

BAB II

DASAR TEORI

2.1. Erosi dan Sedimentasi

2.1.1. Erosi

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 :

a) Erosi Lempeng (*Sheet Erosion*)

Erosi lempeng yaitu erosi dimana butir-butir tanah diangkut lewat permukaan atas tanah oleh selapis tipis limpasan permukaan, yang dihasilkan oleh intensitas hujan yang mengalir diatas permukaan tanah.

b) Pembentukan Polongan (*Gully*)

Gully erosion yaitu erosi lempeng terpusat pada polongan tersebut. Kecepatan airnya jauh lebih besar dibandingkan dengan kecepatan limpasan pada erosi lempeng. Polongan akan cenderung akan lebih dalam, yang akan menyebabkan terjadinya longsoran-longsor. Longsor tersebut akan menuju kearah hulu. Ini dinamakan erosi kearah belakang (*backward erosion*).

c) Longsor Massa Tanah

Longsor ini terjadi setelah adanya curah hujan yang panjang, yang lapisan tanahnya menjadi jenuh oleh air tanah.

d) Erosi Tebing Sungai

Tebing mengalami penggerusan air yang dapat menyebabkan longornya tebing-tebing pada belokan-belokan sungai (*CD. Soemarto, 1995*).

Faktor-faktor yang mempengaruhi erosi antara lain :

- Iklim
- Tanah
- Topografi
- Tanaman / Vegetasi
- Macam penggunaan lahan

- Kegiatan manusia
- Karakteristik hidrolika sungai
- Karakteristik penampung sedimen, *check dam*, dan waduk
- Kegiatan gunung berapi

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), memandang erosi dari dua segi yakni :

1. Faktor penyebab erosi, yang dinyatakan dalam *erosivitas* hujan, dan
2. Faktor ketahanan tanah terhadap *erosivitas* hujan, yang dinyatakan sebagai *erodibilitas* tanah.

Erosi merupakan fungsi dari *erosivitas* dan *erodibilitas*. Pada dasarnya proses erosi adalah akibat interaksi kerja antara faktor-faktor iklim, topografi, vegetasi dan manusia terhadap tanah. Secara umum, faktor-faktor tersebut dapat dinyatakan dengan persamaan yang dikenal dengan Persamaan Umum Kehilangan Tanah (PUKT), yaitu kehilangan tanah (A) dipengaruhi oleh indeks Erosifitas (R), Faktor Erodibilitas (K), Faktor Panjang Kemiringan (L), Fakor Kemiringan (S), Faktor Pengelolaan Tanaman (C), Faktor Pengendali Erosi (P) (CD. Soemarto, 1995)

Wischmeier dan Smith (1962) mengemukakan rumus pendugaan erosi (*Universal Soil Loss Equation*) yang berlaku untuk tanah-tanah di Amerika Serikat. Walaupun demikian rumus ini banyak pula digunakan dinegara lain, di antaranya di Indonesia.

Rumus tersebut adalah sebagai berikut :

$$A = R.K.LS.C.P$$

dimana : A = Jumlah tanah yang hilang rata-rata setiap tahun (ton/ha/tahun)

R = Indeks daya erosi curah hujan (erosivitas hujan) (KJ/ha)

K = Indeks kepekaan tanah terhadap erosi (erodibilitas tanah)

LS = Faktor panjang (L) dan curamnya (S) lereng

C = Faktor tanaman (vegetasi)

P = Faktor usaha – usaha pencegahan erosi

2.1.1.1. Erosivitas Hujan

Berdasarkan data curah hujan bulanan, faktor erosivitas hujan (R) dapat dihitung dengan mempergunakan persamaan : (*Lenvain, Departemen Kehutanan, 1994*)

$$R = 2,21 R_m^{1,36}$$

Dimana :

R : Erosivitas hujan bulanan (KJ/ha)

R_m : Curah hujan maksimal bulanan (cm)

2.1.1.2. Erodibilitas Tanah

Indeks kepekaan tanah terhadap erosi atau erodibilitas tanah (K) merupakan jumlah tanah yang hilang rata-rata setiap tahun per satuan indeks daya erosi curah

hujan pada sebidang tanah tanpa tanaman (gundul), tanpa usaha pencegahan erosi, lereng 9% (=5°), dan panjang 22 m (petak baku). Untuk petak baku $K = \frac{A}{R}$. Ukuran baku ini dipilih karena sebagian besar percobaan erosi di Amerika dilakukan pada keadaan tersebut. Kepekaan tanah terhadap erosi dipengaruhi oleh tekstur tanah (terutama kadar debu + pasir halus), bahan organik, struktur, dan permeabilitas tanah. Makin tinggi nilai K, tanah makin peka terhadap erosi.

Indeks kepekaan tanah terhadap erosi dapat diperoleh pada Nomogram yang terdapat dalam lampiran. Nilai K (erodibilitas tanah) juga dapat diperoleh dari tabel dibawah ini :

Tabel 2.1. Nilai K untuk Beberapa Jenis Tanah di Indonesia

No.	Jenis Tanah	Nilai K
1.	Latosol (Inceptisol, Oxic subgroup) Darmaga, bahan induk vulkanik	0,02
2.	Mediteran Merah Kuning (Alfisol) Cicalengka, bahan induk vulkanik	0,05
3.	Mediteran (Alfisol) Wonosari, bahan induk breksi dan batuan liat	0,21
4.	Podsolik Merah Kuning (Ultisol) Jonggol, bahan induk batuan liat	0,15
5.	Regosol (Inceptisol) Sentolo, bahan induk batuan liat	0,11
6.	Grumusol (Vertisol) Blitar, bahan induk serpih (shale)	0,24

(Sumber : Arsyad, 1979)

2.1.1.3. Kemiringan dan Panjang Lereng

Kemiringan dan panjang lereng dapat ditentukan melalui peta Topografi. Baik panjang lereng (L) maupun curamnya lereng (S) mempengaruhi banyaknya tanah yang hilang karena erosi. Faktor LS merupakan rasio antara tanah yang hilang dari suatu petak dengan panjang dan curam lereng tertentu dengan petak baku. Tanah dalam petak baku tersebut (tanah gundul, curamnya lereng 9%, panjang 22 m, tanpa usaha pencegahan erosi) mempunyai nilai LS = 1. Nilai LS dapat dihitung dengan rumus:

$$LS = \sqrt{\frac{L}{100} (0,136 + 0,097S + 0,0139S^2)}$$

(Suripin, 1998)

dimana L dalam meter dan S dalam persen.

$$L = \frac{0,5A}{Lch}$$

(Suripin, 1998)

Dimana :

L = panjang lereng (m)

A = luas DAS (km²)

Lch = panjang sungai (m)

Faktor LS dapat pula ditentukan dengan menggunakan tabel berikut ini :

Tabel 2.2. Penilaian Indeks Kemiringan Lereng (LS)

No.	Kelas	Besaran	Jumlah kontur tiap cm	Penilaian LS
1	Datar	< 8%	< 2	0,4
2	Landai	8-15%	2-3	1,4
3	Agak curam	15-25%	3-5	3,1
4	Curam	25-40%	5-8	6,8
5	Sangat Curam	> 40%	> 8	9,5

(Sumber : Hamer, 1980)

2.1.1.4. Penutupan Lahan

Merupakan rasio dari tanah pada tanaman tertentu dengan tanah gundul. Pada tanah gundul (petak baku) nilai C = 1,0. Untuk mendapatkan nilai C tahunan perlu diperhatikan perubahan-perubahan penggunaan tanah dalam setiap tahun.

Penentuan nilai C sangat sulit, dikarenakan banyaknya ragam cara bercocok tanam untuk suatu jenis tanaman tertentu dalam lokasi tertentu. Berhubung berbagai lokasi tersebut memiliki iklim yang berbeda dengan berbagai ragam cara bercocok tanam sehingga penentuan nilai C diperlukan banyak data. Sehingga faktor C dapat dirumuskan :

$$C = \sum_i \sum_j C_{i,j} A_{i,j} P_{i,j} \quad (\text{Suripin, 1998})$$

Dimana :

C = koefisien penutupan lahan

C_{i,j} = koefisien penutupan lahan dengan pengolahan i, dan umur j

A_{i,j} = luas lahan dengan pengolahan i, dan umur j

P_{i,j} = hujan pada luas daerah A_{i,j} dengan pengolahan i, dan umur j

Nilai C dapat juga ditentukan dalam **Tabel 2.3.** dibawah ini.

Tabel 2.3. Nilai C dari beberapa Jenis Pertanian di Indonesia

No.	Jenis Pertanian	Nilai C
1.	Tanah yang diberakan tapi diolah secara periodik	1,0
2.	Sawah beririgasi	0,01
3.	Sawah tadah hujan	0,05
4.	Tanaman tegalan (tidak dispesifikasi)	0,7
5.	Tanaman rumput Brachiaria;	
	- Tahun permulaan	0,3 ⁺
	- Tahun berikutnya	0,02 ⁺
6.	Ubi kayu	0,8
7.	Jagung	0,7
8.	Kekacangan	0,6
9.	Kentang	0,4
10.	Kacang tanah	0,2
11.	Padi	0,5
12.	Tebu	0,2
13.	Pisang	0,6
14.	Sereh wangi	0,4 ⁺
15.	Kopi dengan tanaman penutup tanah	0,2
16.	Yam	0,85
17.	Cabe, jahe, dan lain – lain (rempah-rempah)	0,9
18.	Kebun campuran;	
	- Kerapatan tinggi	0,1
	- Ubi kayu – kedele	0,2
	- Kerapatan sedang	0,3
	- Kerapatan rendah (kacang tanah)	0,5
19.	Perladangan berpindah – pindah (shifting cultivation)	0,4
20.	Perkebunan (penutup tanah buruk);	
	- Karet	0,8
	- Teh	0,5
	- Kelapa Sawit	0,5
	- Kelapa	0,8
21.	Hutan alam;	
	- Penuh dengan serasah	0,001
	- Serasah sedikit	0,005
22.	Hutan produksi;	
	- Tebang habis (clear cutting)	0,5
	- Tebang pilih (selective cutting)	0,2
23.	Belukar/rumput	0,3
24.	Ubi kayu + kedele	0,3
25.	Ubi Kayu + kacang tanah	0,26
26.	Ubi Kayu + jagung – kacang tanah	0,45
27.	Padi gogo + jagung	0,5
28.	Padi gogo + sorgum	0,5
29.	Padi gogo + kedelai	0,3
30.	Padi gogo + Kacang gede	0,55
31.	Padi gogo + kacang tunggak	0,45

No.	Jenis Pertanaman	Nilai C
32.	Kacang tanah + kacang hijau	0,50
33.	Kacang tanah + kacang hijau	0,45
34.	Jagung + kacang tanah/kacang tanah	0,40
35.	Jagung + ubi jalar	0,40
36.	Alang – alang dibakar sekali setiap tahun	0,1
37.	Tanah kosong, tidak diolah	0,95
38.	Tanah kosong diolah	1,0
39.	Ladang berpindah	0,4
40.	Pohon reboisasi, tahun 1	0,32
41.	Pohon reboisasi, tahun 2	0,1
42.	Tanaman perkebunan, tanah ditutup dengan bagus	0,1
43.	Tanaman perkebunan, tanah berpenutupan jelek	0,5
44.	Semak tak terganggu	0,01
45.	Hutan tak terganggu, sedikit seresah	0,005
46.	Hutan tak terganggu, banyak seresah	0,001

(Sumber : Hamer, 1980)

2.1.1.5. Konservasi Praktis

Merupakan rasio tanah yang hilang bila usaha konservasi tanah dilakukan (teras, tanaman dalam kontur dan sebagainya) dengan tanpa usaha konservasi tanah. Tanpa konservasi tanah nilai $P = 1$ (petak baku). Bila diteraskan, nilai P dianggap sama dengan P untuk *strip cropping*, sedang nilai LS didapat dengan menganggap panjang lereng sebagai jarak horizontal dari masing – masing teras. Nilai P pada beberapa teknik konservasi tanah dapat dilihat pada tabel berikut ini :

Tabel 2.4. Nilai P pada Beberapa Teknik Konservasi Tanah

No.	Jenis Teknik Konservasi	Nilai P
1.	Teras bangku :	
	- Standard disain dan bangunan baik	0,04
	- Standard disain dan bangunan sedang	0,15
	- Standard disain dan bangunan rendah	0,35
2.	Teras tradisional	0,04
3.	Penanaman/pengolahan menurut kontur pada lereng :	
	- 0 – 8%	0,5
	- 9 – 20%	0,75
	> 20%	0,90
4.	Penanaman rumput (Bahlia) dalam strip :	
	- Standard disain dan keadaan pertumbuhan baik	0,04
	- Standard disain dan keadaan pertumbuhan tidak baik	0,40
5.	Penanaman Crotalaria dalam rotasi	0,60
6.	Penggunaan mulsa (jerami 6 ton/ha/tahun)	0,30
	(jerami 3 ton/ha/tahun)	0,50
	(jerami 1 ton/ha/tahun)	0,80

No.	Jenis Teknik Konservasi	Nilai P
7.	Penanaman tanaman penutup tanah rendah pada tanaman perkebunan :	
	- kerapatan tinggi	0,1
	- kerapatan sedang	0,5

(Sumber : Hamer, 1980)

2.1.1.6. Sediment Delivery Ratio (SDR)

Sediment Delivery ratio merupakan perkiraan rasio tanah yang diangkut akibat erosi lahan saat terjadinya limpasan (*Wischmeier and Smith, 1978*). Nilai SDR sangat dipengaruhi oleh bentuk muka bumi dan faktor lingkungan. Menurut *Boyce (1975)*, *Sediment Delivery ratio* dapat dirumuskan dengan :

$$SDR = 0,41 A^{-0,3}$$

Dimana :

SDR= Sediment Delivery Ratio

A = Luas Das (km²)

Hubungan antara erosi lahan, angkutan sedimen dan *delivery ratio* dapat diformulasikan sebagai berikut :

$$SY = SDR \times Ea \quad (\text{Suripin, 1998})$$

Dimana :

SY = Angkutan Sedimen (ton/ha)

SDR= Sediment Delivery Ratio

Ea = Erosi Lahan (ton/ha)

Jika faktor-faktor yang menentukan nilai energi dalam hal ini hujan, limpasan permukaan, angin, dan lereng semua tinggi, sementara faktor ketahanan tanah dalam hal ini *erodibilitas*, kapasitas infiltrasi dan pengolahan tanah jelek, kemudian faktor pelindung yakni vegetasi penutup tanah, tekanan penduduk terhadap lahan dan pengolahan lahan tersebut juga kurang baik, maka terjadilah proses erosi.

Sebaliknya jika faktor-faktor yang menentukan nilai energi rendah, nilai faktor ketahanan tanah baik, dan nilai faktor perlindungan tanah juga baik, maka proses erosi dapat dikurangi. (*Kumpulan Seminar Hidro Tahun 1993, Teknik Sipil UNDIP*)

2.1.2. Sedimentasi

Foster dan Meyer (1977) berpendapat bahwa erosi sebagai penyebab timbulnya sedimentasi yang disebabkan oleh air terutama meliputi proses pelepasan (*detachment*), penghanyutan (*transportation*), dan pengendapan (*deposition*) dari partikel-partikel tanah yang terjadi akibat tumbukan air hujan dan aliran air.

Proses sedimentasi dapat dibedakan menjadi dua bagian yaitu :

a. Proses sedimentasi secara geologis

Sedimentasi secara geologis merupakan proses erosi tanah yang berjalan secara normal, artinya proses pengendapan yang berlangsung masih dalam batas-batas yang diperkenankan atau dalam keseimbangan alam dari proses degradasi dan akumulasi pada permukaan bumi akibat pelapukan.

b. Proses sedimentasi yang dipercepat

Sedimentasi yang dipercepat merupakan proses terjadinya sedimentasi yang menyimpang dari proses secara geologi dan berlangsung dalam waktu yang cepat, bersifat merusak atau merugikan dan dapat mengganggu keseimbangan alam atau kelestarian lingkungan hidup. Kejadian tersebut biasanya disebabkan oleh kegiatan manusia dalam mengolah tanah. Cara mengolah tanah yang salah dapat menyebabkan erosi tanah dan sedimentasi yang tinggi.

Proses pengangkutan sedimen (*sediment transport*) dapat diuraikan meliputi tiga proses sebagai berikut :

a. Pukulan air hujan (*rainfall detachment*) terhadap bahan sedimen yang terdapat di atas tanah sebagai hasil dari erosi percikan (*splash erosion*) dapat menggerakkan partikel-partikel tanah tersebut dan akan terangkut bersama-sama limpasan permukaan (*overland flow*).

b. Limpasan permukaan (*overland flow*) juga mengangkat bahan sedimen yang terdapat di permukaan tanah, selanjutnya dihanyutkan masuk kedalam alur-alur (*rills*), dan seterusnya masuk kedalam selokan dan akhirnya ke sungai.

c. Pengendapan sedimen, terjadi pada saat kecepatan aliran yang dapat mengangkat (*pick up velocity*) dan mengangkut bahan sedimen mencapai kecepatan pengendapan (*settling velocity*) yang dipengaruhi oleh besarnya partikel-partikel sedimen dan kecepatan aliran.

Konsentrasi sedimen yang terkandung pada pengangkutan sedimen adalah dari hasil erosi total (*gross erosion*) merupakan jumlah dari erosi permukaan (*interill*

erosion) dengan erosi alur (*rill erosion*) (Foster dan Meyer, 1971 : Foster, Meyer, dan Onstad, 1977).

2.1.3. Pengangkutan Sedimen

a. Perhitungan debit melayang (*suspended load*)

Suspended load adalah sedimen bergerak di dalam alur sungai sebagai sedimen tersuspensi (*Suspended Sediment*) dalam air yang mengalir dan sebagai muatan dasar (*bed load*) yang bergeser atau menggelinding sepanjang dasar saluran. Metode perhitungan yang digunakan berdasarkan pengukuran sesaat.

b. Perhitungan sedimen dasar (*Bed Load*)

1. Pengukuran sedimen dasar secara langsung

Adalah pengukuran dengan cara mengambil sampel secara langsung dari sungai (lokasi pos duga air) dengan menggunakan alat ukur muatan sedimen dasar.

2. Pengukuran sedimen dasar dengan cara tidak langsung.

- Proses sedimentasi

Pengukuran dapat dilakukan dengan cara pemetaan endapan sedimen secara berkala. Pada evaluasi sedimen dasar, maka material halus terutama yang berasal dari endapan muatan sedimen melayang dipisahkan dari total volume endapan. Volume endapan sedimen dasar diperoleh dengan cara mengurangi volume endapan dengan volume sedimen melayang yang masuk dan keluar waduk.

- Pemetaan dasar sungai

Laju dari muatan sedimen dasar dapat diperoleh dengan cara memperkirakan posisi gugus pasir yang dihitung dengan cara pemetaan dasar sungai secara berkala.

- Pemetaan muatan sedimen dasar dengan rumus empiris.

3. Volume sedimen total

Volume sedimen total adalah penjumlahan dari volume angkutan sedimen melayang dengan volume angkutan dasar. (*Bendungan Tipe Urugan, DR. Suyono Sosrodarsono*)

2.2. Analisis Hidrologi

Data hidrologi adalah kumpulan keterangan atau fakta mengenai fenomena hidrologi (*hydrologic phenomenon*), seperti besarnya : curah hujan, temperatur, penguapan, lamanya penyinaran matahari, kecepatan angin, debit sungai, tinggi muka air sungai, kecepatan aliran, konsentrasi sedimen sungai akan selalu berubah terhadap waktu (*Soewarno, 1995*).

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 mengenai distribusi curah hujan dengan periode ulang T tahun.
- 3) Analisis mengenai frekuensi curah hujan.
- 4) Pengukuran dispersi.
- 5) Pemilihan jenis sebaran.
- 6) Uji kecocokan sebaran.
- 7) Perhitungan debit banjir rencana berdasarkan besarnya curah hujan rencana di atas pada periode ulang T tahun untuk menentukan bangunan pengendali banjir.

2.2.1 Daerah Aliran Sungai

Daerah Aliran Sungai (DAS) (*catchment, basin, watershed*) merupakan daerah dimana semua airnya mengalir ke dalam suatu sungai yang dimaksudkan. Daerah ini umumnya dibatasi oleh batas topografi, yang berarti ditetapkan berdasar aliran 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.

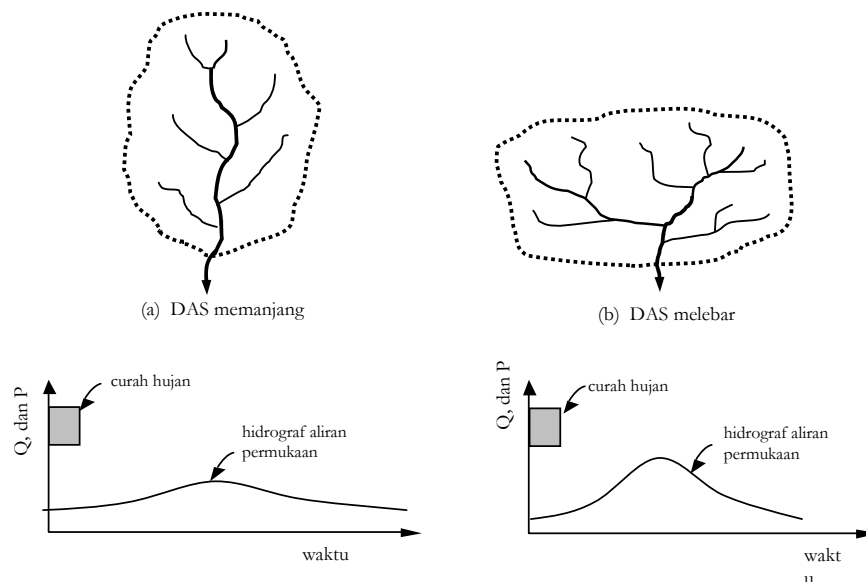
Dari peta topografi, ditetapkan titik-titik tertinggi disekeliling sungai utama (*main stream*) yang dimaksudkan, dan masing-masing titik tersebut dihubungkan satu dengan lainnya sehingga membentuk garis utuh yang bertemu ujung pangkalnya. Garis tersebut merupakan batas DAS dititik kontrol tertentu (*Sri 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.



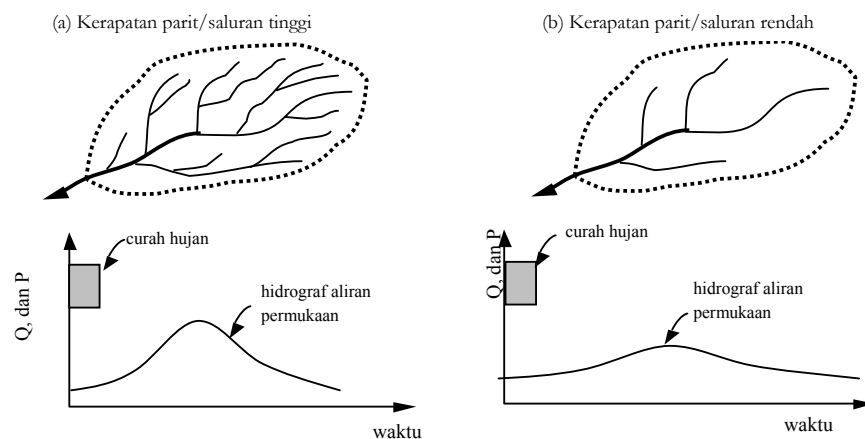
Gambar2.1 Pengaruh bentuk DAS pada aliran permukaan

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 2.2. Pengaruh kerapatan parit/saluran pada hidrograf aliran permukaan

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.

2.2.2 Analisa Distribusi Curah Hujan

Hal yang penting dalam pembuatan rancangan dan rencana adalah distribusi curah hujan. Distribusi curah hujan adalah berbeda-beda sesuai dengan jangka waktu yang ditinjau yakni curah hujan tahunan (jumlah curah hujan dalam setahun), curah hujan bulanan (jumlah curah hujan sebulan), curah hujan harian (jumlah curah hujan 24 jam), curah hujan per jam. Dalam laporan ini penulis menggunakan data curah hujan per jam.

Analisis frekuensi diperlukan seri data hujan yang diperoleh dari pos penakar hujan, baik yang manual maupun yang otomatis. Analisis frekuensi ini didasarkan pada sifat statistik data kejadian yang telah lalu untuk memperoleh probabilitas besaran hujan yang akan datang. Dengan anggapan bahwa sifat statistik kejadian hujan yang akan datang masih sama dengan sifat statistik kejadian hujan masa lalu. (*Suripin, 2004*)

Perencanaan persungai biasanya diadakan setelah ditentukannya batas-batas besaran hidrologi yang terjadi karena fenomena alam yang mendadak dan tidak normal. Karena itu perlu dihitung kemungkinan debit atau curah hujan yang lebih kecil atau lebih besar dari suatu nilai tertentu, berdasarkan data-data yang diperoleh sebelumnya. (*Sosrodarsono dan Tominaga, 1985*)

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 cara pengukuran dispersi antara lain :

- 1) Deviasi Standar (S)
- 2) Koefisien *Skewness* (Cs)
- 3) Pengukuran *Kurtosis* (Ck)
- 4) Koefisien Variasi (Cv)

2.2.2.1 Deviasi Standar (S)

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.

Rumus :

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

Dimana :

S = deviasi standar

X_i = nilai varian

\bar{X} = nilai rata-rata

n = jumlah data

2.2.2.2 Koefisien Skewness (Cs)

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*).

Rumus :

$$Cs = \frac{n \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^3}{(n-1)(n-2)S^3}$$

Dimana :

CS = koefisien kemencengan

X_i = nilai varian

\bar{X} = nilai rata-rata

n = jumlah data

S = standar deviasi

2.2.2.3 Pengukuran Kurtosis (Ck)

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

Rumus :

$$Ck = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^4}{S^4}$$

Dimana :

Ck = koefisien kurtosis

X_i = nilai varian

\bar{X} = nilai rata-rata

n = jumlah data

S = standar deviasi

2.2.2.4 Koefisien Variasi (Cv)

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

Rumus :

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

Keterangan :

Cv = koefisien variasi

S = standar deviasi

\bar{X} = nilai rata-rata

Dari nilai-nilai di atas, kemudian dilakukan pemilihan jenis sebaran yaitu dengan membandingkan koefisien distribusi dari metode yang akan digunakan.

2.2.2.5 Pemilihan Jenis Sebaran

Ada berbagai macam distribusi teoritis yang semuanya dapat dibagi menjadi dua yaitu distribusi diskrit dan distribusi kontinyu. Distribusi diskrit meliputi distribusi binomial dan poisson, sedangkan distribusi kontinyu meliputi distribusi Normal, Log Normal, Pearson dan Gumbel. (Soewarno, 1995)

Tabel 2.5. Tabel Pedoman Pemilihan Distribusi

Jenis Distribusi	Syarat
<i>Normal</i>	$C_s \approx 0$ $C_k = 3$
<i>Gumbel</i>	$C_s \leq 1,1396$ $C_k \leq 5,4002$
<i>Log Pearson</i>	$C_s \neq 0$
<i>Log normal</i>	$C_s \approx 3C_v + C_v^2 = 3$ $C_k = 5,383$

(Sumber : Ir. CD. Soemarto, BIE, Dipl. H, Hidrologi Teknik)

2.2.2.6 Distribusi Normal

Dalam analisis hidrologi distribusi normal banyak digunakan untuk menganalisis frekuensi curah hujan, analisis statistik dari distribusi curah hujan tahunan, debit rata-rata tahunan. Distribusi normal atau kurva normal disebut juga distribusi *Gauss*.

Rumus :

$$P(X) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \cdot e^{\frac{-1}{2}\left(\frac{X-\mu}{\sigma}\right)^2}$$

Di mana :

$P(X)$ = fungsi densitas peluang normal (ordinat kurva normal)

X = variabel acak kontinyu

μ = rata-rata dari nilai X

σ = deviasi standar dari nilai X

2.2.2.7 Distribusi Log Normal

Distribusi Log Normal, merupakan hasil transformasi dari distribusi Normal, yaitu dengan mengubah varian X menjadi nilai logaritmik varian X.

Rumus :

$$P(X) = \frac{1}{(\log X)(S)(\sqrt{2\pi})} \left\{ \frac{1}{2} \left(\frac{\log X - \log \bar{X}}{S} \right)^2 \right\}$$

Di mana :

$P(X)$ = peluang *log normal*

X = nilai logaritmik varian pengamatan

\bar{X} = nilai rata-rata dari logaritmik varian X, umumnya dihitung nilai rata-rata geometriknya.

S = deviasi standar dari logaritmik nilai varian X

2.2.2.8 Distribusi Gumbel I

Distribusi Tipe I Gumbel atau Distribusi Extrim Tipe I (*extreme type I distribution*) digunakan untuk analisis data maksimum, misalnya untuk analisis frekuensi banjir.

Rumus :

$$X_t = X_{rt} + \left(\frac{Y - Y_n}{S_n} \right) * S$$

Dimana :

X_t = curah hujan rencana

X_{rt} = curah hujan rata-rata

S = standar deviasi

Y = koefisien untuk distribusi Gumbel (**Tabel 2.6.**)

Y_n = *reduced mean* (**Tabel 2.7.**)

S_n = *reduced standard deviation* (**Tabel 2.8.**)

Tabel 2.6. *Reduced Variate* Sebagai Fungsi Periode Ulang (T_r)

T_r (tahun)	<i>Reduced Variate</i>	T_r (tahun)	<i>Reduced Variate</i>
5	1,4999	200	5,2958
10	2,2504	500	6,2136
100	4,6001	1000	6,9072

(Sumber : Ir. CD. Soemarto, BIE, Dipl. H, Hidrologi Teknik)

Tabel 2.7. Hubungan *Reduced Mean* Y_n dengan Besarnya Sampel n

n	Y_n	n	Y_n	n	Y_n	n	Y_n
10	0,4952	34	0,5396	58	0,5515	82	0,5572
11	0,4996	35	0,5402	59	0,5518	83	0,5574
12	0,5035	36	0,5410	60	0,5521	84	0,5576
13	0,5070	37	0,5418	61	0,5524	85	0,5578
14	0,5100	38	0,5424	62	0,5527	86	0,5580
15	0,5128	39	0,5430	63	0,5530	87	0,5581
16	0,5157	40	0,5439	64	0,5533	88	0,5583
17	0,5181	41	0,5442	65	0,5535	89	0,5585
18	0,5202	42	0,5448	66	0,5538	90	0,5586
19	0,5220	43	0,5453	67	0,5540	91	0,5587
20	0,5236	44	0,5458	68	0,5543	92	0,5589
21	0,5252	45	0,5463	69	0,5545	93	0,5591
22	0,5268	46	0,5468	70	0,5548	94	0,5592
23	0,5283	47	0,5473	71	0,5550	95	0,5593
24	0,5296	48	0,5477	72	0,5552	96	0,5595
25	0,5309	49	0,5481	73	0,5555	97	0,5596
26	0,5320	50	0,5485	74	0,5557	98	0,5598
27	0,5332	51	0,5489	75	0,5559	99	0,5599
28	0,5343	52	0,5493	76	0,5561	100	0,5600
29	0,5353	53	0,5497	77	0,5563		
30	0,5362	54	0,5501	78	0,5565		
31	0,5371	55	0,5504	79	0,5567		
32	0,5380	56	0,5508	80	0,5569		
33	0,5388	57	0,5511	81	0,5570		

(Sumber : J. Nemeč, Engineering Hydrology)

Tabel 2.8. Hubungan *Reduced Standard Deviation* s_n dengan Besarnya Sampel n

n	S_n	n	S_n	n	S_n	n	S_n
10	0,9496	33	11,226	56	11,696	79	11,930
11	0,9676	34	11,255	57	11,708	80	11,938
12	0,9833	35	11,285	58	11,721	81	11,945
13	0,9971	36	11,313	59	11,734	82	11,953
14	10,095	37	11,339	60	11,747	83	11,959
15	10,206	38	11,363	61	11,759	84	11,967
16	10,316	39	11,388	62	11,770	85	11,973
17	10,411	40	11,413	63	11,782	86	11,980
18	10,493	41	11,436	64	11,793	87	11,987
19	10,565	42	11,458	65	11,803	88	11,994
20	10,628	43	11,480	66	11,814	89	12,001
21	10,696	44	11,499	67	11,824	90	12,007
22	10,754	45	11,519	68	11,834	91	12,013

n	Sn	n	Sn	n	Sn	n	Sn
23	10,811	46	11,538	69	11,844	92	12,020
24	10,864	47	11,557	70	11,854	93	12,026
25	10,915	48	11,574	71	11,863	94	12,032
26	10,961	49	11,590	72	11,873	95	12,038
27	11,004	50	11,607	73	11,881	96	12,044
28	11,047	51	11,623	74	11,890	97	12,049
29	11,086	52	11,638	75	11,898	98	12,055
30	11,124	53	11,658	76	11,906	99	12,060
31	11,159	54	11,667	77	11,915	100	12,065
32	11,193	55	11,681	78	11,923		

(Sumber : J. Nemeč, Engineering Hydrology)

2.2.2.9 Distribusi Log Pearson Tipe III

Distribusi Log Pearson tipe III banyak digunakan dalam analisis hidrologi, terutama dalam analisis data maksimum (banjir) dan minimum (debit minimum) dengan nilai ekstrim. Bentuk distribusi Log Pearson tipe III merupakan hasil transformasi dari distribusi Pearson tipe III dengan menggantikan varian menjadi nilai logaritmik.

Rumus :

$$\text{Log}(X_t) = \text{Log}(X_{rt}) + k * S$$

$$X_t = 10^{\text{Log}X_t}$$

Dimana :

X_t = curah hujan rencana

X_{rt} = curah hujan rata-rata

k = koefisien untuk distribusi Log Pearson

S = standar deviasi

Tabel 2.9. Nilai k untuk setiap nilai Cs (Koefisien *Skewness*)

Cs	Periode Ulang (tahun)					
	2	5	10	25	50	100
0,0	0,000	0,842	1,282	1,751	2,054	2,326
-0,1	0,017	0,836	1,270	1,761	2,000	2,252
-0,2	0,033	0,850	1,258	1,680	1,945	2,178
-0,3	0,050	0,853	1,245	1,643	1,890	2,104
-0,4	0,066	0,855	1,231	1,606	1,834	2,029
-0,5	0,083	0,856	1,216	1,567	1,777	1,955
-0,6	0,099	0,857	1,200	1,528	1,720	1,880
-0,7	0,116	0,857	1,183	1,488	1,663	1,806
-0,8	0,132	0,856	1,166	1,448	1,606	1,733
-0,9	0,148	0,854	1,147	1,407	1,549	1,660

-1,0	0,164	0,852	1,128	1,366	1,492	1,588
-1,1	0,180	0,848	1,107	1,324	1,435	1,518
-1,2	0,195	0,844	1,086	1,282	1,379	1,449
-1,3	0,210	0,838	1,064	1,240	1,324	1,383
-1,4	0,225	0,832	1,041	1,198	1,270	1,318
-1,5	0,240	0,825	1,018	1,157	1,217	1,256
-1,6	0,254	0,817	0,994	1,116	1,166	1,197
-1,7	0,268	0,808	0,970	1,075	1,116	1,140
-1,8	0,282	0,799	0,945	1,035	1,069	1,087
-1,9	0,294	0,788	0,920	0,996	1,023	1,037
-2,0	0,307	0,777	0,895	0,959	0,980	0,990

(Sumber : CD. Soemarto, 1995)

2.2.3 Ploting Data

Perkiraan kasar periode ulang atau curah hujan yang mungkin, lebih mudah dilakukan dengan menggunakan kertas kemungkinan. Kertas kemungkinan normal (*normal probability paper*) digunakan untuk curah hujan tahunan yang mempunyai distribusi yang hampir sama dengan distribusi normal, dan kertas kemungkinan logaritmis normal (*logarithmic-normal probability paper*) digunakan untuk curah hujan harian maksimum dalam setahun yang mempunyai distribusi normal logaritmis (*Sosrodarsono dan Takeda, 1977*).

Plotting data distribusi frekuensi dalam kertas probabilitas bertujuan untuk mencocokkan rangkaian data dengan jenis sebaran yang dipilih, dimana kecocokan dapat dilihat dengan persamaan garis yang membentuk garis lurus. Hasil *plotting* juga dapat digunakan untuk menaksir nilai tertentu dari data baru yang kita peroleh. (*Soewarno, 1995*)

Dalam hal ini harus dipilih kertas kemungkinan yang sesuai dengan distribusi data secara teoritis maupun empiris dan bentuk distribusi ditentukan dengan menggambarannya. (*Sosrodarsono dan Tominaga, 1985*).

Ada dua cara untuk mengetahui ketepatan distribusi probabilitas data hidrologi, yaitu data yang ada diplot pada kertas probabilitas yang sudah didesain khusus atau menggunakan skala plot yang meliniarkan fungsi distribusi. Posisi pengeplotan data merupakan nilai probabilitas yang dimiliki oleh masing-masing data yang diplot. Banyak metode yang telah dikembangkan untuk menentukan posisi pengeplotan yang sebagian besar dibuat secara empiris. Untuk keperluan penentuan posisi ini, data hidrologi (hujan atau banjir) yang telah ditabelkan diurutkan dari besar ke kecil (berdasarkan peringkat m), dimulai dengan $m = 1$ untuk data dengan nilai tertinggi dan $m = n$ (n adalah jumlah data) untuk data dengan nilai terkecil. Periode ulang T_r dapat dihitung dengan beberapa persamaan yang telah terkenal, yaitu Weillbull, California, Hazen, Gringorten, Cunnane, Blom dan Turkey. Data yang telah

diurutkan dan periode ulangnya telah dihitung dengan salah satu persamaan diatas diplot di atas kertas probabilitas sehingga diperoleh garis Tr vs P (hujan) atau Q (debit banjir) yang berupa garis lurus. (Suripin, 2003)

Penggambaran posisi (*plotting positions*) yang dipakai adalah cara yang dikembangkan oleh *Weibull dan Gumbel*, yaitu :

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

Dimana :

$P(X_m)$ = data yang telah direngking dari besar ke kecil

m = nomor urut

n = jumlah data

2.2.4 Pengujian Kecocokan Sebaran

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. Pengujian parameter dapat dilakukan dengan dua cara, yaitu Chi-Kuadrat ataupun dengan Smirnov-Kolmogorov. Umumnya pengujian dilaksanakan dengan cara menggambarkan data pada kertas peluang dan menentukan apakah data tersebut merupakan garis lurus, atau dengan membandingkan kurva frekuensi dari data pengamatan terhadap kurva frekuensi teoritisnya. (Soewarno, 1995)

2.2.4.1 Uji Chi-Kuadrat

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.

Penentuan parameter ini menggunakan χ^2 yang dihitung dengan rumus :

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n \left[\frac{Efi - Ofi}{Efi} \right]^2$$

Di mana :

χ^2 = harga *Chi Kuadrat*

Efi = banyaknya frekuensi yang diharapkan

Of_i = frekuensi yang teramati pada kelas i

n = jumlah data

Prosedur perhitungan uji *Chi Kuadrat* adalah :

1. Urutkan data pengamatan dari besar ke kecil
2. Hitunglah jumlah kelas yang ada (K) = $1 + 3,322 \log n$. Dalam pembagian kelas disarankan agar setiap kelas terdapat minimal lima buah pengamatan.

3. Hitung nilai $Ef = \left[\frac{n}{K} \right]$

Ef merupakan bilangan bulat.

4. Hitunglah banyaknya Of untuk masing – masing kelas.
5. Hitung nilai X^2Cr untuk setiap kelas kemudian hitung nilai total X^2Cr dari tabel untuk derajat nyata tertentu yang sering diambil sebesar 5% dengan parameter derajat kebebasan.

Dimana :

$$f_{cr}^2 \text{ hitung} \leq f_{cr}^2 \text{ tabel} \Rightarrow OK$$

$$f_{cr}^2 \text{ hitung} > f_{cr}^2 \text{ tabel} \Rightarrow \text{Tidak OK}$$

Rumus derajat kebebasan adalah :

$$DK = K - (R + 1)$$

Di mana :

DK = derajat kebebasan

K = kelas

R = banyaknya keterikatan (biasanya diambil $R = 2$ untuk distribusi normal dan binomial dan $R = 1$ untuk distribusi *Poisson* dan *Gumbel*)

Tabel 2.10. Nilai Kritis untuk Uji Chi Kuadrat

DK	α							
	0,995	0,99	0,975	0,95	0,05	0,025	0,01	0,005
1	0,0000393	0,000157	0,000928	0,00393	3,841	5,024	6,635	7,879
2	0,1000	0,021	0,05806	0,103	5,991	7,378	9,210	10,579
3	0,0717	0,115	0,216	0,352	7,815	9,348	11,345	12,838
4	0,207	0,297	0,4848	0,711	9,488	11,143	13,277	14,860
5	0,412	0,554	0,831	1,145	11,070	12,832	15,086	16,750
6	0,676	0,872	1,237	1,635	12,592	14,449	16,812	18,548
7	0,989	0,1,239	1,690	2,167	14,067	16,013	18,475	20,278

DK	α							
	0,995	0,99	0,975	0,95	0,05	0,025	0,01	0,005
7	0,989	0,1,239	1,690	2,167	14,067	16,013	18,475	20,278
8	1,344	1,646	2,180	2,733	15,507	17,535	20,090	21,955
9	1,735	2,088	2,700	3,325	16,919	19,023	21,666	23,589
10	2,156	0,558	3,247	3,940	18,307	20,483	23,209	25,188

(Sumber : Soewarno, 1995)

2.2.4.2 Uji Smirnov-Kolmogorov

Uji kecocokan Smirnov-Kolmogorov, sering juga disebut uji kecocokan non parametrik (*non parametric test*), karena pengujiannya tidak menggunakan fungsi distribusi tertentu.

Pengujian kecocokan sebaran dengan cara ini dinilai lebih sederhana dibanding dengan pengujian dengan cara Chi-Kuadrat. Dengan membandingkan kemungkinan (*probability*) untuk setiap varian, dari distribusi empiris dan teoritisnya, akan terdapat perbedaan (Δ) tertentu.

Apabila harga Δ max yang terbaca pada kertas probabilitas lebih kecil dari Δ kritis maka distribusi teoritis yang digunakan untuk menentukan persamaan distribusi dapat diterima, apabila Δ max lebih besar dari Δ kritis maka distribusi teoritis yang digunakan untuk menentukan persamaan distribusi tidak dapat diterima.

Tabel 2.11. Harga Kritis Smirnov-Kolmogorov

N	α			
	0,2	0,1	0,05	0,01
5	0,45	0,51	0,56	0,67
10	0,32	0,37	0,41	0,49
15	0,27	0,30	0,34	0,40
20	0,23	0,26	0,29	0,36
25	0,21	0,24	0,27	0,32
30	0,19	0,22	0,24	0,29
35	0,18	0,20	0,23	0,27
40	0,17	0,19	0,21	0,25
45	0,16	0,18	0,20	0,24
50	0,15	0,17	0,19	0,23
>50	$1,07/n^{0,5}$	$1,22/n^{0,5}$	$1,36/n^{0,5}$	$1,63/n^{0,5}$

(Sumber : Soewarno 1995)

Tabel 2.12. Hubungan Antara Nilai k , Derajat Kepercayaan dan Nilai Peluang $P(x \leq)$

k	0	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09
-2,4	0,085	0,083	0,081	0,079	0,077	0,075	0,073	0,071	0,069	0,067
-2,3	0,115	0,109	0,104	0,099	0,097	0,095	0,093	0,091	0,089	0,087
-2,2	1,701	1,646	1,591	1,537	1,482	1,427	1,373	1,318	1,263	1,209
-2,1	2,247	2,193	2,138	2,083	2,029	1,974	1,919	1,865	1,810	1,755
-2	2,794	2,739	2,685	2,630	2,575	2,521	2,466	2,411	2,357	2,302
-1,9	3,341	3,286	3,231	3,177	3,122	3,067	3,013	2,958	2,903	2,849
-1,8	3,887	-1,634	3,778	3,723	3,669	3,614	3,559	3,505	3,450	3,395
-1,7	4,434	4,379	4,325	4,270	4,215	4,161	4,106	4,051	3,997	3,942
-1,6	5,334	5,191	5,048	4,905	4,762	4,707	4,653	4,598	4,543	4,489
-1,5	6,764	6,621	6,478	6,335	6,192	6,049	5,906	5,763	5,620	5,477
-1,4	8,194	8,051	7,908	7,765	7,622	7,479	7,336	7,193	7,050	6,907
-1,3	9,624	9,481	9,338	9,052	9,052	8,909	8,766	8,623	8,480	8,337
-1,2	11,745	11,515	11,286	11,057	10,827	10,598	10,369	10,139	9,910	9,767
-1,1	14,038	13,808	13,579	13,350	13,120	12,891	12,662	12,432	12,203	11,974
-1	16,331	16,102	15,872	15,643	15,414	15,184	14,955	14,726	14,496	14,267
-0,9	18,624	18,395	18,165	17,936	17,707	17,478	17,248	17,019	16,790	16,560
-0,8	21,132	20,849	20,566	20,283	20,000	19,717	19,434	19,151	19,083	18,853
-0,7	23,963	23,680	23,397	23,114	22,831	22,548	22,265	21,981	21,698	21,415
-0,6	27,266	26,915	26,565	26,214	25,864	25,513	25,163	24,812	24,529	24,246
-0,5	30,814	30,442	30,070	29,719	29,369	29,018	28,668	28,317	27,967	27,616
-0,4	34,537	34,164	33,792	33,420	33,048	32,675	32,303	31,931	31,559	31,187
-0,3	38,259	37,887	37,514	37,142	36,770	36,398	36,025	35,653	35,281	34,909
-0,2	42,096	41,701	41,305	40,910	40,515	40,120	39,725	39,329	39,003	38,539
-0,1	46,048	45,653	45,258	44,862	44,467	44,072	43,677	43,281	42,886	42,491
0	50,000	49,605	49,210	48,814	48,419	48,024	47,629	47,234	46,838	46,443
0	50,000	50,400	50,800	51,200	51,600	52,000	52,400	52,800	53,200	53,600
0,1	54,000	54,400	54,800	55,200	55,600	56,000	56,400	56,800	57,415	57,600
0,2	58,000	58,400	58,800	59,200	59,600	60,000	60,369	60,739	61,108	61,477
0,3	61,846	62,216	62,585	62,954	63,323	63,693	64,062	64,431	64,800	64,062
0,4	65,539	65,908	66,277	66,647	67,016	67,385	67,754	68,124	68,493	58,154
0,5	69,601	69,601	69,970	70,305	70,641	70,976	71,311	71,647	71,982	72,317
0,6	72,988	72,988	73,323	73,659	73,994	74,329	74,665	75,000	75,294	75,588
0,7	75,882	76,177	76,471	76,765	77,059	77,353	77,647	77,941	78,235	78,529
0,8	78,824	78,824	79,412	79,706	80,000	80,227	80,455	80,682	80,909	81,136
0,9	81,364	81,591	81,818	82,046	82,273	82,500	82,727	82,955	83,182	83,409
1	83,636	83,864	84,091	84,318	84,546	84,773	85,000	85,227	85,455	85,682

k	0	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09
1,1	85,909	86,136	86,364	86,591	86,818	87,046	87,273	87,500	87,727	87,955
1,2	88,182	88,409	88,636	88,864	89,091	89,318	89,546	89,773	90,000	90,139
1,3	90,278	90,417	90,556	90,694	90,833	90,972	91,111	91,250	91,389	91,528
1,4	91,667	91,806	92,667	92,083	92,222	92,361	92,500	92,639	92,778	92,917
1,5	93,056	93,194	93,333	93,472	93,611	93,750	93,889	94,028	94,167	94,306
1,6	94,444	94,583	94,722	94,861	95,000	95,143	95,286	95,429	95,571	95,714
1,7	95,857	96,000	96,059	96,118	96,177	96,235	96,294	96,353	96,412	96,471
1,8	96,529	96,588	96,647	96,706	96,765	96,824	96,882	96,941	97,000	97,059
1,9	97,118	97,177	97,235	97,294	97,353	97,412	97,471	97,529	97,588	97,647
2	97,706	97,765	97,824	97,882	97,941	98,000	98,036	98,071	98,107	98,143
2,1	98,179	98,214	98,250	98,286	98,321	98,357	98,393	98,429	98,464	98,500
2,2	98,536	98,571	98,607	98,643	98,679	98,714	98,750	98,786	98,821	98,857
2,3	98,893	98,929	98,964	99,000	99,020	99,040	99,060	99,080	99,100	99,120
2,4	99,140	99,160	99,180	99,200	99,220	99,240	99,260	99,280	99,300	99,320
2,5	99,340	99,360	99,380	99,400	99,420	99,440	99,460	99,480	99,500	99,510
2,6	99,520	99,530	99,540	99,550	99,560	99,570	99,580	99,590	99,600	99,610
2,7	99,620	99,630	99,640	99,650	99,660	99,670	99,680	99,690	99,700	99,710
2,8	99,720	99,730	99,740	99,750	99,760	99,770	99,780	99,790	99,800	99,805
2,9	99,810	99,814	99,819	99,824	99,829	99,833	99,838	99,843	99,848	99,852

(Sumber : Soewarno 1995)

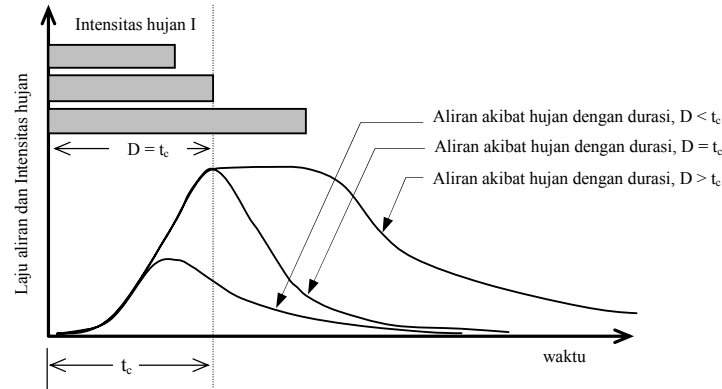
2.2.5 Analisa Debit Banjir Rencana

Ada beberapa metode untuk memperkirakan debit banjir (laju aliran puncak). Metode yang dipakai pada suatu lokasi lebih banyak ditentukan oleh ketersediaan data. Secara umum, metode yang umum dipakai adalah (Suripin, 2004) :

2.2.5.1 Metode Rasional

Metode untuk memperkirakan laju aliran permukaan puncak yang umum dipakai adalah metode Rasional USSCS (1973). Metode ini sangat sederhana dan mudah penggunaannya, namun pemakaiannya terbatas untuk DAS-DAS dengan ukuran kecil, yaitu kurang dari 300 ha (Goldman et al., 1986).

Metode rasional dikembangkan berdasarkan asumsi bahwa hujan yang terjadi mempunyai intensitas seragam dan merata di seluruh DAS selama paling sedikit sama dengan waktu konsentrasi (t_c) DAS.



Gambar 2.3. Hubungan curah hujan dengan aliran permukaan untuk durasi hujan yang berbeda.

Gambar diatas menunjukkan bahwa hujan dengan intensitas seragam dan merata seluruh DAS berdurasi sama dengan waktu konsentrasi (t_c). Jika hujan yang terjadi lamanya kurang dari t_c maka debit puncak yang terjadi lebih kecil dari Q_p , karena seluruh DAS tidak dapat memberikan kontribusi aliran secara bersama pada titik kontrol (*outlet*). Sebaliknya jika hujan yang terjadi lebih lama dari t_c , maka debit puncak aliran permukaan akan tetap sama dengan Q_p .

Rumus :

$$Q = \frac{C.I.A}{3,6}$$

Di mana :

- C = koefisien limpasan air hujan
- I = intensitas curah hujan selama waktu konsentrasi (mm/jam)
- A = luas daerah pengaliran (km^2)
- Q = debit maksimum (m^3/det)

Intensitas hujan dapat dihitung menggunakan rumus *Mononobe* :

$$I = \frac{R_{24}}{24} \times \left(\frac{24}{tc} \right)^{2/3}$$

Di mana :

- R = hujan maksimum harian (mm)
- t_c = waktu konsentrasi (jam)

Waktu konsentrasi dihitung menggunakan rumus yang dikembangkan oleh *Kirpich* (1940), yang dapat ditulis sebagai berikut :

$$t_c = t_o + t_d$$

Di mana :

t_c = waktu konsentrasi (jam)

t_o = waktu yang dibutuhkan air untuk mengalir dari jarak terjauh ke hulu sungai (jam)

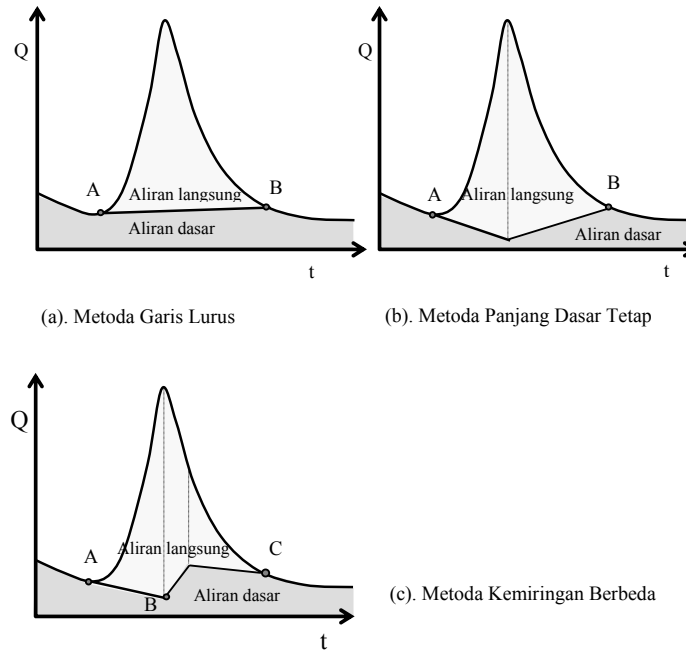
t_d = waktu yang dibutuhkan air untuk mengalir pada saluran dari hulu ke outlet (jam)

2.2.5.2 Metode Hidrograf

Hidrograf dapat didefinisikan sebagai hubungan antara salah satu unsur aliran terhadap waktu. Berdasarkan definisi tersebut dikenal ada dua macam hidrograf, yaitu hidrograf muka air dan hidrograf debit. Hidrograf muka air adalah data atau grafik hasil rekaman AWLR (*Automatic Water Level Recorder*). Sedangkan hidrograf debit disebut hidrograf.

Hidrograf tersusun dari dua komponen, yaitu aliran permukaan yang berasal dari aliran langsung air hujan, dan aliran dasar (*base flow*). Aliran dasar berasal dari air tanah yang pada umumnya tidak memberikan respon yang tepat terhadap hujan. Hujan juga dapat dianggap terbagi dalam dua komponen, yaitu hujan efektif dan kehilangan (*losses*). Hujan efektif adalah bagian hujan yang menyebabkan terjadinya aliran permukaan. Kehilangan hujan merupakan bagian hujan yang menguap, masuk ke dalam tanah, kelembaban tanah dan simpanan air tanah.

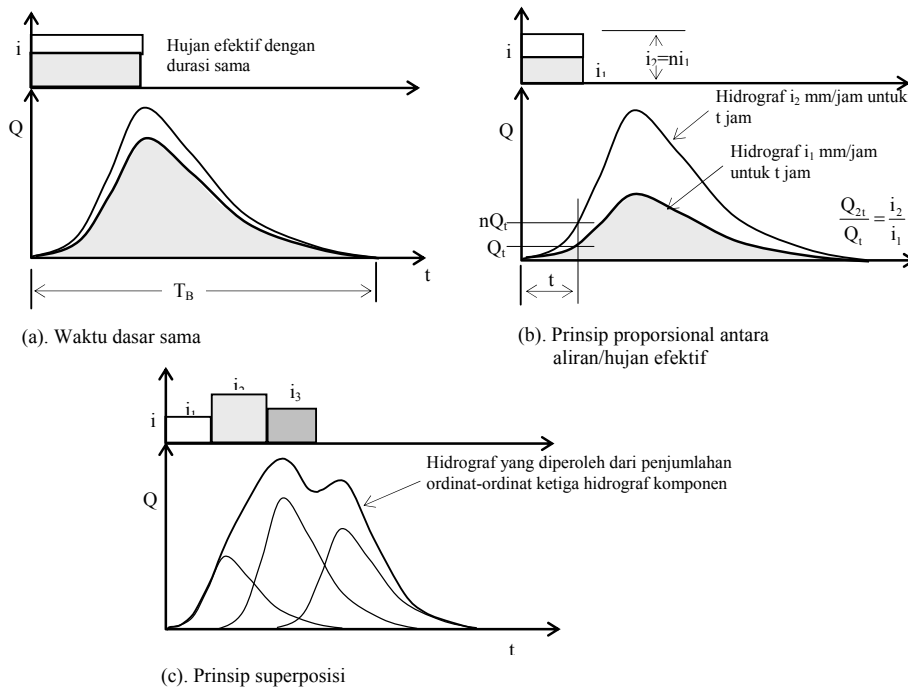
Hidrograf aliran langsung dapat diperoleh dengan memisahkan hidrograf dari aliran dasarnya. Ada beberapa cara yang dapat dilakukan, diantaranya adalah metode garis lurus (*straight line method*), metode panjang dasar tetap (*fixed based method*) dan metode kemiringan berbeda (*variable slope method*).



Gambar 2.4. Berbagai metode pemisahan aliran langsung

2.2.5.3 Hidrograf Satuan

Hidrograf satuan adalah hidrograf limpasan langsung yang dihasilkan oleh hujan efektif yang terjadi merata di seluruh DAS dan dengan intensitas tetap selama satu satuan yang ditetapkan. Hujan satuan adalah curah hujan yang lamanya sedemikian rupa sehingga lamanya limpasan permukaan tidak menjadi pendek, meskipun curah hujan ini menjadi pendek. Jadi hujan satuan yang dipilih adalah yang lamanya sama atau lebih pendek dari periode naik hidrograf (waktu dan titik permulaan aliran permukaan sampai puncak). Periode limpasan dari hujan satuan semuanya adalah kira-kira sama dan tidak ada hubungannya dengan intensitas hujan.

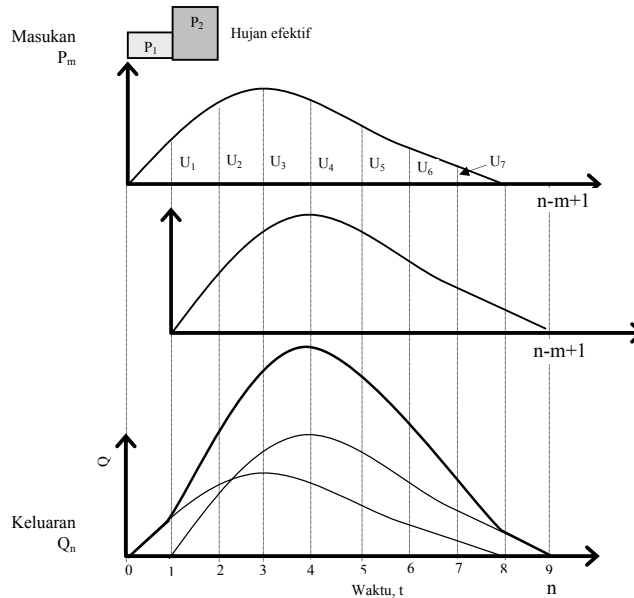


Gambar 2.5. Prinsip-prinsip hidrograf satuan.

Hidrograf satuan merupakan model sederhana yang menyatakan respon DAS terhadap hujan. Tujuan dari hidrograf satuan adalah untuk memperkirakan hubungan antara hujan efektif dan aliran permukaan. Konsep hidrograf satuan pertama kali dikemukakan oleh *Sherman* pada tahun 1932. Dia menyatakan bahwa suatu sistem DAS mempunyai sifat khas yang menyatakan respon DAS terhadap suatu masukan tertentu yang berdasarkan pada tiga prinsip :

- 1) Pada hujan efektif yang berintensitas seragam pada suatu daerah aliran tertentu, intensitas hujan yang berbeda tetapi memiliki durasi sama, akan menghasilkan limpasan dengan durasi sama, meskipun jumlahnya berbeda.
- 2) Pada hujan efektif yang berintensitas seragam pada suatu daerah aliran tertentu, intensitas hujan yang berbeda tetapi memiliki durasi sama, akan menghasilkan hidrograf limpasan dimana ordinatnya pada sembarang waktu memiliki proporsi yang sama dengan proporsi intensitas hujan efektifnya. Dengan kata lain, ordinat hidrograf satuan sebanding dengan volume hujan efektif yang menimbulkannya. Hal ini berarti bahwa hujan sebanyak n kali lipat dalam suatu waktu tertentu akan menghasilkan suatu hidrograf dengan ordinat sebesar n kali lipat.

- 3) Prinsip superposisi dipakai pada hidrograf yang dihasilkan oleh hujan efektif berintensitas seragam yang memiliki periode-periode yang berdekatan dan/atau tersendiri. Jadi hidrograf yang merepresentasikan kombinasi beberapa kejadian aliran permukaan adalah jumlah dari ordinat hidrograf tunggal yang memberi kontribusi.



Gambar 2.6. Pemakaian proses konvolusi pada hidrograf satuan

2.2.5.4 Hidrograf Satuan Sintetik

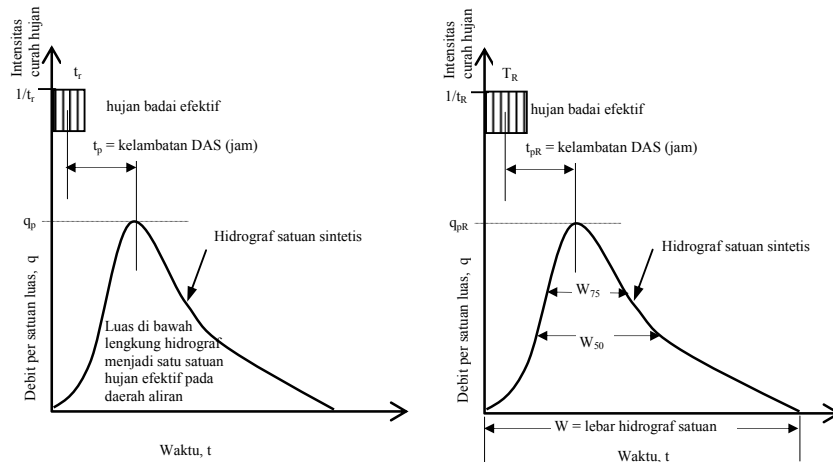
Untuk membuat hidrograf banjir pada sungai-sungai yang tidak ada atau sedikit sekali dilakukan observasi hidrograf banjirnya, maka perlu dicari karakteristik atau parameter daerah pengaliran tersebut terlebih dahulu, misalnya waktu untuk mencapai puncak hidrograf (*Time to Peak Magnitude*), lebar dasar hidrograf, luas DAS, kemiringan DAS, panjang alur terpanjang (*Length of the Longest Channel*), koefisien limpasan (*Run of Koefisien*) dan sebagainya. Dalam hal ini biasanya digunakan hidrograf sintetik yang telah dikembangkan di negara-negara lain, dimana parameternya harus disesuaikan terlebih dahulu dengan karakteristik daerah pengaliran yang ditinjau. (CD. Soemarto, 1987)

Hidrograf satuan sintetik terdiri dari beberapa macam. Namun dalam laporan ini akan dikemukakan dua macam hidrograf satuan sintetik yaitu :

- Hidrograf satuan sintetik Snyder

Pada tahun 1938, F.F. Snyder yang berasal dari Amerika, telah mengembangkan rumus empiris dengan koefisien empiris yang menghubungkan unsur-unsur hidrograf satuan dengan karakteristik daerah pengaliran. (CD. Soemarto, 1987). Unsur-unsur

tersebut adalah luas daerah pengaliran, panjang aliran utama, jarak antara titik berat daerah pengaliran dengan pelepasan (*outlet*) yang diukur sepanjang aliran utama.



Gambar 2.7. HSS Snyder

Snyder merumuskan hubungan tersebut yang menghasilkan beberapa formula, diantaranya :

$$\tau_p = C_t (L * L_c)^{0,3}$$

$$tr = \frac{\tau p}{5,5}$$

$$Qp = 2,78 \left(\frac{Cp.A}{\tau p} \right)$$

$$Tb = \frac{72 + 3Tp}{24}$$

Koefisien C_t dan C_p harus ditentukan secara empirik, karena besarnya berubah-ubah antara daerah satu dengan yang lainnya. Dalam sistem metrik besarnya C_t antara 0,75 dan 3, sedangkan C_p berada antara 0,90 hingga 1,40. Penggunaan hidrograf sintesis Snyder di Indonesia mengalami beberapa modifikasi, hal ini dikarenakan untuk menyesuaikan kondisi daerah di Indonesia dengan kondisi daerah penelitian. Modifikasi yang dilakukan diantaranya adalah :

1. Pangkat 0,3 pada rumus diatas diganti dengan n, sehingga menjadi :

$$\tau p = C_t (L.L_c)^n$$

2. tr pada rumus diatas diganti dengan te yang merupakan durasi curah hujan efektif, sedangkan $tr = 1$ jam

$$te = \frac{t_p}{5,5}$$

3. Hubungan t_e , t_p , t_r dan T_p adalah sebagai berikut :

Bila $t_e > t_r$ maka $t'_p = t_p + 0,25 (t_r - t_e)$, sehingga $T_p = t'_p + 0,5$ dan bila $t_e < t_r$ maka $T_p = t_p + 0,5$

4. $q_p = 0,278 \frac{C_p}{T_p}$ dan $Q_p = q_p \cdot A$ untuk hujan 1 mm/jam

Dimana :

q_p = puncak hidrograf satuan ($m^3/det/mm/km^2$)

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

t_p = waktu antara titik berat curah hujan hingga puncak (*Time Lag*) dalam jam

T_p = waktu yang diperlukan antara permulaan hujan hingga mencapai puncak hidrograf (*CD. Soemarto, 1995*)

- Hidrograf satuan Nakayasu

Nakayasu yang berasal dari Jepang telah menyelidiki hidrograf satuan pada beberapa sungai di Jepang. Hidrograf satuan sintetik ini banyak digunakan dalam perencanaan bendungan dan perbaikan sungai di proyek Brantas (Jawa Timur). Akan tetapi hidrograf satuan ini juga terdapat penyimpangan yang cukup besar jika dibandingkan dengan hidrograf satuan terukur (*Sri Harto, 1993*). Rumus yang dihasilkan adalah sebagai berikut :

$$C_p = \frac{C.A.R_o}{3,6(0,3.T_p + T_{0,3})}$$

Dengan :

Q_p = debit puncak banjir (m^3/det)

R_o = hujan satuan (mm)

T_p = tenggang waktu (time lag) dari permulaan hujan hingga puncak banjir (jam)

$T_{0,3}$ = waktu yang diperlukan oleh penurunan debit, dari debit puncak sampai menjadi 30% dari debit puncak

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

Dengan :

Q_a = limpasan sebelum mencapai debit puncak (m^3/det)

t = waktu (jam)

Dalam laporan ini penulis menggunakan hidrograf satuan sintetik Snyder dalam mencari debit limpasan yang terjadi.

2.2.5.5. Penggunaan Program Komputer

Terdapat bermacam-macam program komputer yang digunakan untuk memprediksi besarnya debit banjir suatu DAS. Penggunaan program komputer tersebut berdasarkan pada pemodelan-pemodelan hidrologi yang ada. Dalam hal ini menggunakan pemodelan program HEC-HMS.

HEC-HMS adalah sebuah program yang dikembangkan oleh *US Army Corps of Engineer*. Program ini digunakan untuk analisa hidrologi dengan mensimulasikan proses curah hujan dan limpasan langsung (*run off*) dari sebuah DAS (*watershed*). (*U.S Army Corps of Engineer, 2001*)

HEC-HMS mengangkat teori klasik hidrograf satuan untuk digunakan dalam pemodelannya, antara lain hidrograf satuan sintetik Snyder, Clark, SCS, ataupun dapat mengembangkan hidrograf satuan lain dengan menggunakan fasilitas user define hydrograph. (*U.S Army Corps of Engineer, 2001*). Teori klasik unit hidrograf diatas berasal dari hubungan antara hujan efektif dengan limpasan. Hubungan tersebut merupakan salah satu komponen model *watershed* yang umum. (*CD.Soemarto, 1997*)

Pemodelan ini memerlukan data curah hujan yang panjang. Unsur lain adalah tenggang waktu (*Time Lag*) antara titik berat bidang efektif dengan titik berat hidrograf, atau antara titik berat hujan efektif dengan puncak hidrograf. (*CD. Soemarto, 1997*).

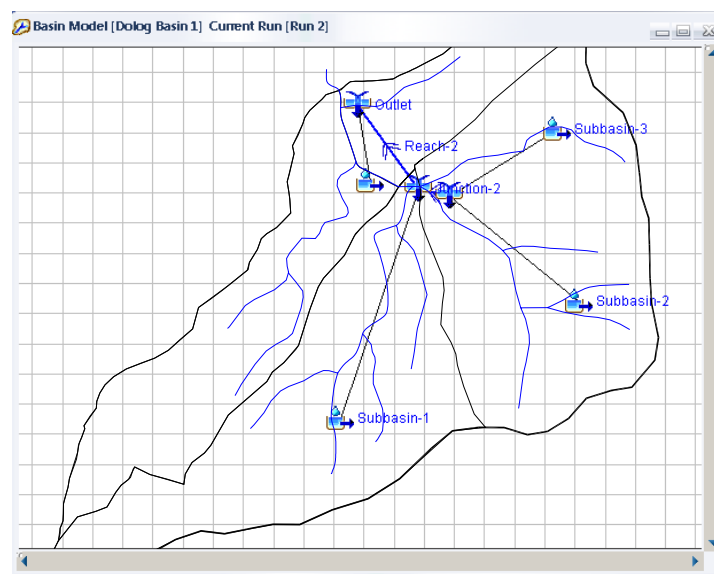
Dalam pemodelan ini dibutuhkan beberapa model pendukung, yaitu :

2.2.5.5.1. Basin Model (Model Daerah Tangkapan Air)

Pada basin model tersusun atas gambaran fisik daerah tangkapan air dan sungai. Elemen-elemen hidrologi berhubungan dengan jaringan yang mensimulasikan proses limpasan permukaan (*run off*). Pemodelan hidrograf satuan memiliki kelemahan pada luas area yang besar, maka perlu dilakukan pemisahan area basin menjadi beberapa sub basin berdasarkan percabangan sungai, dan perlu diperhatikan batas-batas luas daerah yang berpengaruh pada DAS tersebut.

Pada basin model ini dibutuhkan peta *background* yang dapat *diimport* dari CAD (*Computer Aided Design*) maupun GIS (*Geografic Information System*). Elemen-elemen yang digunakan untuk mensimulasikan limpasan adalah *subbasin*, *reach*, dan *junction*.

Pada sub DAS Dolog, aliran air dari Subbasin 1 masuk ke Junction 2. Sedangkan Subbasin 2, dan Subbasin 3 masuk ke Junction 1. Subbasin 4 langsung masuk ke outlet, bersamaan dengan aliran dari junction 1 dan 2 yang terlebih dahulu melewati Reach 1. Dari junction 1 ke junction 2 dihubungkan dengan Reach 1, sedang junction 2 ke outlet, dihubungkan dengan Reach 2. Seperti yang terlihat pada **Gambar 2.8**.



Gambar 2.8. Pemisahan Sub Basin dan Pemberian Elemen Pada DAS Dolog

2.2.5.5.2. Sub Basin Loss Rate Method (Proses Kehilangan Air)

Loss rate method adalah pemodelan untuk menghitung kehilangan air yang terjadi karena proses intersepsi dan pengurangan tampungan. Metode yang digunakan pemodelan ini adalah *Initial and Constant Loss Method*. Konsep dasar dari metode ini memperhitungkan rata-rata kehilangan air hujan yang terjadi selama hujan berlangsung. Intersepsi merupakan hasil dari proses penyerapan air hujan oleh permukaan tanah, sedang pengurangan tampungan akibat dari perbedaan topografi pada suatu DAS. Air hujan yang jatuh akan diinfiltrasi atau dievaporasikan, hal ini akan sangat berpengaruh pada debit banjir yang akan mengalir pada sungai tersebut.

Metode ini terdiri dari satu parameter (*Constant Rate*) dan satu kondisi yang telah ditentukan (*Initial Loss*), yang menggambarkan keadaan fisik DAS seperti tanah, dan tataguna lahan. Dalam penentuannya digunakan tabel.

Tabel 2.13. *SCS soil group and infiltration (loss) rates*

Soil Group	Descriptions	Range of Loss Rate (in/hr)
A	Deep sand, deep loess, aggregated silts	0,30-0,45
B	Shallow loess, sandy loam	0,15-0,30
C	Clay loams, shallow sandy loam, soil low inorganic content, and soil usually high in clay	0,05-0,15
D	Soil that swell significantly when wet, heavy plastic clay, certain saline soil	0,00-0,05

(Sumber : Skaggs and Khaleel, 1982)

2.2.5.5.3. Sub Basin Transform (Transformasi hidrograf satuan limpasan)

Air hujan yang tidak terinfiltrasi atau jatuh secara langsung ke permukaan tanah akan menjadi limpasan. Ketika limpasan terjadi pada cekungan suatu DAS, akan mengalir sesuai dengan gradien kemiringan tanah menjadi aliran permukaan (*direct runoff*). *Transform method* (metode transformasi) digunakan untuk menghitung aliran langsung dari limpasan air hujan. Terdapat sembilan metode dalam memodelkan aliran langsung pada *subbasin*. Terdapat tiga metode dalam penentuannya, pertama adalah model konsep gelombang kinematik (*Conceptual Kinematic Wave Model*), *ModClark Quasi-distributed Linier Transform*, dan Teknik Unit Hidrograf Sintetik (contoh : *Clark, Snyder*, dan *SCS*). Dalam laporan ini penulis menggunakan metode hidrograf satuan sintetis yaitu *Snyder Unit Hydrograph*.

Pada pemodelan ini parameter yang dibutuhkan adalah Lag, yaitu tenggang waktu (*time lag*) antara titik berat hujan efektif dengan titik berat hidrograf. Parameter ini didasarkan pada data dari beberapa daerah tangkapan air pertanian. Parameter tersebut dibutuhkan untuk menghitung puncak dan waktu hidrograf, secara otomatis model *HEC-HMS* akan membentuk ordinat-ordinat untuk puncak hidrograf dan fungsi waktu.

Lag (T_p) dapat dicari dengan rumus :

$$T_p = 0,6 \times T_c$$

$$T_c = 0,01947 \times L^{0,07} \times S^{-0,385}$$

Dimana :

- L = Panjang lintasan maksimum
S = Kemiringan rata-rata
Tc = Waktu konsentrasi

2.2.5.5.4. *Sub Basin Baseflow Method (Proses Aliran Dasar)*

Baseflow dapat diartikan sebagai aliran dasar, model ini digunakan untuk menggambarkan aliran dasar yang terjadi pada saat limpasan, sehingga dapat dihitung tinggi puncak hidrograf yang terjadi. Metode *Sub Basin Baseflow* ini dapat dimodelkan dengan salah satu dari tiga metode yang berbeda, yaitu *Constant Monthly*, *Linear Reservoir*, dan *Recession*. Metode *Constant Monthly* atau *Recession* dapat digunakan secara umum pada *subbasin*. Pada pemodelan digunakan metode *recession* (resesi) dengan anggapan bahwa aliran dasar selalu ada dan memiliki puncak hidrograf pada satu satuan waktu dan mempunyai keterkaitan dengan curah hujan (presipitasi).

Parameter yang digunakan dalam model resesi ini adalah *Initial Flow*, *Recession Ratio*, dan *Threshold Flow*. *Initial Flow* merupakan nilai aliran dasar awal yang dapat dihitung atau dari data observasi, *Recession Ratio Constant* adalah nilai rasio antara aliran yang terjadi sekarang dan kemarin secara konstan, yang memiliki nilai 0 sampai 1. Sedangkan *Threshold Flow* adalah nilai ambang pemisah aliran limpasan dan aliran dasar. Untuk menghitung aliran ini dapat digunakan cara eksponensial atau diasumsikan dengan nilai besar rasio dari puncak ke puncak (*peak to peak*).

2.2.5.5.5. *Reach (Penghubung antar simpul)*

Reach merupakan pemodelan yang menggambarkan metode penelusuran banjir (*flood routing*). Dalam pembuatan tugas akhir ini penulis menggunakan metode *Muskingum* untuk menggambarkan hidrograf penelusuran banjir. Parameter yang dibutuhkan yaitu *Muskingum x* dan *Muskingum k*. Konstanta penelusuran *k* dan *x* ditentukan secara empiris dari pengamatan debit masuk dan debit keluar dalam waktu yang bersamaan. Faktor *x* merupakan faktor penimbang yang besarnya berkisar antara 0 sampai dengan 1, biasanya lebih kecil dari 0,5 dan dalam banyak hal besarnya kira-kira sama dengan 0,3 serta tidak berdimensi. Karena *S* memiliki dimensi volume, sedangkan *I* dan *Q* berdimensi debit maka, *k* harus dinyatakan dalam dimensi waktu

(jam atau hari). Persamaan yang menyangkut hubungan debit masuk dan debit keluar, dengan konstanta k dan x adalah sebagai berikut :

$$S = k [x * I + (1 - x) Q]$$

Sebagai langkah lanjut untuk mendapatkan x dan k , digambar grafik yang menyatakan hubungan antara S dengan $x * I + (1 - x) Q$, yaitu dengan memasukkan berbagai harga x sedemikianrupa hingga didapatkan garis yang mendekati garis lurus.

US Army Corps of Engineer memberikan batas-batas yang mudah dikerjakan untuk parameter k dan x serta komputasi jangka waktu (Δt) dalam *Muskingum Model*. Kombinasi k dan x harus dipilih tepat dan jatuh pada batas yang tergradasi.

2.2.5.5.6. *Meteorologic Model (Model Data Curah Hujan)*

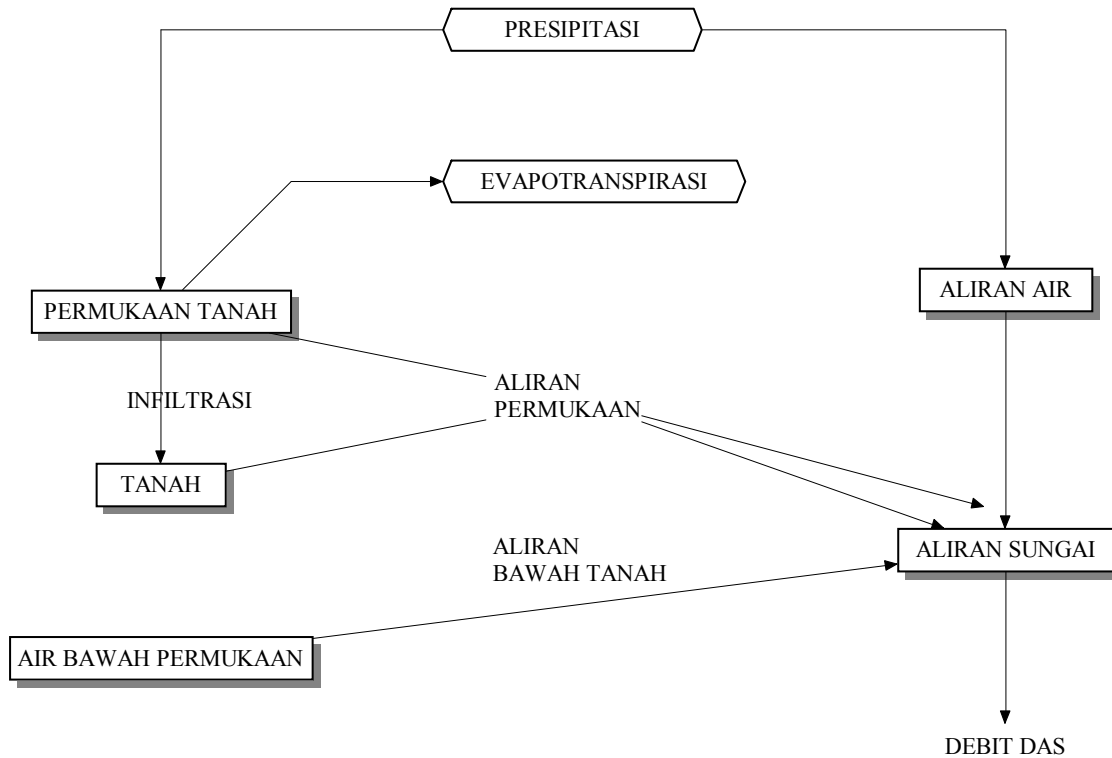
Meteorologic Model merupakan data curah hujan (presipitasi) efektif dapat berupa 5 menitan atau jam-jaman. Perlu diperhatikan bahwa curah hujan kawasan diperoleh dari hujan rerata metode *Thiessen* dengan memperhatikan pengaruh stasiun curah hujan pada kawasan tersebut. Bila 1 kawasan mendapat pengaruh dua dari tiga stasiun hujan yang digunakan, maka hujan rerata kawasan tersebut dihitung dari hujan rencana dua stasiun hujan tersebut.

Pada analisa ini curah hujan rencana diambil pada kondisi maksimum. Dalam hal ini, dipakai curah hujan rencana stasiun Banyumeneng, kemudian dicari data intensitas hujan jam-jaman. Curah hujan jam-jaman tersebut dapat digambarkan menjadi sebuah *stage hyetograph*.

2.2.5.5.7. *Run Configuration (Konfigurasi Eksekusi Data)*

Setelah semua variabel masukan diatas dimasukkan, untuk mengeksekusi pemodelan agar dapat berjalan, maka *basin model* dan *meteorologic model* harus disatukan.

Pemodelan dengan menggunakan HEC-HMS dapat dilakukan kalibrasi dengan menggunakan data *observasi* sehingga dapat disimulasikan debit banjir yang mendekati sebenarnya.



Gambar 2.9. Diagram Alir Perhitungan Program HEC-HMS

2.3. Perencanaan Konstruksi Dam Pengendali Sedimen

Pada sungai yang banyak membawa sedimen, sedapat mungkin dapat dibangun bendung-bendung pengendali sedimen (*check dam*) yang lebih tinggi agar kemiringan sungai lebih landai dan daya tampung sedimen ruang di hulu *check dam* lebih besar. Untuk menahan sedimen yang masih mengalir dari hulu kadang dilakukan dengan penggalian pada kantong-kantong yang telah penuh. Akan tetapi penggalian yang terlalu besar dapat menyebabkan penurunan suplai sedimen dibagian hilir *check dam* yang berakibat lapisan tanah dibagian kaki hilir *check dam* terkikis dan membahayakan kesetabilan tubuh *check dam* (Suyono Sosrodarsono, 1994).

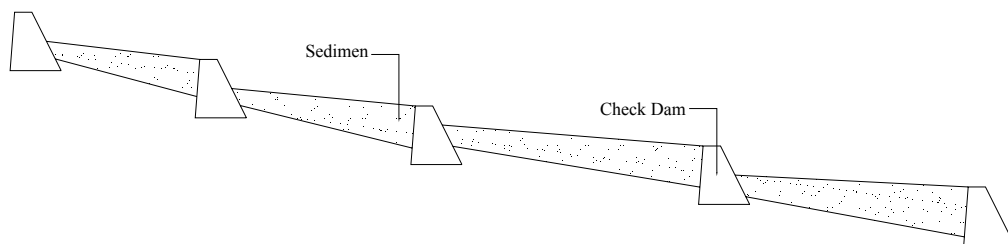
Jika tanah pondasi terdiri dari tanah batuan yang lunak, maka gerusan tersebut dapat dicegah dengan pembuatan bendung anakan (*Sub Dam*). Beberapa *check dam* memerlukan beberapa sub dam, sehingga didapat kelandaian yang stabil pada dasar alur sungai dihilirnya, stabilitas dasar alur dapat diketahui dari ukuran butir sedimen, debit sungai dan daya angkut sedimen, kemudian barulah jumlah sub dam dapat ditentukan. Keruntuhan *check dam* biasanya akibat dari bahaya *piping* pada lapisan pondasi dan pencegahannya adalah dengan pembuatan lantai lindung antara *Main Dam* dengan *Sub*

Dam-nya. Apabila besarnya pengaruh *piping* pada dasar pondasi bagian hilir tidak diketahui secara pasti, maka dianjurkan untuk membangun bendung secara bertahap dan peninggiannya dilakukan setelah 2-3 tahun kemudian. Dengan demikian dapat diketahui secara pasti penurunan dasar sungai disebelah hilir bendung dan ketahanan tanah asli terhadap *piping* (Suyono Sosrodarsono, 1994).

2.3.1. Prosedur Perencanaan Teknis

Penentuan tempat kedudukan bendung, biasanya didasarkan pada tujuan pembangunannya. Seperti yang dijelaskan dibawah ini :

- 1) Untuk pencegahan terjadinya sedimentasi yang mendadak dan dengan jumlah yang sangat besar yang timbul akibat dari tanah longsor, sedimen luruh, banjir lahar dan lain-lain, maka tempat kedudukan *check dam* harus diusahakan pada lokasi disebelah hilir dari sumber sedimen yang labil tersebut, yaitu pada alur sungai yang dalam, agar dasar sungai naik dengan adanya *check dam* tersebut.
- 2) Pencegahan penurunan dasar sungai, tempat kedudukan *check dam* harus disebelah hilir dari ruas sungai tersebut. Apabila ruas sungai tersebut cukup panjang, maka diperlukan beberapa buah *check dam* yang dibangun secara berurutan membentuk terap-terap sedemikian sehingga pondasi yang lebih hulu dapat tertimbun oleh tumpukan sedimen yang tertahan oleh *check dam* dibagian hilirnya.



Gambar 2.10. Rangkaian *Check Dam*

Untuk memperoleh kapasitas tampungan yang besar, maka tempat kedudukan *check dam* diusahakan sebelah hilir ruas sungai yang lebar, sehingga dapat terbentuk semacam kantong. Kadang *check dam* diletakkan pada sungai utama disebelah hilir muara anak sungai sehingga dapat menahan sedimen baik dari sungai utama maupun dari anak sungainya (Suyono Sosrodarsono, 1994).

Perencanaan dam pengendali sedimen secara teknis meliputi perencanaan sebagai berikut:

- a. Perencanaan peluap
- b. Perencanaan *Main Dam*
- c. Perencanaan pondasi
- d. Perencanaan sayap
- e. Bangunan pelengkap

2.3.2. Perencanaan Peluap

Dalam perencanaan peluap memperhitungkan :

- Kecepatan aliran diatas mercu
- Tinggi Jagaan (*Free Board*)

Untuk mencegah terjadinya limpasan diatas sayap pada saat terjadi debit rencana, maka diperlukan adanya ruang bebas yang besarnya tergantung dari debit rencana (Q). Besarnya tinggi jagaan ditetapkan berdasarkan debit rencana (*Sabo Design, 1983*).

Rumus :

$$Q = m_2 * \frac{2}{15} * C \sqrt{2g(3B_1 + 2B_2)} * h_3^{3/2}$$

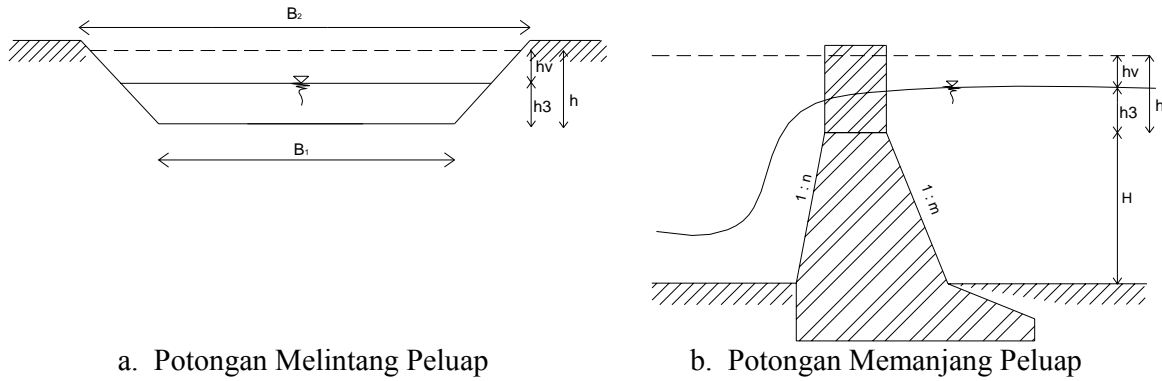
(*Perencanaan Bangunan Pengendali Sedimen, JICA 1985*)

Di mana :

- Q = debit rencana (m³/detik)
 C = koefisien debit (0,6 - 0,66)
 g = percepatan gravitasi (9,81 m/det²)
 B₁ = lebar peluap bagian bawah (m)
 B₂ = lebar muka air di atas peluap (m)
 h₃ = tinggi muka air di atas peluap (m)
 m₂ = kemiringan tepi peluap

Jika m₂ = 0,5 dan C = 0,6, maka rumus di atas menjadi :

$$Q = (0,71 * h_3 + 1,77 * B_1) * h_3^{3/2} \quad (\text{Perencanaan Bangunan Pengendali Sedimen, JICA 1985})$$



a. Potongan Melintang Peluap

b. Potongan Memanjang Peluap

Gambar 2.11. Penampang Peluap

a. Kecepatan aliran di atas mercu

Rumus :

$$A_1 = \frac{1}{2} (B_1 + B_2) * h_3$$

$$v_1 = \frac{Q}{A_1}$$

$$h_v = \frac{V_1^2}{2g}$$

$$h = h_3 + h_v$$

$$d = \frac{2}{3} h$$

$$A_2 = \frac{1}{2} (B_1 + m * d) * d$$

$$v_2 = \frac{Q}{A_2}$$

$$v = \frac{v_1 + v_2}{2}$$

Di mana :

h = tinggi muka air di atas peluap + tinggi kecepatan (m)

h_v = tinggi kecepatan (m)

d = kedalaman air di atas mercu (m)

A₁ = luas penampang basah pada ketinggian air setinggi check dam (m)

A_2 = luas penampang basah pada air diatas *check dam* (m)

v = kecepatan aliran di atas mercu (m/det)

(Diktat Kuliah Bangunan Air, Ir. Salamun, MT)

b. Tinggi Jagaan (*Free Board*)

Untuk mencegah terjadinya limpasan di atas sayap pada saat terjadi debit rencana, maka diperlukan adanya ruang bebas yang besarnya tergantung dari debit rencana (Q). Besarnya tinggi jagaan ditetapkan berdasarkan debit rencana adalah sebagai berikut :

Tabel 2.14. *Tinggi Jagaan*

Debit Rencana (m ³ /detik)	Tinggi Jagaan (m)
$Q < 200$	0,6
$200 < Q < 500$	0,8
$500 < Q < 2000$	1,0
$2000 < Q < 5000$	1,2

(DPU, *Sabo Design*, 1983)

2.3.3. Perencanaan *Main Dam*

a. Gaya-gaya yang bekerja :

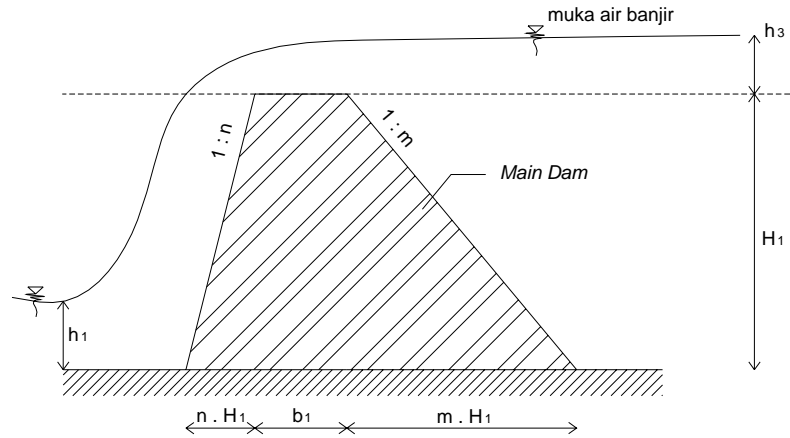
1. Berat sendiri (W)
2. Tekanan air statik (P)
3. Tekanan sedimen (P_s)
4. Gaya angkat (U)
5. Gaya inersia saat gempa (I)
6. Tekanan air dinamik (P_d)

Gaya-gaya untuk keadaan normal dan banjir adalah :

Tabel 2.15. *Gaya-Gaya yang Ditinjau untuk Keadaan Normal dan Banjir*

Tipe	Normal	Banjir
Dam rendah, $H < 15$ m	-	W, P
Dam tinggi, $H > 15$ m	W, P, P_s , U, I, P_d	W, P, P_s , U

(JICA, *Design of Sabo Facilities*, 1983)



Gambar 2.12. Perencanaan Main Dam

2.3.3.1. Berat sendiri (W)

Dimana berat sendiri merupakan perkalian antara berat volume bahan dengan volume permeter. (JICA, 1985)

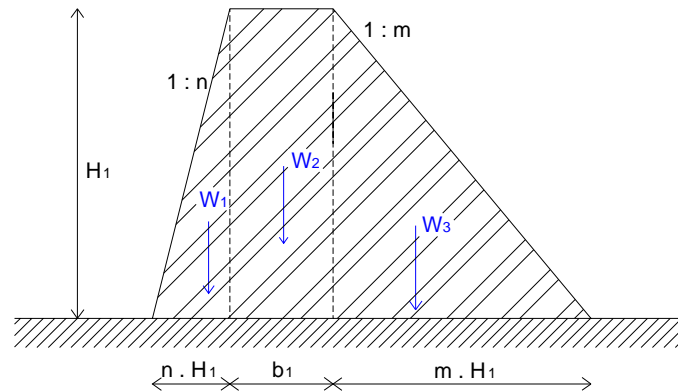
$$W = \gamma_c * A$$

Di mana :

W = berat sendiri per meter

γ_c = berat volume bahan (beton 2,4 t/m³ dan pasangan batu 2,2 t/m³)

A = volume per meter



Gambar 2.13. Gaya Berat Main Dam

2.3.3.2. Tekanan air statik (P)

Tekanan air statik ini tergantung pada kedalaman air, semakin tinggi kedalaman air akan semakin besar pula tekanan statiknya.

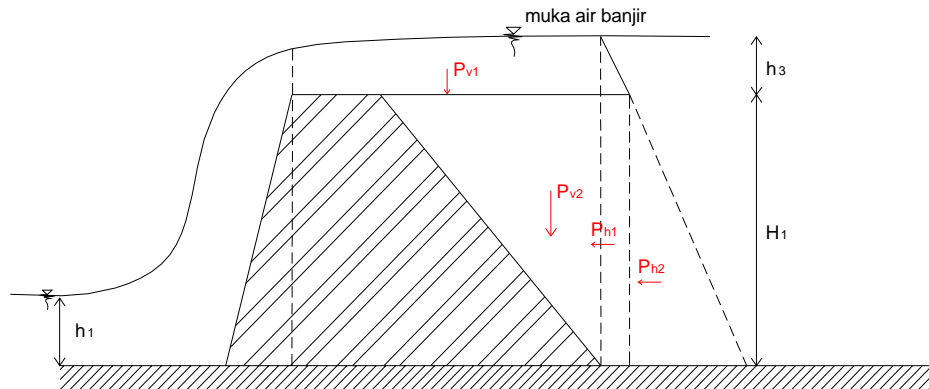
$$P = \gamma_o \cdot h_w$$

Di mana :

P = tekanan air statik horizontal pada titik sedalam h_w (t/m^3)

γ_o = berat volume air ($1 t/m^3$)

h_w = kedalaman air (m)



Gambar 2.14. Gaya Tekan Air Statik

2.3.3.3. Lebar mercu peluap

Perencanaan mercu peluap dam pengendali sedimen harus direncanakan agar kuat menahan benturan maupun abrasi akibat pukulan aliran sedimen, juga dipertimbangkan pemakaian ambang lebar atau ambang tajam dalam analisis hidroliknya. Syarat-syarat ambang lebar dan ambang tajam menurut penyelidikan bazin :

$$\frac{H}{C} \geq 1 \quad = \text{Ambang tajam}$$

$$\frac{H}{C} \leq 1,5 \quad = \text{Ambang lebar}$$

$$1,5 < \frac{H}{C} < 2 \quad = \text{Keadaan tidak stabil, dapat terjadi ambang tajam atau}$$

ambang lebar (Yuwono, 1977)

2.3.3.4. Penampang main dam

Kemiringan badan *main dam* di hulu 1 : m digunakan rumus :

Untuk $H < 15$ m :

$$(1 + \alpha)m^2 + [2(n + \beta) + n(4\alpha + \gamma) + 2\alpha]m - (1 + 3\alpha) + \alpha\beta$$

$$(4n + \beta) + (3n\beta + \beta^2 + n^2) = 0$$

$$\alpha = \frac{h_3}{H}$$

$$\beta = \frac{b_1}{H}$$

$$\gamma = \frac{\gamma_c}{\gamma_w}$$

Di mana :

γ_c = berat volume bahan (t/m^3)

γ_w = berat volume air dengan kandungan sedimen ($1,2 t/m^3$)

Kemiringan badan dam bagian hilir ditetapkan 1 : 0,2

(JICA, 1985)

2.3.3.5. Perhitungan stabilitas

Resultan (R) gaya-gaya harus berada pada inti

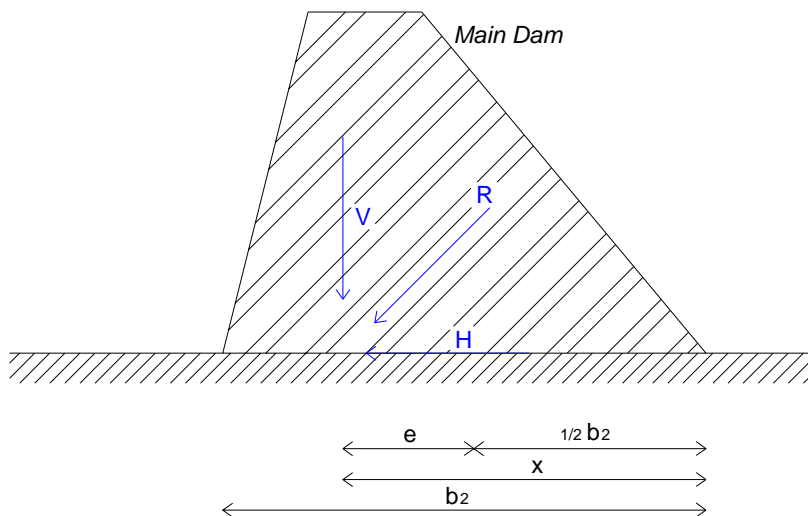
$$x = \frac{M}{V}$$

$$e = \frac{b_2}{2} - x$$

Syarat :

$$1/3b_2 < x < 2/3b_2$$

$$e < 1/6 b_2 \quad (JICA, 1985)$$



Gambar 2.15. Resultan Gaya pada Main Dam

- **Stabilitas terhadap geser**

$$SF = \frac{V * tg\phi + C * b_2}{H} \quad (JICA, 1985)$$

Di mana :

- SF = faktor keamanan > 1,2
- V = gaya vertikal (ton)
- H = gaya horisontal (ton)
- ϕ = sudut geser dalam tanah dasar
- C = kohesi tanah
- b_2 = panjang bidang geser (m)

- **Stabilitas terhadap guling**

$$SF = \frac{M_v}{M_h} \quad (JICA, 1985)$$

Di mana :

- SF = faktor keamanan > 1,2
- M_v = jumlah momen gaya vertikal terhadap O (tm)
- M_h = jumlah momen gaya horizontal terhadap O (tm)

- **Tegangan pada dasar pondasi**

$$\sigma_{12} = \frac{V}{b_2} \left(1 \pm \frac{6e}{b_2} \right) \quad (JICA, 1985)$$

Di mana :

- V = total gaya vertikal (ton)
- b_2 = panjang bidang geser (m)
- σ_{12} = tegangan maksimum / minimum pada dasar pondasi (t/m^2)
- e = jarak dari titik tengah sampai R ($b_2/2-x$) dalam meter

2.3.3.6. Perencanaan Pondasi

a. Dasar pondasi

Pondasi sebaiknya ditempatkan pada batuan dasar. Jika keadaan tidak memungkinkan, maka dibuat pondasi terapan pada sedimen sungai.

b. Daya dukung dasar pondasi

Tegangan yang terjadi pada dasar pondasi harus lebih kecil dari tegangan yang diperkenankan. Daya dukung yang diperkenankan dapat dilihat pada tabel sebagai berikut :

Tabel 2.16. Daya Dukung yang Diijinkan

Klasifikasi pondasi		Daya dukung tanah (t/m^3)	Koefisien geser	Catatan	
				Pengujian desak (<i>unconfined</i>)	Nilai N
Batuan dasar	Batuan keras dengan sedikit retak	100	0,7	>1000 t/m^2	-
	Batuan keras dengan banyak retak	60	0,7	>1000 t/m^2	-
	Batuan lunak atau <i>mudstone</i>	30	0,7	>100 t/m^2	-
Lapis kerikil	Kompak	60	0,6	-	-
	Tidak kompak	30	0,6	-	-
Lapis pasir	Kompak	30	0,6	-	30 – 50
	Kurang kompak	20	0,5	-	15 – 30
Lapis tanah liat	Keras	10	0,45	10 – 20 t/m^2	8 – 15
	Kurang keras	5	-	5 – 10 t/m^2	4 – 8
	Sangat keras	20	0,5	20 – 40 t/m^2	15 – 30

(JICA, 1985)

c. Kedalaman pondasi

Rumus :

$$d_1 = \frac{1}{3}(H_1 + h_3) \quad (\text{Salamun, 2004})$$

Di mana :

d_1 = kedalaman pondasi (m)

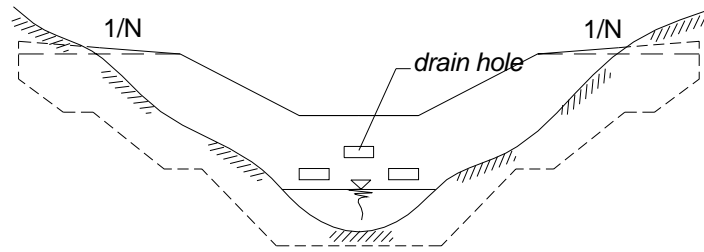
H = tinggi efektif *main dam* (m)

h_3 = tinggi muka air di atas peluap (m)

2.3.3.7. Perencanaan Sayap

a. Kemiringan sayap

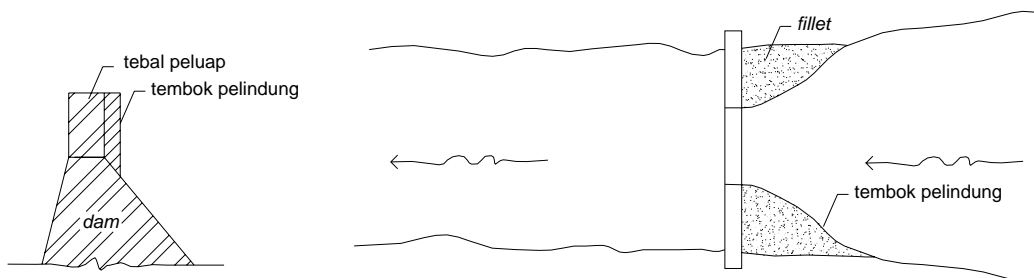
Agar tidak ada limpasan pada sayap, maka ke arah tebing sayap dibuat lebih tinggi dengan kemiringan $1/N >$ kemiringan dasar sungai.



Gambar 2.16. Kemiringan Sayap

b. Lebar sayap

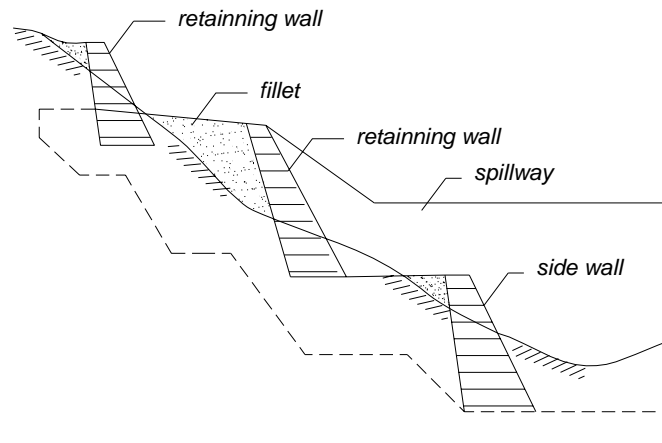
Lebar sayap diambil sama dengan lebar mercu peluap atau sedikit lebih sempit. Lebar sayap harus aman terhadap gaya-gaya luar, khususnya dam pengendali sedimen yang dibangun di daerah di mana aliran sedimen terjadi, perlu diteliti keamanan sayap terhadap tegangan yang disebabkan oleh gaya tumbukan dan perlu dipertimbangkan untuk menambah lebar sayap atau memasang tembok pelindung.



Gambar 2.17. Lebar Sayap

c. Penetrasi sayap

Sayap harus masuk cukup dalam ke tebing karena tanah pada bagian tebing mudah tergerus oleh aliran air.



Gambar 2.18. Penetrasi Sayap

2.3.3.8. Bangunan Pelengkap

a. Konstruksi Tembok Tepi

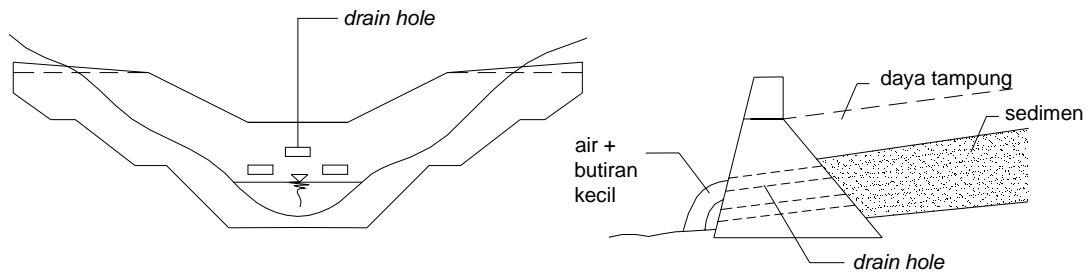
Dinding tepi berfungsi untuk menahan erosi dan longsoran antara *main dam* dan *sub dam* yang disebabkan oleh aliran air atau terjunan. Perencanaan tembok tepi meliputi :

- Elevasi pondasi tembok tepi direncanakan sama dengan elevasi lantai terjun, tetapi harus terletak di luar titik jauh dari *main dam*.
- Kemiringan standar $V : H = 1 : 0,5$
- Ketinggian tembok tepi direncanakan sama dengan atau sedikit lebih tinggi dari ketinggian sayap *sub dam*.

b. Lubang Drainase (*Drain Hole*)

Maksud dari pembuatan lubang drainase adalah sebagai berikut :

- Berfungsi sebagai saluran pengelak pada waktu pelaksanaan pekerjaan.
- Mengurangi tekanan air pada *main dam* setelah tempat endapan sedimen di hulu penuh.
- Mengalirkan material endapan berbutir kecil agar dam tetap mempunyai daya tampung dalam menghadapi aliran debris yang akan datang.
- Umumnya lebar lubang drainase diambil 0,5 s/d 1 meter.



Gambar 2.19. Drain Hole