

## II. TINJAUAN PUSATAKA

### 2.1. Sub DAS Lesti

Sub DAS Lesti merupakan bagian dari DAS Brantas yang bermuara ke waduk Sengguruh. Secara administratif lokasi sub DAS Lesti terletak pada Kabupaten Malang, di bagian hulu sebelah timur Kabupaten Malang yang memberikan kontribusi debit air sungai yang besar ke bagian hilir Kabupaten Malang, tepatnya di waduk Sengguruh dan bendungan Sutami (Setyono dan Prasetyo, 2012). Jumlah kecamatan sebanyak 12 kecamatan dan 90 desa. Kecamatan yang termasuk kedalam daerah sub DAS Lesti meliputi, Turen, Gondanglegi, Tirtoyudo, Pagelaran, Sumbermanjing, Poncokusumo, Dampit, Wajak, Bululawang, Gedangan, Bantur, dan Pagak. Sedangkan secara geografis sub DAS Lesti terletak diantara  $7^{\circ} 40' - 7^{\circ} 55'$  Lintang Selatan dan  $112^{\circ} 10' - 112^{\circ} 25'$  Bujur Timur dengan bentuk memanjang dan mempunyai luas daerah 58.384 ha yang terbagi atas Lesti hulu seluas 28.790 ha, Lesti tengah (Genteng) seluas 11.551 ha dan Lesti hilir 18.043 ha (Maryani *et al.*, 2010). Sub DAS Lesti mempunyai ketinggian tempat antara 235-3.676 mdpl dengan topografi berbentuk datar hingga bergunung.

Penggunaan lahan pada Sub DAS Lesti berdasarkan interpretasi citra satelit pada tahun 2010 meliputi sawah, tegalan, pekarangan, kebun campuran, perkebunan, hutan, semak, dan belukar. Dengan luasan 47.046 ha merupakan kawasan diluar hutan dan 11.348 ha merupakan kawasan hutan. Luasan masing-masing penggunaan lahan pada kawasan sub DAS Lesti disajikan pada Tabel 1.

Tabel 1. Penggunaan Lahan Kawasan sub DAS Lesti

No	Penggunaan Lahan	Luas Area (ha)	Presentase (%)
1	Tegal	18.931	32,42
2	Pekarangan	11.717	20,07
3	Sawah	8.755	15,00
4	Hutan	4.655	7,97
5	Kebun campuran	4.537	7,7
6	Belukar	4.246	7,27
7	Tebu	2.143	3,67
8	Hutan mahoni	966	1,65
9	Kebun kopi	953	1,63
10	Semak	827	1,42
11	Hutan jati	606	1,04
12	Padang rumput	48	0,08
	Total	3454.984	100

Sumber: (Maryani *et al.*,2010).

## 2.2.Erosi

### 2.2.1 Pengertian

Erosi merupakan hilang atau terkikisnya tanah atau bagian-bagian tanah dari suatu tempat ke tempat lain. Di Indonesia yang memiliki iklim basah pada umumnya erosi lebih besar terjadi karena pengaruh air dibandingkan dengan angin. Erosi berpengaruh terhadap hilangnya lapisan tanah yang subur dan baik untuk pertumbuhan tanaman serta berkurangnya kemampuan tanah untuk menyerap dan menahan air (Arsyad, 2010).

Kerusakan yang terjadi akibat erosi adalah kemunduran sifat-sifat kimia dan fisika tanah seperti kehilangan unsur hara dan bahan organik, meningkatnya kepadatan serta ketahanan penetrasi tanah, dan menurunnya kapasitas infiltrasi serta kemampuan menahan air. Akibat dari peristiwa ini adalah menurunnya produktivitas tanah dan berkurangnya pengisian air bawah tanah. Selain itu dampak lainnya dari erosi adalah pelumpuran atau sedimentasi dan pendangkalan waduk, sungai, saluran irigasi, muara sungai, pelabuhan, dan badan air lainnya (Arsyad, 2010).

Erosi terjadi dengan 3 proses yaitu penghancuran, pengangkutan dan pengendapan. Air hujan yang mengenai permukaan tanah dengan energi tertentu akan menghancurkan agregat tanah. Agregat tanah yang hancur akan menutup pori-pori tanah yang akan mengurangi kemampuan tanah dalam menyerap air hujan (infiltrasi). Dengan adanya peningkatan aliran permukaan sehingga daya

angkat akan partikel-partikel tanah yang telah terlepas tersebut semakin banyak dan akan menyebabkan hasil sedimentasi tinggi (Utomo,1994).

### 2.2.2 Erosi di Sub DAS Lesti

Penurunan kualitas DAS Brantas bagian hulu menyebabkan terjadinya erosi. Pada tahun 2007 hingga 2012 erosi yang terjadi pada DAS Brantas bagian hulu sebesar 20.800.349 ton/ha/tahun. Hal ini disebabkan oleh perubahan tata guna lahan, berupa pembukaan hutan dengan variabilitas iklim. Sub DAS Lesti memberikan sumbangan erosi pada DAS Brantas bagian hulu sebesar 4.638.510 ton/ha/tahun (Ruritan dan Raymon Valiant 2014). Penelitian lain menyebutkan total erosi di Sub DAS Lesti pada tahun 2002 hingga 2011 mencapai 6.551.087,516 ton/ha/tahun. Tingkat bahaya erosi di sub DAS Lesti untuk kategori sangat berat mencapai 16,123%, kategori berat mencapai 31,421%, kategori ringan 22,151% dan kategori sangat ringan sebesar 6,159% (Setyono dan Prasetyo, 2012).

### 2.3.Faktor yang Mempengaruhi Erosi

Proses erosi yang terjadi di alam tidak hanya terjadi karean adanya faktor dari hujan dan kepekaan tanah melainkan juga dipengaruhi oleh vegetasi, kemiringan dan manusia sehingga menurut Utomo (1994), erosi dinyatakan dalam rumus sebagai berikut:

$$E = f(i, r, v, t, m)$$

E adalah erosi, i (iklim), r (topografi), v (vegetasi), t (tanah), dan m (manusia).

#### 1. Iklim

Pengaruh iklim dalam proses erosi dapat terjadi secara langsung maupun tidak langsung. Pengaruh secara langsung seperti pelapukan, pencucian, translokasi, dan lain-lain. Sedangkan pengaruh secara tidak langsung yaitu melalui pengaruhnya terhadap pertumbuhan vegetasi (Nursa'ban, 2006). Faktor iklim yang berpengaruh dalam erosi yaitu hujan. Sifat dari hujan yang terpenting yaitu curah hujan, intensitas hujan, dan distribusi hujan yang akan menentukan kemampuan hujan untuk menghancurkan butir-butir tanah serta jumlah dan

kecepatan limpasan permukaan yang terjadi. Hujan dapat menimbulkan erosi apabila intensitasnya cukup tinggi dan terjadi dalam waktu yang relatif lama (Utomo,1994).

## 2. Topografi

Faktor topografi yang berpengaruh pada erosi adalah kemiringan lereng, panjang lereng dan bentuk lereng. Semakin curam kemiringan lereng akan semakin meningkatkan jumlah dan kecepatan aliran permukaan, sehingga memperbesar energi kinetik dan meningkatkan kemampuan untuk mengangkut butir-butir tanah. Kemiringan lereng dapat dinyatakan dalam derajat atau persen. Panjang lereng dapat dihitung dari titik pangkal aliran permukaan sampai pada titik dimana air masuk ke dalam pangkal aliran, sehingga kecepatan aliran air berubah. Erosi lebih besar terjadi dibagian bawah daripada dibagian lereng atas, hal ini disebabkan oleh semakin ke bawah maka air akan semakin banyak terkumpul dan kecepatan aliran juga meningkat sehingga daya erosi besar (Utomo, 1994).

## 3. Vegetasi

Pengaruh vegetasi terhadap erosi adalah: 1) melindungi permukaan tanah dari tumbukan air hujan (menurunkan kecepatan terminal dan memperkecil diameter air hujan), 2) menurunkan kecepatan dan volume air larian, 3) menahan partikel – partikel tanah pada tempatnya melalui sistem perakaran dan seresah yang dihasilkan serta 4) mempertahankan kemandapan kapasitas tanah dalam menyerap air. Semakin padat pertanaman maka semakin besar hujan yang terintersepsi sehingga erosi akan menurun. Selain itu, sistem perakaran dapat mengurangi erosi yaitu sistem perakaran yang luas dan padat dapat mengurangi erosi (Utomo, 1994).

## 4. Tanah

Setiap tanah mempunyai kepekaan terhadap erosi yang berbeda-beda, hal ini disebabkan oleh mudah tidaknya tanah tererosi. Kepekaan tanah dipengaruhi oleh (1) sifat tanah yang mempengaruhi laju infiltrasi, permeabilitas dan kapasitas air, (2) sifat tanah yang mempengaruhi ketahanan struktur tanah terhadap dispersi dan pengikisan oleh butir-butir hujan yang jatuh dan aliran permukaan. Erosi dapat dipengaruhi oleh beberapa sifat tanah adalah tekstur,

struktur, bahan organik, kedalaman tanah, sifat lapisan tanah dan tingkat kesuburan tanah (Arsyad, 2010).

#### 5. Manusia

Manusia merupakan faktor lain yang menyebabkan terjadinya erosi. Kesalahan manusia dalam mengelola lahan merupakan penyebab terjadinya erosi. Pengelolaan yang tidak tepat seperti pengalihfungsian hutan, pengelolaan lahan pertanian yang tidak tepat seperti budidaya tanaman semusim pada kelerengan yang curam (Arsyad, 2010).

### 2.4. Erosivitas Hujan

Erosivitas hujan merupakan kemampuan hujan untuk mengakibatkan terjadinya erosi dimana fungsi dari intensitas, massa, lama diameter butir dan kecepatan jatuh butiran hujan (Utomo, 1994). Erosivitas hujan adalah tenaga pendorong (*driving force*) yang menyebabkan terkelupasnya dan tertangkapnya partikel-partikel tanah dari tempat yang lebih tinggi ke tempat yang lebih rendah. Faktor yang mempengaruhi terjadinya erosivitas hujan sebagian dipengaruhi oleh jatuhnya butiran hujan langsung di atas tanah dan sebagian karena aliran air di atas permukaan tanah. Jumlah dari seluruh hujan dengan spesifikasi tersebut di atas selama satu tahun merupakan erosivitas hujan tahunan (Asdak, 2002),

Energi kinetik berkaitan erat dengan intensitas hujan. Beberapa korelasi anatar energi kinetik dan intensitas hujan telah banyak dikenalkan oleh peneliti, dimana akhirnya menjurus ke suatu rumus yang dikenal sebagai indeks erosivitas hujan. Indeks erosivitas hujan adalah suatu nilai yang menyatakan tingkat kemampuan suatu hujan menimbulkan erosi. Kemampuan hujan untuk menimbulkan atau menyebabkan erosi itu dinamai daya erosi hujan atau erosivitas hujan. Daya erosivitas hujan ditentukan oleh intensitas hujan, diameter butir-butir hujan, kecepatan jatuh butir-butir hujan dan kecepatan angin (Arsyad, 2010).

### 2.5. Prediksi Nilai Indeks Erosivitas Hujan

#### 2.5.1 Metode Wischmeir dan Smith

Wischmeir dan Smith 1958 menemukan bahwa kehilangan tanah akibat percikan, limpasan permukaan dan erosi parit memiliki hubungan gabungan

antara indeks energi kinetik dan intensitas hujan maksimal 30 menit, sebagai indeks erosivitas. Wischmeier dan Smith (1958) memprediksi besarnya nilai R untuk persamaan USLE menggunakan  $EI_{30}$ , yaitu hasil kali antara energi kinetik hujan maksimum selama 30 menit ( $I_{30}$ ). Nilai E dapat dihitung dengan rumus:

$$E = 210,3 + 89 \log I$$

Keterangan:

E= Energi kinetik hujan (ton m/ha/cm/hujan)

I= Intensitas hujan (cm/jam)

Sementara itu,  $I_{30}$  adalah intensitas hujan maksimum selama 30 menit (cm/jam). Besarnya nilai  $I_{30}$  diperoleh dari hasil pengukuran curah hujan dilapangan menggunakan alat pencatat hujan otomatis. Besarnya nilai  $I_{30}$  dapat dicari dengan persamaan berikut (Purwowidodo, 1986 dalam):

$$EI_{30} = E(I_{30} / 100)$$

### 2.5.2 Metode Bols

Sebagian besar data curah hujan 30 menit tidak tersedia di semua tempat, sehingga apabila yang tersedia data hanya curah hujan harian, maka nilai erosivitas bulan ( $R_b$ ) dapat dihitung dengan menjumlahkan erosivitas hujan harian ( $R_h$ ) selama satu bulan. Nilai erosivitas hujan harian ( $R_h$ ) dapat dihitung menggunakan persamaan sebagai berikut (Bols, 1978).

$$R_h = (2.476 (Ph)^2) / (0.02727Ph + 0.725)$$

Keterangan :

$R_h$  = Erosivitas hujan harian

$Ph$  = Curah hujan harian (cm)

$$R_h = 6.119 (Pb)^{1.21} \times H^{-0.47} \times (Ph_{maks})^{0.53}$$

Keterangan:

$R_b$  = Erosivitas hujan bulanan

$P_b$  = Curah hujan bulanan (cm)

H = Banyaknya hari hujan dalam satu bulan

$Ph_{maks}$  = Hujan harian maksimum dalam bulan yang diamati (cm)

### 2.6. Intensitas Curah Hujan

Intensitas curah hujan adalah jumlah hujan persatuan waktu yang dinyatakan dalam mm/jam (Hadisusanto, 2010). Intensitas curah hujan dinotasikan dengan

huruf *I*. Data intensitas hujan dapat langsung diperoleh menggunakan alat pengukur hujan otomatis. Dari kertas pencatat curah hujan pada alat pengukur hujan otomatis juga dapat diperoleh pencatatan waktu hujan yang lebih pendek, misalnya 5 menit, 10 menit, 30 menit dan lain-lain. Dari analisis melalui grafik alat ukur hujan otomatis akan dihasilkan data intensitas hujan yang paling baik karena dapat menggambarkan langsung pola penyebaran intensitas hujan daerah sekitarnya.

Besarnya intensitas curah hujan berbeda-beda yang disebabkan oleh lama curah hujan dan frekuensi terjadinya (Sosrodarsono dan Kensaku Takeda ,2006). Beberapa metode yang umum dipakai untuk menghitung intensitas hujan yaitu:

#### 1. Metode Pengamatan

Intensitas hujan rata-rata dalam *t* jam dinyatakan dengan rumus sebagai berikut :

$$I = \frac{R}{T}$$

Keterangan:

*I* =intensitas curah hujan (mm/jam)

*T* =lamanya curah hujan (jam)

*R* = curah hujan maks. dalam 24 jam (mm)

#### 2. Metode Sherman

Rumus ini dikemukakan oleh Prof. Sherman pada tahun 1905 (dalam Sosrodarsono dan Kensaku Takeda ,2006). Rumus ini cocok untuk jangka waktu curah hujan yang lamanya lebih dari 2 jam. Rumus intensitas hujan metode Sherman adalah sebagai berikut:

$$I = \frac{a}{t^n}$$

(2.9)

$$a = \frac{(\sum \log I)(\sum \log t^2) - (\sum \log t \cdot \log I)(\sum \log t)}{n(\sum \log t^2) - (\sum \log t)(\sum \log t)}$$

$$n = \frac{(\sum \log I)(\sum \log t) - (n)(\sum \log t \cdot \log I)}{n(\sum \log t^2) - (\sum \log t)(\sum \log t)}$$

Keterangan:

*I* =intensitas curah hujan (mm/jam)

*T* = lamanya curah hujan (jam)

*a, b* =konstanta yang tergantung pada lama curah hujan yang terjadi di daerah aliran

*n* = banyaknya pasangan data *I* dan *t*

### 3. Metode Talbot

Metode ini dikembangkan oleh Prof. Talbot pada tahun 1881 (dalam Sosrodarsono dan Kensaku Takeda ,2006). Metode ini banyak digunakan karena mudah diterapkan dimana tetapan-tetapan  $a$  dan  $b$  ditentukan dengan harga yang diukur. Metode Talbot juga cocok digunakan untuk hujan yang terjadi selama 5 menit samapi 2 jam. Persamaan ini dinyatakan dengan rumus kuadrat terkecil (*least square*) sebagai berikut:

$$I = \frac{a}{t+b}$$

$$a = \frac{(\sum I.t)(\sum I^2) - (\sum I^2.t)(\sum I)}{n(\sum I^2) - (\sum I)(\sum I)}$$

$$b = \frac{(\sum I)(\sum I.t) - (n)(\sum I^2.t)}{n(\sum I^2) - (\sum I)(\sum I)}$$

Keterangan:

$I$  = intensitas curah hujan (mm/jam)

$t$  = lamanya curah hujan (jam)

$a, b$  = konstanta yang tergantung lamanya curah hujan yang terjadi di daerah aliran.

### 4. Metode Ishiguro

Metode ini ditemukan oleh Dr. Ishiguro pada tahun 1953 (dalam Sosrodarsono dan Kensaku Takeda ,2006). Rumus intensitas hujan dengan metode Ishiguro adalah sebagai berikut:

$$I = \frac{a}{\sqrt{t+b}}$$

$$a = \frac{(\sum I.t^{0.5})(\sum I^2) - (\sum I^2.t^{0.5})(\sum I)}{n(\sum I) - (\sum I)(\sum I)}$$

$$b = \frac{(\sum I)(\sum I.t^{0.5}) - (\sum I^2.t^{0.5})}{n(\sum I) - (\sum I)(\sum I)}$$

Keterangan :

$I$  = intensitas curah hujan (mm/jam)

$t$  = lamanya curah hujan (jam)

$a, b$  = konstanta yang tergantung pada lama curah hujan yang terjadi di daerah aliran



## 5. Metode Mononobe

Metode mononobe sering digunakan untuk menghitung intensitas hujan setiap waktu berdasarkan data curah hujan harian. Rumus Mononobe merupakan sebuah variasi dari rumus Sherman, Talbot dan Ishiguro. Rumus intensitas Mononobe adalah sebagai berikut:

$$I = \frac{R_{24}}{24} \left( \frac{24}{t} \right)^m$$

Keterangan :

$I$  = Intensitas curah hujan (mm/jam)

$R_{24}$  = hujan harian (mm)

$t$  = lamanya curah hujan (jam)

$m$  = konstanta (0,667)

## 2.7. Analisis Hidrologi

Curah hujan dan intensitas hujan merupakan faktor hidrologi yang mempengaruhi terjadinya erosi dan limpasan permukaan. Analisis data hujan pada suatu daerah aliran sungai (DAS) dimaksudkan untuk mengetahui besarnya intensitas hujan pada daerah tersebut, yang dapat digunakan untuk menghitung besarnya erosivitas hujan yang terjadi. Data curah hujan didapatkan dari data historis yang tercatat di stasiun-stasiun pengamatan curah hujan terdekat.

### 2.7.1 Data Curah Hujan

Data curah hujan yang diperlukan adalah data curah hujan pengamatan periode jangka pendek, yakni dalam satuan menit. Data yang dipergunakan diperoleh dari stasiun pengamatan curah hujan otomatis yang di gambarkan dalam bentuk grafik. Stasiun yang dipilih adalah stasiun yang berdekatan dan masih memberi pengaruh pada daerah perencanaan dengan syarat yang benar-benar dapat mewakili kondisi curah hujan daerah tersebut.

Tahap awal yang perlu dilakukan dalam pemilihan data curah hujan yang akan dipakai dalam analisis adalah meneliti kualitas data curah hujan, yakni mengenai lokasi pengamatan, lama pengamatan yang didapat. Semakin banyak data dan lebih lama periode pengamatan akan lebih akurat karena kemungkinan kesalahan/penyimpangan bisa diperkecil. Apabila data curah hujan pengamatan jangka pendek tidak didapatkan pada daerah perencanaan, maka analisis Intensitas

Curah Hujan dapat dilakukan dengan menggunakan data curah hujan pengamatan maksimum selama 24 jam.

Ketersediaan data curah hujan yang dimiliki oleh peneliti yang diperoleh dari stasiun pengamatan hujan otomatis berupa data curah hujan per jam. Peneliti mencoba mendapatkan curah hujan dengan periode jangka lebih pendek 15menit, 30 menit, 60 menit, 10 menit menggunakan Metode intensitas hujan Talbot, Sherman, dan Ishiguro.

### 2.7.2 Penentuan Seri Data

Penentuan seri data untuk analisis frekuensi dapat dilakukan dengan dua cara yaitu cara *maximum annual series* dan cara *partial series (Peak Over Threshold)*. Cara *maximal annual series* dilakukan dengan mengambil satu data maksimum setiap tahun, yang berarti jumlah data dalam seri (tahun) akan sama dengan panjang data yang tersedia (Handayani, et al, 2013).

Cara *partial series (Peak Over Thershold)* dilakukan dengan menetapkan suatu batas tertentu (*thershold*) dengan pertimbangan-pertimbangan tertentu. Selanjutnya besaran hujan/debit (data) yang lebih besar daripada batas bawah tersebut diambil dan dijadikan bagian seri data. Dengan melihat ketersediaan data hujan maka penentuan serial data hujan ditentukan dengan menggunakan *maximum annual series* (Handayani, et al, 2013).

## 2.8. Distribusi Curah Hujan

Apabila suatu data hidrologi telah tersedia untuk suatu lokasi, maka parameter statistik dari data dapat dihitung. Setiap distribusi frekuensi memiliki sifat yang khas sehingga setiap data hidrologi harus diuji kesesuaiannya dengan sifat statistiknya.

### 2.8.1 Analisis Parameter Statistitik

Setelah mendapatkan curah hujan rata-rata dari beberapa stasiun yang berpengaruh di daerah aliran sungai, selanjutnya dianalisis secara statistik untuk mendapatkan pola sebaran yang sesuai dengan sebaran curah hujan rata-rata yang ada. Pada kenyataannya bahwa tidak semua varian dari suatu variabel hidrologi terletak atau sama dengan nilai rata-ratanya. Variasi atau dispersi adalah besarnya

derajat atau besaran varian di sekitar nilai rata-ratanya. Cara mengukur besarnya dispersi disebut pengukuran dispersi (Soewarno, 1995).

Adapun cara pengukuran dispersi antara lain :

- a. Deviasi Standar (S)
- b. Koefisien *Skewness* (Cs)
- c. Pengukuran *Kurtosis* (Ck)
- d. Koefisien Variasi (Cv)

#### 2.8.1.1 Standart Deviasi (S)

Ukuran sebaran yang paling banyak digunakan adalah deviasi standar. Apabila penyebaran sangat besar terhadap nilai rata-rata maka nilai S akan besar, akan tetapi apabila penyebaran data sangat kecil terhadap nilai rata-rata maka nilai S akan kecil. Jika dirumuskan dalam suatu persamaan adalah sebagai berikut (Soewarno, 1995) :

$$Sd = \sum_i^n = 1 \frac{(Xi - Xr)^2}{n-1}$$

Keterangan:

S = Standar Deviasi

$X_i$  = curah hujan minimum (mm/hari)

$X_r$  = curah hujan rata-rata (mm/hari)

$n$  = lamanya pengamatan

#### 2.8.1.2 Koefisien *Skewness* (Cs)

Kemencengan (*skewness*) adalah ukuran asimetri atau penyimpangan kesimetrian suatu distribusi. Jika dirumuskan dalam suatu persamaan adalah sebagai berikut (Soewarno, 1995):

$$Cs = \frac{n}{(n-1)(n-2)Sx} \sum_{i=1}^n (Xi - Xr)^3$$

Keterangan:

CS = koefisien kemencengan

$X_i$  = nilai variat

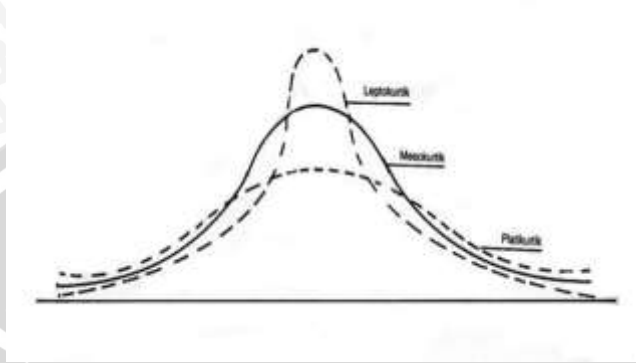
$X_r$  = nilai rata-rata

$n$  = jumlah data

$Sx$  = standar deviasi

### 2.8.1.3 Koefisien Kurtosis (Ck)

Kurtosis merupakan kepuncakan (*peakedness*) distribusi. Biasanya hal ini dibandingkan dengan distribusi normal yang mempunyai  $Ck = 3$  dinamakan *mesokurtik*,  $Ck < 3$  berpuncak tajam dinamakan *leptokurtik*, sedangkan  $Ck > 3$  berpuncak datar dinamakan *platikurtik* (Soewarno, 1995).



Gambar 1. Koefisien Kurtosis

Keterangan:

$Ck$  = koefisien kurtosis

$X_i$  = nilai variat

$X_r$  = nilai rata-rata

$n$  = jumlah data

$S_x$  = standar deviasi

### 2.8.1.4 Koefisien Variasi (Cv)

Koefisien variasi adalah nilai perbandingan antara deviasi standar dengan nilai rata-rata hitung dari suatu distribusi. Koefisien variasi dapat dihitung dengan rumus sebagai berikut (Soewarno, 1995).

$$Cv = \frac{S}{X}$$

Keterangan:

$Cv$  = koefisien variasi

$S$  = standar deviasi

$X$  = nilai rata-rata

Dengan mengetahui parameter statistik (skewness, kurtosis) dapat membantu untuk mengidentifikasi bentuk distribusi frekuensi seperti:

- Distribusi Gumbel dengan koefisien skewness  $Cs \approx 1,14$  dan koefisien

kurtosis  $C_k \approx 5,4$ .

- Distribusi Normal dengan koefisien skewness  $C_s \approx 0,00$  dan koefisien kurtosis  $C_k \approx 3,0$ .
- Distribusi Log Pearson tipe III dengan koefisien skewness bebas dan koefisien kurtosis bebas.

## 2.8.2 Analisis Frekuensi Curah Hujan

Dari data hujan harian maksimum dilakukan analisis curah hujan rencana maksimum. Data ini selanjutnya akan digunakan untuk curah untuk periode ulang 2, 5, 10, 25, 50, 100 tahun.

Analisis frekuensi data curah hujan rencana dapat dilakukan dengan menggunakan beberapa distribusi probabilitas yang banyak digunakan dalam Hidrologi, yaitu: Distribusi Normal, Distribusi Log Normal 2 Parameter, Distribusi Log Normal 3 Parameter, Distribusi Gumbel Tipe I, Distribusi Pearson III, dan Distribusi Log Pearson III.

### 2.8.2.1 Distribusi Normal

Persamaan Fungsi Kerapatan Probabilitas (Probability Density Function, PDF) Normal adalah:

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

Dimana  $\mu$  dan  $\sigma$  adalah parameter dari Distribusi Normal. Dari analisis penentuan parameter Distribusi Normal, diperoleh nilai  $\mu$  adalah nilai rata-rata dan  $\sigma$  adalah nilai simpangan baku dari populasi, yang masing-masing dapat didekati dengan nilai-nilai dari sample data.

Dengan substitusi,  $t = \frac{x-\mu}{\sigma}$  akan diperoleh Distribusi Normal Standar dengan  $\mu = 0$  dan  $\sigma = 1$ .

Persamaan Fungsi Kerapatan Probabilitas Normal Standar adalah:

$$P(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{t^2}{2}}$$

Ordinat Distribusi Normal Standar dapat dihitung dengan persamaan berikut.

Persamaan Fungsi Distribusi Kumulatif (*Cumulative Distribution Function, CFD*)

Normal Standar adalah:

$$P(t) = \int_{-\infty}^1 \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{t^2}{2}} dt$$

Keterangan:

$t = \frac{x-\mu}{\sigma}$ , *standard normal deviate*

$x$  = Variabel acak kontinyu

$\mu$  = Nilai rata-rata dari  $x$

$\sigma$  = Nilai simpangan baku (standar deviasi) dari  $x$ .

Persamaan di atas dapat diselesaikan dengan bantuan Tabel luas di bawah kurva distribusi normal yang banyak terdapat di buku statistik dan probabilitas.

Untuk menghitung variabel acak  $x$  dengan periode ulang tertentu, digunakan rumus umum yang dikemukakan oleh Ven Te Chow (1951 dalam) sebagai berikut:

$$X_T = \bar{X} + K \sigma$$

Keterangan:

$X_T$  = Variabel acak dengan periode ulang  $T$  tahun

$\bar{X}$  = Nilai rata-rata dari sampel variabel acak  $X$

$\sigma$  = Nilai simpangan baku dari sampel variabel acak  $X$

$K$  = Faktor frekuensi, tergantung dari jenis distribusi dan periode ulang  $T$  untuk distribusi normal, nilai  $K$  sama dengan  $t$  (*standart normal deviate*).

### 2.8.2.2 Distribusi Log Normal 2 Parameter

Bila logaritma dari variabel acak  $x$ ,  $\ln(x)$ , terdistribusi normal, maka dikatakan bahwa variabel acak  $x$  tersebut mengikuti distribusi log normal 2 parameter. Persamaan PDF dari distribusi Log Normal 2 Parameter adalah:

$$P(x) = \frac{1}{x\sigma_y \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\ln x - \mu_y)^2}{2\sigma_y^2}}$$

Keterangan:

$\mu_y$  = Nilai rata-rata dari logaritma sampel data variabel  $x$  ( $\ln x$ )

$\sigma_y$  = Nilai simpangan baku dari logaritma sampel data variabel  $x$  ( $\ln x$ )

Faktor frekuensi  $K$  untuk Distribusi Log Normal 2 Parameter dapat dihitung dengan 2 cara sebagai berikut:

- Sama seperti Distribusi Normal di atas, hanya saja sebelumnya semua data di logaritma lebih dahulu ( $\ln x$ )

▪ Menggunakan data asli (tanpa di logaritman), faktor frekuensi dihitung dengan rumus berikut (Kite, 1988):

$$K = \frac{e^{t \sqrt{\ln(1+z^2) - \frac{1}{2} \ln(1+z^2)}} - 1}{z}$$

Keterangan:

$z =$  Keofisien variasi  $= \frac{\sigma}{x}$

$t =$  Standard normal deviate

### 2.8.2.3 Distribusi Gumbel Tipe I

1. Persamaan PDF dari Distribusi Gumbel Tipe I adalah :

$$P(x) = \alpha e^{-\alpha(x-\beta)} - e^{-\alpha(x-\beta)}$$

Sedangkan persamaan CDF adalah:

$$p(x) = e^{-e^{-\alpha(x-\beta)}}$$

2. Distribusi ini mempunyai 2 parameter, yaitu:

- $\alpha =$  Parameter konsentrasi
- $\beta =$  Ukuran gejala pusat

3. Karakteristik dari distribusi ini adalah :

- Koefisien skew ( $g$ )  $= 1,139$
- Koefisien Kurtosis  $= 5,4$

Parameter distribusi diperoleh dengan menggunakan metode hasilnya adalah:

$$\sigma = \frac{1,2825}{\sigma}$$

$$\beta = \mu - 0,45 \sigma$$

Faktor frekuensi K untuk distribusi Gumbel Tipe I adalah :

$$K = \frac{(Y_T - Y_n)}{S_n}$$

$$Y_T = \ln(-\ln\left(\frac{T-1}{T}\right))$$

Keterangan:

$Y_T =$  Reduced variabel Y

T = Periode ulang (tahun)

$Y_n =$  Nilai rata-rata dari reduced variabel Y, merupakan fungsi dari jumlah data n

$S_n =$  Simpangan baku dari reduced variabel Y merupakan fungsi dari jumlah data n

#### 2.8.2.4 Distribusi Log Person III

Persamaan PDF dari Distribusi Log Person III adalah:

$$p(x) = \frac{1}{\alpha x \Gamma(\beta)} \left[ \frac{1-nx-\gamma}{\alpha} \right]^{\beta-1} e^{-\left[ \frac{1-n-\gamma}{\alpha} \right]}$$

Distribusi ini mempunyai 3 parameter; yaitu:

- $\alpha$  = Parameter skala
- $\beta$  = Parameter bentuk
- $\gamma$  = Parameter lokasi

Untuk menghitung variabel acak  $x$  dengan periode ulang tertentu, digunakan rumus berikut:

$$X_T = e^{\mu_y + K\sigma_y}$$

Keterangan:

- $\mu_y$  = Nilai rata-rata dari logaritma sampel data variabel  $x$  ( $\ln x$ )
- $\sigma_y$  = Nilai simpangan baku dari logaritma sampel data variabel  $x$  ( $\ln x$ )
- $K$  = Faktor frekuensi Distribusi Person III.

### 2.9. Curah Hujan Rerata Daerah

Sebaran hujan di suatu daerah aliran kecil dan daerah aliran besar tidak selalu sama. Untuk mengetahui sebaran hujan di seluruh daerah baik pada daerah aliran kecil atau besar di beberapa tempat DAS dipasang alat penakar hujan. Kemungkinan hujan yang terjadi di daerah aliran kecil terjadi merata, sedangkan pada daerah aliran besar hujan yang terjadi tidak sama, sedangkan pos-pos penakar hujan hanya mencatat hujan di suatu titik tertentu. Hal ini akan menyulitkan dalam menentukan beberapa hujan yang turun diseluruh areal (Sosrodarsono dan Takeda, 2006).

Curah hujan rata-rata di seluruh daerah yang bersangkutan diperlukan untuk penyusunan rancangan pengendalian erosi, dimana membutuhkan data erosivitas hujan. Curah hujan ini disebut curah hujan wilayah atau curah hujan daerah yang dinyatakan dalam satuan milimeter (Sosrodarsono dan Takeda, 2006).

Untuk menentukan tinggi curah hujan rata-rata pada daerah tertentu di beberapa titik pos penakar atau pencatat hujan terdapat tiga cara yang berbeda, yaitu :



### 1. Metode rata-rata aljabar

Tinggi rata-rata curah hujan didapatkan dengan mengambil nilai rata-rata hitung (*arithmetik mean*) pengukuran hujan di pos penakar hujan di daerah tersebut.

Curah hujan rerata daerah metode rata-rata aljabar dapat dihitung dengan persamaan sebagai berikut (Soemarto, 1999) :

$$d = \frac{d_1+d_2+d_3+\dots+d_n}{n} = \sum_{i=1}^n \frac{d_i}{n}$$

Keterangan :

d = tinggi curah hujan rata-rata daerah (mm)

$d_1, d_2, \dots, d_n$  = tinggi curah hujan pada pos penakar 1, 2, ..., n (mm)

n = banyaknya pos penakar

Cara ini akan memberikan hasil yang dapat dipercaya jika pos-pos penakarnya ditempatkan secara merata di daerah tersebut, dan hasil penakaran masing-masing pos penakar tidak menyimpang jauh dari nilai rata-rata seluruh pos di seluruh areal (Soemarto, 1999).

### 2. Metode Poligon Thiessen

Metode ini digunakan jika titik-titik pengamatan di dalam daerah tersebut tidak tersebar merata. Cara ini ditentukan dengan membuat poligon dan tinggi hujannya dibagi dengan luas seluruh DAS. Luas masing-masing poligon tersebut diperoleh dengan cara sebagai berikut:

- Semua stasiun yang terdapat di dalam atau di luar DAS yang berpengaruh dihubungkan dengan garis sehingga terbentuk jaring-jaring segitiga.
- Pada masing-masing segitiga ditarik garis sumbu tegak lurus, dan semua garis sumbu tersebut membentuk poligon
- Luas daerah yang hujannya dianggap mewakili oleh salah satu stasiun yang bersangkutan adalah daerah yang dibatasi oleh poligon tersebut.

Masing-masing penakar mempunyai daerah pengaruh yang dibentuk dengan menggambar garis-garis sumbu tegak lurus terhadap garis penghubung di antara dua buah pos penakar. Curah hujan rerata daerah metode poligon *Thiessen* dapat dihitung dengan persamaan sebagai berikut (Soemarto, 1999) :

$$d = \frac{A_1 d_1 + A_2 d_2 + A_3 d_3 + \dots + A_n d_n}{A_1 + A_2 + A_3 + \dots + A_n} = \sum_{i=1}^n \frac{A_i d_i}{A} = \sum_{i=1}^n \frac{A_i d_i}{A}$$

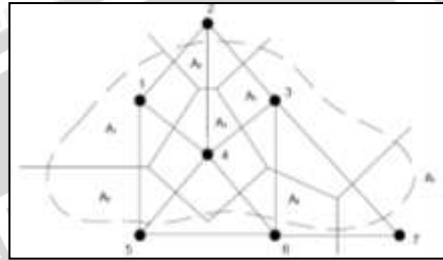
Keterangan :

A = luas areal (km<sup>2</sup>)

d = tinggi curah hujan rata-rata areal (mm)

d<sub>1</sub>, d<sub>2</sub>...d<sub>n</sub> = tinggi curah hujan di pos 1,2,...n (mm)

A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>...A<sub>n</sub> = luas daerah pengaruh pos 1,2,3,...,n (km<sup>2</sup>)

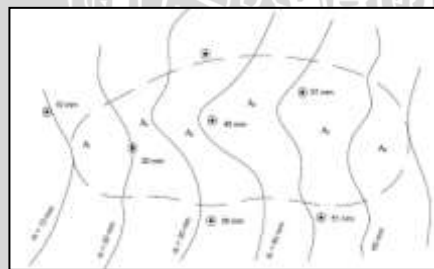


Gambar 2. Metode Poligon Thiessen

Sumber : Soemarto, 1999

### 3. Metode Garis *Ishohyet*

Cara ini ditentukan dengan menggunakan kontur tinggi hujan suatu daerah dan tinggi rata-rata DAS dihitung dari jumlah perkalian tinggi hujan rata-rata diantara garis *isohyet* tersebut dibagi luas seluruh DAS. Metode ini cocok digunakan pada daerah pegunungan yang sama .



Gambar 3. Metode garis *Isohyet*

Sumber : Soemarto, 1999

Kemudian luas bagian di antara *isohyet-isohyet* yang berdekatan diukur, dan nilai rata-ratanya dihitung sebagai nilai rata-rata timbang hitung nilai kontur, sebagai berikut:

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

Keterangan :

A = luas areal total (km<sup>2</sup>)

- $d$  = tinggi hujan rata-rata (mm)  
 $d_0, d_1, d_n$  = curah hujan pada *isohyet* 0,1,2,...n (mm)  
 $A_1, A_2, A_3, \dots, A_n$  = luas bagian areal yang dibatasi oleh *isohyet-isohyet* yang bersangkutan. (km<sup>2</sup>)

Menurut (Sosrodarsono dan Takeda, 2006), pada umumnya untuk menentukan metode curah hujan daerah yang sesuai adalah dengan menggunakan standar luas daerah, sebagai berikut:

1. Daerah tinjauan dengan luas 250 ha dengan variasi topografi kecil, dapat diwa- kili oleh sebuah alat ukur curah hujan.
2. Daerah tinjauan dengan luas 250-50000 ha yang memiliki dua atau tiga titik pengamatan dapat menggunakan metode rata-rata aljabar.
3. Daerah tinjauan dengan luas 120000-500000 ha yang mempunyai titik-titik pengamatan tersebar cukup merata dan di mana curah hujannya tidak terlalu dipengaruhi oleh kondisi topografi, dapat digunakan cara poligon Thiessen.
4. Untuk daerah tinjauan dengan luas lebih dari 500000 ha dapat digunakan cara *isohyet* untuk metode potongan antara (*inter-section method*).

#### 2.10. Analisis Model

Model statistik adalah salah satu metode dalam analisis model hidrologi. Dalam model statisitk terdapat tiga pembagian yang dikenal yaitu cara regresi, cara probabilistik dan cara skolasik (Brotowiryatmo, 2000 ).

Analisis regresi dilakukan sebagai sarana untuk mebuat rumus fungsional berdasarkan aspek *input* dan *ouput* tanpa mengungkap kejadian dalam DAS. Penggunaan analisis regresi tersebut disebabkan karena DAS memiliki kompleksifitas dan heterogenitas yang sedemikian rupa sehingga sangat sulit untuk mengenali parameternya secara rinci, yaitu pengaruh suatu paameter terhadap sealah satu komponen prosesnya.

Analisis regresi juga digunakan untuk mengkuantifikasikan bentuk hubungan antara dua vaiabel atau lebih yang menjadi kajian. Dengan mengetahui persamaan regresi atara dua variabel sama besarnya variabel tak bebas dapat diperkirakan dari angka pengukuran variabel bebas.

Penetapan parameter maupun variabel yang digunakan dalam analisis regresi, baik parameter bebas (*predictor, independent variabel*) maupun parameter tak bebas (*response, dependent variable*), perlu dilakukan dengan hati-hati, agar masing-masing parameter tersebut secara hidrolik dapat dijelaskan keterkaitannya. Hal tersebut perlu diperhatikan karena koefisien korelasi tinggi tidak berarti bahwa hubungan fungsional yang diwakilinya memang demikian halnya (Brotowiryatmo, 2000)

Proses hidrologi memiliki banyak parameter dan variabel yang tersangkut dan pada umumnya sulit dikenali, pengaruh satu variabel atau parameter terhadap salah satu komponen prosesnya. Sehingga dalam praktek sering dilakukan upaya memperoleh hubungan fungsional antara satu variabel bebas (*VB*) dan variabel tidak bebas (*VTB*), sering dipakai cara regresi majemuk atau berganda (*multiple regression*), yaitu:

$$Y = B + B_1 X_1 + B_2 X_2 + \dots + B_n X_n + \text{error}$$

Adapun prosedur analisis regresinya adalah sebagai berikut:

1. Menetapkan bentuk model dan memilih parameter.
2. Memperkirakan besaran koefisien koefisien regresi  $B_0, B_1, \dots, B_i$
3. Menetapkan kesalahan.
4. Verifikasi model.
5. Pemakaian model untuk perkiraan dan peramalan.

### 2.11. Uji Validasi Model

Pada prinsipnya, sembarang model yang digunakan sederhana atau kompleks dengan lebih dari 2 variabel yang penting bahwa model tersebut cocok dengan permasalahan hidrologi yang dianalisis. Dengan kata lain, model tersebut tidak memberikan penyimpangan yang nyata apabila diuji (Soewarno, 1995).

Adapun bentuk model dan pendekatan yang digunakan, maka keluaran dari suatu model (*computed calculated output*) dari model dengan masukan yang sama dengan masukan yang terjadi dalam proses yang sebenarnya harus sama. Akan tetapi, hampir tidak mungkin proses alami yang terjadi di alam dapat disamakan dengan tepat. Oleh sebab itu, akan selalu terjadi penyimpangan antara keluaran terukur dengan terhitung, sehingga perlu ditetapkan patokan kesalahan atau

simpangan. Apabila kesalahan yang terjadi sudah lebih kecil dari kesalahan maksimum yang ditetapkan, maka model tersebut dapat dinilai telah berfungsi dengan baik dan dapat digunakan dalam analisis (Brotowiryatmo, 2000).

Analisis korelasi adalah suatu analisis yang membahas tentang derajat asosiasi dalam analisis regresi (Soewarno, 1995). Satu variabel berasosiasi dengan variabel lainnya tidak dapat diartikan bahwa bentuk hubungannya selalu bersifat sebab akibat.

Nilai koefisien korelasi berkisar antara  $-1 \leq r \leq 1$ . Dalam analisis hidrologi hubungan antara fenomena berdasarkan nilai koefisien korelasi dapat dinyatakan sebagai berikut:

- a.  $r=1$  : hubungan positif sempurna
- b.  $0,6 < r < 1$  : hubungan langsung positif baik
- c.  $0 < r < 0,6$  : hubungan langsung positif lemah
- d.  $r=0$  : tidak terdapat hubungan linier
- e.  $-0,6 < r < 0$  : hubungan langsung negatif lemah
- f.  $-1 < r < -0,6$  : hubungan langsung negatif baik
- g.  $r = -1,0$  : hubungan negatif sempurna

Besarnya koefisien korelasi yang menunjukkan derajat hubungan antara variabel  $X$  dan  $Y$  dapat dihitung menggunakan persamaan sebagai berikut (Soewarno, 1995):

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{[n \sum_{i=1}^n x_i^2 - (\sum_{i=1}^n x_i)^2][n \sum_{i=1}^n y_i^2 - (\sum_{i=1}^n y_i)^2]}}$$

Keterangan:

- $\bar{x}$  = rerata dari  $X_i$   
 $\bar{y}$  = rerata dari  $Y_i$   
 $n$  = jumlah data