

BAB III

LANDASAN TEORI

3.1 Aliran Debris

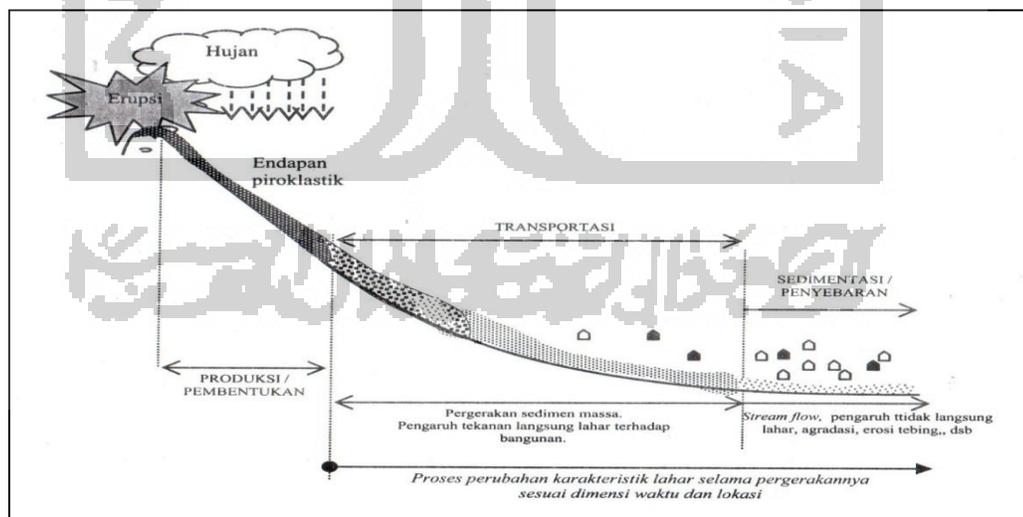
Aliran debris adalah aliran air sungai dengan konsentrasi sedimen tinggi pada sungai dengan kemiringan sangat curam. Aliran sungai ini seringkali membawa batu-batu besar dan batang-batang pohon. Aliran debris meluncur dengan kecepatan tinggi, memiliki kemampuan daya rusak yang besar, sehingga mengancam kehidupan manusia, menimbulkan kerugian harta dan benda serta merusak lingkungan. Material sedimen yang dibawa aliran debris bisa berasal dari letusan gunung berapi maupun material longsor bukit atau tebing di bagian hulu (Bambang Sulistiyono, 2013).

Aliran lahar merupakan salah satu jenis aliran debris di daerah vulkanik (gunung api) yang terbentuk dari campuran air dan sedimen. Aliran debris didefinisikan sebagai gerakan secara gravitasi dari campuran sedimen dan air, bentuknya seperti bubur dimana volume sedimen jauh lebih besar dari volume air (Takahashi dalam Sumaryono dkk, 2011). Karakteristik dari aliran debris dapat dijelaskan sebagai berikut (Ikeya dalam Kusumosubroto, H, 2013):

1. Aliran debris biasa terjadi akibat curah hujan yang tinggi dengan rata-rata total curah hujan (*total precipitation*) lebih besar dari 150 mm atau pada intensitas hujan maksimum (*maximum rainfall intensity*) lebih besar dari 35 mm/jam dengan durasi waktu lama.
2. Memiliki permeabilitas yang rendah di daerah vulkanik (gunung api) sehingga terbentuknya aliran debris tipe *mudflow* biasanya dipicu oleh curah hujan yang tidak terlalu tinggi.

3. Dasar batuan akan terlihat pada alur sungai dengan kemiringan dasar lebih dari 10° karena hampir seluruh endapan sedimen di dasar alur akan terbawa aliran debris yang melaluinya (*wash away*).
4. Partikel sedimen berukuran besar cenderung bergulung di bagian depan aliran (*leading head*).
5. Aliran debris tidak hanya membawa tanah, pasir, dan kerikil, tetapi juga batu-batu besar (*boulders*) dan bahkan pohon pada bagian depan aliran.
6. Aliran debris terjadi secara mendadak dan tanpa diduga sebelumnya.

Aliran lahar mengalir ke bagian hilir dengan kecepatan tinggi dan menerjang semua objek yang dilewatinya, seperti bangunan infrastruktur di sungai dan pemukiman penduduk di sekitarnya. Aliran lahar dapat terjadi karena dipicu oleh adanya jumlah material sedimen yang cukup tinggi, intensitas curah hujan tinggi, dan kemiringan dasar sungai yang curam. Kejadian banjir lahar tidak hanya menimbulkan kerusakan pada bangunan infrastruktur di sungai dan lingkungan saja, tetapi juga kerugian material serta korban jiwa dalam jumlah yang cukup besar. Ilustrasi proses terbentuknya aliran lahar di wilayah vulkanik (gunung api) dapat dilihat pada Gambar 3.1.



Gambar 3.1 Terbentuknya Aliran Debris

(Sumber: H. Kusumosubroto, 2013)

3.2 Erosi dan Sedimen

3.2.1 Erosi

Erosi adalah peristiwa pengikisan padatan (sedimen, tanah, batuan, dll) akibat transportasi angin, air, es, hujan, pengaruh gravitasi atau akibat aktivitas makhluk hidup. Proses erosi dapat menyebabkan merosotnya produktivitas tanah dan daya dukung tanah.

Erosi dan sedimentasi merupakan serangkaian proses yang berkaitan dengan proses pelapukan, pelepasan, pengangkutan dan pengendapan material tanah/kerak bumi. Erosi dapat disebabkan oleh angin, air atau aliran gletser (es). Dalam hal ini yang akan dibahas adalah erosi oleh air. Erosi yang disebabkan oleh air dapat berupa :

1. Erosi Lempeng (*Sheet Erosion*) yaitu adalah erosi yang terjadi ketika lapisan tipis permukaan tanah di daerah berlereng terkikis oleh kombinasi air hujan dan air larian (*runoff*)
2. Erosi Parit (*Gully Erosion*) adalah erosi yang terjadi apabila aliran-aliran kecil akibat erosi alur berkumpul menjadi aliran yang lebih besar. Oleh karena itu, aliran air pun menjadi lebih deras dan proses erosinya semakin besar. Bentuk alam yang dihasilkan oleh erosi ini antara lain jurang-jurang yang dalam dengan lereng yang curam. Peranan air dalam erosi ini jelas begitu dominan, terlebih-lebih di Indonesia yang merupakan daerah tropis dengan curah hujan yang tinggi. Erosi selalu di mulai dari erosi yang ringan, lalu erosi lembar, diteruskan dengan erosi alur, dan akhirnya erosi parit hingga merusakkan lapisan dipermukaan bumi ini.
3. Tanah Longsor (*Landslide*) adalah suatu bentuk erosi yang pengangkutan atau pemindahan tanahnya terjadi pada suatu saat dalam volume yang besar.
4. Erosi Tebing Sungai terjadi sebagai akibat pengikisan tebing oleh air yang mengalir dari bagian atas atau oleh terjangan arus air yang kuat pada kelokan sungai. Erosi tebing akan lebih hebat jika vegetasi penutup tebing telah habis atau jika dilakukan pengelolaan terlalu dekat dengan tebing.

Faktor-faktor yang mempengaruhi erosi antara lain :

- a. Iklim
- b. Tanah
- c. Topografi
- d. Tanaman / Vegetasi
- e. Macam penggunaan lahan

Proses erosi oleh air dimulai pada saat tenaga kinetik air hujan mengenai air tanah. Tenaga pukulan air hujan ini yang menyebabkan terlepasnya partikel-partikel tanah dari gumpalan tanah yang lebih besar. Semakin tinggi intensitas hujan akan semakin tinggi pula tenaga yang dihasilkan dan semakin banyak partikel tanah yang terlepas dari gumpalan tanah. Tanah yang terlepas ini akan terlempar bersama dengan percikan air. (Morgan, 1980)

Menurut Darmawidjaja (1981), benturan tetesan air hujan dengan permukaan tanah akan menghancurkan ikatan struktur tanah dan terlepas menjadi partikel-partikel tanah yang kemudian memercik bersama dengan percikan air hujan. Peristiwa ini menyebabkan tanah akan terkikis dan proses ini dikenal dengan erosi percikan air hujan atau *Rain Splash Erosion*, serta merupakan tahap terpenting dari proses erosi, karena merupakan awal terjadinya erosi.

Menurut Utomo (1983), erosi di alam akan selalu ada dan tetap terjadi dan bentuk permukaan bumi akan selalu berubah dari waktu ke waktu. Proses pengikisan permukaan bumi secara alamiah disebut erosi geologi atau erosi alam, sedang erosi yang disebabkan oleh aktifitas manusia disebut erosi yang dipercepat.

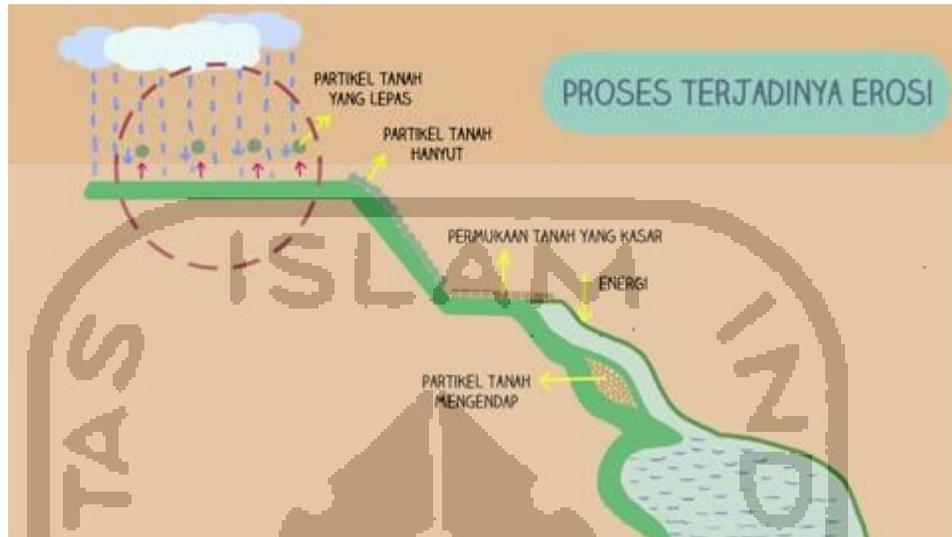
Menurut Gupta (1979), pada kondisi erosi yang dipercepat besarnya laju pengikisan tanah jauh lebih besar dari pada laju pembentukan tanah, sehingga akan mengurangi tingkat kesuburan tanah.

Aliran permukaan merupakan penyebab utama terjadinya proses pengangkutan partikel-partikel tanah. Kemampuan limpasan permukaan dalam mengangkut partikel tanah tergantung dari besarnya energi potensial yang dimiliki oleh aliran permukaan

tersebut, semakin besar energi potensial yang dimiliki maka semakin besar pula kemampuan limpasan tersebut dalam mengangkut partikel tanah. Hudson (1976).

3.2.2 Sedimen

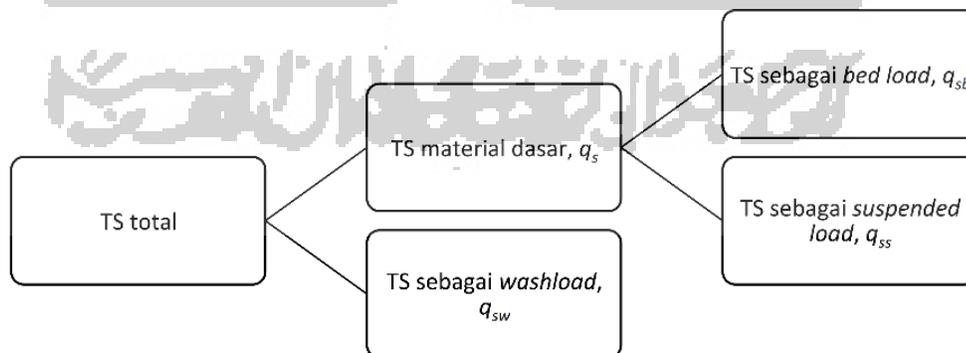
Pipkin (1977) dalam Rizki Budiman (2018) sedimen adalah material atau pecahan dari batuan, mineral dan material organik yang dipindahkan dari berbagai sumber air darat maupun laut dan didepositkan oleh udara, angin, es, dan air. Selain itu ada juga yang dapat diendapkan dari material yang melayang dalam air (suspensi) atau dalam bentuk kimia pada suatu tempat (presipitasi kimia). Sedimen terbentuk akibat adanya proses sedimentasi, sedimentasi meliputi proses erosi, transportasi (angkutan), pengendapan (*deposition*), dan pemadatan (*compaction*) dari sedimen itu sendiri. Proses tersebut berjalan sangat kompleks, dimulai dari jatuhnya hujan yang menghasilkan energi kinetik yang merupakan permulaan dari proses erosi. Begitu tanah menjadi partikel tanah menjadi partikel halus lalu menggelinding bersama aliran permukaan, sebagian akan tertinggal diatas tanah dan sebagian yang lain akan masuk kedalam sungai dan akan terbawa aliran menjadi angkutan sedimen (Loebis, 1993). Proses sedimentasi dinyatakan dalam berat per waktu, massa per waktu, atau volume per waktu.



Gambar 3.2 Proses Erosi dan Sedimentasi

(Sumber: <https://www.metube.id/videos/12150851> diakses pada tanggal 20 Mei 2019)

Menurut Pragnjono (1987), Angkutan sedimen menurut asal bahan dasarnya dibedakan menjadi muatan material dasar (*bed load*) dan muatan bilas (*wash load*). Sementara itu menurut Istiarto (2014) pada Universitas Gadjah Mada Press, transpor sedimen oleh aliran air adalah transpor seluruh butir padat (*solid*) yang melewati tampang lintang suatu aliran air. Transpor sedimen umumnya dikelompokkan berdasarkan cara transpornya.

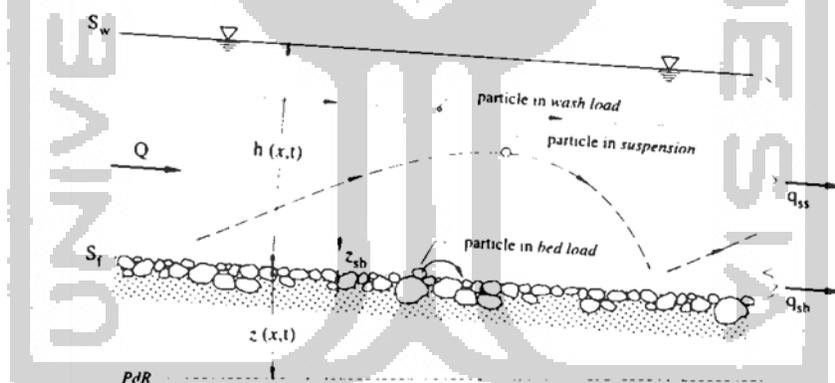


Gambar 3.3 Jenis Sedimen

(Sumber: Istiarto, 2014)

1. Transpor sedimen dasar (*Bed load*) adalah gerak butir sedimen yang bergerak di dasar saluran sungai. Gerak butir sedimen dapat berupa bergeser, meluncur, menggulung atau lompat kecil. Ukuran sedimen dasar relatif besar.
2. Transpor sedimen layang (*suspended load*) adalah gerak butir sedimen yang bergerak melayang atau melompat jauh dan terkadang bersinggungan dengan sedimen dasar (*Bed load*). Ukuran sedimen relative kecil.
3. Transpor sedimen *washload* adalah gerak butir sedimen yang bergerak sangat cepat dan jarang bersentuhan dengan sedimen dasar (*Bed load*). Ukuran sedimen sangat kecil dan halus.

Untuk lebih jelasnya transpor sedimen berdasarkan jenis transpornya dapat dilihat pada gambar di bawah.

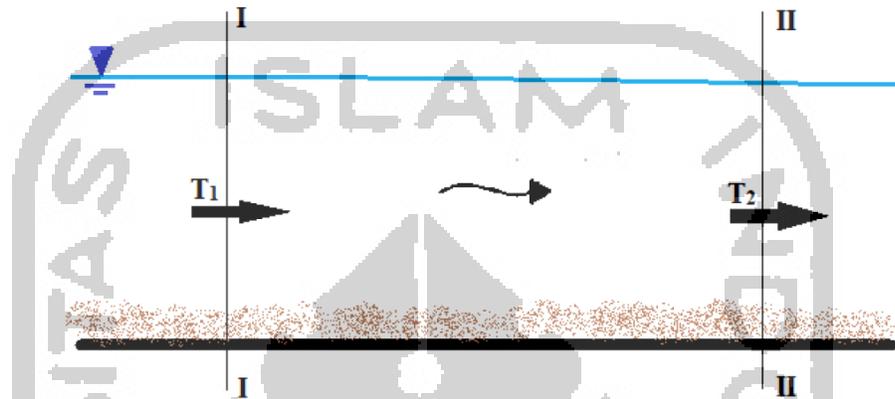


Gambar 3.4 Jenis Sedimen pada Saluran

(Sumber: Istiarto, 2014)

Menurut Pragnjono (1988) tujuan pokok dalam mempelajari proses transportasi sedimen agar mengetahui keadaan dasar sungai yang terjadi apakah dalam keadaan seimbang (*equilibrium*), erosi, atau terjadi pengendapan. Keadaan tersebut dapat diketahui dengan membandingkan jumlah angkutan sedimen (T) dari titik satu

ke titik dua. Pada Gambar di bawah, akan terdapat tiga keadaan transportasi sedimen, yaitu;



Gambar 3.5 Transportasi Sedimen

(Sumber: Pragnjono Mardjikoen, 1988)

1. Apabila jumlah angkutan sedimen di titik 1 sama dengan jumlah angkutan sedimen di titik 2 ($T_1 = T_2$) maka dasar sungai dalam keadaan seimbang (stabil).
2. Apabila jumlah angkutan sedimen di titik 1 lebih kecil dari pada jumlah angkutan sedimen di titik 2 ($T_1 < T_2$) maka terjadi erosi atau terjadi degradasi dasar sungai.
3. Apabila jumlah angkutan sedimen di titik 1 lebih besar dari pada jumlah angkutan sedimen di titik 2 ($T_1 > T_2$) maka terjadi pengendapan atau terjadi aggradasi dasar sungai.

3.3 Analisis Hidrologi

Sebelum melakukan simulasi aliran debris menggunakan program SIMLAR V 2.0 langkah pertama yang dilakukan adalah menghitung perkiraan debit banjir yang terjadi pada DAS Kali Putih. Data-data hidrologi yang diperoleh dianalisis untuk memperoleh besarnya debit banjir dengan periode ulang tertentu. Data hidrologi dianalisis untuk membuat keputusan dan menarik kesimpulan mengenai fenomena

hidrologi berdasarkan sebagian data hidrologi yang dikumpulkan. (Soewarno, 1995). Adapun langkah-langkah dalam analisis hidrologi adalah sebagai berikut:

1. Perencanaan Daerah Aliran Sungai (DAS) beserta luasnya.
2. Analisis curah hujan wilayah.
3. Analisis mengenai frekuensi curah hujan.
4. Pemilihan jenis sebaran.
5. Uji kecocokan sebaran.
6. Perhitungan Hujan Rancangan.
7. Perhitungan debit banjir rencana berdasarkan besarnya curah hujan rencana di atas pada periode ulang T tahun sebagai input simulasi aliran debris menggunakan program SIMLAR V 2.0

Berikut ini adalah metode-metode analisis hidrologi yang akan digunakan.

3.3.1 Daerah Aliran Sungai

Daerah Aliran Sungai (DAS) (*catchment, basin, watershed*) adalah daerah yang dibatasi oleh punggung-punggungan gunung/pegunungan di mana air hujan yang jatuh di daerah tersebut akan mengalir menuju sungai utama pada suatu titik/stasiun yang ditinjau.. Daerah ini umumnya dibatasi oleh batas topografi, yang berarti ditetapkan berdasar aliran air permukaan. Batas ini tidak ditetapkan berdasar air bawah tanah karena permukaan air tanah selalu berubah sesuai dengan musim dan tingkat kegiatan pemakaian.

Nama sebuah DAS ditandai dengan nama sungai yang bersangkutan dan dibatasi oleh titik kontrol, yang umumnya merupakan stasiun hidrometri. Memperhatikan hal tersebut berarti sebuah DAS dapat merupakan bagian dari DAS lain (Sri Harto Br., 1993). Dalam sebuah DAS kemudian dibagi dalam area yang lebih kecil menjadi sub DAS. Penentuan batas-batas sub DAS berdasarkan kontur, jalan dan rel KA yang ada di lapangan untuk menentukan arah aliran air.

Dari peta topografi, ditetapkan titik-titik tertinggi disekeliling sungai utama (*main stream*) yang dimaksudkan, dan masing-masing titik tersebut dihubungkan satu

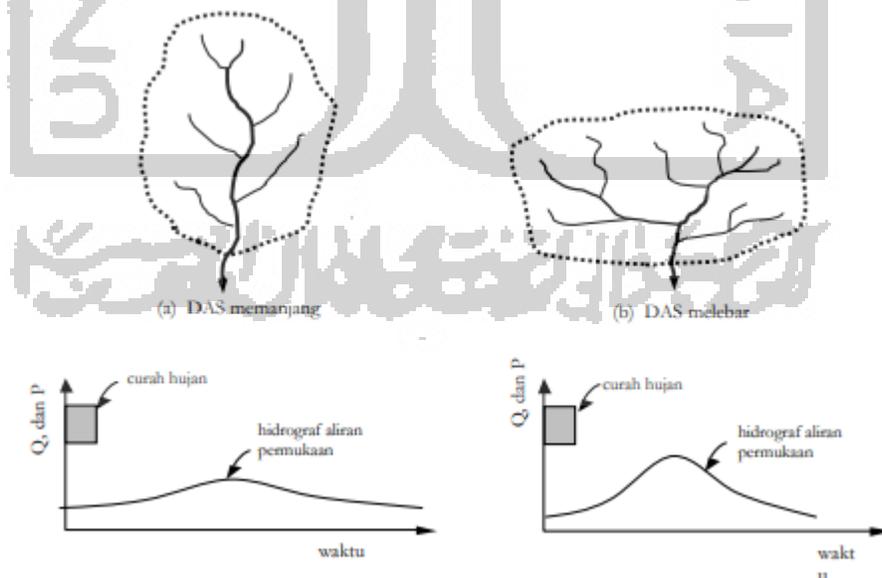
dengan lainnya sehingga membentuk garis utuh yang bertemu ujung pangkalnya. Garis tersebut merupakan batas DAS dititik kontrol tertentu (Sri Harto Br., 1993).

Karakteristik DAS yang berpengaruh besar pada aliran permukaan meliputi (Suripin, 2004):

1. Luas dan bentuk

DAS Laju dan volume aliran permukaan makin bertambah besar dengan bertambahnya luas DAS. Tetapi apabila aliran permukaan tidak dinyatakan sebagai jumlah total dari DAS, melainkan sebagai laju dan volume per satuan luas, besarnya akan berkurang dengan bertambahnya luasnya DAS. Ini berkaitan dengan waktu yang diperlukan air untuk mengalir dari titik terjauh sampai ke titik kontrol (waktu konsentrasi) dan juga penyebaran atau intensitas hujan.

Bentuk DAS mempunyai pengaruh pada pola aliran dalam sungai. Pengaruh bentuk DAS terhadap aliran permukaan dapat ditunjukkan dengan memperhatikan hidrograf-hidrograf yang terjadi pada dua buah DAS yang bentuknya berbeda namun mempunyai luas yang sama dan menerima hujan dengan intensitas yang sama.



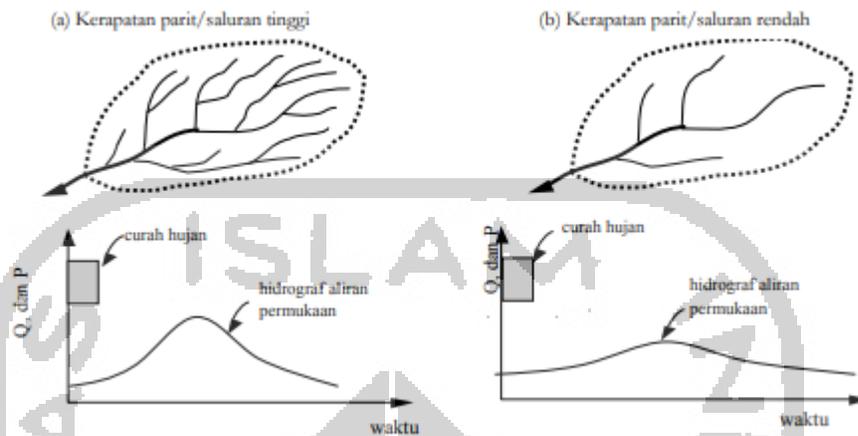
Gambar 3.6 Pengaruh Bentuk DAS pada Aliran Permukaan

(Sumber: <http://hydrauliclaboratory.blogspot.com/2016/08/daerah-aliran-sungai.html> diakses pada tanggal 25 Mei 2019)

Bentuk DAS yang memanjang dan sempit cenderung menghasilkan laju aliran permukaan yang lebih kecil dibandingkan dengan DAS yang berbentuk melebar atau melingkar. Hal ini terjadi karena waktu konsentrasi DAS yang memanjang lebih lama dibandingkan dengan DAS yang melebar, sehingga terjadinya konsentrasi air dititik kontrol lebih lambat yang berpengaruh pada laju dan volume aliran permukaan. Faktor bentuk juga dapat berpengaruh pada aliran permukaan apabila hujan yang terjadi tidak serentak diseluruh DAS, tetapi bergerak dari ujung yang satu ke ujung lainnya. Pada DAS memanjang laju aliran akan lebih kecil karena aliran permukaan akibat hujan di hulu belum memberikan kontribusi pada titik kontrol ketika aliran permukaan dari hujan di hilir telah habis, atau mengecil. Sebaliknya pada DAS melebar, datangnya aliran permukaan dari semua titik di DAS tidak terpaut banyak, artinya air dari hulu sudah tiba sebelum aliran di titik kontrol mengecil/habis.

2. Topografi

Tampakan rupa muka bumi atau topografi seperti kemiringan lahan, keadaan dan kerapatan parit dan/atau saluran, dan bentuk-bentuk cekungan lainnya mempunyai pengaruh pada laju dan volume aliran permukaan. DAS dengan kemiringan curam disertai parit/saluran yang rapat akan menghasilkan laju dan volume aliran permukaan yang lebih tinggi dibandingkan dengan DAS yang landai dengan parit yang jarang dan adanya cekungan-cekungan. Pengaruh kerapatan parit, yaitu panjang parit per satuan luas DAS, pada aliran permukaan adalah memperpendek waktu konsentrasi, sehingga memperbesar laju aliran permukaan.



Gambar 3.7 Pengaruh Kerapatan Parit/Saluran pada Hidrograf Aliran Permukaan

(Sumber: <http://hydrauliclaboratory.blogspot.com/2016/08/daerah-aliran-sungai.html> diakses pada tanggal 25 Mei 2019)

3. Tata Guna Lahan

Pengaruh tata guna lahan pada aliran permukaan dinyatakan dalam koefisien aliran permukaan (C), yaitu bilangan yang menunjukkan perbandingan antara besarnya aliran permukaan dan besarnya curah hujan. Angka koefisien aliran permukaan ini merupakan salah satu indikator untuk menentukan kondisi fisik suatu DAS. Nilai C berkisar antara 0 sampai 1. Nilai $C = 0$ menunjukkan bahwa semua air hujan terintersepsi dan terinfiltrasi ke dalam tanah, sebaliknya untuk nilai $C = 1$ menunjukkan bahwa semua air hujan mengalir sebagai aliran permukaan.

3.3.2 Curah Hujan Wilayah

Menurut Triatmodjo (2008) stasiun penakar hujan hanya memberikan kedalaman hujan di titik di mana stasiun tersebut berada, sehingga hujan pada suatu luasan harus diperkirakan dari titik pengamatan tersebut. Apabila pada suatu daerah terdapat lebih dari satu stasiun pengukuran yang ditempatkan secara terpencar, hujan yang tercatat dimasing-masing stasiun dapat tidak sama. Dalam analisis hidrologi sering diperlukan untuk menentukan hujan rerata pada daerah tersebut, yang dapat

dilakukan dengan tiga metode berikut yaitu metode rerata aritmatika (Aljabar), metode poligon thiessen, metode isohiet. Dalam penelitian ini digunakan metode poligon thiessen untuk mencari curah hujan wilayah .

Metode ini memperhitungkan luas daerah yang mewakili dari stasiun - stasiun hujan yang bersangkutan, untuk digunakan sebagai faktor bobot dalam perhitungan curah hujan rata-rata. Daerah pengaruh dibentuk dengan menggambarkan garis-garis sumbu tegak lurus terhadap garis penghubung antara dua stasiun terdekat. Jika dirumuskan dalam suatu persamaan adalah sebagai berikut :

$$\bar{R} = \frac{R_1A_1 + R_2A_2 + \dots + R_nA_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \quad (3.1)$$

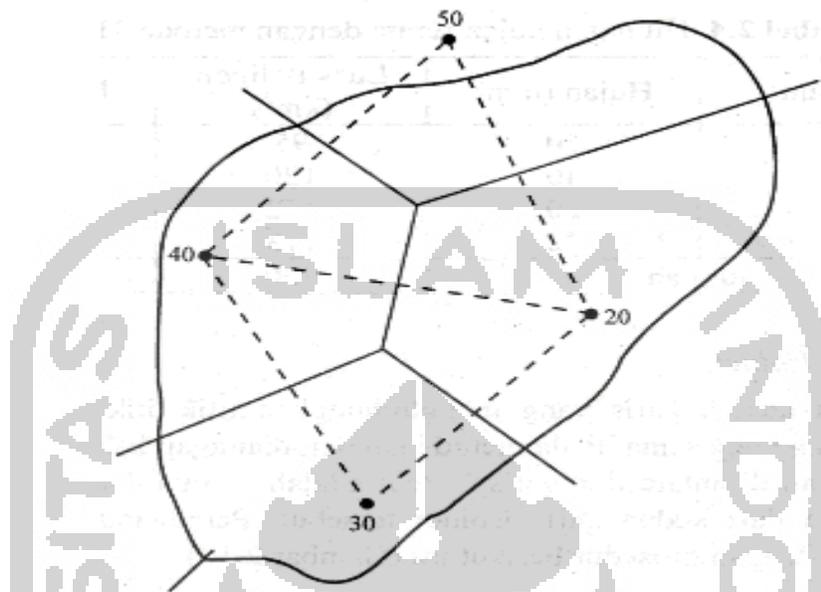
dengan :

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

R_1, \dots, R_n = besarnya curah hujan pada masing - masing stasiun

A_1, \dots, A_n = luas daerah yang mewakili masing - masing stasiun

n = banyaknya stasiun hujan



Gambar 3.8 Metode Polygon Thiessen

(Sumber: Bambang Triatmodjo, 2008)

3.3.3 Frekuensi Hujan Rancangan

Dalam analisis frekuensi curah hujan data hidrologi dikumpulkan, dihitung, disajikan dan ditafsirkan dengan menggunakan prosedur tertentu, yaitu metode statistik. 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 rumus yang digunakan untuk pengukuran dispersi antara lain :

1. Harga Rata-Rata (\bar{X})

Rumusnya adalah:

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

Dengan:

\bar{X} = Curah Hujan Rata-Rata (mm)

X_i = Curah Hujan di Stasiun Hujan Ke I (mm)

n = Jumlah Data

2. Standar Deviasi (S_x)

Umumnya ukuran dispersi yang paling banyak digunakan adalah deviasi standar (*standard deviation*) dan varian (*variance*). Varian dihitung sebagai nilai kuadrat dari deviasi standar. Apabila penyebaran data sangat besar terhadap nilai rata-rata maka nilai standar deviasi akan besar, akan tetapi apabila penyebaran data sangat kecil terhadap nilai rata-rata maka standar deviasi akan kecil.

Rumusny adalah:

$$S_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{n-1}} \quad (3.3)$$

Dengan:

S_x = Standar Deviasi

\bar{X} = Curah Hujan Rata-Rata (mm)

X_i = Curah Hujan di Stasiun Hujan ke I (mm)

n = Jumlah Data

3. Koefisien Skewness (C_s)

Kemencengan (*skewness*) adalah suatu nilai yang menunjukkan derajat ketidaksimetrisan (*assymetry*) dari suatu bentuk distribusi. Umumnya ukuran kemencengan dinyatakan dengan besarnya koefisien kemencengan (*coefficient of skewness*).

Rumusny adalah:

$$C_s = \frac{n \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^3}{(n-1)(n-2)S_x^3} \quad (3.4)$$

Dengan:

C_s = Koefisien Skewness

\bar{X} = Curah Hujan Rata-Rata (mm)

X_i = Curah Hujan di Stasiun Hujan ke I (mm)

n = Jumlah Data

S_x = Standar Deviasi

4. Koefisien *Kurtosis* (C_k)

Pengukuran kurtosis dimaksudkan untuk mengukur keruncingan dari bentuk kurva distribusi, yang umumnya dibandingkan dengan distribusi normal.

Rumusnya adalah:

$$C_k = \frac{n^2 \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^4}{(n-1)(n-2)(n-3)S_x^4} \quad (3.5)$$

Dengan:

C_k = Koefisien *Kurtosis*

\bar{X} = Curah Hujan Rata-Rata (mm)

X_i = Curah Hujan di Stasiun Hujan ke I (mm)

n = Jumlah Data

S_x = Standar Deviasi

5. Koefisien Variasi (C_v)

Koefisien variasi (*varianion coefficient*) adalah nilai perbandingan antara deviasi standar dengan nilai rata-rata hitung dari suatu distribusi.

Rumus adalah:

$$C_v = \frac{S_x}{\bar{X}} \quad (3.6)$$

Dengan:

C_v = Koefisien Variasi

\bar{X} = Curah Hujan Rata-Rata (mm)

S_x = Standar Deviasi

Beberapa bentuk jenis distribusi yang dipakai dalam analisis frekuensi untuk hidrologi diantaranya:

1. Distribusi Log normal

Distribusi log normal digunakan apabila nilai-nilai dari variable random tidak mengikuti distribusi normal, tetapi nilai logaritmanya memenuhi distribusi normal. Dalam hal ini, fungsi densitas probabilitas (PDF) diperoleh dengan melakukan transformasi, yang dalam hal ini digunakan persamaan tranformasi berikut:

$$y = \ln X \quad (3.7)$$

Dengan:

X = Nilai maksimum curah hujan (mm)

Sifat-sifat distribusi lognormal adalah sebagai berikut:

$$\text{Koefisien kemencengan} : C_s = 3 C_v + C_v^3$$

$$\text{Koefisien kurtosis} : C_k = C_v^8 + 6C_v^6 + 15C_v^4 + 16C_v^2 + 3$$

Menentukan curah nilai (y) digunakan persamaan sebagai berikut:

$$z = \frac{y - \bar{X}_y}{S_y}$$

Dengan:

z = Nilai probabilitas kumulatif

\bar{X}_y = Nilai rerata dari fungsi $y = \ln X$ (mm)

S_y = Standar deviasi dari fungsi $y = \ln X$

Setelah didapatkan nilai (y) selanjutnya dilakukan analisis besarnya curah hujan kala ulang tahun dengan menggunakan persamaan berikut:

$$y = \ln X_t$$

Dengan:

X_t = besarnya curah hujan dengan periode t (mm)

2. Distribusi Gumbel

Distribusi gumbel banyak digunakan untuk analisis data maksimum, seperti untuk analisis frekuensi banjir. Persamaan yang dipakai dalam distribusi gumbel adalah:

$$K_T = -\frac{\sqrt{6}}{\pi} \left\{ 0,5772 + \ln \left[\ln \left(\frac{T}{T-1} \right) \right] \right\} \quad (3.8)$$

Dengan:

K_T = Faktor Frekuensi

T = Kala ulang

Distribusi gumbel mempunyai sifat:

Koefisien kemelencengan : $C_s=1,14$

Koefisien kurtosis : $C_k=5,4$

Untuk menentukan curah hujan kala ulang tahun maka digunakan persamaan sebagai berikut:

$$X_t = (\bar{X} + K_T \times S_x)$$

Dengan:

X_t = besarnya curah hujan dengan periode t (mm)

\bar{X} = Curah Hujan Rata-Rata (mm)

S_x = Standar Deviasi

K_T = Faktor Frekuensi

3. Distribusi Log Pearson III

Digunakan apabila parameter statistik C_s dan C_k mempunyai nilai selain dari parameter statistik untuk distribusi yang lain (normal, log normal, dan gumbels).

$$X_t = (\bar{X}_y + K_T \times S_y) \quad (3.9)$$

Dengan:

X_t = nilai logaritmik besarnya curah hujan dengan periode t (mm)

\bar{X}_y = Nilai rerata dari fungsi $y = \ln X$ (mm)

S_y = Standar deviasi dari fungsi $y = \ln X$

K_T = Faktor frekuensi, yang merupakan fungsi dari probabilitas dan nilai C_s , yang disajikan pada Tabel 3.1 dan Tabel 3.2 .

Tabel 3.1 Nilai K_T Distribusi Pearson III (Kemencengan Positif)

Skew Coefficient (Cs)	Return period in years						
	2	5	10	25	50	100	200
	Exceedence Probability (%)						
	50	20	10	4	2	1	0.5
3	-0.396	0.420	1.180	2.278	3.152	4.051	4.970
2.9	-0.390	0.440	1.195	2.277	3.134	4.013	4.904
2.8	-0.384	0.460	1.210	2.275	3.114	3.973	4.847
2.7	-0.376	0.479	1.224	2.272	3.093	3.932	4.783
2.6	-0.368	0.499	1.238	2.267	3.071	3.889	4.718
2.5	-0.360	0.518	1.250	2.262	3.048	3.845	4.652
2.4	-0.351	0.537	1.262	2.256	3.023	3.800	4.584
2.3	-0.341	0.555	1.274	2.248	2.997	3.753	4.515
2.2	-0.330	0.574	1.284	2.240	2.970	3.705	4.444
2.1	-0.319	0.592	1.294	2.230	2.942	3.656	4.372
2	-0.307	0.609	1.302	2.219	2.912	3.605	4.298
1.9	-0.294	0.627	1.310	2.207	2.881	3.553	4.223
1.8	-0.282	0.643	1.318	2.193	2.848	3.499	4.147
1.7	-0.268	0.660	1.324	2.179	2.815	3.444	4.069
1.6	-0.254	0.675	1.329	2.163	2.780	3.388	3.990
1.5	-0.240	0.690	1.333	2.146	2.743	3.330	3.910
1.4	-0.225	0.705	1.337	2.128	2.706	3.271	3.828
1.3	-0.210	0.719	1.339	2.108	2.666	3.211	3.745
1.2	-0.195	0.732	1.340	2.087	2.626	3.149	3.661

1.1	-0.180	0.745	1.341	2.066	2.585	3.087	3.575
1	-0.164	0.758	1.340	2.043	2.542	3.022	3.489
0.9	-0.148	0.769	1.339	2.018	2.498	2.957	3.401
0.8	-0.132	0.780	1.336	1.993	2.453	2.891	3.312
0.7	-0.116	0.790	1.333	1.967	2.407	2.824	3.223
0.6	-0.099	0.800	1.328	1.939	2.359	2.755	3.132
0.5	-0.083	0.808	1.323	1.910	2.311	2.686	3.041
0.4	-0.066	0.816	1.317	1.880	2.261	2.615	2.949
0.3	-0.050	0.824	1.309	1.849	2.211	2.544	2.856
0.2	-0.033	0.830	1.301	1.818	2.159	2.472	2.763
0.1	-0.017	0.836	1.292	1.785	2.107	2.400	2.670
0	0.000	0.842	1.282	1.751	2.054	2.326	2.576

(Sumber: Bambang Triatmodjo, 2008)

Tabel 3.2 Nilai K_T distribusi Pearson III (kemencengan negatif)

Skew Coefficient (Cs)	Return period in years						
	2	5	10	25	50	100	200
	Exceedence Probability (%)						
	50	20	10	4	2	1	0.5
-0.1	0.017	0.846	1.270	1.716	2.000	2.252	2.482
-0.2	0.033	0.850	1.258	1.680	1.945	2.178	2.388
-0.3	0.050	0.853	1.245	1.643	1.890	2.104	2.294
-0.4	0.066	0.855	1.231	1.606	1.834	2.029	2.201
-0.5	0.083	0.856	1.216	1.567	1.777	1.955	2.108
-0.6	0.099	0.857	1.200	1.528	1.720	1.880	2.016
-0.7	0.116	0.857	1.183	1.488	1.663	1.806	1.926
-0.8	0.132	0.856	1.166	1.448	1.606	1.733	1.837
-0.9	0.148	0.854	1.147	1.407	1.549	1.660	1.749
-1.0	0.164	0.852	1.128	1.366	1.492	1.588	1.664
-1.1	0.180	0.848	1.107	1.324	1.435	1.518	1.581
-1.2	0.195	0.844	1.086	1.282	1.379	1.449	1.501
-1.3	0.210	0.838	1.064	1.240	1.324	1.383	1.424
-1.4	0.225	0.832	1.041	1.198	1.270	1.318	1.351
-1.5	0.240	0.825	1.018	1.157	1.217	1.256	1.282
-1.6	0.254	0.817	0.994	1.116	1.166	1.197	1.216

-1.7	0.268	0.808	0.970	1.075	1.116	1.140	1.155
-1.8	0.282	0.799	0.945	1.035	1.069	1.087	1.097
-1.9	0.294	0.788	0.920	0.996	1.023	1.037	1.044
-2.0	0.307	0.777	0.895	0.959	0.980	0.990	0.995
-2.1	0.319	0.765	0.869	0.923	0.939	0.946	0.949
-2.2	0.330	0.752	0.844	0.888	0.900	0.905	0.907
-2.3	0.341	0.739	0.819	0.855	0.864	0.867	0.869
-2.4	0.351	0.725	0.795	0.823	0.830	0.832	0.833
-2.5	0.360	0.711	0.711	0.793	0.798	0.799	0.800
-2.6	0.368	0.696	0.747	0.764	0.768	0.769	0.769
-2.7	0.376	0.681	0.724	0.738	0.740	0.740	0.741
-2.8	0.384	0.666	0.702	0.712	0.714	0.714	0.714
-2.9	0.390	0.651	0.681	0.683	0.689	0.690	0.690
-3.0	0.396	0.636	0.660	0.666	0.666	0.667	0.667

(Sumber: Bambang Triatmodjo, 2008)

3.3.4 Uji Kecocokan Sebaran *Chi Kuadrat*

Untuk menentukan kecocokan (*the goodness of fit test*) distribusi frekuensi dari sampel data terhadap fungsi distribusi peluang yang diperkirakan dapat menggambarkan/mewakili distribusi frekuensi tersebut diperlukan pengujian parameter. Uji Chi-Kuadrat dimaksudkan untuk menentukan apakah persamaan distribusi peluang yang telah dipilih dapat mewakili dari distribusi statistik sampel data yang dianalisis. Pengambilan keputusan uji ini menggunakan parameter χ^2 , oleh karena itu disebut dengan uji Chi-Kuadrat.

Rumusny adalah:

$$\chi^2 C_r = \sum_{i=1}^n \left[\frac{Ef_i - Of_i}{Of_i} \right]^2 \quad (3.10)$$

Dengan:

$\chi^2 C_r$ = Harga *Chi Kuadrat*

Ef_i = Banyaknya frekuensi yang diharapkan pada data ke i

Of_i = Frekuensi yang terbaca dikelas yang sama pada data ke i

n = Jumlah data

3.3.5 Prosedur Perhitungan Uji Chi Kuadrat

Prosedur perhitungan uji chi kuadrat adalah sebagai berikut.

1. Urutkan data pengamatan dari besar ke kecil
2. Menghitung jumlah kelas yang ada $(K) = 1 + 3,322 \log n$
3. Dalam pembagian kelas disarankan agar setiap kelas terdapat minimal tiga buah pengamatan.
4. Hitung nilai $E_f = \left\lceil \frac{\sum n}{\sum k} \right\rceil$
5. Hitung banyaknya O_f untuk masing-masing kelas.
6. Hitung nilai $X_2 C_r$ untuk setiap kelas kemudian hitung total $X_2 C_r$ dari tabel untuk derajat nyata tertentu yang sering diambil sebesar 5% dengan parameter derajat kebebasan.

Rumus derajat kebebasan adalah:

$$DK = K - (R + 1) \quad (3.11)$$

Dengan:

DK = Derajat Kebebasan

K = Banyaknya Kelas

R = banyaknya keterikatan untuk uji Chi-Kuadrat adalah 2

Tabel 3.3 Nilai Chi Kuadrat Kritik

DK	Distribusi X^2											
	0.99	0.95	0.9	0.8	0.7	0.5	0.3	0.2	0.1	0.05	0.01	0.001
1	0	0.004	0.016	0.064	0.148	0.455	1.074	1.642	2.706	3.841	6.635	10.827
2	0.02	0.103	0.211	0.446	0.713	1.386	2.408	3.219	4.605	5.991	9.21	13.815
3	0.115	0.352	0.584	1.005	1.424	2.366	3.665	5	6.251	7.815	11.345	16.268
4	0.297	0.711	1.064	1.649	2.195	3.357	4.878	5.989	7.779	9.488	13.277	18.465
5	0.554	1.145	1.61	2.343	3	4.351	6.064	7.289	9.236	11.07	15.086	20.517
6	0.872	1.635	2.204	1.07	3.828	5.348	7.231	8.558	10.645	12.592	16.812	22.457
7	1.239	2.167	3	3.882	4.671	6.346	8.383	9.803	12.017	14.067	18.475	24.322
8	1.646	2.733	2.89	4.594	5.527	7.344	9.524	11.03	13.362	15.507	20.09	26.425
9	2.088	3.325	4.168	5.38	6.393	8.343	10.656	12.242	14.684	16.919	21.666	27.877
10	2.558	3.94	6.179	6.179	7.267	9.342	11.781	13.442	15.987	18.307	23.209	29.588
11	3.053	4.575	5.578	6.989	8.148	10.341	12.899	14.631	17.275	19.675	24.725	31.264
12	3.571	5.226	6.304	7.807	9.034	11.34	14.011	15.812	18.549	21.026	26.217	32.909
13	4.107	5.892	7.042	8.634	9.926	12.34	15.119	16.985	19.812	22.362	27.688	34.528
14	4.66	6.571	7.79	9.467	10.821	13.339	16.222	18	21.064	23.685	29.141	36.123
15	4.229	7.261	8.547	10.307	11.721	14.339	17.322	19.311	22.307	24.996	30.578	37.697
16	5.812	7.962	9.312	11.152	12.624	15.338	18.418	20.465	23.542	26.296	32	39.252
17	6.408	8.672	10.085	12.002	13.531	16.338	19.511	21.615	24.769	27.587	33.409	40.79
18	7.015	9.39	10.865	12.857	14.44	17.338	20.601	22.76	25.989	28.869	34.805	42.312
19	7.635	10.117	11.651	13.716	15.352	18.338	21.689	23.9	27.204	30.144	36.191	43.82
20	8.26	10.851	12.443	14.578	16.266	19.377	22.775	25.038	28.412	31.41	37.566	45.315
21	8.897	11.501	13.24	15.445	17.182	20.377	23.858	26.171	29.615	32.671	38.932	46.797
22	9.542	12.338	14.041	16.314	18.101	21.337	24.939	27.301	30.813	33.924	40.289	48.268
23	10.196	13.091	14.848	17.187	19.021	22.337	26.018	28.429	32.007	35.172	41.638	49.728
24	10.856	13.848	15.659	18.062	19.943	23.337	27.096	29.553	33.196	36.415	42.98	51.179
25	11.524	14.611	16.473	18.94	20.867	24.337	28.172	30.675	34.382	37.652	44.314	52.62
26	12.198	15.379	17.292	19.82	21.792	25.337	29.246	31.795	35.563	38.886	45.642	54.052
27	12.879	16.151	18.114	20.703	22.719	26.337	30.319	32.912	36.741	40.113	46.963	55.476
28	13.565	16.928	18.839	21.588	23.647	27.337	31.391	34.027	37.916	41.337	48.278	56.893
29	14.256	19.768	19.768	22.475	24.577	28.337	32.461	35.139	39.087	42.557	49.588	58.302
30	14.953	20.559	20.559	23.364	25.508	29.337	33.53	36.25	40.258	43.773	50.982	59.703

(Sumber: Bambang Triatmodjo, 2008)

3.3.6 Metode Perhitungan Hujan Rancangan

Dalam perhitungan banjir rancangan, diperlukan masukan berupa hujan rancangan yang didistribusikan ke dalam kedalaman hujan jam –jaman (*hyetograph*). Untuk dapat mengubah hujan rancangan ke dalam besaran hujan jam – jaman perlu didapatkan terlebih dahulu suatu pola distribusi hujan jam – jaman. . Apabila yang tersedia adalah data hujan harian, untuk mendapatkan kedalaman hujan jam-jaman dari

hujan rancangan dapat menggunakan model distribusi hujan. Salah satu model distribusi hujan yang dikembangkan untuk mengalihragamkan hujan harian ke hujan jam-jaman menggunakan *Alternating Block Method* (ABM).

Alternating Block Method (ABM) adalah cara sederhana untuk membuat hyetograph rencana dari kurva IDF (Chow et al., 1988). Hyetograph rencana yang dihasilkan oleh metode ini adalah hujan yang terjadi dalam n rangkaian interval waktu yang berurutan dengan durasi Δ_t selama waktu $T_d = n \Delta_t$. Untuk periode ulang tertentu, intensitas hujan diperoleh dari kurva IDF pada setiap durasi waktu $\Delta_t, 2 \Delta_t, 3 \Delta_t, \dots$. Kedalaman hujan diperoleh dari perkalian antara intensitas hujan dan durasi waktu tersebut. Perbedaan antara nilai kedalaman hujan yang berurutan merupakan pertambahan hujan dalam interval waktu Δ_t . Pertambahan hujan tersebut (blok-blok), diurutkan kembali ke dalam rangkaian waktu dengan intensitas hujan maksimum berada pada tengah – tengah durasi hujan T_d dan blok – blok sisanya disusun dalam urutan menurun secara bolak – balik pada kanan dan kiri dari blok tengah. (Bambang Triatmodjo, 2008)

3.3.7 Metode Perhitungan Debit Banjir

Di daerah dimana data hidrologi tidak tersedia untuk menurunkan hirograf satuan, maka dibuat hidrograf satuan sintetis yang didasarkan pada karakteristik fisik dari DAS. Dalam perhitungan ini digunakan hidrograf satuan sintetis Nakayasu untuk menentukan debit banjir kala ulang T tahun.

Hidrograf satuan sintetis Nakayasu dikembangkan berdasarkan beberapa sungai yang ada di Jepang (Soemarto, 1987). Bentuk HSS Nakayasu diberikan oleh Gambar 3.2, berikut persamaannya :

$$Q_p = \frac{1}{6} + \left(\frac{ARe}{0,3T_p + T_{0,3}} \right) \quad (3.12)$$

$$T_p = T_g + 0,8 T_r \quad (3.13)$$

$$t_g = 0,4 + 0,058 L \quad \text{untuk } L > 15 \text{ km} \quad (3.14)$$

$$T_g = 0,21 L^{0,7} \quad \text{untuk } L < 15 \text{ km} \quad (3.15)$$

$$T_{0,3} = \alpha t_g \quad (3.16)$$

Dengan :

Q_p : debit puncak banjir

A : luas DAS (km^2)

R_e : curah hujan efektif (mm)

T_p : waktu dari permulaan banjir sampai puncak hidrograf (jam)

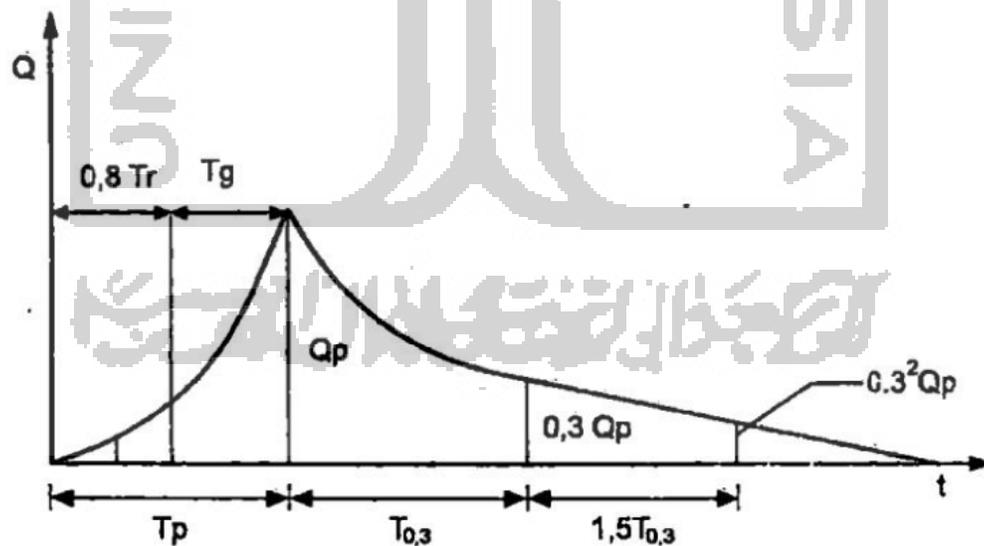
$T_{0,3}$: waktu dari puncak banjir sampai 0,3 kali debit puncak (jam)

t_g : waktu konsentrasi (jam)

T_r : satuan waktu dari curah hujan (jam)

α : koefisien karakteristik DAS

L : panjang sungai utama (km)



Gambar 3.9 Hidrograf satuan sintesis Nakayasu

(Sumber: Bambang Triatmodjo, 2008)

Dari persamaan diatas parameter yang dihasilkan akan membentuk hidrograf satuan dengan menggunakan persamaan berikut ini :

1. Pada kurva naik ($0 < t < T_p$)

$$Q_t = Q_p \left(\frac{t}{T_p} \right)^{2,4} \quad (3.17)$$

2. Pada kurva turun ($T_p < t < T_{0,3}$)

$$Q_t = Q_p \times 0,3^{(t-T_p)/T_{0,3}} \quad (3.18)$$

3. Pada kurva turun ($T_{0,3} < t < T_{0,3}^2$)

$$Q_t = Q_p \times 0,3^{[(t-T_p)+(0,5T_{0,3})]/(1,5T_{0,3})} \quad (3.19)$$

4. Pada kurva turun ($t > T_{0,3}^2$)

$$Q_t = Q_p \times 0,3^{[(t-T_p)+(1,5T_{0,3})]/(2T_{0,3})} \quad (3.20)$$

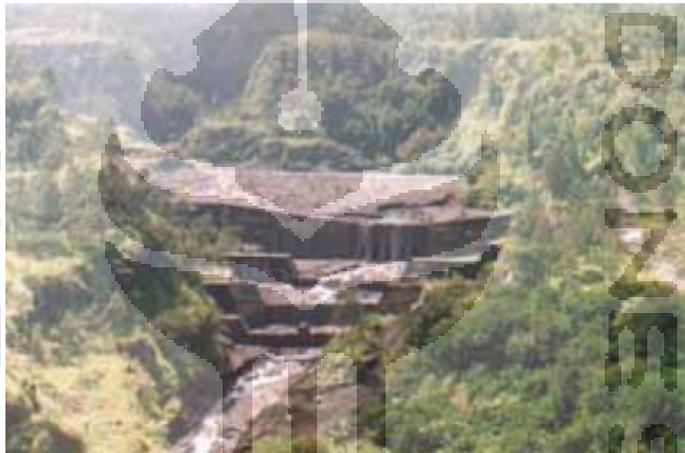
3.4 Bangunan Sabo Dam

Menurut Eka (2011) SABO adalah istilah yang berasal dari Jepang yang terdiri dari kata SA yang berarti pasir (sand) dan BO yang berarti penanggulangan (prevention). Jadi kata SABO mempunyai arti: Penanggulangan bencana yang diakibatkan pergerakan tanah atau sedimen yang dibawa oleh aliran air. Kata SABO diusulkan oleh seorang ahli konservasi dari Amerika Serikat, yang bernama Dr. Lowdermilk pada kunjungannya ke Jepang pada tahun 1951. Pergerakan tanah oleh aliran air atau erosi telah menyebabkan masalah besar karena telah banyak menimbulkan kerusakan. Secara umum sabo dapat berfungsi untuk berbagai keperluan, seperti:

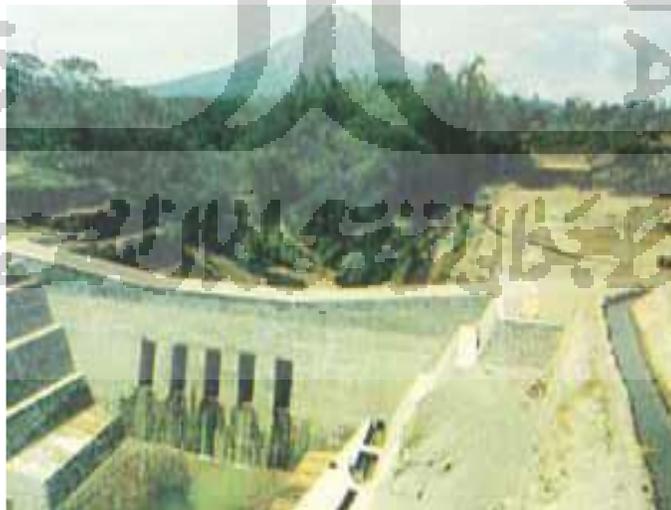
1. Melindungi manusia dan tempat tinggal beserta harta kekayaan mereka dari gangguan bencana alam yang diakibatkan oleh erosi dan aliran sedimen.
2. Memelihara kelestarian alam dan lingkungannya.

3. Melindungi daerah perkotaan, pedesaan serta bangunan-bangunan dan fasilitas umum dari bencana yang diakibatkan oleh aliran sedimen.
4. Dapat membantu pengembangan daerah melalui pemanfaatan bangunan sabo secara serba guna.

Secara teknis sabo mempunyai fungsi menjaga erosi permukaan tanah, menstabilkan dasar dan tebing sungai, mengurangi kecepatan banjir serta menampung aliran sedimen.



Gambar 3.10 Bangunan Sabo untuk Pengendalian Lahar



Gambar 3.11 Bangunan Sabo untuk Irigasi

Di Indonesia sabo telah diterapkan pada berbagai keperluan, seperti:

1. Pengendalian lahar akibat letusan gunung api;
2. Pengendalian erosi di hutan dan daerah-daerah pertanian;
3. Pencegahan terhadap longsor atau tanah runtuh;
4. Pencegahan erosi yang terjadi di pantai atau abrasi yang disebabkan oleh gelombang dan atau arus laut.

3.5 **DIGITAL ELEVATION MODEL (DEM)**

Digital elevasi model adalah salah satu model untuk menggambarkan bentuk topografi permukaan bumi sehingga dapat divisualisasikan ke dalam tampilan 3D. Untuk mendapatkan data DEM ada beberapa metode yang dilakukan, beberapa contohnya seperti IFSAR (*Interferometric Synthetic Aperture Radar*), SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*), TERRASAR-X dan LIDAR (*Light Detection And Ranging*). Pada penelitian ini metode DEM yang digunakan dalam program SIMLAR V.2.0 adalah DEMNAS.

DEM Nasional dibangun dari beberapa sumber data meliputi data IFSAR (resolusi 5m), TERRASAR-X (resolusi 5m) dan ALOS PALSAR (resolusi 11.25m), dengan menambahkan data Masspoint hasil *stereo-plotting*. Resolusi spasial DEMNAS adalah 0.27-arcsecond atau jika dikonversikan resolusinya 8m, dengan menggunakan datum vertikal EGM2008.

Pada penelitian ini data DEM yang diperoleh berupa input data yang bersifat sistem informasi geografis yang diolah untuk mendefinisikan nilai kontur atau topografi pada area sungai yang ditinjau dan keluaran yang dihasilkan yaitu berupa simulasi banjir debris dan rambatannya yang akan disimulasikan dalam 2D.

Data topografi berasal dari DEMNAS yang telah diolah menjadi ASCII. Kemudian peta DEM tersebut direkayasa dengan 2 kondisi yaitu kondisi menggunakan

sabo dan kondisi tidak menggunakan sabo sebagai pembanding dalam analisis hasil. Rekayasa dengan kondisi menggunakan sabo mengikuti dimensi sabo eksisting sedangkan kondisi tidak menggunakan sabo direkayasa mengikuti elevasi rata – rata yang didapat dari elevasi sebelum dan setelah titik penelitian tersebut . Data yang diperoleh dari rekayasa digunakan untuk menjadi inputan simulasi model numerik SIMLAR V 2.0 untuk diolah sehingga menghasilkan layout sebaran arah rambatan aliran banjir lahar dingin dan area jangkauannya.

3.6 Pemodelan Banjir Lahar dengan SIMLAR V 2.0

SIMLAR (Simulasi Lahar) adalah aplikasi simulasi banjir debris / banjir lahar yang merupakan integrasi 3 (tiga) sub program yaitu sub program penghitungan hidrograf banjir, sub program perhitungan hidrograf akibat keruntuhan bendung alam dan sub program simulasi 2D banjir debris. Sub program pertama menghasilkan hidrograf banjir akibat curah hujan efektif di daerah aliran sungai, sub program kedua menghasilkan hidrograf banjir debris akibat keruntuhan bendung alam dan sub program ketiga menghasilkan animasi banjir debris dan perkiraan daerah yang terancam.

SIMLAR dikembangkan oleh Balai SABO Puslitbang SDA bekerjasama dengan UGM, dengan modifikasi program simulasi banjir debris yang sebelumnya dikembangkan oleh Dr. Miyamoto, menambahkan menu pilihan persamaan sedimen dan perangkat GUI berbasis SIG. Aplikasi simulasi ini sangat bermanfaat membantu dalam pengembangan system peringatan dini dan pembuatan peta daerah bahaya banjir debris di Indonesia.

Untuk mengestimasi arah aliran debris SIMLAR menggunakan metode permodelan aliran debris dengan model numerik yang mana air lumpur juga diperhitungkan sebagai satu kesatuan fluida dan diinterpersentasikan hasil keluarannya dengan grafis 2D. Simulasi aliran debris tersebut didasarkan pada persamaan diferensial parsial yang mengatur aliran debris sebagai berikut:

1. Persamaan konservasi massa

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (3.21)$$

2. Persamaan konservasi momentum dan gaya (arah x)

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \beta \frac{\partial(uM)}{\partial x} + \beta \frac{\partial(vM)}{\partial y} = -gh \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_T} \quad (3.22)$$

3. Persamaan konservasi momentum dan gaya (arah y)

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \beta \frac{\partial(uN)}{\partial x} + \beta \frac{\partial(vN)}{\partial y} = -gh \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\tau_{by}}{\rho_T} \quad (3.23)$$

Dengan:

h = Tinggi Aliran

t = waktu (s)

M = debit aliran *debris* per unit lebar arah x (m²/d)

N = debit aliran *debris* per unit lebar arah y (m²/d)

β = koreksi momentum

H = kedalaman aliran (m)

g = gaya gravitasi

τ_{bx} = komponen tegangan geser dasar sungai arah x

τ_{by} = komponen tegangan geser dasar sungai arah y

ρ_T = rapat massa aliran

u = kecepatan rata-rata arah x

v = kecepatan rata-rata arah y

4. Persamaan kekekalan massa pada dasar sungai

$$c_* \frac{\partial z_b}{\partial t} + \left(\frac{\partial q_{Bx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{By}}{\partial y} \right) = 0 \quad (3.24)$$

Dengan:

c_* = konsentrasi sedimen dasar sungai

q_{Bx} = debit sedimen ke arah x

q_{By} = debit sedimen ke arah y

$q_{Bx} + q_{By}$ = merupakan jumlah sedimen dasar (*bedload*)

5. Erosi tebing dipertimbangkan dengan persamaan Ashida, Egashira dan Kamamoto berikut ini:

$$q_p = q_{p*} u_* d \quad (3.25)$$

$$q_{p*} = F_{0*} \tau_*^{\frac{1}{2}} \left(1 - \frac{1}{\varepsilon^2} \frac{\tau_{*sc}}{\tau_*} \right)^3 \left(\frac{h-1}{d \sin \theta} \right) \quad (3.26)$$

$$u_* = \sqrt{ghI} \quad (3.27)$$

$$\tau_* = \frac{u_*^2}{gd \left(\frac{\sigma}{\rho} - 1 \right)} \quad (3.28)$$

$$\tau_{*sc} = \tau_{*c} \cos \theta \sqrt{1 - \left(\frac{\tan \theta}{\mu} \right)^2} a \quad (3.29)$$

Dengan:

q_p = erosi tebing per unit lebar (m^2/d)

q_{p*} = erosi tebing per unit lebar (tak berdimensi)

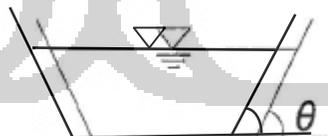
u_* = kecepatan geser dasar (m/d)

I = kemiringan garis energy aliran

θ = kemiringan tebing, dihitung seperti Gambar 3.11

F_{0*} = koefisien = 0.01

d = diameter sedimen



Gambar 3.12 Kemiringan Tebing yang Diperhitungkan

(Sumber: Balai Sabo)

6. Beberapa rumusan debit yang digunakan dalam program simulasi 2D yaitu
- Meyer–Peter & Muller

$$q_{*b} = 8(\tau_* - \tau_{*c})^{1,5} \quad (3.30)$$

b. Ashida, Takahashi & Mizuyama

$$q_{*b} = 12\tau_*^{1,5} \left(1 - 0,85 \left(\frac{\tau_{*c}}{\tau_*}\right)^1\right) \left(1 - 0,92 \left(\frac{\tau_{*c}}{\tau_*}\right)^{0,5}\right) \quad (3.31)$$

c. Brown

$$q_{*b} = 10(\tau_* - \tau_c)^{2,5} \quad (3.32)$$

Dengan:

q_{*b} = volume debit per satuan lebar (m^3/det)

τ_{*c} = nilai rata – rata tegangan gesek kritis

τ_* = shields' number

