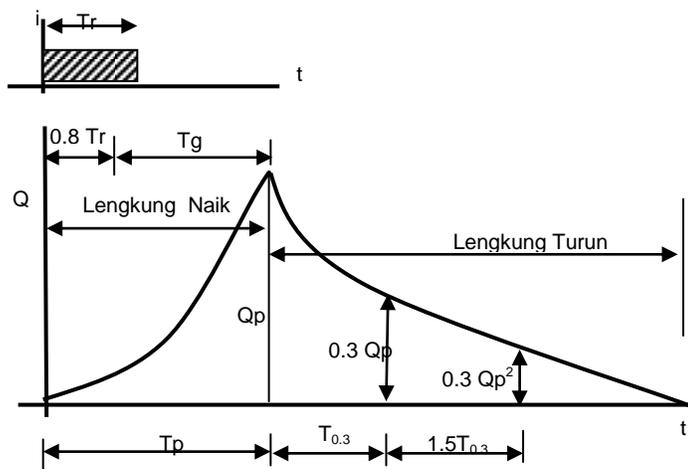
dimana :

Q_p = Debit puncak banjir (m³/dt)

C = Koefisien pengaliran

- A = Luas daerah aliran sungai (km²)
- R₀ = 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*

3. Menentukan keadaan kurva sebagai berikut.



Gambar : 2.1 Hidrograf Satuan Metode Nakayasu

a) Keadaan Kurva Naik, dengan $0 < Q < Q_p$

$$Q = Q_p \left(\frac{t}{T_p} \right)^{2.4} \quad (2.40)$$

b) Keadaan kurva turun dengan $Q > 0,3 Q_p$

$$Q = Q_p \cdot 0,3^{\left(\frac{t-T_p}{T_{0,3}}\right)} \quad (2.41)$$

c) Keadaan Kurva Turun $0,3^2 Q_p < Q < 0,3 Q_p$

$$Q = Q_p \cdot 0,3^{\left(\frac{t-T_p+0,5T_{0,3}}{1,5T_{0,3}}\right)} \quad (2.42)$$

d) Keadaan Kurva Turun $Q < 0,3^2 Q_p$

$$Q = Q_p \cdot 0,3^{\left(\frac{t-T_p+1,5T_{0,3}}{2T_{0,3}}\right)} \quad (2.43)$$

Selanjutnya hubungan antara t dan Q/R_0 untuk setiap kondisi kurva dapat digambarkan melalui grafik.

C. HSS Gama I (lokasi penelitian di Pulau Jawa, 1985)

Hidrograf Satuan Sintetis Gama I (HSS Gama I) dikembangkan berdasarkan perilaku hidrologik 30 DAS di Pulau Jawa. Parameter yang digunakan dalam HSS Gama I adalah sebagai berikut:

1. Faktor sumber (*source factor*, SF) yaitu perbandingan antara jumlah panjang sungai-sungai tingkat satu (*first order stream*) dengan jumlah panjang sungai semua tingkat.
2. Frekuensi sumber (*source frequency*, SN) yaitu perbandingan antara jumlah pangsa sungai (*stream segment*) tingkat satu dengan jumlah pangsa sungai semua tingkat.
3. Faktor lebar (*width factor*, WF) yaitu perbandingan antara lebar DAS yang diukur di titik di sungai yang berjarak 0,75 L dan di titik di sungai yang

berjarak 0,25 L dari titik kontrol, dengan L adalah panjang sungai utama (*main stream*).

4. Luas DAS sebelah hulu (*relative upstream area*, RUA) perbandingan antara luas DAS sebelah hulu dan luas DAS.
5. Faktor simetri (*symetry factor*, SIM), perkalian antara factor lebar (WF) dan RUA. Faktor ini mendiskripsikan bentuk DAS.
6. Jumlah pertemuan sungai (*joint frequency*, JN), yaitu jumlah semua pertemuan sungai dalam DAS.
7. Kerapatan jaringan kuras (*drainage density*, D) yaitu jumlah panjang sungai semua titik tiap satuan luas DAS.

Penetapan tingkat-tingkat sungai dilakukan dengan cara Strahler (1964) yang pada dasarnya sebagai berikut:

1. Sungai-sungai paling ujung adalah sungai-sungai tingkat satu.
2. Apabila dua buah sungai dengan tingkat yang sama bertemu akan terbentuk sungai satu tingkat lebih tinggi.
3. Apabila sebuah sungai dengan suatu tingkat bertemu dengan sungai lain dengan tingkat yang lebih rendah maka tingkat sungai pertama tidak berubah.

HSS Gama I terdiri dari empat variable pokok, yaitu waktu naik (*time of rise*, TR), debit puncak (QP), waktu dasar (TB) dan sisi resesi yang ditentukan oleh nilai koefisien tampungan (*storage coefficient*, K), sedangkan sisi resesi mengikuti persamaan eksponensial seperti persamaan:

$$Q_t = Q_p e^{-t/k} \quad (2.44)$$

$$TR = 0,43(L/100 SF)^3 + 1,0665 SIM + 1,2775 \quad (2.45)$$

$$QP = 0,1836 A^{0,5886} TR^{-0,4008} JN^{0,2574} \quad (2.46)$$

$$TB = 27,4132 TR^{0,1457} S^{-0,0986} SN^{0,7344} RUA^{0,2574} \quad (2.47)$$

$$K = 0,5617 A^{0,1798} S^{-0,1446} SF^{-1,0897} D^{0,0452} \quad (2.48)$$

Beberapa persamaan tambahan yang terkait dengan HSS Gama I diantaranya adalah :

$$\phi = 10,4903 - 3,859 \cdot 10^{-6} A^2 + 1,6985 \cdot 10^{-13} (A/SN)^4 \quad (2.49)$$

dimana :

ϕ = Phi Index

Dengan memperhatikan pendekatan aliran dasar oleh Kraijenhoff Van Der Leur pada tahun 1967 (dalam Harto, 1993) diperoleh persamaan empirik untuk aliran dasar. Analisis untuk HSS Gama I hanya dilakukan untuk musim penghujan, sehingga aliran persamaan juga hanya berlaku untuk musim hujan.

$$QB = 0,4751 A^{0,6444} D^{0,9430} \quad (2.50)$$

Apabila dalam keadaan terpaksa dalam DAS hanya terdapat satu stasiun hujan, maka hujan rata-rata DAS dapat diperoleh dengan hujan dari stasiun tersebut dengan mengalikannya dengan faktor reduksi (B).

$$B = 1,5518 A^{-0,1491} N^{-0,2725} SIM^{-0,0259} S^{-0,0733} \quad (2.51)$$