

2 TINJAUAN PUSTAKA

2.1 DEMNAS

Digital Elevation Model (DEM) atau disebut dengan model elevasi digital merupakan visualisasi topografi atau ketinggian muka tanah yang dibangun berdasarkan hasil interpolasi deterministik (Putra & Marfai, 2012). DEM dapat dihasilkan dari perekaman foto udara, pengukuran teristris, dan ekstraksi citra satelit. *Digital Elevation Model* merupakan bentuk 3 dimensi dari permukaan bumi yang memberikan data berbagai morfologi permukaan bumi, seperti kemiringan lereng, aspek lereng, ketinggian tempat, dan area DAS. *Digital Elevation Model* merupakan informasi tentang ketinggian suatu tempat. Data elevasi tersebut untuk pemetaan luas genangan banjir, perencanaan wilayah, perencanaan jaringan jalan, jaringan irigasi, pembuatan peta jaringan sungai dan lain-lain.

DEMNAS merupakan integrasi data ketinggian yang meliputi data IFSAR (resolusi 5m), TERRASAR-X (resolusi 5m) dan ALOS PALSAR (11.25m). Beberapa macam data ini, DEMNAS mempunyai resolusi spasial 0.27 *arc-second*. Datum atau referensi vertikal yang digunakan adalah *Earth Gravitational Model* 2008 (EGM 2008). Data-data yang telah terintegrasi ini ditambahkan dengan titik-titik ikat (*mass point*) melalui proses asimilasi. *Mass point* merupakan titik-titik yang memuat informasi koordinat tiga dimensi yaitu x, y dan z di permukaan bumi. Proses asimilasi pada data DEMNAS menggunakan GMT-*surface* dengan *tension* 0.32 (Hell & Jakobsson, 2011).

2.2 Daerah Aliran Sungai (DAS)

Asdak (2010) mendefinisikan Daerah Aliran Sungai (DAS) sebagai 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. Wilayah daratan tersebut dinamakan daerah tangkapan air (DTA atau *catchment area*) yang merupakan suatu ekosistem daerah unsur utamanya terdiri atas sumberdaya alam (tanah, air, dan vegetasi) dan sumberdaya manusia sebagai pemanfaat sumberdaya alam.

Peraturan Pemerintah nomor 37 tahun 2012 tentang pengelolaan Daerah aliran sungai (DAS), menyatakan bahwa Daerah Aliran Sungai adalah suatu wilayah daratan yang merupakan satu kesatuan dengan sungai dan anak-anak sungainya, yang berfungsi menampung, menyimpan dan mengalirkan air yang berasal dari curah hujan ke danau atau ke laut secara alami, yang batas di darat merupakan pemisah topografis dan batas di laut sampai dengan daerah perairan yang masih terpengaruh aktivitas daratan. DAS bukan hanya merupakan badan sungai, tetapi satu kesatuan seluruh ekosistem yang ada didalam pemisah 22 topografis. Pemisah topografis di darat berupa daerah yang paling tinggi biasanya punggung bukit yang merupakan batas antara satu DAS dengan DAS lainnya.

Daerah Aliran Sungai (DAS) merupakan suatu kesatuan yang sistematis, Dimana terdapat *input* (debit, aliran permukaan, erosi, sedimentasi dan sebagainya). Komponen *output* berupa debit aliran adalah salah satu komponen yang dapat digunakan sebagai dasar dalam kajian analisis kondisi hidrologis suatu DAS. Suripin (2002) menyatakan bahwa kualitas suatu DAS dapat diukur berdasarkan fluktuasi debit sungai yang mengalir dalam beberapa kondisi curah hujan yang berbeda.

Fungsi utama DAS adalah sebagai hidrologis, dimana fungsi tersebut sangat dipengaruhi oleh jumlah curah hujan yang diterima, geologi dan bentuk lahan. Fungsi hidrologis yang dimaksud termasuk kapasitas DAS untuk mengalirkan air, menyangga kejadian puncak hujan, melepaskan air secara bertahap, memelihara kualitas air, serta mengurangi pembuangan massa (seperti terhadap longsor). Berdasarkan fungsinya, DAS dibagi menjadi tiga bagian, yaitu:

1. Das Bagian Hulu

DAS bagian hulu dapat diindikasikan dari kondisi tutupan vegetasi lahan DAS, kualitas air, kemampuan menyimpan air (debit), dan curah hujan. DAS bagian hulu dicirikan sebagai daerah dengan lanskap pegunungan dengan variasi topografi, mempunyai curah hujan yang tinggi dan sebagai daerah konservasi untuk mempertahankan kondisi lingkungan DAS agar tidak terdegradasi. DAS bagian hulu mempunyai arti penting terutama dari segi perlindungan fungsi tata air, karena itu setiap terjadinya kegiatan di

daerah hulu akan menimbulkan dampak di daerah hilir dalam bentuk perubahan fluktuasi debit dan transport sedimen sistem aliran airnya.

2. Das Bagian Tengah

DAS bagian tengah didasarkan pada fungsi pemanfaatan air sungai yang dikelola untuk dapat memberikan manfaat bagi kepentingan sosial dan ekonomi, yang antara lain dapat diindikasikan dari kuantitas air, kualitas air, kemampuan menyalurkan air, dan ketinggian muka air tanah, serta terkait pada prasarana pengairan seperti pengelolaan sungai, waduk, dan danau.

3. Das Bagian Hilir

DAS bagian hilir didasarkan pada fungsi pemanfaatan air sungai yang dikelola untuk dapat memberikan manfaat bagi kepentingan sosial dan ekonomi, yang diindikasikan melalui kuantitas dan kualitas air, kemampuan menyalurkan air, ketinggian curah hujan, dan terkait untuk kebutuhan pertanian, air bersih, serta pengelolaan air limbah. Bagian hilir merupakan daerah pemanfaatan yang relatif landai dengan curah hujan yang lebih rendah.

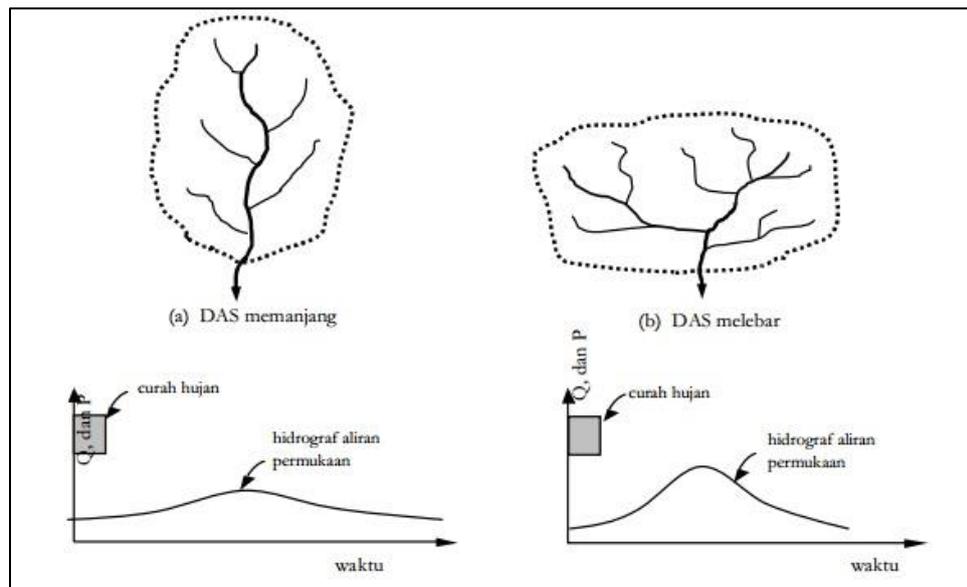
2.2.1 Karakteristik Daerah Aliran Sungai (DAS)

Karakteristik DAS merupakan gambaran spesifik mengenai DAS yang dipengaruhi oleh parameter yang berkaitan dengan luas dan bentuk DAS itu sendiri, topografi, tanah geologi, vegetasi atau tata guna lahan. Karakteristik DAS secara rinci dapat dijelaskan sebagai berikut:

1. Luas dan Bentuk DAS

Luas DAS mempengaruhi kecepatan dan volume aliran permukaan, semakin luas suatu DAS maka volume aliran permukaan semakin tinggi, sedangkan bentuk suatu DAS berpengaruh terhadap pola aliran dalam sungai. Pada curah hujan dan intensitas yang sama, bentuk DAS yang berbeda akan mengakibatkan kecepatan aliran permukaan (*surface runoff*) dari bentuk DAS yang memanjang dan sempit akan lebih besar dari bentuk DAS yang melebar atau melingkar. Hal ini terjadi disebabkan waktu konsentrasi pada DAS memanjang terjadi lebih lama dibandingkan dengan DAS yang melebar, sehingga konsentrasi air di titik control lebih lambat

dan hal ini berakibat pada laju dan volume aliran permukaan (Suripin, 2004).

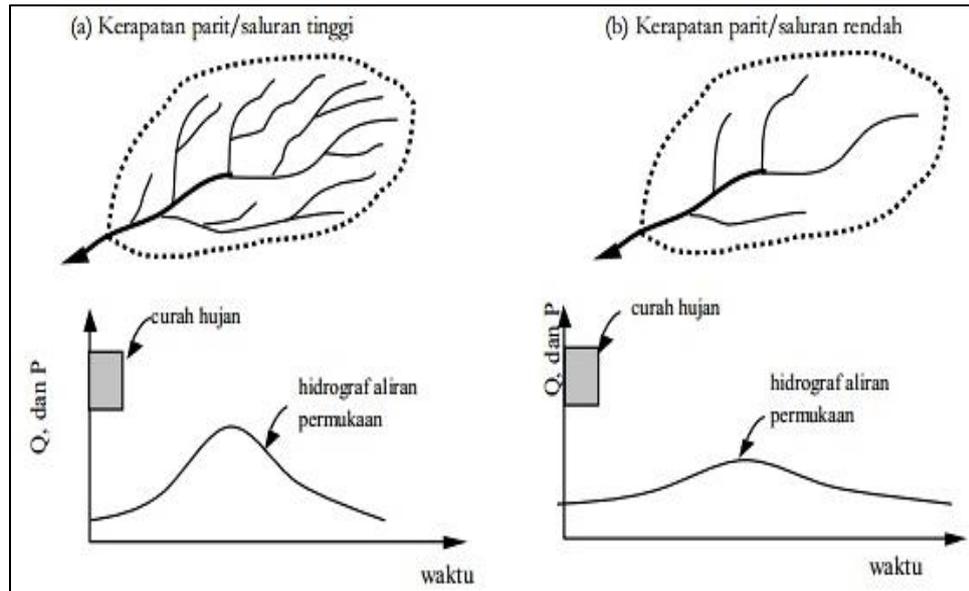


Gambar 2.1 Pengaruh Bentuk DAS pada *Surface Runoff*

(Sumber: Suripin, 2004)

2. Kondisi Topografi

Kondisi topografi seperti *slope*, keadaan dan kerapatan parit/saluran, serta bentuk-bentuk cekungan lainnya mempengaruhi kecepatan dan volume aliran permukaan DAS dengan kemiringan curam disertai parit/saluran yang rapat akan menghasilkan laju dan volume aliran permukaan yang lebih besar dibandingkan dengan DAS yang landau dengan parit yang jarang dan memiliki cekungan. Kerapatan parit sendiri memperpendek waktu konsentrasi sehingga memperbesar laju aliran permukaan (suripin, 2004).



Gambar 2.2 Pengaruh Kerapatan Parit pada Hidrograf

(Sumber: Suripin, 2004)

3. Tata Guna Lahan

Tata guna lahan pada mempengaruhi aliran permukaan dinyatakan dalam koefisien aliran permukaan (C), yaitu bilangan perbandingan antara besarnya aliran permukaan dan besarnya curah hujan. Koefisien ini menjadi salah satu indikator untuk menentukan kondisi fisik suatu DAS. nilai C berkisar antara 0-1. Nilai C yang mendekati angka nol menunjukkan bahwa kondisi DAS tersebut masih dalam keadaan baik dan sebaliknya nilai C yang semakin.

4. Kondisi Geologi

Kondisi geologi berkaitan dengan laju infiltrasi sehingga dapat mempengaruhi aliran permukaan. Kecepatan dan jumlah air yang meresap ke dalam tanah merupakan fungsi dari jenis tanah, kelengasan tanah, permeabilitas tanah, penutup tanah, *drainase*, *water table*, intensitas dan jumlah hujan.

2.3 Hujan

Hujan adalah sebuah proses kondensasi uap air di atmosfer menjadi butir air yang cukup berat untuk jatuh dan biasanya tiba di permukaan. Hujan biasanya terjadi karena pendinginan suhu udara atau penambahan uap air ke udara. Hal

tersebut tidak lepas dari kemungkinan akan terjadi bersamaan. Turunnya hujan biasanya tidak lepas dari pengaruh kelembaban udara yang memacu jumlah titik-titik air yang terdapat pada udara. Indonesia memiliki daerah yang dilalui garis khatulistiwa dan sebagian besar daerah di Indonesia merupakan daerah tropis, walaupun demikian beberapa daerah di Indonesia memiliki intensitas hujan yang cukup besar (Wibowo, 2008; Perdana dan Zakaria, 2015)

Hujan adalah suatu proses fisis yang dihasilkan dari fenomena cuaca. Cuaca sendiri adalah suatu sistem yang kompleks sehingga bisa dimaklumi apabila para “modeler cuaca” atau “peramal cuaca” kadang meleset prakiraannya. Di Amerika yang sudah serba “supercanggih” di bidang meteorologi, kadang kala tetap saja mengalami kegagalan dalam meramalkan fenomena cuaca seperti hantaman Tornado, hujan badai dan sebagainya (Tukidi, 2010)

2.3.1 Pengukuran Data Hujan

Data curah dapat diperoleh dari pengukuran di permukaan bumi (*Ground Data*) atau pengukuran melalui penginderaan jauh seperti satelit dan radar. Satuan ukur untuk presipitasi adalah Inch, millimetres (volume/area), atau kg/m² (mass/area) untuk precipitation bentuk cair. 1 mm hujan artinya adalah ketinggian air hujan dalam radius 1 m² adalah setinggi 1 mm (Adi Perdana & Zakaria, 2015). Berikut adalah metode atau alat untuk mendapatkan data curah hujan

1. Alat Penakar Hujan Manual

Alat penakar hujan manual adalah alat pengukur hujan yang terdiri dari corong dan botol penampung yang berada di dalam suatu tabung silinder. Alat ini ditempatkan di tempat terbuka yang tidak dipengaruhi pohon-pohon dan gedung-gedung yang ada di sekitarnya. Air hujan yang jatuh pada corong akan tertampung di dalam tabung silinder. Dengan mengukur volume air yang tertampung dan luas corong akan dapat diketahui kedalaman hujan. Curah hujan kurang dari 0,1 mm dicatat sebagai 0,0 mm; yang harus dibedakan dengan tidak ada hujan yang dicatat dengan garis (-). Pengukuran dilakukan setiap hari. Biasanya pembacaan pada pagi hari, sehingga hujan tercatat adalah hujan yang terjadi selama satu hari sebelumnya, yang sering disebut hujan harian. Dengan alat ini tidak dapat

diketahui kederasan hujan (intensitas) hujan, durasi (lama waktu) hujan dan kapan terjadinya. (Triatmodjo, 2008; Sumarauw et al., 2016)

2. Alat Penangkar Hujan Otomatis

Alat pengukur hujan otomatis ini mengukur hujan secara kontinyu sehingga dapat diketahui intensitas hujan dan lama waktu hujan. Ada dua macam alat penakar hujan otomatis yaitu alat penakar hujan jenis pelampung dan alat penakar hujan jenis timba jungkit. (Bambang Triatmodjo, 2008; Sumarauw et al., 2016). Alat ini mengukur hujan yang jatuh masuk ke dalam tabung yang berisi pelampung. Jika muka air di dalam tabung naik, pelampung bergerak ke atas dan bersamaan dengan pelampung tersebut sebuah pena yang dihubungkan dengan pelampung melalui suatu tali penghubung juga ikut bergerak. Gerakan pena tersebut memberi tanda pada kertas grafik yang digulung pada silinder yang berputar. Jika tabung telah penuh, secara otomatis seluruh air akan melimpas keluar melalui mekanisme sifon yang dihubungkan. (Triatmodjo, 2008; Sumarauw et al., 2016). Jenis lain dari alat penakar hujan otomatis adalah Alat Penakar Hujan Jenis Timba Jungkit. Alat penakar hujan ini terdiri dari silinder penampung yang dilengkapi dengan corong. Di bawah corong ditempatkan sepasang timba penakar kecil yang dipasang sedemikian rupa sehingga jika salah satu timba menerima curah hujan sebesar 0,25 mm, timba tersebut akan menjungkit dan menumpahkan isinya ke dalam tangki. Timba lainnya kemudian menggantikan tempatnya, dan kejadian serupa akan terulang. Gerakan timba mengaktifkan suatu sirkuit listrik dan menyebabkan bergeraknya pena pada lembaran kertas grafik yang terpasang pada suatu silinder dan berputar sesuai dengan perputaran jarum jam.

3. Penginderaan Jauh

Untuk mendapatkan data curah hujan baik itu data hujan harian atau per satuan waktu dapat juga menggunakan alat penginderaan jauh seperti satelit. Satelit sudah banyak dikembangkan di beberapa negara maju seperti Amerika Serikat dan Jepang. Dengan adanya satelit pemantau data curah hujan selain dapat untuk memperoleh data hujan juga dapat berguna sebagai data pembanding dengan curah hujan yang didapatkan di permukaan bumi

(*Ground Data*). Kelemahan alat pengukur curah dengan pengideraan jauh ini adalah pengukuran curah hujan bukan berdasarkan dari titik hujan yang jatuh di permukaan bumi melainkan hujan yang masih berada di angkasa atau masih dalam berbentuk awan hujan

2.4 Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)

TRMM adalah satelit penelitian yang beroperasi dari tahun 1997 hingga 2015, yang dirancang untuk meningkatkan pemahaman tentang distribusi dan variabilitas curah hujan di daerah tropis sebagai bagian dari siklus air dalam sistem iklim saat ini. Wilayah cakupan yaitu daerah tropis dan sub-tropis di bumi, TRMM memberikan informasi yang sangat dibutuhkan tentang curah hujan dan pelepasan panas terkait yang membantu menggerakkan sirkulasi atmosfer global yang membentuk cuaca dan iklim. Dalam koordinasi dengan satelit lain dalam Sistem Pengamatan Bumi NASA, TRMM memberikan informasi curah hujan yang penting dengan menggunakan beberapa instrumen yang diterbangkan dari luar angkasa untuk meningkatkan pemahaman kita tentang interaksi antara uap air, awan, dan curah hujan, yang sangat penting dalam mengatur iklim Bumi. (*Missions / NASA Global Precipitation Measurement Mission*, n.d.)

Data TRMM adalah data presipitasi (hujan) yang didapat dari satelit meteorologi TRMM dengan sensornya PR (*Precipitation Radar*), TMI (*TRMM Microwave Imager*), dan VIRS (*Visible and Infrared Scanner*). Karakteristik umum sensor-sensor satelit TRMM dapat diungkapkan sebagai berikut. Pertama, sensor VIRS terdiri dari 5 kanal, masing-masing pada panjang gelombang 0,63; 1,6; 3,75, 10,8 dan 12 μm . Sensor VIRS ini terutama digunakan untuk pemantauan liputan awan, jenis awan dan temperatur puncak awan. Resolusi spasial dari data yang dihasilkan oleh sensor VIRS ini adalah 2,2 km. Sensor TMI merupakan suatu *multichannel passive microwave* radiometer yang beroperasi pada 5 frekuensi yaitu 10,65; 19,35; 37,0; dan 85,5 GHz polarisasi ganda dan pada 22,235 GHz polarisasi tunggal. Dari sensor TMI ini dapat diekstraksi data-data untuk air cair dalam awan, es awan, intensitas hujan dan tipe hujan. Sensor ke tiga adalah sensor PR. Sensor PR ini merupakan sensor radar untuk pemantauan presipitasi yang pertama di antariksa. Sensor PR ini bekerja pada frekuensi 13,8 GHz untuk mengukur distribusi presipitasi secara 3 dimensi, baik untuk presipitasi di atas daratan maupun

di atas lautan; serta untuk menentukan kedalaman lapisan presipitasi. (Syaifullah, 2014)

Data hujan TRMM merupakan data penginderaan jauh, dimana pengukuran curah hujan terjadi di atmosfer. Berbeda dengan data pos stasiun hujan yang pengukurannya terjadi di permukaan bumi. Butiran hujan dari atmosfer membutuhkan waktu tertentu untuk jatuh ke bumi. Oleh karena itu, sebelum data TRMM digunakan, Dilakukan analisis penggunaan data TRMM dibandingkan dengan data stasiun(Zakaria et al., 2021). Dicari nilai koefisien korelasi dari persamaan regresi. Persamaan regresi yang memiliki nilai koefisien korelasi paling baik itu menjadi persamaan yang mewakili data hujan observasi. Dilakukan perhitungan angka koreksi terhadap nilai data TRMM. Diharapkan data TRMM dapat mewakili data hujan untuk analisis hidrologi.(Adlina et al., 2022)

2.5 Uji Validitas

Menurut Indarto (2012) menyatakan validasi (*validation*) adalah proses evaluasi terhadap model untuk mendapatkan gambaran tentang tingkat ketidakpastian yang dimiliki oleh suatu model dalam memprediksi proses hidrologi. Uji validitas bertujuan untuk mengukur sebuah data apakah data tersebut sah atau valid.(Hary W., 2021)

2.5.1 Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE)

Uji efisiensi Nash-Sutcliffe bertujuan untuk mengevaluasi kesahihan pada model dengan menggunakan kriteria yang disajikan pada tabel berikut

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (X - Y_{gi})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y}_l)^2} \quad 2.1$$

dengan:

- X = data curah hujan satelit ke-i (mm)
- Y_{gi} = data curah hujan observasi di lapangan ke-i (mm)
- \bar{Y}_l = rata-rata data hujan observasi di lapangan (mm)
- n = jumlah data hujan satelit dan data hujan observasi di lapangan

Interpretasi kriteria nilai *Nash Sutcliffe Efficiency* (NSE) pada Tabel 2.1

Tabel 2.2 Kriteria Nilai *Nash Sutcliffe Efficiency* NSE

NSE	Interpretasi
NSE > 0,75	Baik
0,36 < NSE < 0,75	Memenuhi
NSE < 0,36	Tidak Memenuhi

2.5.2 Koefisien Korelasi

Menurut Sarwono (2006), koefisien korelasi adalah pengukuran statistik kovarian atau asosiasi antara dua variabel. Besarnya koefisien korelasi berkisar antara +1 sampai dengan -1. Koefisien korelasi menunjukkan kekuatan hubungan linier dan arah hubungan dua variabel acak. Uji ini bertujuan untuk melihat hubungan antar kedua variabel (hasil pengamatan dan hasil perhitungan). Menghitung nilai koefisien korelasi dapat menggunakan rumus dibawah ini:

$$r_{xy} = \frac{n \sum XY - \sum X \sum Y}{\sqrt{\sum X^2 - (\sum X)^2} \sqrt{\sum Y^2 - (\sum Y)^2}} \quad 2.2$$

Dengan:

n = Jumlah data

X = data curah hujan observasi di lapangan ke-i (mm)

Y = data curah hujan satelit ke-i (mm)

Menurut Sarwono (2006), kriteria koefisien korelasi dibedakan menjadi seperti dibawah ini:

Tabel 2.3 Kriteria Nilai Koefisien Korelasi

Koefisien Korelasi	Interpretasi
0,80 – 1,00	Sangat tinggi
0,60 – 0,80	Tinggi
0,40 – 0,60	Cukup
0,20 – 0,40	Rendah
0,00 – 0,20	Sangat rendah

Koefisien determinasi (R^2) dapat dipakai untuk memprediksi seberapa besar kontribusi pengaruh variabel bebas (X) terhadap variabel terikat (Y) dengan syarat hasil uji F dalam analisis regresi bernilai signifikan. Besar nilai koefisien determinasi hanya antara 0 – 1. Sementara jika nilai koefisien determinasi minus maka dapat diartikan tidak terdapat pengaruh X terhadap Y. Semakin kecil nilai koefisien determinasi, maka pengaruh variabel bebas terhadap variabel terikat semakin lemah.

Menghitung nilai koefisien determinasi dapat menggunakan rumus dibawah ini:

$$R^2 = R \times R \quad 2.3$$

dengan:

R = nilai koefisien korelasi

2.6 Analisis Hidrologi

Hidrologi adalah ilmu yang berkaitan dengan air di bumi, baik mengenai terjadinya, peredaran dan penyebarannya, sifat-sifatnya, dan hubungan dengan lingkungannya terutama dengan makhluk hidup. Analisis hidrologi bertujuan untuk menguji dan mengetahui kualitas data curah hujan yang akan digunakan. Pengujian ini diperlukan karena data curah hujan yang diperoleh dari pos stasiun hujan dan *website* TRMM masih belum diketahui kualitas baik buruknya. Analisa hidrologi yang dilakukan, antara lain:

2.6.1 Uji Konsistensi Data

Pemeriksaan uji Konsistensi data ini dimaksudkan untuk menentukan apakah data curah hujan tersebut benar-benar sesuai dengan distribusi teoritis yang dipakai. Uji konsistensi data dapat dihitung dengan metode RAPS (*Rescaled Adjusted Partial Sums*) atau dengan metode lengkung massa (lengkung D). (Montarcih.2010)

2.6.2 Curah Hujan Wilayah

Bambang Triatmodjo (2010) hujan merupakan salah satu bentuk presipitasi uap air yang berasal dari alam yang terdapat di atmosfer. Bentuk presipitasi lainnya adalah salju dan es. Hujan berasal dari uap air di atmosfer, sehingga bentuk dan jumlahnya dipengaruhi oleh faktor klimatologi seperti angin, temperatur, dan

tekanan atmosfer. Uap air tersebut akan naik ke atmosfer sehingga mendingin dan terjadi kondensasi menjadi butir-butir air dan kristal kristal es yang akhirnya jatuh sebagai hujan. Data hujan yang diperoleh dari suatu stasiun hujan disebut hujan titik (*point rainfall*) sehingga belum dapat mewakili hujan kawasan. Hujan kawasan diperoleh dengan menghitung rata-rata curah hujan dari beberapa stasiun hujan yang ada dalam suatu kawasan DAS.

Metode umum yang dipakai dalam menentukan tinggi curah hujan rata-rata pada area tertentu yaitu metode rata-rata aljabar, metode Poligon *Thiessen* dan metode *Isohyet*. Pemilihan Metode yang cocok dipakai untuk suatu DAS dapat ditentukan dengan mempertimbangkan faktor berikut:

1. Jaring-jaring pos penakar hujan dalam DAS
2. Luas DAS
3. Topografi DAS

Tabel 2.1 Metode Berdasarkan Jaring-Jaring Pos Penakar Hujan.

Jumlah Pos Penakar	Metode yang digunakan
Pos Penakar Hujan Cukup	Metode <i>Isohyet</i> , <i>Thiessen</i> dan Rata-rata Aljabar
Pos Penakar Hujan Terbatas	Metode Rata-rata Aljabar dan <i>Thiessen</i>
Pos Penakar Hujan Tunggal	Metode Hujan Titik

Tabel 2.2 Metode Berdasarkan Luas DAS

Luas DAS (km ²)	Metode yang digunakan
DAS besar (>5000 km ²)	Metode <i>Isohyet</i>
DAS sedang (500-5000 km ²)	Metode <i>Polygon Thiessen</i>
DAS kecil (<500 km ²)	Metode Rata-rata Aljabar

Tabel 2.3 Metode Berdasarkan Topografi DAS

Jenis Topografi DAS	Metode yang Digunakan
Pegunungan	Metode Rata-rata Aljabar
Dataran	Metode <i>Polygon Thiessen</i>
Bukit tidak baturan	Metode <i>Isohyet</i>

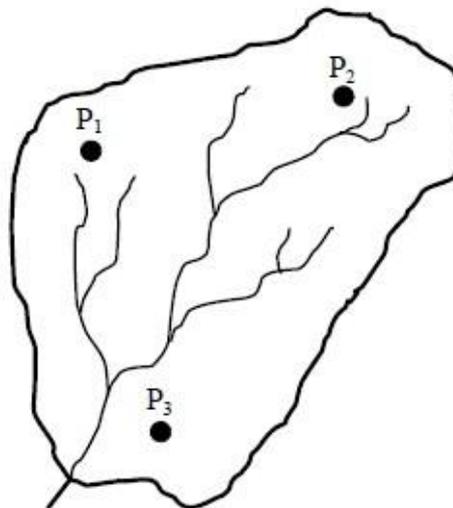
2.6.2.1 Metode Rerata Aritmatika (Aljabar)

Metode ini adalah yang paling sederhana untuk menghitung hujan rerata pada suatu daerah. Metode Rerata Aritmatik didasari asumsi bahwa semua stasiun hujan tersebar merata atau hampir merata dalam suatu kawasan yang mempunyai topografi relatif datar, sehingga mempunyai pengaruh yang sama terhadap suatu kawasan. Hujan kawasan di hitung dengan persamaan berikut (Triatmodjo, 2006):

$$P = \frac{P_1 + P_2 + P_3 + \dots + P_n}{n} \quad 2.4$$

Dengan

- P = Hujan rerata Kawasan
 $P_1, P_2, P_3, \dots, P_n$ = Hujan di stasiun 1, 2, 3, ..., n
 N = Jumlah Stasiun



Gambar 2.3 Metode Rata-rata Aritmetika

(Sumber: Triatmodjo, 2006)

2.6.2.2 Metode Thiessen

Metode *Thiessen* dihitung berdasarkan nilai hujan titik dari masing-masing stasiun yang mewakili luasan di sekitarnya. Pada suatu wilayah di dalam DAS dianggap bahwa hujan adalah sama dengan yang terjadi pada stasiun terdekat, sehingga hujan yang tercatat pada suatu stasiun mewakili wilayah tersebut. Metode ini digunakan apabila penyebaran stasiun hujan di daerah yang ditinjau tidak merata. (B. Triatmodjo, 2006):

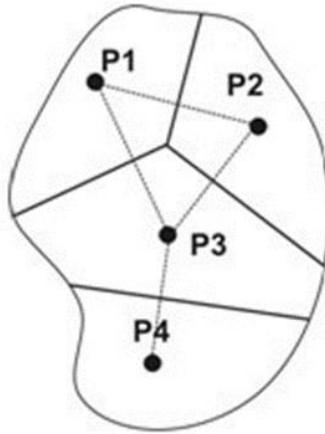
$$P = \frac{A_1P_1 + A_2P_2 + A_3P_3 + \dots + A_nP_n}{A_{total}} \quad 2.5$$

Dengan

P = Hujan rerata Kawasan

$P_1, P_2, P_3, \dots, P_n$ = Hujan di stasiun 1, 2, 3, ..., n

n = Jumlah Stasiun



Gambar 2.4 Metode *Polygon Thiessen*.

(Sumber: Triatmodjo, 2006)

2.6.2.3 Metode *Isohyet*

Isohyet adalah garis yang menghubungkan titik-titik dengan kedalaman hujan yang sama. Pada metode *isohyet*, dianggap bahwa hujan pada suatu wilayah di antara dua garis *isohyet* adalah merata dan sama dengan nilai rerata dari kedua garis *isohyet* tersebut. (B. Triatmodjo, 2008a):

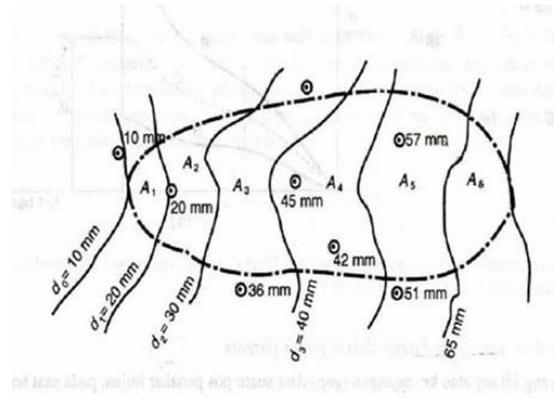
$$P = \frac{A_1 \frac{I_1 + I_2}{2} + A_2 \frac{I_2 + I_3}{2} + \dots + A_n \frac{I_n + I_{(n+1)}}{2}}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \quad 2.6$$

Dengan:

P = Hujan rerata Kawasan

I_1, I_2, \dots, I_n = Garis *Isohyet* ke 1, 2, ..., n

$A_1 + A_2, \dots, A_n$ = Luas yang dibatasi oleh *isohyet* ke 1 dan 2, 2 dan 3, ..., $n+1$



Gambar 2.5 Metode Isohyet.

(Sumber: Triatmodjo, 2006)

2.6.3 Analisis Distribusi Frekuensi

Analisa distribusi dipakai untuk mencari besaran curah hujan rencana yang ditetapkan berdasarkan patokan sesuai perencanaan. Analisa ini diperlukan untuk mendapatkan relevansi curah hujan rencana pada periode ulang rencana seperti 2, 5, 10, 20, 50, 100 dan 1000 tahun. Metode yang dipakai dalam untuk melakukan analisis distribusi frekuensi curah hujan harian terhadap nilai rata-rata tahunannya dalam periode ulang tertentu antara lain distribusi Normal, distribusi Log Normal, distribusi Gumbel dan distribusi Log Pearson III.

Penentuan metode yang tepat untuk analisa distribusi frekuensi akan dilakukan cek kesesuaian bergantung pada data dan fungsi kebutuhan. Besarnya derajat dari sebaran variat di sekitar nilai rata-ratanya disebut dengan variasi atau dispersi. Cara mengukur besarnya variasi atau dispersi disebut dengan pengukuran variabilitas atau pengukuran dispersi (Irawan et al., 2020). Beberapa macam cara dalam pengukuran dispersi diantaranya:

. Parameter statistik untuk menentukan jenis distribusi ditunjukkan dalam tabel dibawah ini.

- Koefisien *skewness* (C_s)

$$C_s = \frac{N \sum \log X - \log \bar{X}}{(N - 1)(N - 2)(\sigma \log x)} \quad 2.7$$

- Koefisien *kurtosis* (C_k)

$$Ck = \frac{n^2 \sum_{i=1}^n (\log X - \log \bar{X})^2}{(n-1)(n-2)(n-3)} \quad 2.8$$

- Koefisien *variansi* (Cy)

$$Cv = \frac{\sigma \log X}{\log X} \quad 2.9$$

Syarat-syarat batas penentuan sebaran dapat dilihat pada Tabel 2.4 yang disajikan berikut ini (Triatmodjo, 2008a).

Tabel 2.4 Parameter Statistik untuk Menentukan Jenis Distribusi

No	Jenis Distribusi	Syarat Uji Distribusi
1	Normal	Cs = 0
		Ck = 3
2	Log Normal	$Cv^3 + 3Cv$ Cs = 0
		$Cv^8 + 6Cv^6 + 15Cv^4 + 16Cv^2 + 3$ Ck = 0
3	Gumbell	Cs = 1,14
		Ck = 5,4
4	Log Pearson tipe III	Jika semua syarat tidak terpenuhi

2.6.3.1 Distribusi Normal

Distribusi Normal adalah simetris terhadap sumbu vertikal dan berbentuk lonceng yang disebut juga distribusi gauss. Sri Hartanto (1993), memberikan sifat-sifat distribusi normal, yaitu nilai koefisien kemencengan (*skewness*) dan nilai koefisien kurtois. Persamaan metode distribusi Normal sebagai berikut.

$$X_{Tr} = \bar{X} + K_{Tr} \times S_X \quad 2.10$$

$$\bar{X} = \frac{\sum_i^n X_i}{n} \quad 2.11$$

$$S_X = \sqrt{\frac{\sum (X_i - \bar{X})^2}{n-1}} \quad 2.12$$

Keterangan

X_{Tr} = Besarnya curah hujan rencana untuk periode ulang T tahun

\bar{X} = Harga rata-rata dari data

K_{Tr} = Variabel reduksi *Gauss*

S_X = Simpangan baku

2.6.3.2 Distrbusi Log Normal

Menurut Soewarno (1995), untuk analisa frekuensi curah hujan menggunakan metode Distribusi Log Normal, dalam model matematik dapat dinyatakan dengan persamaan:

$$X_{Tr} = \bar{X} + K_{Tr} \times S_X \quad 2.13$$

$$\log \bar{X} = \frac{\sum_i^n \log(X_i)}{n} \quad 2.14$$

$$S_{\log X} = \sqrt{\frac{\sum (\log X - \log \bar{X})^2}{n - 1}} \quad 2.15$$

Keterangan:

$\log X_{Tr}$ = Besarnya curah hujan rencana untuk periode ulang T tahun

$\log \bar{X}$ = Harga rata-rata dari data

K_{Tr} = Variabel reduksi *Gauss*

$S_{\log X}$ = Simpangan baku

2.6.3.3 Distribusi Gumbel

Persamaan metode distribusi Gumbel (Hartono Br, 1993) adalah sebagai berikut.

$$X_{Tr} = \bar{X} + K \times S_X \quad 2.16$$

$$\bar{X} = \frac{\sum_i^n X_i}{n} \quad 2.17$$

$$S_X = \sqrt{\frac{\sum (X_i - \bar{X})^2}{n - 1}} \quad 2.18$$

Keterangan:

X_{Tr} = Besarnya curah hujan rencana untuk periode ulang T tahun

\bar{X} = Harga rata-rata dari data

K = Faktor frekuensi (fungsi dari periode ulang dan tipe frekuensi)

S_X = Simpangan baku

Untuk menghitung faktor frekuensi *Gumbel* mengambil nilai:

$$A = \frac{y_1 - y^2}{S_n} \quad 2.19$$

Keterangan:

y_t = Reduksi sebagai fungsi dari probabilitas

y_t = Besaran yang merupakan fungsi dari jumlah pengamatan

y_t = Besaran yang merupakan fungsi dari jumlah pengamatan

2.6.3.4 Distribusi Log Pearson Type III

Persamaan metode distribusi Log Pearson Type III (Hartono Br, 1993) adalah sebagai berikut.

$$\log X_n = \log \bar{X} + K_{Tr} \times S_{\log X} \quad 2.20$$

$$\log \bar{X} = \frac{\sum_i^n \log(X_i)}{n} \quad 2.21$$

$$S_{\log X} = \sqrt{\frac{\sum (\log X - \log \bar{X})^2}{n - 1}} \quad 2.22$$

Keterangan :

$\log X_{Tr}$ = Besarnya curah hujan rencana untuk periode ulang T tahun

$\log \bar{X}$ = Harga rata-rata dari data

K_{Tr} = Variabel reduksi Log Pearson Type III

$S_{\log X}$ = Simpangan baku

2.6.4 Analisis Sebaran Distribusi

Pengujian parameter untuk menguji kecocokan (*the goodness of fittest test*) distribusi frekuensi sampel data terhadap fungsi distribusi peluang yang diperkirakan dapat menggambarkan atau mewakili distribusi frekuensi tersebut.

2.6.4.1 Uji Chi Square

Uji Chi-Kuadrat (uji data vertikal) adalah ukuran perbedaan yang didapat antara frekuensi yang diamati dengan yang diharapkan. Uji chi kuadrat merupakan pengujian terhadap perbedaan antara data sampel dan distribusi probabilitas. Uji ini digunakan untuk menguji simpangan tegak lurus yang ditentukan dengan rumus Shahin (Soewarno, 1995).

$$(X^2)_{hit} = \sum_{i=1}^k \frac{(EF - OF)^2}{EF} \quad 2. 23$$

Dengan:

$(X^2)_{hit}$ = Uji Statistik

OF = Nilai yang diamati (*Observed frequency*)

EF = Nilai yang diharapkan (*Expected frequency*)

$$EF = \frac{n}{k} \quad 2. 24$$

Uji *Chi-Kuadrat* merupakan uji simpangan vertikal dengan langkah-langkah sebagai berikut.

1. Tentukan jumlah kelas distribusi (k)

$$K = 1 + 3,22 \log X \quad 2. 25$$

2. Cari nilai Chi Kuadrat hitung $(X^2)_{cr}$
3. Besarnya $(X^2)_{cr}$ dapat diperoleh berdasarkan taraf signifikan (α) dan derajat bebasnya (DK). Dengan memasukan harga K dan sebaran Chi Kuadrat dapat diperoleh harga DK

$$DK = K - (P - 1) \quad 2. 26$$

4. Kemudian nilai $(X^2)_{cr}$ dibandingkan dengan nilai Chi Kuadrat kritis $(X^2)_{cr}$
5. Jika Nilai $(X^2)_{cr} > (X^2)_{hitung}$, berarti sebaran vertikal dapat diterima.

2.6.4.2 Uji Smirnow Kolmogrov

Uji Smirnov – Kolmogorov (uji data horizontal) digunakan untuk menguji simpangan secara mendatar (Soewarno, 1995). Pengujian data terhadap simpangan horizontal sendiri yaitu menggunakan rumus sebagai berikut.

$$\Delta_{maks} = P_E(X) - P_t(X) \quad 2. 27$$

Dimana:

Δ_{maks} = Selisih data probabilitas teoritis dan empiris

$P_E(X)$ = Posisi data x menurut sebaran empiris

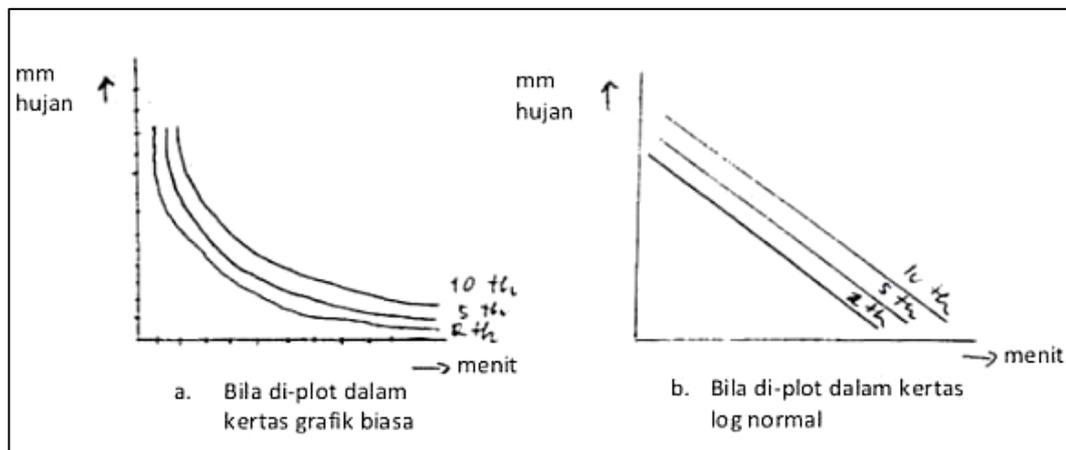
$P_t(X)$ = Posisi data x menurut sebaran teoritis

Dari hasil perhitungan didapat perbedaan yang maksimum antara distribusi teoritis dan distribusi empiris yang disebut dengan Δ_{maks} . Kemudian Nilai Δ_{maks} hasil perhitungan dibandingkan dengan Δ_{cr} yang diperoleh dari tabel untuk suatu derajat tertentu. Apabila $\Delta_{cr} > \Delta_{maks}$ maka hipotesa dapat diterima.

2.6.5 Intensitas Hujan Rencana

Intensitas curah hujan adalah ketinggian curah hujan yang terjadi pada suatu kurun waktu di mana air tersebut berkonsentrasi. Perlu didapatkan nilai suatu intensitas curah hujan untuk menentukan debit banjir rencana. Analisis intensitas curah hujan dapat diolah dari data curah hujan yang telah terjadi pada masa lampau. Intensitas curah hujan sangat dipengaruhi oleh lamanya suatu kejadian hujan atau waktu konsentrasi (t_c) serta curah hujan maksimum selama 24 jam.

Hubungan antara intensitas, lama hujan (durasi) dan frekuensi dapat dinyatakan dengan lengkung *Intensity Duration Frequency* (IDF) yang dibuat dengan data hujan jangka pendek (jam-jaman) dari penakar hujan otomatis. Analisis IDF memerlukan analisis frekuensi dengan menggunakan seri data yang diperoleh dari rekaman data hujan (Triatmodjo, 2008).



Gambar 2.6 Lengkung *Intensity Duration Frequency* (IDF)

(Sumber: Triatmodjo, 2008)

Curah hujan jangka pendek dinyatakan dalam intensitas per jam yang disebut intensitas curah hujan (mm/jam). Perhitungan Intensitas hujan untuk waktu

konsentrasi tertentu (t_c) dengan metode *Mononobe* yang dikembangkan oleh (Kirpich, 1940, dalam (Suripin, 2004) dapat dihitung dengan persamaan berikut.

$$I = \frac{R_{24}}{24} \left(\frac{24}{t_c} \right)^{\frac{2}{3}} \quad 2. 28$$

Dimana:

I = intensitas curah hujan (mm/jam)

t_c = lamanya curah hujan (jam)

R_{24} = curah hujan maks dalam 24 jam (mm)

Waktu konsentrasi (t_c) suatu DAS adalah waktu yang dibutuhkan oleh aliran air hujan yang jatuh ke permukaan tanah dan kemudian mengalir dari titik terjauh sampai ke tempat keluaran DAS (*outlet*) setelah lahan menjadi jenuh. Waktu konsentrasi dapat dihitung dengan persamaan yang diberikan oleh Kirpich, yang berlaku untuk lahan pertanian kecil dengan luas daerah tangkapan kurang dari 80 hektar.

$$t_c = \frac{0,05628L^{0,77}}{S^{0,385}} \quad 2. 29$$

Dimana:

t_c = waktu konsentrasi (jam)

L = panjang lintasan air dari titik terjauh sampai titik tinjau (km)

S = kemiringan antara elevasi maksimum dan minimum

Rumus lainnya untuk menghitung waktu konsentrasi juga diberikan oleh *Hathway* (Ponce, 1989 dalam (Yusuf, 2021)).

$$t_c = \frac{0,606 (Ln)^{0,467}}{S^{0,234}} \quad 2. 30$$

Nilai (n) adalah koefisien kekerasan, sedang notasi lainnya sama dengan persamaan Kirpich. Berikut ini adalah Tabel 2.5 yang menyajikan nilai koefisien kekerasan (n) (Triatmodjo, 2013 dalam (Yusuf, 2021)).

Tabel 2.5 Nilai Koefisien Kekerasan N

Tata Guna Lahan	n
Kedap air	0,02
Timbunan tanah	0,10
Tanaman pangan/tegalan dengan sedikit rumput pada tanah gundul yang kasar dan lunak	0,20
Padang rumput	0,40
Tanah gundul yang kasar dengan rumput dedaunan	0,60
Hutan dan sejumlah semak belukar	0,80

2.6.6 Koefisien Aliran Permukaan

Koefisien limpasan (C) adalah perbandingan antara jumlah air yang mengalir di suatu daerah akibat turunnya hujan, dengan jumlah hujan yang turun di daerah tersebut (Chow, 1988). Besarnya aliran permukaan dapat menjadi kecil, apabila curah hujan tidak melebihi kapasitas infiltrasi.

Nilai koefisien aliran permukaan (C) berkisar antara 0 – 1 ($0 \leq C \leq 1$) (Chow et al., 1988). Nilai nol menunjukkan bahwa semua air hujan yang turun terinfiltrasi sempurna ke dalam tanah sehingga DAS dalam kondisi baik, sedangkan nilai $C = 1$ menunjukkan bahwa seluruh air hujan mengalir sebagai aliran permukaan dan kondisi DAS dalam keadaan semakin rusak.

DAS terdiri dari berbagai macam penggunaan lahan dengan koefisien pengaliran yang berbeda, maka nilai aliran permukaan (C) mengikuti persamaan berikut:

$$C_{DAS} = \sum_{i=1}^n \frac{C_i \times A_i}{A_i} \quad 2.31$$

Dimana:

C_{DAS} = Koefisien aliran permukaan suatu DAS

C_i = Koefisien aliran permukaan jenis penutupan lahan i

A_i = Luas daerah penutupan lahan dengan jenis penutupan lahan i

n = Jumlah jenis penutup lahan

Koefisien aliran permukaan diperoleh berdasarkan pada faktor kemiringan lereng, penggunaan lahan dan tekstur tanah. Koefisien C ini didapat dari pemberian skor pada masing-masing ketiga variabel tersebut dengan memperhatikan seberapa

besar pengaruh kondisi variabel tersebut dalam debit puncak dan dengan memperhatikan luasan satuan lahan dan luasan DAS (Kadoatie & Roestam, 2005). Berikut nilai C disajikan pada Tabel 2.6 (Lily, 2010 dalam (Yusuf, 2021) dan Tabel 2.6 (Yusuf, 2021).

Tabel 2.6 Nilai Koefisien Limpasan Berdasarkan Tata Guna Lahan

Karakteristik Tanah	Tata Guna Lahan	Koefisien Limpasan (C)
Campuran pasir dan/ atau campuran kerikil	Pertanian	0,20
	Padang rumput	0,15
	Hutan	0,10
Geluh dan sejenisnya	Pertanian	0,40
	Padang rumput	0,35
	Hutan	0,30
Lempung dan sejenisnya	Pertanian	0,50
	Padang rumput	0,45
	Hutan	0,40

Tabel 2.7 Koefisien Aliran Permukaan Terkalibrasi Citanduy Hulu

No	Keterangan	Nilai C
1	Hutan Lahan Kering Primer	0,02
2	Hutan Lahan Kering Sekunder	0,03
3	Hutan Tanaman Industri	0,05
4	Semak dan Belukar	0,07
5	Pemukiman/Lahan Terbangun	0,70
6	Pertanian Lahan Kering	0,30
7	Pertanian Lahan Kering Campur Semak	0,18
8	Sawah	0,15
9	Perkebunan	0,40
10	Tubuh Air	0,05

2.7 Analisis Debit Banjir Rencana

2.7.1 Hidrograf Satuan Sintetis Nakayasu

2.7.1.1 Metode Nakayasu

HSS Nakayasu dikembangkan berdasarkan beberapa sungai di Jepang (Soemarto, 1987). Bentuk HSS Nakayasu memberikan parameter debit puncak, luas DAS, hujan efektif, waktu dari permulaan menuju puncak, waktu konsentrasi, waktu satuan dari curah hujan dan panjang sungai utama (Irawan, Komala Sari, et al., 2020). Adapun parameter yang berpengaruh antara lain.

1. Tenggang waktu dari permulaan hujan hingga akhir dari hujan
2. Tenggang waktu hidrograf (*time base of hydrograph*)
3. Luas daerah pengaliran
4. Panjang alur sungai utama terpanjang (*length of the longest channel*)
5. Koefisien pengaliran (*run-off coefficient*)

Adapun rumus perhitungan HSS Nakayasu (Soemarto, 1987) yaitu:

$$Q_P = \frac{C \times A \times R_0}{3,6(0,3T_P + T_{0,3})} \quad 2.32$$

Dimana:

Q_P = Debit puncak banjir (m^3 /detik)

R_0 = Hujan satuan (mm)

T_p = Tenggang waktu dari permulaam hujan sampai puncak banjir (hour)

$T_{0,3}$ = Waktu yang diperlukan oleh penurunan Q dari puncak hingga 30% Q_P

A = Luas daerah pengaliran sampai ke outlet

C = Koefisien pengaliran

Dalam menentukan T_P dan $T_{0,3}$ digunakan sebuah rumus pendekatan yaitu:

$$T_P = tg + 0,8 + T_r \quad 2.33$$

$$T_{0,3} = a \times tg \quad 2.34$$

Hujan efektif yang menyebabkan terjadinya limpasan dihitung sebagai berikut.

$$T_r = 0,75 \times tg \quad 2.35$$

Dimana t_g adalah *time lag* yaitu waktu antara hujan sampai debit puncak banjir (*hour*). Besarnya t_g dihitung dengan syarat sebagai berikut.

- Jika sungai dengan panjang alur $L > 15$ km, maka:

$$t_g = 0,4 + 0,058 \times L \quad 2.36$$

- Jika sungai dengan panjang alur $L < 15$ km, maka:

$$t_g = 0,21 \times L^{0,7} \quad 2.37$$

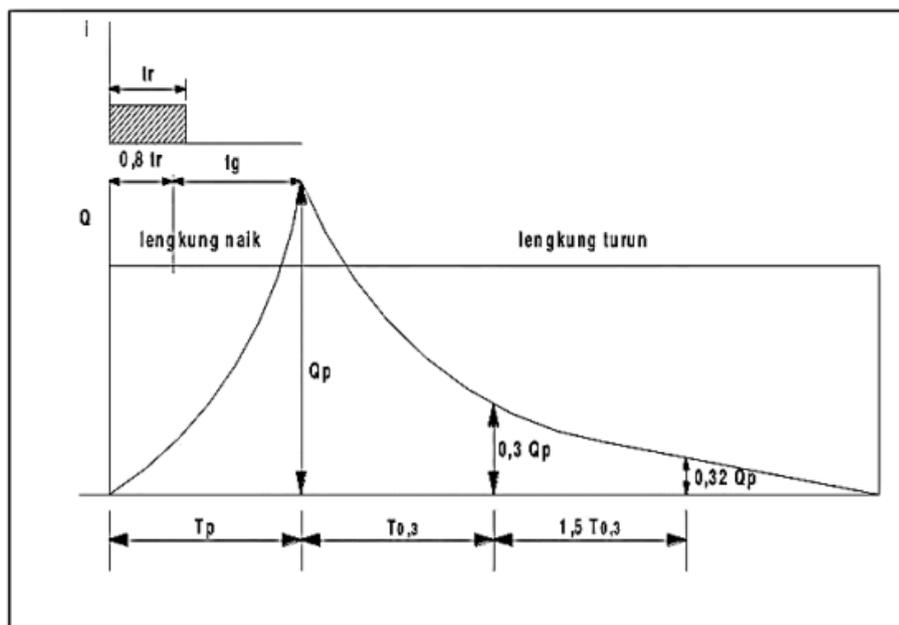
Perhitungan $T_{0,3}$ menggunakan ketentuan parameter hidrograf α sebagai berikut.

$$\alpha = 2 \quad \text{- pada daerah pengaliran biasa} \quad 2.38$$

$$\alpha = 1,5 \quad \text{- pada bagian naik hidrograf lambat, dan turun cepat} \quad 2.39$$

$$\alpha = 3 \quad \text{- pada bagian naik hidrograf cepat, dan turun lambat} \quad 2.40$$

$$\alpha = \frac{0,47 \times (A \times L^{0,25})}{t_g} \quad 2.41$$



Gambar 2.7 Hidrograf Satuan Sintetis

(Sumber: Triatmodjo, 2008)

Bagian lengkung dari HSS Nakayasu mempunyai persamaan sebagai berikut.

1. Waktu naik

$$0 \leq t < T_P \quad 2.42$$

$$2.43$$

2. Waktu turun

- $T_P \leq t < T_P + T_{0,3}$

$$Q_t = Q_P \times 0,3^{\left(\frac{t-T_P}{T_{0,3}}\right)} \quad 2.43$$

- $T_P + T_{0,3} \leq t < (T_P + T_{0,3} + 1,5T_{0,3})$

$$Q_t = Q_P \times 0,3^{\left(\frac{t-T_P+0,5T_{0,3}}{1,5-T_{0,3}}\right)} \quad 2.44$$

- $t > T_P + T_{0,3} + 1,5T_{0,3}$

$$Q_t = Q_P \times 0,3^{\left(\frac{t-T_P+0,5T_{0,3}}{2T_{0,3}}\right)} \quad 2.45$$

2.7.1.2 Metode Snyder

Pada awal tahun 1938, F.F. Snyder dari Amerika Serikat mengembangkan rumus empiris dengan koefisien-koefisien empiris yang menghubungkan unsurunsur hidrograf satuan dengan karakteristik daerah pengairan (B. Triatmodjo, 2008b). Unsur-unsur hidrograf tersebut dihubungkan dengan luas daerah pengairan (km²), panjang aliran utama (km) dan jarak antara titik berat daerah pengairan dengan pelepasan (outlet) yang diukur sepanjang aliran utama (Irawan, Komala Sari, et al., 2020). Parameter tersebut antara lain:

1. Waktu dari titik berat durasi hujan efektif t_D ke puncak hidrograf satuan, t_p

$$t_p = C_t(LL_C)^{0,3} \quad 2.46$$

2. Debit puncak untuk durasi t_D (Q_p)

$$Q_p = \frac{C_p \times A}{t_p} \quad 2.47$$

3. Waktu dasar hidrograf satuan (T)

$$T = 3 + \frac{t_p}{8} \quad 2.48$$

4. Durasi standar dari hujan efektif (t_D)

$$t_D = \frac{t_p}{5,5} \quad 2.49$$

5. Apabila durasi hujan efektif t_r tidak sama dengan durasi standar t_D , maka:
Waktu dari titik berat durasi hujan t_r ke puncak hidrograf satuan (t_{PR})

$$t_{PR} = t_p + 0,25(t_r - t_D) \quad 2.50$$

6. Debit puncak untuk durasi t_r (Q_{PR})

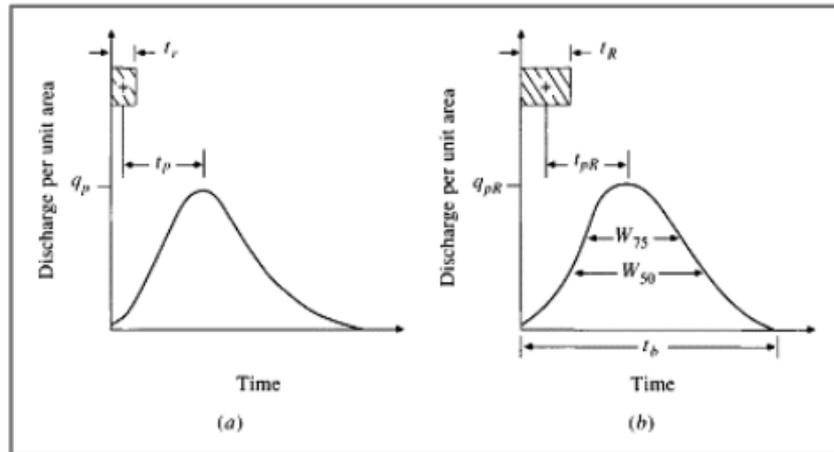
$$Q_{PR} = Q_p \times \frac{t_p}{t_{PR}} \quad 2.51$$

7. Lebar unit hidrograf pada debit 50% dari debit puncak

$$W_{50} = \frac{0,23A^{1,08}}{(Q_{PR})^{1,08}} \quad 2.52$$

8. Lebar unit hidrograf pada debit 75% dari debit puncak

$$W_{75} = \frac{0,13A^{1,08}}{(Q_{PR})^{1,08}} \quad 2.53$$



Gambar 2.8 Hidrograf Satuan Sintetis Snyder

(Sumber: Chow et al, 1988)

2.7.1.3 Metode Gama-1

Metode Gama-1 dikembangkan berdasarkan perilaku hidrologis 30 DAS di Pulau Jawa oleh Sri Harto (1993, 2000). HSS Gama-I terdiri dari tiga bagian pokok yaitu sisi naik (*rising limb*), puncak (*crest*) dan sisi turun (*recession limb*) (Irawan, Komala Sari, et al., 2020). Persamaan-persamaan yang digunakan dalam HSS Gama-I adalah sebagai berikut.

1. Waktu puncak HSS Gama-I (TR)

$$TR = 0,43 \left(\frac{L}{100SF} \right)^3 + 1,0665SIM + 1,2775 \quad 2.44$$

2. Debit puncak banjir (QP)

$$QP = 0,1836A^{0,5886}TR^{-0,4008}JN^{0,2381} \quad 2.45$$

3. Waktu dasar (TB)

$$TB = 27,4132TR^{0,1457}S^{-0,0986}SN^{0,7344}RUA^{0,2574} \quad 2.46$$

4. Koefisien resesi (K)

$$K = 0,5617A^{0,1798}S^{-0,1446}SF^{-1,0897}D^{0,0452} \quad 2.47$$

5. Aliran dasar (QB)

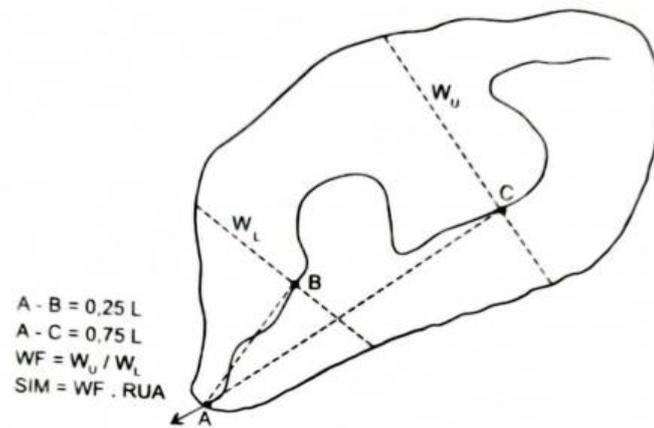
$$QB = 0,4715A^{0,6444}D^{0,9430} \quad 2. 58$$

6. Indeks Infiltrasi (Φ)

$$\Phi = 10,4903 - 3,859 \times 10^{-6} + 1,6985 \times 10^{-13} \left(\frac{A}{SN} \right)^4 \quad 2. 59$$

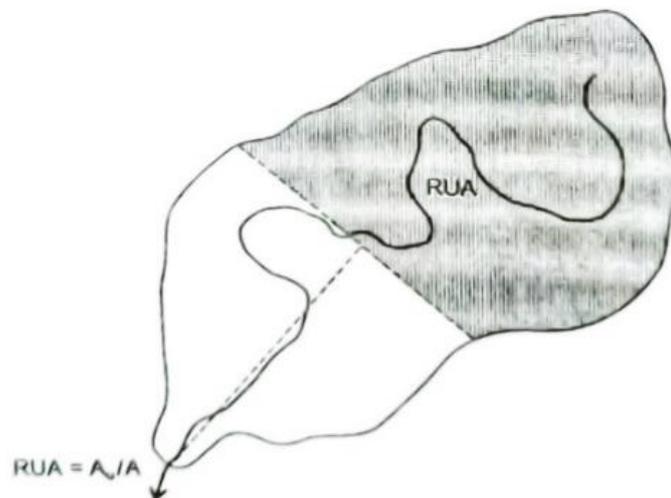
Dimana:

- A = luas DAS (km²)
- L = panjang sungai utama (km)
- S = kemiringan dasar sungai
- SF = faktor sumber, jumlah panjang sungai tingkat satu dibagi dengan jumlah panjang sungai semua tingkat
- SN = frekuensi sumber, jumlah pangsa sungai tingkat satu dibagi dengan jumlah pangsa sungai semua tingkat
- WF = faktor lebar, perbandingan antara lebar DAS yang diukur di titik sungai yang berjarak 0,75 L dengan lebar DAS yang diukur di sungai yang berjarak 0,25 L dari stasiun hidrometri
- JN = jumlah pertemuan sungai
- SIM = faktor simetri, hasil kali antara WF dengan RUA
- RUA = Luas relatif DAS sebelah hulu, luas DAS hulu dibagi luas DAS (km²)
- D = Kerapatan jaringan kuras, jumlah panjang sungai semua tingkat dibagi luas DAS
- Φ = indeks infiltrasi (mm/jam)



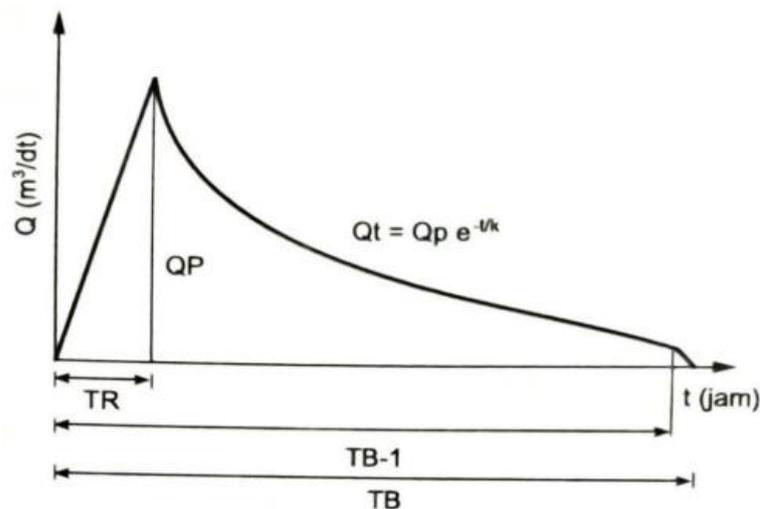
Gambar 2.9 Sketsa Penetapan WF

(Sumber: Triatmodjo, 2008)



Gambar 2.10 Sketsa Penetapan RUA

(Sumber: Triatmodjo, 2008)



Gambar 2.11 Hidrograf Satuan Sintetis Gama-I

(Sumber: Triatmodjo, 2008).

2.8 Sistem Informasi Geografis (SIG)

Sistem Informasi Geografis (SIG) adalah basis data yang biasanya mempunyai komponen spasial dalam pengolahan dan penyimpanannya. Karena itu SIG mempunyai kemampuan untuk menyimpan dan menghasilkan produk-produk peta dan sejenisnya. SIG juga menawarkan potensi untuk menjalankan analisis berganda ataupun mengevaluasi suatu skenario sebagaimana simulasi model (Lyon, 2003). SIG dalam sejatinya adalah sebuah pusat penyimpanan dan perangkat - perangkat analisis bagi data yang dikumpulkan dari berbagai sumber. Pengembang dapat menumpangtindihkan informasi dari berbagai sumber data tersebut melalui berbagai *theme* dan *layer*, melakukan analisis data secara menyeluruh dan menggambarkannya secara grafis bagi pengguna (Albrecht, 2007).

2.8.1 Software ArcGIS

ArcGIS adalah perangkat lunak *Geographic Information System* (GIS) dari *Environmental Systems Research Institute* (ESRI) yang memungkinkan pengguna untuk memanfaatkan data dari berbagai format data. ArcGIS menyediakan kerangka yang *scalable* dapat disesuaikan menurut keperluan, yang mampu diimplementasikan untuk *single users* maupun *multiusers* dalam aplikasi *desktop*, *server* dan internet (Web).