

BAB II

LANDASAN TEORI

2.1 Daerah Aliran Sungai

Daerah Aliran Sungai adalah suatu wilayah daratan yang secara topografik dibatasi oleh punggung-punggung gunung yang menampung dan menyimpan air hujan untuk kemudian menyalurkannya ke laut melalui sungai utama. Asdak (1995: 4). Wilayah daratan tersebut dinamakan sebagai daerah tangkapan air (DTA atau *catchment area*) yang merupakan suatu ekosistem dengan unsur utamanya terdiri atas sumber daya alam (tanah, air, dan vegetasi) dan sumber daya manusia sebagai pemanfaat dari sumber daya alam tersebut.

Menurut UU SDA No. 7, tentang DAS merupakan daerah dimana semua airnya pada daerah tersebut mengalir ke dalam suatu sungai yang di maksudkan dan umumnya dibatasi oleh batas topografi. Sifat dan karakteristik respon dari setiap DAS akan berbeda-beda, dimana karakteristik ini dicerminkan pada sifat aliran sungai dan fluktuasi permukaan air bawah tanah (*ground water table*). Semua ini tergantung dari sifat fisik DAS, antara lain penggunaan lahan, sifat fisik tanah, iklim, dan topografi dari setiap DAS.

Menurut Sosrodarsono (1999 : 169) disebutkan bahwa Daerah Aliran Sungai adalah daerah tempat presipitasi yang akan terpusat ke sungai, dimana dibatasi oleh garis batas daerah-daerah aliran yang berdampingan dimana luas daerah pengaliran diperkirakan dengan pengukuran daerah tersebut pada peta topografi. Sedangkan menurut Wison, E.M. (1993:122) disebutkan bahwa DAS merupakan suatu daerah tertentu yang dibatasi oleh batas topografi dimana bentuk dan sifat alamnya sedemikian rupa sehingga daerah tersebut dalam fungsi untuk menampung air yang berasal dari curah hujan dan sumber lainnya yang kemudian mengalir ke dalam suatu sungai yang di maksudkan.

2.1.1 Ciri-ciri Daerah Aliran Sungai

Dalam penentuan batas daerah sungai terdapat beberapa ciri-ciri yang berpengaruh terhadap Daerah Aliran Sungai, adalah sebagai berikut :

a. Luas dan bentuk daerah

Dihitung tiap-tiap km² banjir sungai dengan daerah aliran kecil terdapat lebih besar dari pada banjir sungai dengan daerah aliran yang lebih luas. Pada daerah aliran yang bentuknya lebar dengan banyak sungai cabang, banjir-banjir dari sungai cabang sering

mencapai sungai induknya secara bersamaan waktu. Daerah-daerah yang berbentuk lebar, banjirnya sering terjadi lebih besar daripada di daerah sempit dan memanjang, selanjutnya di daerah yang letaknya sejajar dengan arah hujan sering terjadi banjir.

b. Keadaan Topografi

Di daerah permukaan yang tanahnya miring terdapat aliran permukaan yang deras dan besar, lebih-lebih kalau tanahnya keras dan rapat. Kemiringan rata-rata dasar sungai sangat besar pengaruhnya pada kecepatan meningkatnya banjir.

c. Kepadatan Drainasi

Kepadatan drainasi yang kecil menunjukkan secara relatif pengaliran melalui permukaan tanah yang panjang untuk mencapai sungai. Di sini kehilangan air bisa menjadi besar, selain itu meningkatnya banjir berlangsung lama.

d. Geologi Sifat-sifat Tanah

Kerapatan tanah dan tebalnya lapisan tanah yang tembus air sangat menentukan besarnya infiltrasi dan evaporasi.

e. Elevasi Rata-rata Daerah Umumnya

Hujan lebat umumnya lebih banyak terjadi di daerah pegunungan daripada di daerah daratan. Di Bogor tercatat lebih dari 300 hari hujan lebat tiap tahun, suatu frekuensi tertinggi di dunia.

f. Keadaan Daerah Umumnya

Banyaknya tumbuh-tumbuhan, perkampungan, kota, daerah pertanian dan sebagian mempengaruhi banyaknya kehilangan air. Perkampungan kota, daerah industri mengurangi banyaknya infiltrasi.

2.1.2 Daur Hidrologi Daerah Aliran Sungai

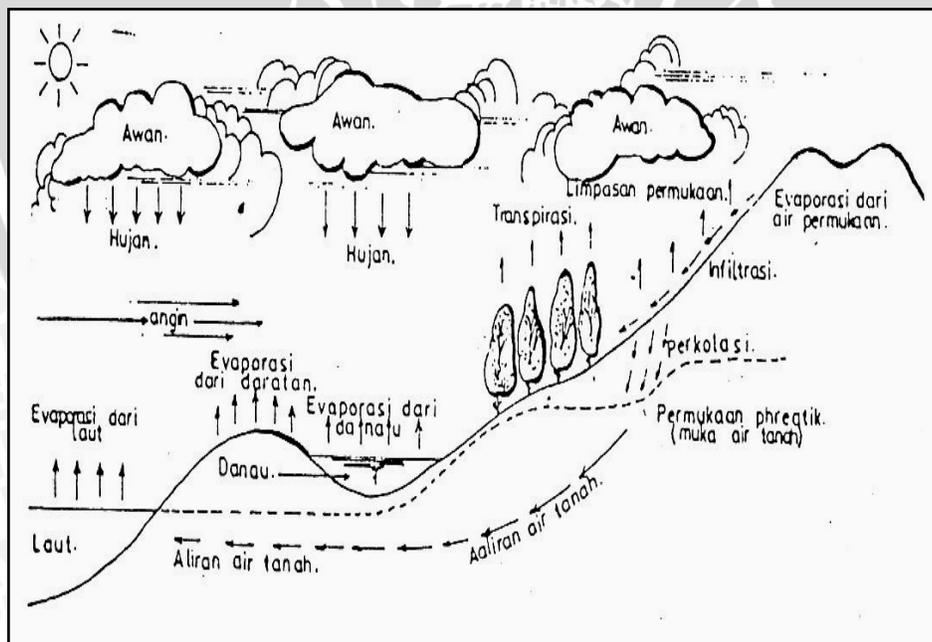
Daur atau siklus hidrologi adalah gerakan air laut ke udara, kemudian jatuh ke permukaan tanah, dan akhirnya mengalir ke laut kembali. Secara lengkap dijelaskan oleh Ghanshyam (2004 : 2) daur hidrologi dimulai dari peristiwa menguapnya air laut karena radiasi matahari menjadi awan, kemudian awan yang terjadi oleh penguapan air bergerak di atas daratan karena tertiup oleh angin. Presipitasi yang terjadi karena adanya peristiwa tabrakan antara butir-butir uap air akibat desakan angin dapat membentuk hujan. Setelah jatuh ke permukaan tanah, akan menimbulkan limpasan (*runoff*) yang mengalir kembali ke laut. Dalam usahanya untuk mengalir kembali ke laut beberapa diantaranya masuk ke dalam tanah (infiltrasi) dan bergerak terus ke bawah (perkolasi) ke dalam daerah jenuh

(*saturated zone*) yang terdapat di bawah permukaan air tanah. Air dalam daerah ini bergerak perlahan-lahan melewati aquifer masuk ke sungai atau kadang-kadang masuk langsung ke laut.

Air yang masuk ke dalam tanah (*infiltrasi*) memberi hidup kepada tumbuhan, namun ada diantaranya naik ke atas lewat aquifer diserap akar dan batangnya, sehingga terjadi transpirasi, yaitu evaporasi (penguapan) lewat tumbuh-tumbuhan melalui bagian bawah daun (*stomata*).

Air yang tertahan di permukaan tanah (*surface detention*) sebagian besar mengalir masuk ke sungai sebagian besar mengalir masuk ke sungai-sungai sebagai limpasan permukaan (*surface runoff*) ke dalam palung sungai.

Permukaan sungai atau danau juga mengalami penguapan (*evaporasi*), sehingga masih ada lagi air yang dipindahkan menjadi uap. Akhirnya, air yang tidak menguap ataupun mengalami infiltrasi tiba kembali ke laut lewat palung-palung sungai. Air tanah yang bergerak menjadi lebih lambat mencapai laut dengan jalan keluar melewati alur-alur masuk ke sungai atau langsung merembes ke pantai-pantai. Dengan demikian seluruh daur telah dijalani, kemudian akan berulang kembali.



Gambar 2.1 Daur Hidrologi

Sumber : CD. Soemarto, 1989 :18

2.1.3 Faktor yang mempengaruhi Daerah Aliran Sungai

Menurut Sosrodarsono (1999 : 135), disebutkan bahwa beberapa faktor yang mempengaruhi aliran sungai adalah hujan dan sifat fisik DAS, antara lain adalah sebagai berikut :

a. Intensitas curah hujan

Pengaruh intensitas curah hujan pada limpasan permukaan tergantung dari besarnya kapasitas infiltrasi. Jika intensitas curah hujan melampaui kapasitas infiltrasi, maka besarnya limpasan permukaan akan segera meningkat sesuai dengan peningkatan dari intensitas curah hujan tersebut.

Intensitas hujan adalah tinggi hujan yang jatuh pada suatu kurun waktu dimana air tersebut berkonsentrasi. Dalam rumus rasional, I adalah intensitas curah hujan rata-rata selama waktu tiba banjir (t). Untuk mendapatkan intensitas hujan (I) selama waktu tiba banjir (t), yang biasanya 24 jam, dipergunakan hujan sehari (R_{24}). Untuk ini dipergunakan rumus Mononobe sebagai berikut (Sosrodarsono, 1999 : 32) :

$$I = \frac{R_{24}}{24} \left(\frac{24}{t} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (2-1)$$

dengan :

- I = intensitas curah hujan rata-rata selama t jam
- R_{24} = curah hujan harian, yakni curah hujan 24 jam (mm)
- t = lamanya curah hujan atau waktu tiba dari banjir (jam)

Waktu tiba dari banjir merupakan juga elemen yang penting dalam penentuan debit banjir. Terutama dalam penggunaan rumus rasional, perhitungan debit banjir itu dilakukan berdasarkan intensitas curah hujan rata-rata selama waktu tiba banjir yakni dengan asumsi bahwa debit maksimum itu terjadi bilamana curah hujan pada titik terjauh dari daerah pengaliran telah tiba dan mengkonsentrasi pada titik yang ditinjau. Jadi perkiraan waktu tiba dari banjir mempunyai pengaruh yang besar pada perkiraan debit banjir. Perkiraan waktu tiba dari banjir biasanya dapat digunakan rumus seperti berikut ini : (Sosrodarsono, 1999 : 148) :

$$t = \frac{L}{W} \quad (2-2)$$

$$W_1 = 72 (H/L)^{0.6} \text{ km/jam} \quad (2-3)$$

$$W_2 = 20 (h/l)^{0.6} \text{ m/detik} \quad (2-4)$$

Dengan :

t = waktu tiba dari banjir (jam)

L, l = panjang sungai, yakni panjang horizontal dari titik teratas dimana lembah sungai terbentuk sampai ke titik tempat pekiraan waktu tiba dari banjir itu (km, m)

W = kecepatan tiba dari banjir (km/jam, m/detik)

H, h = selisih elevasi titik-titik tersebut diatas.

Selain rumus diatas, untuk mencari waktu konsentrasi dapat juga menggunakan rumus sebagai berikut :

1. Cara KIRPICH

$$t_c = 0,0195 \cdot L^{0,77} \cdot S^{-0,385} \quad (2-5)$$

Dengan :

t_c = waktu konsentrasi (jam)

L = panjang lereng (m)

S = kemiringan lereng

2. Cara MC. DERMOT

$$t_c = 0,76 \cdot A^{0,38} \quad (2-6)$$

Dengan :

t_c = waktu konsentrasi (jam)

A = luas DAS (km²)

b. Durasi Hujan

Di setiap daerah aliran sungai, suatu saat terdapat lamanya curah curah hujan yang kritis. Jika lamanya curah hujan itu kurang dari lamanya curah hujan yang kritis, maka limpasan itu praktis akan sama dan tidak tergantung dari besarnya tingkat intensitas curah hujan.

Jika lamanya curah hujan itu lebih panjang dari curah hujan kritis, maka lamanya limpasan itu juga akan semakin panjang. Lamanya curah hujan mengakibatkan penurunan kapasitas infiltrasi. Untuk curah hujan yang jangka waktunya relatif panjang, maka limpasan permukannya akan menjadi lebih besar meskipun tingkat intensitasnya adalah relatif sedang.

c. Distribusi curah hujan dalam DAS

Banjir yang terjadi di DAS kadang-kadang disebabkan karena curah hujan lebat yang distribusinya merata, dan seringkali terjadi oleh curah hujan biasa yang mencakup daerah yang luas meskipun intensitasnya kecil. Sebaliknya, di DAS yang luasnya kecil, debit puncak maksimum dapat terjadi oleh curah hujan lebat dengan daerah hujan yang sempit.

d. Arah pergerakan curah hujan

Suatu curah hujan lebat yang bergerak di sepanjang sistem aliran sungai akan sangat mempengaruhi debit puncak dan lamanya limpasan permukaan. Lebih lanjut dalam Sri Harto (1993 : 146), disebutkan bahwa arah gerak hujan ke hulu mengakibatkan limpasan cepat untuk mencapai puncak dan lama limpasan relatif panjang. Hal ini disebabkan karena hujan yang jatuh di dekat stasiun hirometri menyebabkan waktu naik yang cepat. Sedangkan arah gerak hujan ke hilir akan menyebabkan debit puncak lebih lambat tercapai, untuk kemudian naik dengan cepat dengan lama limpasan yang relatif pendek. Namun arah gerak hujan umumnya sulit diketahui, karena pada dasarnya hanya dapat dikenali bila tersedia jaringan stasiun hujan otomatis (ARR) yang cukup rapat.

e. Index hujan terdahulu

Hujan terdahulu menyebabkan kadar kelembaban tanah menjadi tinggi, maka akan mudah terjadi banjir karena menurunkan kapasitas infiltrasi. Selama periode pengurangan kelembaban tanah oleh penguapan hujan yang lebat tidak mengakibatkan kenaikan limpasan atas permukaan, karena hujan yang menginfiltrasi tertahan sebagai kelembaban tanah. Sebaliknya jika kelembaban tanah sudah meningkat karena hujan terdahulu yang cukup besar, maka kadang-kadang hujan dengan intensitas kecil dapat menyebabkan banjir.

f. Luas DAS

Jika semua faktor hujan tetap, maka limpasannya pun akan selalu sama dan tidak tergantung dari luas DAS. Mengingat aliran per satuan luas adalah tetap, maka hidrograf yang ditimbulkan adalah sebanding dengan luas DAS tersebut. Namun, semakin besar luasan DAS maka lama limpasan akan mencapai titik pengukuran, sehingga panjang dasar hidrograf atau lama limpasan akan menjadi semakin panjang dan debit puncaknya akan semakin berkurang.

g. Penggunaan Lahan

Penggunaan lahan akan sangat mempengaruhi limpasan yang nantinya juga akan berpengaruh pada bentuk hidrograf. Daerah hutan yang ditutupi dengan tumbuh-tumbuhan yang lebat sulit mengadakan limpasan karena kapasitas infiltrasinya besar. Jika luas hutan tersebut berkurang akibat penebangan, maka kapasitas infiltrasinya akan turun karena adanya pemampatan permukaan tanah. Hal tersebut akan mengakibatkan air hujan mudah terkumpul ke sungai-sungai dengan kecepatan yang tinggi dan akhirnya dapat mengakibatkan banjir yang belum pernah dialami sebelumnya.

h. Kondisi topografi dalam DAS

Corak, elevasi, gradient, arah, dan kepadatan sungai mempunyai pengaruh terhadap sungai dan hidrologi daerah pengaliran, atau dengan kata lain juga berpengaruh pada limpasan. Corak DAS adalah faktor bentuk, yaitu perbandingan antara panjang sungai utama terhadap lebar rata-rata daerah pengaliran. Jika faktor bentuk ini menjadi lebih kecil dengan kondisi skala daerah pengaliran yang sama, maka hujan lebat yang merata akan berkurang dengan perbandingan yang sama sehingga kemungkinan terjadi banjir sangat kecil.

i. Jenis Tanah

Mengingat bentuk dari butir-butir tanah, corak dan cara pengendapannya adalah faktor-faktor yang mempengaruhi kapasitas infiltrasi, maka karakteristik limpasan sangat dipengaruhi oleh jenis tanah di DAS tersebut.

Air hujan yang jatuh di atas tanah, sebagian akan meresap ke dalam tanah dan sebagian akan mengalir di atas permukaan tanah yang disebut aliran permukaan. Hal ini bisa terjadi apabila batas kemampuan tanah menampung air hujan telah jenuh, atau kapasitas infiltrasi lebih kecil dari intersitas hujan. Kemampuan tanah untuk menampung air hujan atau meresapkan air tergantung pada sifat permeabilitas tinggi, sehingga air hujan yang jatuh akan banyak yang terserap ke dalam tanah, sehingga aliran permukaan menjadi kecil. Permeabilitas tanah sangat dipengaruhi oleh sifat fisik tanah yaitu tekstur dan struktur tanah.

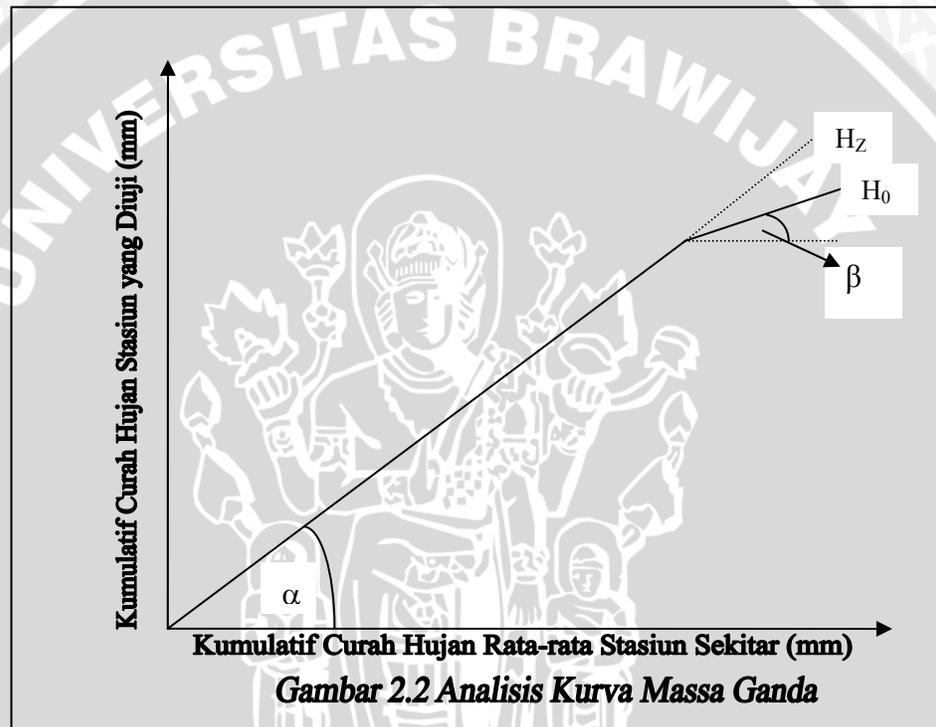
2.2 Analisis Curah Hujan

2.2.1 Uji Konsistensi Data Hujan

Jika terdapat data curah hujan tahunan dengan jangka waktu pengamatan yang panjang, maka kurva massa ganda dapat digunakan untuk memperbaiki kesalahan

pengamatan yang terjadi yang disebabkan oleh perubahan posisi atau cara pemasangan yang tidak baik dari alat ukur curah hujan. (Sosrodarsono, 1999 : 52)

Dasar dari kurva massa ganda adalah membandingkan curah hujan tahunan atau musiman akumulatif dari stasiun yang harus diteliti dengan harga-harga akumulatif curah hujan rata-rata dari suatu jaringan stasiun dasar yang bersesuaian. Stasiun-stasiun dasar ini dipilih dari tempat-tempat yang berdekatan dengan stasiun pengamatan yang data-datanya harus diteliti konsistensinya dan yang kondisi meteorologisnya sama dengan kondisi stasiun ini. (Subarkah, 1980 : 29)



Sumber Sri Harto, 1993:46

Tidak konsistennya data dapat ditunjukkan oleh penyimpangan garisnya dari garis lurus. Jika terjadi penyimpangan, maka data hujan dari stasiun yang diuji harus dikoreksi sesuai dengan perbedaan kemiringan garisnya, dengan rumus sebagai berikut:

$$H_z = F_k * H_0 \quad (2-7)$$

$$F_k = \frac{\tan \alpha}{\tan \beta} \quad (2-8)$$

dalam hal ini :

H_z = data hujan yang diperbaiki

H_0 = data hujan hasil pengamatan

- Fk = faktor koreksi
 Tan α = kemiringan garis sebelum ada perubahan
 Tan β = kemiringan garis sesudah ada perubahan

2.2.2 Hujan Rerata Daerah Aliran Sungai

Curah hujan yang diperlukan untuk penyusunan suatu rancangan pembangunan infrastruktur bangunan pengairan adalah curah hujan rata-rata di seluruh daerah yang bersangkutan, bukan curah hujan pada suatu titik tertentu. Curah hujan ini disebut curah hujan daerah yang dinyatakan dalam satuan milimeter (Sosrodarsono, 1999:27).

Pengukuran yang dilakukan pada setiap stasiun hujan merupakan data hujan yang terjadi pada satu tempat saja (*point rainfall*). Sedangkan untuk analisa pada umumnya yang dibutuhkan adalah data hujan rata-rata DAS (*catchment rainfall*). Terdapat tiga cara yang digunakan untuk menghitung curah hujan daerah (Sri Harto, 1993:13), yaitu :

a. Cara rata-rata hitung

Tinggi rata-rata curah hujan didapatkan dengan mengambil harga rata-rata hitung (*arithmetic mean*) dari penakaran pada penakar hujan dalam areal tersebut. Jadi,

$$d = \frac{d_1 + d_2 + d_3 + \dots + d_n}{n} = \sum_{i=1}^n \frac{d_i}{n} \quad (2-9)$$

dalam hal ini :

- d = tinggi curah hujan rata-rata areal
 $d_1, d_2, d_3, \dots, d_n$ = tinggi curah hujan pada stasiun penakar 1, 2, 3,n
 n = banyaknya stasiun penakar

Cara ini akan memberikan hasil yang dapat dipercaya, asalkan stasiun-stasiun penakarnya terbagi merata di areal tersebut, dan hasil penakaran masing-masing stasiun penakar tidak menyimpang jauh dari harga rata-rata seluruh stasiun penakar.

b. Cara Poligon Thiessen

Cara ini didasarkan atas cara rata-rata timbang (*weighted average*). Masing-masing penakar mempunyai daerah pengaruh yang dibentuk dengan menggambar garis-garis sumbu tegak lurus terhadap garis penghubung antara dua stasiun penakar.

Misalnya A_1 adalah luas daerah pengaruh stasiun penakar 1, A_2 luas daerah pengaruh stasiun penakar 2 dan seterusnya. Jumlah $A_1 + A_2 + A_3 + \dots + A_n = A$ adalah merupakan jumlah luas seluruh areal yang dicari tinggi curah hujannya.

Jika stasiun penakar 1 menakar tinggi hujan d_1 , stasiun penakar 2 menakar d_2 hingga stasiun penakar n menakar d_n , maka :

$$d = \frac{A_1.d_1 + A_2 + \dots + A_n.d_n}{A}$$

$$= \sum_1^n \frac{A_i.d_i}{A} \quad (2-10)$$

dalam hal ini :

A = Luas areal

d = tinggi curah hujan rata-rata areal

$d_1, d_2, d_3, \dots, d_n$ = tinggi curah hujan distasiun 1, 2, 3,n

Hasil perhitungan dengan rumus Poligon Thiessen lebih teliti dibandingkan dengan cara yang dihitung dengan rata-rata hitung. Hal ini disebabkan karena dalam cara Poligon Thiessen lebih banyak memperhatikan faktor-faktor yang mungkin mempengaruhi, misalnya luas daerah pengukuran, luas daerah pengaruh, tingkat curah hujan, dan lain-lain. Sedangkan cara rata-rata hitung hanya memperhatikan tinggi curah hujan maksimum.

Dengan mempertimbangkan sebaran stasiun penakar hujan pada daerah studi, maka perhitungan curah hujan rerata daerah digunakan metode Poligon Thiessen untuk memberikan hasil yang lebih baik.

Langkah-langkah perhitungannya adalah sebagai berikut :

1. Stasiun-stasiun hujan terdekat dihubungkan sehingga satu sama lain terbentuk beberapa segitiga.
2. Dari setiap segitiga ditarik sumbu yang tepat di tengah sisinya dan memotong tegak lurus.
3. Daerah pengaruh hujan masing-masing stasiun hujan dibatasi sumbu segitiga yang membentuk segi banyak. Segi banyak ini disebut poligon Thiessen.
4. Tiap-tiap Poligon Thiessen tersebut dihitung luasnya sehingga terdapat luas daerah pengaruh tiap-tiap stasiun.
5. Prosentase luas pengaruh tiap stasiun total didapat dari luas daerah stasiun tersebut dibagi luas total DAS.
6. Curah hujan maksimum daerah tahunan tiap stasiun didapatkan dari hasil perkalian prosentase luas daerah dengan curah hujan.

$$d = P_1 \cdot d_1 + P_2 \cdot d_2 + \dots + P_n \cdot d_n$$

$$P_n = \frac{A_n}{A} \tag{2-11}$$

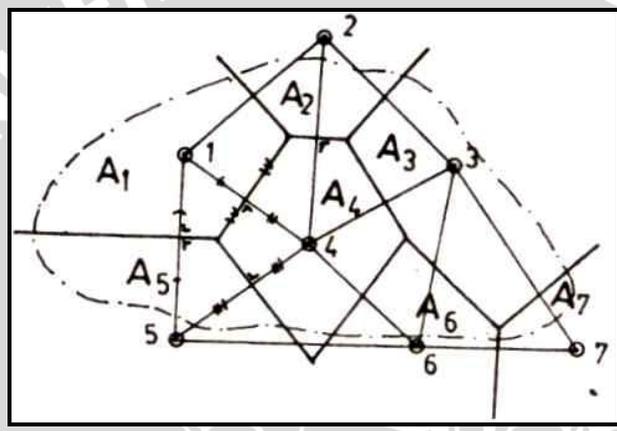
dalam hal ini :

A_n = daerah yang diwakili stasiun-stasiun pengukuran

P_n = koefisien Thiessen

A = Luas daerah keseluruhan

d_n = tinggi hujan yang diukur di stasiun-stasiun pengukuran



Gambar 2.3 Poligon Thiessen

c. Cara Isohyet

Dalam hal ini kita harus menggambar dulu garis kontur dengan tinggi hujan yang sama (isohyet). Kemudian luas bagian diantara isohyet-isohyet yang berdekatan di ukur, dan harga rata-ratanya dihitung sebagai harga rata-rata timbang dari nilai kontur, seperti dibawah ini:

$$d = \frac{\frac{d_0 + d_1}{2} A_1 + \frac{d_1 + d_2}{2} A_2 + \dots + \frac{d_{n-1} + d_n}{2} A_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n}$$

$$= \frac{\sum_1^n \frac{d_{i-1} + d_i}{2} A_i}{\sum_i A_i} = \frac{\sum_1^n \frac{d_{i-1} + d_i}{2} A_i}{A} \tag{2-12}$$

dalam hal ini :

A = luas areal

d = tinggi curah hujan rata-rata areal

d₀, d₁, d₂,.....d_n = tinggi curah hujan pada isohyet 0, 1, 2,.....n

A₁, A₂, A₃,.....A_n = luas bagian areal yang dibatasi oleh isohyet-dalam isohyet yang bersangkutan.

Ini adalah cara yang paling teliti, tetapi membutuhkan jaringan stasiun penakar yang relatif lebih padat guna memungkinkan untuk membuat garis-garis isohyet.

Pada waktu menggambar garis-garis isohyet sebaiknya juga meninjau pengaruh bukit atau gunung terhadap distribusi hujan.

2.2.3. Hujan Efektif

Hujan efektif dalam hal ini diartikan sebagai hujan yang dapat menyebabkan terjadinya limpasan langsung, yaitu total setelah dikurangi dengan kehilangan yang diakibatkan oleh intersepsi, penampungan cekungan, infiltrasi, evaporasi, dan evapotranspirasi (Setyaningsih, 1993:21). Untuk menghitung hujan efektif, maka digunakan metode Indeks Infiltrasi (Indeks ϕ). Dalam Subarkah (1980:103), Indeks Infiltrasi (Indeks ϕ) adalah hujan rata-rata minimum yang mengakibatkan besarnya volume aliran seimbang dengan volume hujan. Jika volume atau massa infiltrasi disebut *basin recharge*, maka indeks ϕ dapat dihitung dengan rumus:

$$\text{Indeks } \phi = \frac{(\sum R - DRO)}{Td} \quad (2-13)$$

dengan :

R = kedalaman hujan (mm)

DRO = *direct runoff* = aliran langsung / limpasan atas permukaan (mm)

Td = durasi hujan satuan (jam)

2.3 Parameter Fisik DAS

Dalam penyusunan persamaan-persamaan rasional maupun model-model hidrologi yang sederhana peranan parameter DAS sangat menonjol. Persamaan-persamaan untuk menghitung debit puncak, debit rata-rata, waktu kelambatan, waktu dasar banyak dikaitkan dengan besaran-besaran parameter DAS (Sri Harto, 1993 : 211).

Faktor fisik DAS memegang peranan yang sangat besar dalam pengalihan hujan menjadi banjir, parameter ini mencakup :

1. sifat permukaan lahan,
2. sistem pengaturan (*drainage*) alami, dan sistem sungai,
3. sistem pengaturan di daerah pemukiman (*urban*),
4. sistem penampungan (*storage*).

Sifat tanah, formasi geologi, dan sifat tata guna lahan secara teoritik mempunyai pengaruh yang cukup besar. Kesulitannya adalah bahwa analisis, data yang diharapkan mendukung penelitian sering tidak tersedia. Akibatnya, secara kuantitatif pengaruh faktor tersebut di atas dalam proses pengalihan hujan menjadi sedikit kabur. Untuk itu, upaya melengkapi data secara periodik harus dilakukan agar peran masing-masing parameter tersebut dapat dikuantifikasikan.

Menurut Sri Harto (1993 : 210), parameter DAS yang paling mudah dan yang paling banyak digunakan secara relatif tidak berubah adalah bentuk dan luas DAS, panjang sungai, dan landai rata-rata sungai. Sejak berkembangnya teori hidrograf satuan sintesis, maka berbagai upaya banyak dilakukan untuk memperoleh parameter DAS yang memegang peranan penting dalam proses tersebut.

Sedangkan menurut Bedient, B. Philip (1988 : 96) dalam Desriati (2005 : 17) dijelaskan bahwa faktor fisik DAS yang paling berpengaruh terhadap waktu puncak adalah luas DAS (A), panjang sungai utama (L), jarak antara titik berat daerah pengaliran dengan pelepasan (*outlet*) yang diukur sepanjang sungai utama (L_c), dan kemiringan sungai utama (S).

Dalam studi ini parameter fisik DAS yang akan digunakan untuk menentukan rumus waktu puncak terhadap model hidrograf di DAS Grindulu, adalah sebagai berikut :

a. Luas DAS (A)

Faktor luas daerah adalah faktor yang paling penting yang mempengaruhi waktu puncak banjir. Dalam Sri Harto (1993 : 211), disebutkan bahwa DAS kecil memiliki tanggapan yang berbeda dengan DAS besar dalam hubungannya dengan peristiwa limpasan.

b. Panjang Sungai (L)

Semakin panjang sungai, maka jarak antara tempat jatuhnya hujan dengan titik pengamatan (*outlet*) semakin besar, sehingga waktu yang diperlukan air hujan untuk

sampai ke titik pengamatan lebih lama, dan dengan demikian menurunkan debit banjir (Asdak, 1995:146). Hal ini dikarenakan, semakin panjang sungai maka memberikan banyak kesempatan bagi air hujan untuk mengalir sebagai limpasan, sehingga jumlah kehilangan air semakin besar.

c. Kemiringan Sungai (S)

Kemiringan sungai yang curam akan mempercepat pengosongan tampungan dan menghasilkan resesi hidrograf yang curam, sehingga menjadikan waktu dasar yang pendek. Dalam Sri Harto (1993), dikatakan bahwa kelandaian atau kemiringan sungai berpengaruh terhadap debit puncak.

d. Jarak antara titik berat daerah pengaliran dengan pelepasan (Lc)

Dalam analisa hidrograf satuan sintetis Snyder menggunakan Lc sebagai salah satu parameter fisik DAS yang berpengaruh dalam penentuan waktu puncak (CD. Soemarto, 1989:97). Lc adalah jarak antara titik berat daerah pengaliran dengan pelepasan (*outlet*) yang diukur sepanjang sungai utama. Semakin besar nilai Lc, berarti semakin besar pula waktu yang diperlukan limpasan untuk mencapai debit puncak.

2.4 Pengaruh Bentuk DAS terhadap Bentuk Hidrograf

Pola sungai akan menentukan bentuk dari suatu daerah aliran sungai. Bentuk suatu DAS mempunyai arti penting dalam hubungannya dengan aliran sungai, yaitu berpengaruh terhadap terpusatnya aliran. Secara fisik setelah batas DAS ditentukan garis batasnya, maka bentuk DAS nya dapat diketahui. Pada umumnya bentuk aliran sungai dapat dibedakan menjadi empat bentuk (Soewarno, 1991:9), yaitu :

1. Memanjang

Biasanya induk sungainya akan memanjang dengan anak-anak sungai langsung mengalir ke induk sungai. Kadang-kadang berbentuk seperti bulu burung. Bentuk ini biasanya akan menyebabkan besaran aliran banjir relatif lebih kecil karena perjalanan banjir dari anak sungai itu berbeda-beda. Tetapi biasanya banjir berlangsung agak lama.

2. Radial

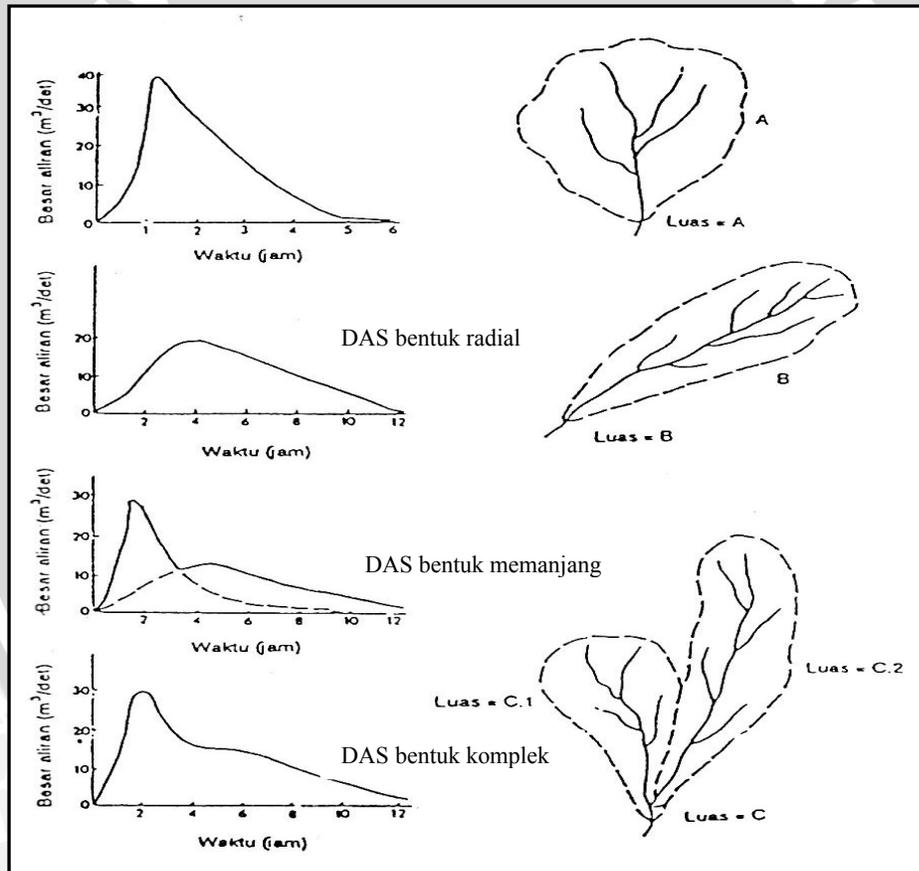
Bentuk ini karena arah sungai seolah-olah memusat pada suatu titik sehingga menggambarkan adanya bentuk radial. Kadang-kadang gambaran tersebut memberi bentuk kipas atau lingkaran. Sebagai akibat dari bentuk tersebut maka waktu yang diperlukan aliran yang datang dari segala penjuru anak sungai memerlukan waktu yang

hampir bersamaan. Apabila terjadi hujan yang sifatnya merata di seluruh DAS akan menyebabkan terjadinya banjir besar.

3. Komplek

Merupakan bentuk kejadian gabungan dari beberapa bentuk DAS yang dijelaskan di atas.

Gambar dibawah ini menunjukkan pengaruh bentuk DAS terhadap bentuk hidrograf. Dimana, pada waktu kejadian banjir DAS berbentuk radial akan memberikan bentuk hidrograf yang lebih tajam serta periode kejadiannya lebih pendek jika dibandingkan dengan bentuk hidrograf DAS yang berbentuk memanjang dalam keadaan hujan yang sama.



Gambar 2.4 Pengaruh bentuk DAS terhadap bentuk hidrograf aliran

Sumber : Soewarno, 1991 :16

2.5 Waktu Puncak

Waktu puncak merupakan salah satu bagian dari komponen penting hidrograf. Faktor-faktor yang mempengaruhi besarnya ordinat puncak hidrograf dan lama waktu tercapainya puncak hidrograf dari aliran langsung (direct runoff) ialah faktor meteorologi dan karakteristik daerah alirannya. (Imam Subarkah, 1980:78)

Bagian sisi naik/puncak dari hidrograf sangat dipengaruhi oleh intensitas hujan, lamanya (durasi) hujan dari keadaan DAS sebelum terjadinya hujan. Semakin lereng keadaan DAS maka sisi ini semakin datar daripada keadaan DAS yang lebih basah, karena hujan efektif yaitu bagian hujan yang menjadi limpasan langsung lebih kecil dimana sebagian hujan meresap ke bawah permukaan tanah. (Sri Harto, 1993:83).

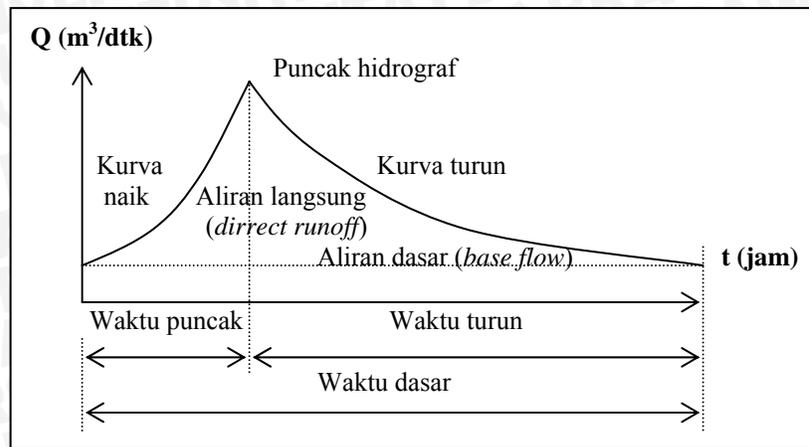
2.6 Hidrograf

Hidrograf merupakan gambaran integral dari karakteristik fisiografis dan klimatis yang mengendalikan hubungan antara curah hujan dan pengaliran dari suatu daerah pengaliran tertentu (Subarkah, 1980: 67). Sedangkan menurut Sri Harto (1993 : 144), hidrograf dapat disebut sebagai penyajian grafis antara salah satu unsur aliran dengan waktu. Hidrograf menunjukkan tanggapan menyeluruh DAS terhadap masukan hujan dengan intensitas, lama, dan distribusi tertentu.

Dalam Sri Harto (1993 : 144), disebutkan bahwa air sungai pada hidrograf berasal dari empat sumber, yaitu :

1. Air yang berasal dari hujan (*channel precipitation*).
2. Limpasan permukaan (*direct runoff*) yang mencapai sungai setelah melalui suatu proses pengurangan terhadap penguapan, infiltrasi, dan tampungan di cekungan.
3. Aliran antara (*interflow*) merupakan bagian dari hujan yang terinfiltrasi dan mengalir di lapisan tanah atas atau di lapisan tanah yang tidak jenuh air (*unsaturated zone*).
4. Aliran air tanah atau limpasan bawah permukaan, aliran ini mencapai sungai setelah melalui proses perkolasi dan tampungan air tanah.

Menurut Sri Harto (1993:145), hidrograf terdiri dari tiga bagian, yaitu sisi naik (*rising limb*), puncak (*crest*), dan sisi resesi (*recession limb*). Sedangkan bentuk hidrograf terdiri dari tiga sifat pokok, yaitu waktu naik / T_r (*time of rise*), debit puncak (*peak discharge*), dan waktu dasar / T_b (*base time*).



Gambar 2.5 Hidrograf
Sumber : Wilson, 1993:168

Waktu naik (*time of rise / T_r*) adalah waktu yang diukur pada saat hidrograf mulai naik sampai pada waktu terjadinya debit puncak. Debit puncak adalah debit maksimum yang terjadi pada suatu kasus tertentu. Waktu dasar (*base time / T_b*) adalah waktu yang diukur pada saat hidrograf mulai naik sampai waktu dimana debit kembali pada suatu besaran yang telah ditetapkan. Besaran-besaran tersebut dapat dipergunakan sebagai petunjuk tentang kepekaan sistem DAS terhadap pengaruh masukan hujan. Dengan menelaah sifat-sifat hidrograf yang diperoleh dari hasil pengukuran dalam batas-batas tertentu, maka dapat diperoleh gambaran tentang keadaan DAS, apakah DAS yang bersangkutan mempunyai kepekaan yang tinggi atau rendah. Makin kritis sifat dari suatu DAS, berarti makin jelek kondisi DAS tersebut dan demikian pula sebaliknya.

Hidrograf merupakan sifat tanggapan DAS terhadap usaha masukan hujan dengan intensitas, lama, dan agihan tertentu. Dengan demikian dapat diketahui bahwa untuk setiap masukan yang berbeda akan dihasilkan keluaran yang berbeda pula. Perbedaan ini dapat terjadi karena adanya ketergantungan antara sifat masukan, sifat sistem DAS, dan berbagai unsur penyusunnya.

2.6.1 Hidrograf Satuan Sintetis

Untuk membuat hidrograf banjir pada sungai-sungai yang tidak ada atau sedikit sekali dilakukan observasi hidrograf banjirnya, maka perlu dicari karakteristik atau parameter daerah pengaliran tersebut terlebih dulu, misalnya waktu untuk mencapai puncak hidrograf (*time to peak magnitude*), lebar dasar, luas kemiringan, panjang alur terpanjang (*length of the longest channel*), koefisien limpasan (*runoff coefficient*), dan sebagainya.

Dalam hal ini biasanya kita gunakan hidrograf-hidrograf satuan sintetis yang telah dikembangkan di negara-negara lain, dimana parameter-parameternya harus disesuaikan terlebih dulu dengan karakteristik dari daerah pengaliran yang ditinjau.

Untuk mengatasi hal ini, maka dikembangkan suatu cara untuk mendapatkan hidrograf satuan tanpa mempergunakan data tersebut di atas. Beberapa macam cara tersebut, antara lain sebagai berikut :

1. Hidrograf Satuan Sintetis (HSS) Snyder
2. Hidrograf Satuan Sintetis (HSS) Gama I
3. Hidrograf Satuan Sintetis (HSS) Nakayasu
4. Hidrograf Satuan Sintetis (HSS) FSR (*Flood Studies Report*)

Dalam kajian ini, hanya akan dibahas mengenai Hidrograf Satuan Sintetis (HSS) Nakayasu, karena nantinya dalam proses perhitungan akan digunakan Hidrograf Satuan Sintetis (HSS) Nakayasu menyesuaikan dengan metode perhitungan besarnya banjir rencana yang dilakukan oleh Proyek Induk PWS Bengawan Solo dengan menggunakan metode yang sama.

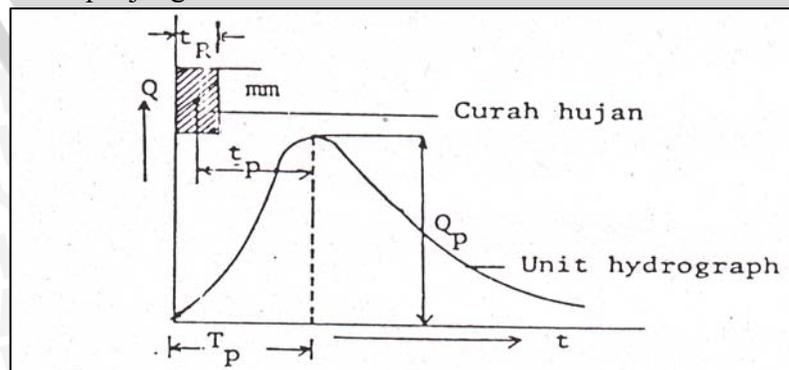
2.6.1.1 Cara Snyder

Dalam permulaan tahun 1938, F.F. Snyder dari Amerika Serikat, telah mengembangkan rumus dengan koefisien emiris yang menghubungkan unsure-unsur hidrograf satuan dengan karakteristik daerah pengaliran. Unsur-unsur hidrograf tersebut dihubungkan dengan :

A = luas daerah pengaliran (km^2)

L = panjang aliran utama (km)

Lc = jarak antara titik berat daerah dengan pelepasan (outlet) yang diukur sepanjang aliran utama



Gambar 2.6 Hidrograf Satuan Sintetis (HSS) Snyder

Dengan unsur-unsur tersebut diatas SNYDER membuat rumus-rumus sebagai berikut (Hidrologi PU, 1976:26)

$$t_p = 0,75 Ct (Lc.L)^{0,3} \quad (2-14)$$

$$Q_p = 275 \frac{C_p}{t_p} A \quad (2-15)$$

$$t_e = \frac{t_p}{5,5} \quad (2-16)$$

$$T_p = t_p + 0,5 t_e \quad (2-17)$$

Dengan :

t_p = tenggang waktu dari titik berat hujan sampai titik berat hidrograf (*time lag*) (jam)

t_e = lamanya curah hujan efektif (jam)

t_R = time duration (jam)

T_p = Waktu puncak dimana waktu unit hydrograph mulai naik sampai dengan puncaknya (jam)

Q_p = Puncak Unit Hydrograph yang diakibatkan oleh hujan setinggi 1 mm, dengan duration t_R , dinyatakan dengan (l/dt)

A = luas daerah pengaliran (km²)

L = panjang sungai utama (km)

L_c = panjang sungai utama terdekat dari titik berat DAS dengan outlet (km)

Apabila lamanya curah hujan efektif (t_e) lebih besar atau lebih lama dari lamanya curah hujan (t_R) yang didapatkan, maka perlu diadakan koreksi pada hasil time lag, adalah sebagai berikut :

$$t_{pR} = t_p + 0,25 (t_R - t_e) \quad (2-18)$$

$$Q_{pR} = 275 \frac{C_p}{t_{pR}} A \quad (2-19)$$

$$T_{pR} = t_{pR} + 0,5 t_R \quad (2-20)$$

Koefisien C_t dan C_p harus ditentukan secara empirik, karena besarnya berubah-ubah antara daerah yang satu dengan daerah yang lainnya. Dalam sistim metrik besarnya nilai C_t antara 1,1 dan 1,4 sedangkan nilai C_p berada antara 0,56 hingga 0,69. (Hidrologi PU, 1976:26)

2.6.1.2 Cara Nakayasu

Nakayasu dari Jepang telah menyelidiki hidrograf satuan pada beberapa sungai di Jepang. Ia membuat rumus satuan sintetis dari hasil penielidikannya. Rumus tersebut adalah sebagai berikut (Hidrologi PU, 1976:29) :

$$Q_p = \frac{A.R_o}{3,6(0,3.T_p + T_{0,3})} \tag{2-21}$$

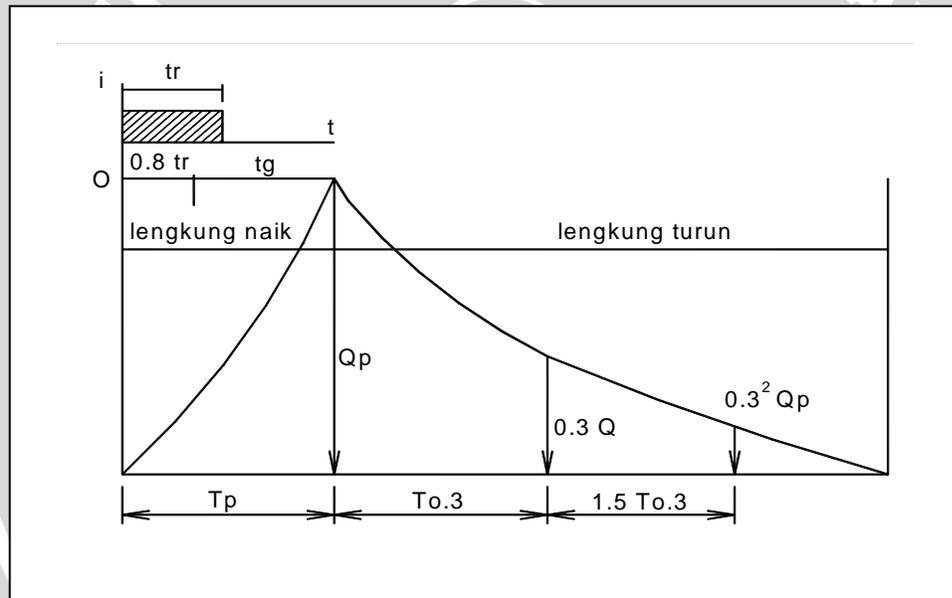
$$T_p = t_g + 0,8 t_r \tag{2-22}$$

$$L < 15 \text{ km} \quad t_g = 0,21.L^{0,7}$$

$$L > 15 \text{ km} \quad t_g = 0,4 + 0,058.L$$

$$T_r = 0,5 t_g \text{ sampai dengan } t_g \text{ (jam)}$$

$$T_{0,3} = \alpha \cdot t_g \text{ (jam)} \tag{2-23}$$



Gambar 2.7 Higograf Satuan Sintetis (HSS) Nakayasu

Bagian Lengkung Naik :

$$Q_a = Q_p \left(\frac{t}{T_p} \right)^{2,4} \tag{2-24}$$

Bagian Lengkung turun :

$$Q_d 1 = Q_p \cdot 0,3 \left(\frac{t - T_p}{T_{0,3}} \right) \tag{2-25}$$

$$Qd 2 = Qp. 0,3 \left(\frac{t - T_p + 0,5T_{0,3}}{1,5T_{0,3}} \right) \quad (2-26)$$

$$Qd 2 = Qp. 0,3 \left(\frac{t - T_p + 1,5T_{0,3}}{2T_{0,3}} \right) \quad (2-27)$$

Dengan :

Q_p = debit puncak ($m^3/dt/mm$)

A = luas DAS (km^2)

T_p = waktu naik (jam)

$T_{0,3}$ = waktu penurunan dari debit puncak menjadi 30 % (jam)

L = panjang alur sungai (km)

T_g = waktu konsentrasi (jam)

Q_a = debit sebelum mencapai debit puncak ($m^3/dt/mm$)

T = waktu (jam)

Dimana untuk :

- Daerah pengaliran biasa $\alpha = 2$
- Bagian naik hidrograf yang lambat dan bagian menurun yang cepat $\alpha = 1,5$
- Bagian naik hidrograf yang cepat dan bagian menurun yang lambat $\alpha = 1,5$ (CD Soemarto, 1995 : 166)

2.6.2 Hidrograf Satuan Pengamatan

Hidrograf satuan pengamatan adalah hidrograf yang menggambarkan rangkaian kejadian curah hujan yang hanya menghasilkan satu curah hujan efektif dalam satuan waktu dan hal tersebut dapat diturunkan dari data hujan terpisah dengan intensitas merata atau hujan periode tunggal. Hal ini jarang terjadi, sedangkan yang banyak terjadi adalah hujan periode kompleks yaitu curah hujan efektif yang dihasilkan lebih dari satu (Setyaningsih, 1993:22).

Tujuan dari analisa hidrograf satuan pengamatan adalah untuk mengetahui debit banjir. Limpasan permukaan merupakan salah satu unsur dari debit aliran yang menghasilkan puncak-puncak banjir. Sebagai dasar analisa digunakan data debit terpilih yang diperoleh dari pengamatan tinggi muka air dari stasiun pencatat tinggi muka air otomatis, pengukuran debit yang cukup, data hujan biasa, dan data hujan otomatis.

Selanjutnya, perlu dipilih kasus yang menguntungkan dalam analisa, yaitu dipilih hidrograf yang terpisah (*isolated*) dan mempunyai satu puncak (*single peak*), serta data hujan yang cukup dan terdapat agihan jam-jamannya. Selanjutnya analisa numerik dilakukan dengan Metode Collins.

Langkah-langkah perhitungan Collins adalah sebagai berikut :

1. Hidrograf muka air (*stage hydrograph*) dialihragamkan menjadi hidrograf debit (*discharge hydrograph*) dengan liku kalibrasi.
2. Aliran dasar dipisahkan dari hidrografnya.
3. Hujan efektif yang menyebabkan banjir tersebut ditetapkan, misalnya dengan menggunakan analisa indeks infiltrasi ϕ (*Phi index*).
4. Hidrograf satuan sembarang ditetapkan, dengan menetapkan ordinat-ordinatnya dengan besaran tertentu.
5. Hidrograf satuan pertama ini dikalikan dengan semua bagian hujan efektif, kecuali hujan yang terbesar.
6. Hidrograf limpasan langsung yang didapat di atas dikurangkan dari hidrograf limpasan langsung terukur, maka didapatkan hidrograf limpasan langsung yang ditimbulkan oleh hujan maksimum tersebut. Dari sini, maka hidrograf satuan kedua diperoleh.
7. Hidrograf satuan kedua dibandingkan dengan hidrograf satuan yang pertama. Apabila masih terdapat perbedaan yang besar (sesuai dengan patokan yang telah ditetapkan sebelumnya), maka untuk butir kelima dan keenam diulangi lagi, dengan menggunakan hidrograf satuan yang terakhir.
8. Demikian selanjutnya sampai diperoleh perbedaan yang sekecil mungkin antara hidrograf satuan terakhir dengan hidrograf satuan sebelumnya.

Rumus estimasi terakhir ordinat hidrograf satuan adalah :

$$U_e = \frac{(A \cdot 1000 \cdot U^{**})}{(3600 \cdot \sum U^{**})} \quad (2-28)$$

dengan :

U_e = ordinat akhir unit hidrograf coba-coba kedua (m^3/dt)

A = luas DAS (km^2)

U^{**} = ordinat awal unit hidrograf untuk coba-coba kedua (m^3/dt)

$$U^{**} = \frac{(U_i + F.U^{*'})}{(1 + F)} \quad (2-29)$$

dengan :

U^{**} = ordinat awal unit hidrograf untuk coba-coba kedua (m^3/dt)

F = faktor pembobot

$U^{*'}$ = ordinat dari coba-coba pertama unit hidrograf (U^*) yang disesuaikan dalam 1 mm hujan (m^3/dt)

U_i = ordinat awal unit hidrograf untuk coba-coba pertama (m^3/dt)

$$U_i = \frac{A \times 1000}{(n - j + 1) \times 3600} \quad (2-30)$$

dengan :

U_i = ordinat awal unit hidrograf untuk coba-coba pertama (m^3/dt)

A = luas DAS (km^2)

n = jumlah ordinat hidrograf limpasan langsung (tidak termasuk nol pada jam awal dan akhir)

j = jumlah hujan efektif

$$F = \frac{\sum(Q_o - \sum Re.U_i)}{\sum(\sum Re.U_i)} \quad (2-31)$$

dengan :

F = faktor pembobot

Q_o = ordinat unit hidrograf observasi (m^3/dt)

U_i = ordinat awal unit hidrograf untuk coba-coba pertama (m^3/dt)

Re = hujan efektif (mm)

$$U^{*'} = a.U^* \quad (2-32)$$

dengan :

$U^{*'}$ = ordinat dari coba-coba pertama unit hidrograf (U^*) yang disesuaikan dalam 1 mm hujan (m^3/dt)

U^* = ordinat dari coba-coba pertama unit hidrograf (m^3/dt)

a = angka penyesuaian

$$a = \frac{(Ax1000)}{\left(\sum U^* x3600\right)} \quad (2-33)$$

dengan :

a = angka penyesuaian (*adjusted*)

A = luas DAS (km²)

U* = ordinat dari coba-coba pertama unit hidrograf (m³/dt)

$$U^* = \frac{dQ}{R_{e\text{maks}}} \quad (2-34)$$

dengan :

U* = ordinat dari coba-coba pertama unit hidrograf (m³/dt)

dQ = selisih antara ordinat unit hidrograf observasi (Q) dengan jumlah horizontal hasil kali ordinat awal unit hidrograf dengan hujan efektif ($\sum R_e \cdot U_i$)

R_emaks = hujan efektif maksimum (mm)

Dari uraian sebelumnya, hidrograf satuan yang dihitung untuk setiap kasus banjir, belum tentu merupakan hidrograf satuan yang dapat dianggap mewakili dari kondisi 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 yang bersangkutan. Perataan hendaknya tidak hanya dilakukan dengan merata-ratakan ordinat masing-masing hidrograf satuan.

Apabila perataan dilakukan dengan cara ini, maka diperoleh hidrograf satuan dengan debit puncak yang lebih kecil dibandingkan dengan nilai rata-rata dari debit puncak pada masing-masing hidrograf satuan. Perataan dilakukan dengan merata-ratakan baik debit puncak maupun waktu untuk mencapai puncaknya. Selanjutnya, sisi resesinya dilakukan dengan menarik liku resesi rata-rata dengan memperhatikan agar volume hidrograf satuan sama dengan volume yang telah ditetapkan.

2.7 Model Hidrologi

Model hidrologi adalah sebuah sajian sederhana (simple representation), dari sebuah system hidrologi yang kompleks. Menurut Doode (1968) sistim ini ditafsirkan sebagai suatu struktur, alat, skema atau prosedur, baik riel maupun abstrak yang dikaitkan dalam satu referensi waktu tertentu sebuah masukan atau sebab, tenaga atau informasi dengan keluaran, pengaruh atau tanggapan secara menyeluruh (Sri Harto, 1993: 190).

Beberapa macam model antara lain :

1. Model fisik (*physical model*), yaitu model yang dibuat dengan model dan skala tertentu untuk menirukan prototipenya.
2. Model analog (*analog model*), yaitu model yang disusun dengan menggunakan rangkaian kapasitor dan resistor untuk memecahkan permasalahan diferensial yang mewakili proses hidrologi.
3. Model matematik (*mathematical model*), yaitu model yang menyajikan sistem dalam rangkaian persamaan, dan kadang-kadang dengan ungkapan-ungkapan yang menyajikan hubungan antar variabel dan parameter.
4. Model deterministik, yaitu model kesempatan dari kejadian dari masing-masing variabelnya tidak diikutsertakan. Dengan setiap masukan dengan sifat-sifat tertentu akan menghasilkan keluaran tertentu pula.

2.7.1 Analisa Model

Dalam menganalisa suatu model hidrologi, salah satu cara yang dapat digunakan adalah dengan analisa regresi. Hal ini disebabkan karena DAS memiliki tingkat kompleksitas dan heterogenitas yang sedemikian rupa sehingga sangat sulit untuk mengenali parameternya secara rinci, yaitu pengaruh parameter terhadap salah satu komponen prosesnya. Analisa regresi digunakan sebagai sarana untuk membentuk rumus fungsional berdasarkan aspek *input* dan *output* tanpa menangkap proses yang sebenarnya terjadi didalam DAS, dan untuk mengkuantifikasikan bentuk hubungan antara dua variabel atau lebih yang menjadi kajian. Dengan demikian, dapat disimpulkan bahwa analisa regresi merupakan cara yang sangat baik untuk meneliti ketergantungan sifat hidrograf terhadap sifat DAS (Sri Harto, 1993).

Beberapa analisa regresi yang umum digunakan dalam menganalisa data hidrologi adalah sebagai berikut (Soewarno, 1995) :

1. Model sederhana (garis lurus)

$$Y = b_1 + a_1 \cdot X \quad (2-35)$$

$$Y = b_1 + a_1 \cdot \left(\frac{1}{X} \right) \quad (2-36)$$

2. Model berpangkat

$$Y = b_1 X^{a_1} \quad (2-37)$$

$$Y = b_1 X^{a_1} + c$$

3. Model Eksponensial

$$Y = b_1 e^{a_1 x^4} \quad (2-38)$$

$$Y = a_1 b^x + c \quad (2-39)$$

4. Model logaritmik

$$Y = b_1 + a_1 \log X \quad (2-40)$$

$$\log Y = b_1 + a_1 X \quad (2-41)$$

$$\log Y = a b^x \quad (2-42)$$

$$\log Y = b_1 + a_1 \log X \quad (2-43)$$

Sedangkan model regresi linier yang akan digunakan dalam proses analisa model dalam kajian ini, yaitu regresi linier berganda dan regresi linier berpangkat berganda dengan menggunakan empat, tiga dan dua variabel sebagai berikut :

a. Model regresi linier berganda empat variabel

$$Y = A_0 + A_1.X_1 + A_2.X_2 + A_3.X_3 + A_4.X_4 \quad (2-44)$$

Berdasarkan metode kuadrat terkecil (*least square method*), maka untuk menentukan nilai dari A_1, A_2, A_3, A_4 , dan A_0 , dihitung dengan persamaan sebagai berikut :

$$A_1 \sum dX_1^2 + A_2 \sum dX_1.dX_2 + A_3 \sum dX_1.dX_3 + A_4 \sum dX_1.dX_4 = \sum dY.dX_1 \quad (2-45)$$

$$A_1 \sum dX_1.dX_2 + A_2 \sum dX_2^2 + A_3 \sum dX_2.dX_3 + A_4 \sum dX_2.dX_4 = \sum dY.dX_2 \quad (2-46)$$

$$A_1 \sum dX_1.dX_3 + A_2 \sum dX_2.dX_3 + A_3 \sum dX_3^2 + A_4 \sum dX_3.dX_4 = \sum dY.dX_3 \quad (2-47)$$

$$A_1 \sum dX_1.dX_4 + A_2 \sum dX_2.dX_4 + A_3 \sum dX_3.dX_4 + A_4 \sum dX_4^2 = \sum dY.dX_4 \quad (2-48)$$

$$A_0 = \bar{Y} - A_1.\bar{X}_1 - A_2.\bar{X}_2 - A_3.\bar{X}_3 - A_4.\bar{X}_4 \quad (2-49)$$

b. Model regresi linier berpangkat berganda empat variabel

$$Y = A_0.(X_1)^{A_1}.(X_2)^{A_2}.(X_3)^{A_3}.(X_4)^{A_4} \quad (2-50)$$

Model regresi diubah menjadi linier melalui transformasi sebagai berikut (Soewarno, 1995) :

$$\ln Y = \ln A_0 + A_1.\ln X_1 + A_2.\ln X_2 + A_3.\ln X_3 + A_4.\ln X_4 \quad (2-51)$$

atau

$$\log Y = \log A_0 + A_1.\log X_1 + A_2.\log X_2 + A_3.\log X_3 + A_4.\log X_4 \quad (2-52)$$

Penjelasan model regresi persamaan (2-51) dan (2-52) dapat menggunakan persamaan (2-45) sampai (2-49) dengan mengganti :

$$dY = \ln Y - \ln \bar{Y} \tag{2-53}$$

$$dY_1 = \ln X_1 - \ln \bar{X}_1 \tag{2-54}$$

$$dY_2 = \ln X_2 - \ln \bar{X}_2 \tag{2-55}$$

$$dY_3 = \ln X_3 - \ln \bar{X}_3 \tag{2-56}$$

$$dY_4 = \ln X_4 - \ln \bar{X}_4 \tag{2-57}$$

$$\ln A_o = \ln \bar{Y} - A_1 \cdot \ln \bar{X}_1 - A_2 \cdot \ln \bar{X}_2 - A_3 \cdot \ln \bar{X}_3 - A_4 \cdot \ln \bar{X}_4 \tag{2-58}$$

c. Model regresi linier berganda tiga variabel

$$Y = A_o + A_1 \cdot X_1 + A_2 \cdot X_2 + A_3 \cdot X_3 \tag{2-59}$$

Berdasarkan metode kuadrat terkecil (*least square method*), untuk menentukan nilai A_1 , A_2 , A_3 , dan A_o , dihitung dengan persamaan sebagai berikut :

$$A_1 \sum dX_1^2 + A_2 \sum dX_1 \cdot dX_2 + A_3 \sum dX_1 \cdot dX_3 = \sum dY \cdot dX_1 \tag{2-60}$$

$$A_1 \sum dX_1 \cdot dX_2 + A_2 \sum dX_2^2 + A_3 \sum dX_2 \cdot dX_3 = \sum dY \cdot dX_2 \tag{2-61}$$

$$A_1 \sum dX_1 \cdot dX_3 + A_2 \sum dX_2 \cdot dX_3 + A_3 \sum dX_3^2 = \sum dY \cdot dX_3 \tag{2-62}$$

$$A_o = \bar{Y} - A_1 \cdot \bar{X}_1 - A_2 \cdot \bar{X}_2 - A_3 \cdot \bar{X}_3 \tag{2-63}$$

d. Model regresi linier berpangkat berganda tiga variabel

$$Y = A_o (X_1)^{A_1} \cdot (X_2)^{A_2} \cdot (X_3)^{A_3} \tag{2-64}$$

Model regresi diubah menjadi linier melalui transformasi sebagai berikut (Soewarno, 1995) :

$$\ln Y = \ln A_o + A_1 \cdot \ln X_1 + A_2 \cdot \ln X_2 + A_3 \cdot \ln X_3 \tag{2-65}$$

atau

$$\log Y = \log A_o + A_1 \cdot \log X_1 + A_2 \cdot \log X_2 + A_3 \cdot \log X_3 \tag{2-66}$$

Penjelasan model regresi persamaan (2-65) dan (2-66) dapat menggunakan persamaan (2-60) sampai (2-63) dengan mengganti :

$$dY = \ln Y - \ln \bar{Y} \tag{2-67}$$

$$dY_1 = \ln X_1 - \ln \bar{X}_1 \tag{2-68}$$

$$dY_2 = \ln X_2 - \ln \bar{X}_2 \tag{2-69}$$

$$dY_3 = \ln X_3 - \ln \bar{X}_3 \tag{2-70}$$

$$\ln A_o = \ln \bar{Y} - A_1 \cdot \ln \bar{X}_1 - A_2 \cdot \ln \bar{X}_2 - A_3 \cdot \ln \bar{X}_3 \tag{2.71}$$

- e. Model regresi linier berganda dua variabel

$$Y = A_0 + A_1 \cdot X_1 + A_2 \cdot X_2 \quad (2-72)$$

Berdasarkan metode kuadrat terkecil (*least square method*), untuk menentukan nilai A_1 , A_2 , dan A_0 , dihitung dengan persamaan sebagai berikut :

$$A_1 \sum dX_1^2 + A_2 \sum dX_1 \cdot dX_2 = \sum dY \cdot dX_1 \quad (2-73)$$

$$A_1 \sum dX_1 \cdot dX_2 + A_2 \sum dX_2^2 = \sum dY \cdot dX_2 \quad (2-74)$$

$$A_0 = \bar{Y} - A_1 \cdot \bar{X}_1 - A_2 \cdot \bar{X}_2 \quad (2-75)$$

- f. Model regresi linier berpangkat berganda dua variabel

$$Y = A_0 (X_1)^{A_1} \cdot (X_2)^{A_2} \quad (2-76)$$

Model regresi diubah menjadi linier melalui transformasi sebagai berikut (Soewarno, 1995) :

$$\ln Y = \ln A_0 + A_1 \cdot \ln X_1 + A_2 \cdot \ln X_2 \quad (2-77)$$

atau

$$\log Y = \log A_0 + A_1 \cdot \log X_1 + A_2 \cdot \log X_2 \quad (2-78)$$

Penjelasan model regresi persamaan (2-77) dan (2-78) dapat menggunakan persamaan (2-73) sampai (2-75) dengan mengganti :

$$dY = \ln Y - \ln \bar{Y} \quad (2-79)$$

$$dY_1 = \ln X_1 - \ln \bar{X}_1 \quad (2-80)$$

$$dY_2 = \ln X_2 - \ln \bar{X}_2 \quad (2-81)$$

$$\ln A_0 = \ln \bar{Y} - A_1 \cdot \ln \bar{X}_1 - A_2 \cdot \ln \bar{X}_2 \quad (2-82)$$

Pada prinsipnya, sembarang model yang digunakan apakah sederhana atau kompleks dengan lebih dari dua variabel/parameter, yang penting bahwa model tersebut harus cocok dengan permasalahan yang dianalisa, sehingga tidak memberikan penyimpangan yang nyata apabila diuji.

2.7.2 Kriteria Akurasi Model

Suatu model dapat dinilai telah berfungsi dengan baik dan dapat digunakan dalam analisa, apabila kesalahan yang terjadi sudah lebih kecil dari kesalahan maksimum yang ditetapkan. Kesalahan-kesalahan tersebut terjadi karena proses alami yang terjadi di alam tidak mungkin disamai dengan tepat, sehingga akan timbul penyimpangan-penyimpangan antara keluaran yang terukur dengan terhitung.

Menurut Soewarno (1995), besarnya kesalahan standar dari perkiraan (*standart error of estimate*) adalah :

$$SEY = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y})^2}{n-1}} \quad (2-83)$$

dengan :

SEY = kesalahan standar perkiraan

Y_i = data pengamatan

\hat{Y} = nilai estimasi model

n = jumlah data pengamatan

Analisa korelasi adalah bentuk analisa statistik yang menunjukkan kuatnya hubungan antara dua variabel atau lebih. Satu variabel berasosiasi dengan variabel yang lainnya tidak dapat diartikan bahwa bentuk hubungannya selalu bersifat sebab akibat. Sebagai aturan umum dapat ditentukan bahwa korelasi antara dua variabel adalah lemah apabila $0 \leq [r] \leq 0,5$ dan mempunyai korelasi kuat apabila $0,8 \leq [r] \leq 1$ (Gordon *et al.*, 1992 dalam Asdak, 1995).

Sementara dalam Farriansyah (1998), mengemukakan kriteria batasan ketelitian dengan toleransi umum dalam analisa hidrologi adalah koefisien korelasi $> 0,70$ dan koefisien determinasi $> 0,50$ lalu simpangan relatif volume $< 10\%$. Pemilihan model terbaik ditetapkan berdasarkan nilai dari koefisien korelasi dan koefisien determinasi tertinggi. Model persamaan regresi dianggap sempurna apabila koefisien determinasi (r^2) = 1 (Asdak, 1995 dalam Farriansyah, 1998).

Sri Harto (1993), mengemukakan bahwa pengujian model dapat dilakukan melalui pengujian sisa, yaitu dengan cara menggambarkan hubungan sisa dengan salah satu variabel tak bebas atau variabel bebas. Model yang dipilih dipandang baik apabila hubungan tersebut tidak menunjukkan pola tertentu, ataupun tidak menunjukkan *trend* (kecenderungan).

Adapun koefisien korelasi sederhana dapat dihitung dengan persamaan sebagai berikut (Soewarno, 1995) :

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\left[\left\{ \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \right\} \left\{ \sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2 \right\} \right]^{\frac{1}{2}}} \quad (2-84)$$

Sedangkan koefisien korelasi berganda dihitung dengan persamaan (Soewarno, 1995) :

$$RM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\hat{Y}_i - \bar{Y})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}} \quad (2-85)$$

Dalam memperkirakan nilai RM, ternyata terdapat kehilangan dalam menentukan derajat kebebasan, jumlah kehilangan sama dengan jumlah konstanta dalam persamaan regresi. Oleh karena itu, diperlukan penyesuaian yang dapat dihitung dengan persamaan berikut :

$$RM' = \left\{ 1 - \frac{(1 - RM^2)(n-1)}{n-k} \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (2-86)$$

Nilai koefisien korelasi berkisar antara $-1,0 \leq R \leq 1,0$. Dalam analisa hidrologi, hubungan antara fenomena berdasarkan nilai koefisien korelasi dapat dinyatakan sebagai berikut (Soewarno, 1995) :

- $R = 1$, menunjukkan hubungan positif sempurna
- $0,6 < R < 1$, menunjukkan hubungan langsung positif baik
- $0 < R < 0,6$, menunjukkan hubungan langsung positif lemah
- $R = 0$, menunjukkan tidak terdapat hubungan linier
- $-0,6 < R < 0$, menunjukkan hubungan langsung negatif lemah
- $-1,0 < R < -0,6$, menunjukkan hubungan langsung negatif baik
- $R = -1,0$, menunjukkan hubungan negatif sempurna

Sedangkan persamaan koefisien determinasi regresi sederhana dan koefisien determinasi regresi berganda adalah sebagai berikut (Soewarno, 1995):

$$R^2 \text{ atau } RM^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{Y}_i - \bar{Y})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2} \quad (2-87)$$

dengan :

R^2 = koefisien determinasi regresi sederhana

RM^2 = koefisien determinasi regresi berganda

X_i = data pengamatan

\bar{X} = rata-rata hitung dari data pengamatan

Y_i = data pengamatan

\bar{Y} = rata-rata hitung dari data pengamatan

k = jumlah variabel bebas

n = jumlah data pengamatan

Koefisien determinasi menunjukkan kecocokan/ketepatan garis regresi yang terbentuk berdasarkan nilai-nilai penduganya dalam mewakili kelompok data hasil pengamatan, dengan demikian dapat diketahui seberapa jauh model yang terbentuk dapat menjelaskan kondisi yang sebenarnya. Semakin besar nilai R^2 , maka semakin baik pula model regresi yang terbentuk dan begitupula sebaliknya.

2.7.3 Pengujian Hipotesa

Pengujian hipotesa atau pengujian kepercayaan (*test of hypothesis or test of significance*) merupakan prosedur untuk menentukan apakah suatu hipotesa diterima atau ditolak atau apakah sampel berbeda meyakinkan dengan populasi (Soewarno, 1995).

2.7.3.1 Uji - F

Uji - F merupakan metode untuk menguji derajat kepercayaan koefisien penentu (determinasi) regresi berganda. Dengan rumus (Soewarno, 1995) :

$$F = \frac{RM^2 \cdot (n - m)}{(1 - RM^2)(m - 1)}, \quad (2-88)$$

pada derajat kebebasan $n_1 = m - 1$, dan $n_2 = n - m$

dengan :

F = nilai F terhitung

RM^2 = koefisien penentu (determinasi)

n = jumlah pengamatan

m = jumlah total variabel bebas dan variabel tak bebas

n_1 = derajat kebebasan variabel

n_2 = derajat kebebasan pengamatan

sehubungan dengan persamaan tersebut diatas, maka dapat dibuat hipotesa sebagai berikut :

$H_0 : R^2 = 0$, tidak berbeda nyata dengan nol, atau dengan kata lain tidak ada hubungan antara variabel yang digunakan dalam analisa model regresi berganda.

$H_1 : R^2 \neq 0$, berbeda nyata dengan nol, atau dengan kata lain terdapat hubungan yang nyata antara variabel yang digunakan dalam analisa model regresi berganda.

Pengujian pada derajat kepercayaan tertentu, apabila nilai F ternyata lebih kecil dari nilai F dalam tabel, maka hipotesa nol (H_0) diterima dan menolak hipotesa alternatif (H_1).

2.7.3.2 Uji - t (*Variate Standart Normal*)

Uji-t *variate* standar merupakan metode untuk menguji data dua sampel diambil atau berasal dari populasi yang sama. Dengan rumus:

$$t = \frac{\left| \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{S_{12}} \right|^{0.5}}{\left| \frac{S_{12}}{S_{12}} \right|} \quad (2-89)$$

dengan :

t = *variate* standar normal dari distribusi normal

X_1 = rata-rata hitung sampel pertama (dalam hal ini debit satuan pengamatan rerata)

X_2 = rata-rata hitung sampel kedua (dalam hal ini debit satuan model)

S_{12} = kesalahan standar rata-rata

Apabila t_{hitung} lebih besar dari nilai kritis t_c pada tabel untuk derajat kepercayaan tertentu, maka kedua sampel yang diuji tidak berasal dari populasi yang sama. Sebaliknya, apabila t_{hitung} lebih kecil dari t_c , maka kedua sampel berasal dari populasi yang sama.

2.7.3.3 Uji Koefisien Regresi

Uji koefisien regresi merupakan metode untuk menguji apakah nilai dari koefisien regresi sama dengan nol atau tidak. Apabila nilai dari koefisien regresi ini ternyata sama dengan nol, maka garis regresinya akan mendatar. Pertambahan ataupun pengurangan variabel bebas tidak akan merubah nilai dari variabel tak bebas/terikat, oleh karena itu perlu dilakukan pengujian apakah nilai koefisien regresi sama dengan nol atau tidak. Metode statistik uji - t dapat digunakan untuk melakukan pengujian (Soewarno,1995).

$$t = \frac{a_1 - A}{S_a} \quad (2-90)$$

$$S_a = \frac{SEY}{\left\{ \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \right\}^{\frac{1}{2}}} \quad (2-91)$$

dengan :

t = nilai uji - t, dengan derajat kebebasan sebesar n - 2

a₁ = koefisien regresi

A = koefisien regresi yang telah diketahui (nilai A = 0)

S_a = deviasi koefisien regresi

SEY = kesalahan standar dari perkiraan nilai Y

Apabila $t > t_{\alpha}$, maka hipotesa nol (H₀) ditolak dan menerima hipotesa alternatif (H₁ : a₁ ≠ 0).

2.7.3.4 Uji Koefisien Korelasi

Uji koefisien korelasi merupakan metode untuk menguji nilai dari koefisien korelasi (R) yang berada cukup jauh dari nol atau $R \neq 0$. Apabila nilai dari R mendekati nol, maka nilai dari koefisien penentu/determinasi (RR) cenderung sama dengan nol. Akan tetapi jika nilai dari R mendekati +1 atau -1, maka $RR \neq 0$. Pengujian dapat dilakukan dengan rumus sebagai berikut (Soewarno, 1995) :

$$t = \frac{R (n - 2)^{0,5}}{(1 - R^2)^{0,5}} \quad (2-92)$$

dengan :

t = nilai uji - t, dengan derajat kebebasan sebesar n - 2

R = nilai koefisien korelasi

Apabila nilai t lebih kecil dari t_{tabel}, untuk derajat kebebasan n - 2, maka hipotesa yang menyatakan bahwa nilai $R \neq 0$ dapat diterima.

2.7.3.5 Tes Penyimpangan

Tes ini dilakukan untuk mengetahui seberapa jauh penyimpangan ordinat dari metode hidrograf satuan sintetis yang sudah digunakan terhadap ordinat hidrograf satuan dari banjir pengamatan. Dari hasil tes penyimpangan, maka metode yang penyimpangannya cukup rendah akan dapat digunakan di Sub DAS lainnya dengan karakteristik yang sama dengan daerah studi.

Persamaan yang digunakan untuk mengetahui penyimpangan ordinat dari metode hidrograf satuan sintetis terhadap ordinat hidrograf satuan dari banjir pengamatan adalah sebagai berikut:

$$P_Y = |(\Sigma Y_p - \Sigma Y_s)/(\Sigma Y_p)| \quad (2-93)$$

dengan :

P_Y = penyimpangan ordinat dalam prosentase

ΣY_p = jumlah ordinat hidrograf satuan dari banjir pengamatan

ΣY_s = jumlah ordinat hidrograf satuan sintetis

UNIVERSITAS BRAWIJAYA

