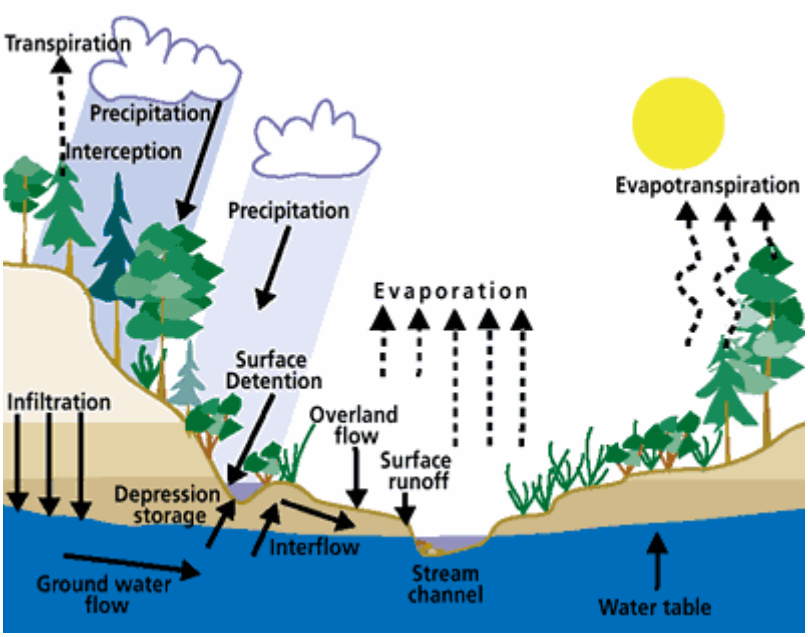
BAB II
STUDI LITERATUR

2.1 SIKLUS HIDROLOGI

Secara etimologi hidrologi berasal dari dua kata, yaitu, *hydro* yang artinya air, dan *logos* artinya ilmu. Konsep ini kini telah berkembang sehingga cakupan obyek hidrologi menjadi lebih jelas. Menurut Marta dan Adidarman (1983), bahwa hidrologi adalah ilmu yang mempelajari tentang terjadinya pergerakan dan distribusi air di bumi, baik di atas maupun di bawah permukaan bumi, tentang sifat fisik, kimia air serta reaksi terhadap lingkungan dan hubungannya dengan kehidupan.



Gambar II-1 Siklus Hidrologi

Uraian dari gambar diatas menjelaskan masing-masing komponen sebagai berikut:

1. Penguapan adalah proses berubahnya fase air menjadi fase uap karena adanya radiasi matahari yang berdasarkan mekanisme kejadianya dibedakan atas:
   - Evaporasi, yaitu penguapan langsung massa air akibat radiasi matahari pada permukaan air (laut, sungai, danau, dll). Tiupan angin juga dapat memperbesar penguapan.

   - Transparasi, yaitu penguapan yang berlangsung akibat proses metabolisme tumbuhan yang disebut fotosintesa.

Dengan demikian adanya tampungan air, kelembaban tanah, jenis tumbuhan, kecepatan angin dan tingginya radiasi matahari merupakan faktor penentu besarnya penguapan.

2. Kondensasi adalah proses pendinginan uap air sehingga mengalami sublimasi kembali menjadi butiran air, es ataupun salju. Proses ini terjadi akibat semakin rendahnya temperature di atmosfer pada jarak yang lebih jauh dari permukaan bumi. Di daerah tropis, proses kondensasi merubah uap air menjadi butiran air atau es yang lebih besar dan berat sehingga akhirnya jatuh sebagai hujan.
3. Angin merupakan pergerakan massa udara dari tempat bertekanan tinggi ke tempat bertekanan rendah. Angin dapat mempercepat terjadinya penguapan, mempengaruhi lokasi jatuhnya hujan.
4. Hujan *(Presipitasi)* merupakan proses jatuhnya hasil kondensasi uap air berupa massa air, es, ataupun salju dari atmosfer ke daratan ataupun ke laut. Besarnya kelembaban dan rendahnya temperature atmosfer merupakan faktor utama penentu besarnya curah hujan.
5. Rembesan *(Infiltrasi)* adalah proses meresapnya air ke alam tanah karena tanah yang bersangkutan *permeable*/poros dan kelembabannya belum jenuh. Dengan demikian karakteristik lapisan tanah sangat mempengaruhi besarnya rembesan.
6. Perkolasi adalah mengalirnya air melalui media tanah yang poros. Akibat perkolasi akan terjadi aliran air dalam tanah menuju permukaan, sungai, danau, ataupun laut yeng letaknya lebih rendah. Dengan demikian karakteristik lapisan tanah sangat juga mempengaruhi besarnya perkolasi.
7. Aliran permukaan *(run off)* adalah aliran air diatas permukaan tanah menuju tempat yang lebih rendah baik melalui dataran maupun alur sungai. Aliran permukaan dapat terjadi pada saat hujan turun di permukaan sebuah dataran yang mempunyai daya serap air rendah. Aliran ini juga dapat terjadi disebuah sungai ataupun alur dreinase alami lainnya baik pada saat hujan mauun tidak hujan. Aliran permukaan yang terjadi di sungai pada saat tidak hujan disebut base flow. Base flow terjadi karena adanya kiriman aliran air dari daerah tampungan (danau dan air tanah).
8. Tampungan *(retensi)* adalah air hujan yang tertahan di daratan baik pada sebuah cekungan maupun air tanah.
9. Intersepsi adalah proses jatuhnya air yang tertahan tumbuhan sebelum menyentuh permukaan bumi.

10. Daerah aliran sungai (DAS). Suatu daerah di sebut DAS bila suatu sungai semua curah hujan yang jatuh di daerah tersebut akan menyebabkan aliran permukaan disungai yang bersangkutan.

2.2 ANALISIS HIDROLOGI

Untuk menganalisis kondisi hidrologi di wilayah studi di perlukan data hujan dari stasiun pengamatan terdekat di sekitarnya, curah hujan di masing-masing lokasi pekerjaan akan dianalisis dengan data dari stasiun pengamatan terdekat. Data curah hujan merupakan data awal yang diperlukan untuk mengetahui debit banjir rencana.

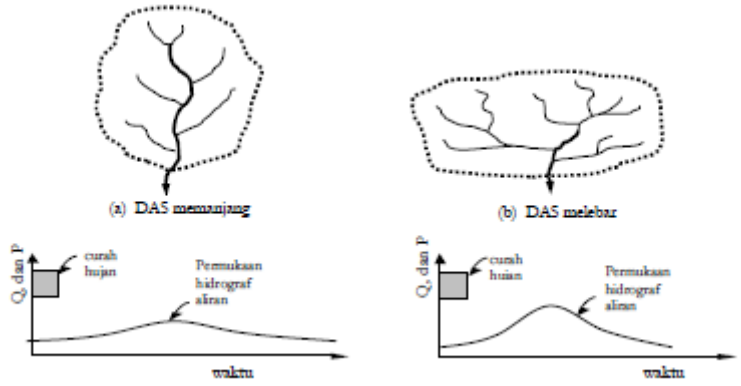
2.2.1. DAERAH ALIRAN SUNGAI

Daerah aliran sungai (*catchment area, basin, watershed*) adalah daerah tengkapan air dimana air jatuh di daerah tersebut akan mengalir menuju ke dalam suatu sungai yang dimaksud. Aliran air permukaan yang mengalir di dalam alur sungai tetapi termasuk juga aliran di lereng-lereng bukit yang mengalir menuju alur sungai sehingga daerah tersebut dinamakan Daerah Aliran Sungai. Daerah ini umumnya dibatasi oleh batas topografi, yang berarti di tetapkan berdasarkan aliran permukaan. Batas ini tidak ditetapkan berdasarkan air bawah tanah karena ermukaan air tanah selalu berubah sesuai dengan musim dan tingkat kegiatan pemakaian. (Sumber: Sri Harto, 1993)

Konsep Daerah Aliran Sungai (DAS) merupakan dasar dari semua perencanaan hidrologi. Mengingat DAS yang besar pada dasarnya tersusun dari DAS-DAS kecil, begitu juga dengan DAS secara umum dapat di definisikan sebagai suatu wilayah yang dibatasi oleh batas alam seperti panggung bukit-bukit atau gunung, maupun batas buatan seperti jalan atau tanggul dimana air hujan yang turun di wilayah tersebut memberi kontribusi aliran ke titik kontrol (*outlet*).nmenurut kamus Webster, DAS adalah suatu daerah yang dibatasi oleh pemisah topografi yang menerima hujan, menampung, menyimpan dan mengalirkan air ke sungai dan seterusnya ke danau atau ke laut. Komponen masukan dalam DAS adalah curah hujan, sedangkan keluarnya terdiri dari debit air dan muatan sedimen (Suripin,2004).

Beberapa karakteristik DAS yang berpengaruh besar pada aliran permukaan yang dikatakan oleh sumber, hal itu meliputi :

a. 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 persatuan luas, besarnya akan berkurang dengan bertambahnya luas DAS. Ini berkaitan dengan waktu yang diperlukan air untuk mengalir dari titik terjauh sampai titik kontrol (waktu konsentrasi) dan juga penyebaran atau intensitas hujan. Bentuk DAS mempunyai pola aliran dalam sungai, pengaruhnya terhadap aliran permukaan dapat ditunjukan 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. Seperti gambar di bawah ini :

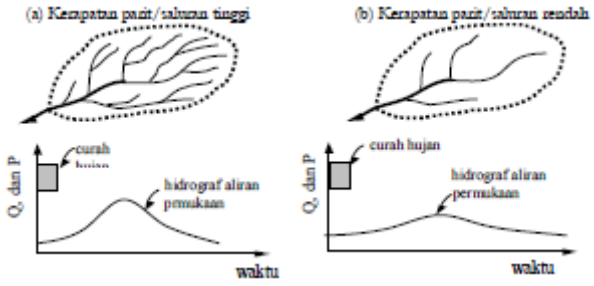


Gambar II-2 Pengaruh Bentuk DAS pada aliran permukaan

Bentuk DAS yang memanjang dan sampit cenderung menghasilkan laju aliran permukaan yang lebih kecil dibandingkan dengan DAS yang berbentuk melebar atau melingkar. Hal ini terjadi karena waktu kosentrasi DAS yang memanjang lebih lama dibandingkan dengan DAS yang melebar sehingga terjadinya kosentrasi air di titik kontrol lebih lambat yang berpengaruh pada laju dan volume aliran permukaan. Faktor bentuk juga dapat berpengaruh pada aliran permukaan apanila hujan yang terjadi tidak serentak diseluruh 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. Sebaiknya 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 atau habis.

b. Topografi

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



Gambar II-3 Pengaruh Kerapatan Parit pada hidrograf

2.2.2. ANALISIS HUJAN KAWASAN

Data hujan yang diperoleh dari alat penangkar hujan merupakan hujan yang terjadi hanya pada satu tempat atau titik saja *(point rainnfall*), mengingat hujan sangat berfariasi terhadap tempat *(space)*, maka untuk kawasan yang luas suatu alat penakar hujan belum dapat menggambrkan hujan wilayah tersebut.

Lingkup dari kegiatan ini dilaksanakan dalam penentuan curah hujan rencana antara lain penentuan stasiun curah hujan yang berpengaruh untuk lokasi pengamatan, curah hujan yang diperlukan untuk penyusunan rancangan pemanfaatan air adalah curah hujan rata-rata di daerah yang di amati, tujuan untuk mencari hujan rata-rata adalah mengubah hujan titik (point rainfall) menjadi hujan wilayah (regional rainfall) dalam hal ini diperlukan hujan kawasan yang diperoleh dari rata-rata curah hujan beberapa stasiun penakar hujan yang ada di dalam atau di sekitar kawasan tersebut.

Ada tiga metode yang dapat digunakan memperoleh curah hujan rata-rata kawasan, yaitu:

1. Metode Rata-rata Aljabar

   Cara ini adalah cara yang paling sederhana metode rata-rata hitung dengan menjumlahkan curah hujan dari semua tempat pengukuran selama satu periode tertentu dan membaginya dengan banyaknya tempat pengukuran. Hujan kawasan diperoleh dari persamaan sebagai berikut (Sri Harto,1993):

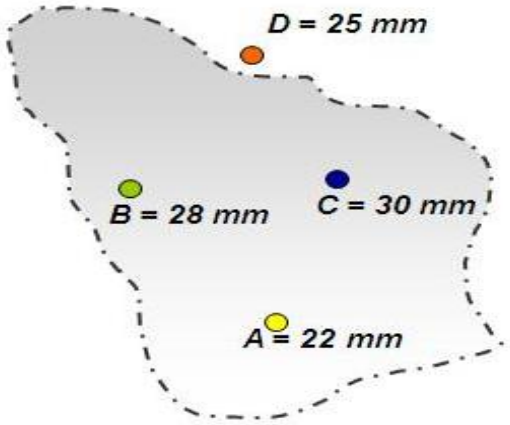
$$R = \frac{(R1+R2+R3+\cdots+Rn)}{n}$$

   Dimana:

   R = curah hujan rata-rata (mm)

   R_1,R_2,R_3,R_n = curah hujan yang tercatat di pos hujan 1,2,3,..n (mm)

   n = banyaknya pos penakar hujan



Gambar II-1 Rata-rata Aljabar

2. Metode Poligon Thiessen

   Metode ini dikenal dengan metode rata-rata timbang *(weighted mean)*. Cara ini memberikan proposi luasan daerah pengaruh pos penakar hujan untuk mengkomodasi ketidak seragaman jarak. Daerah pengaruh dibentuk dengan menggambarkan garis-garis sumbu tegak lurus terhadap garis penghubung antara dua pos penakar terdekat. Diasumsikan bahwa variasi hujan antara pos yang satu dengan lainya adalah linier dan bahwa sembarang pos dianggap dapat mewakili kawasan terdekat.

   Hasil metode poligon Thiessen lebih akurat dibandingkan dengan metode rata-rata aljabar. Cara ini cocok untuk daerah datar dengan luas 500-5.000 km^2.

Hujan rata-rata DAS dapat dihitung dengan persamaan sebagai berikut:

$$R = \frac{(A1.R1+A2.R2+A3.R3+\cdots+An.Rn)}{A1+A2+\cdots+An}$$

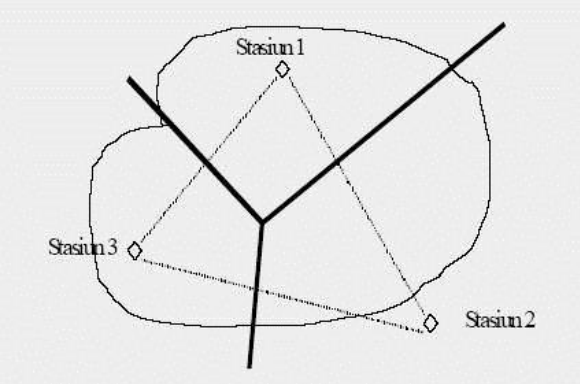
Dimana :

R = curah hujan rata-rata (mm)

R_1,R_2,R_3,R_n = curah hujan yang tercatat di pos hujan 1,2,3,...,n (mm)

A_1,A_2,A_3,A_n = luas area poligon 1,2,3,...n (km^2)

n = banyaknya pos hujan



Gambar II-4 Poligon Thissen

3. Metode Isohyet

Metode ini merupakan metode yang paling akurat untuk menentukan hujan rata-rata, namun diperlukan keahlian dan pengalaman. Cara ini memperhitungkan secara aktual pengaruh tiap-tiap pos penakar hujan. Asumsi metode ini yang menganggap bahwa tiap-tiap pos penakar mencatat kedlaman yang sama untuk daerah berbukit dan tidak teratur dengan luas lebih dari 5.000 km^2.

Hujan rata-rata DAS dihutung dengan persamaan sebagai berikut :

$$R = \frac{\sum_1^n \frac{A1(R1+R1+1)}{2}}{\sum_1^n A1}$$

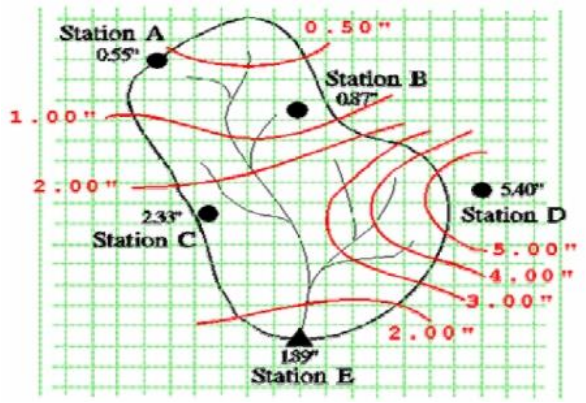
Dimana :

R = curah hujan rata-rata (mm)

R1,R2,R3,Rn = curah hujan yang tercatat di pos hujan 1,2,3,...,n (mm)

A1,A2,A3,An = luas area poligon 1,2,3,...n (km^2)

n = banyaknya pos hujan



Gambar II-5 Metode Isohyet

2.3 CURAH HUJAN RENCANA HARI

Lingkup kegiatan ini dilaksanakan untuk mengetahui besarnya intensitas curah hujan maksimum dalam periode ulang tertentu yang nanti akan dipergunakan untuk perhitungan debit banjir rencana.

2.3.1. PENGUKURAN DISPRESI

Setelah mendapatkan hujan rata-rata dari beberapa stasiun yang berpengaruh di daerah aliran sungai, selanjutnya dianalisis secara statis untuk mendapatkan pola sebaran yang sesuai dengan sebaran curah hujan rata-rata yang ada. Pada kenyataannya bahwa tidak semua varian dari suatu variabel hidrologi terletak atau sama dengan nilai rata-rata, dispersi adalah besarnya derajat atau besaran varian di sekitar nilai rata-ratanya. Cara mengukur besarnya dispersi disebut pengukuran dispersi (Soewarno, 1995).

Adapun cara pengukuran dispersi antara lain :

a. Standar deviasi (S)

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

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(xi-x)^2}{n-1}}$$

Dimana:

S = standar deviasi

Xi = curah hujan minimum (mm/hari)

x = curah hujan rata-rata (mm/hari)

n = lamanya pengamatan

b. Koefisien Skewness (Cs)

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

$$Cs = \frac{n}{(n-1)(n-2)}\sum_{i=1}^{n}(xi - x)^3$$

Dimana:

Cs = Koefisien kemencengan

Xi = Nilai variat

x = Nilai rata-rata

n = Jumlah data

S = standar deviasi

c. Koefisien Kurtosis (Ck)

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

$$Ck = \frac{n^2}{(n-1)(n-2)(n-3)Sx^4}\sum_{i=1}^{n}(xi - x)^4$$

Dimana:

Ck = Koefisien kurtosis

Xi = Nilai variat

x = Nilai rata-rata

n = Jumlah data

S = Standar deviasi

d. Koefisien Variasi (Cv)

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

Dimana:

Cv = Koefisien variasi

S = standar deviasi

x = nilai rata-rata

2.3.2. ANALISIS FREKUENSI HUJAN

Tujuan dari analisis frekuensi curah hujan ini adalah untuk memperoleh curah hujan dengan beberapa periode ulang. Pada analisis ini menggunakan beberapa metoda analisis distribusi untuk memperkirakan curah hujan dengan tahun periode ulang tertentu. Metoda yang dipakai nantinya harus ditentukan dengan melihat karakteristik distribusi hujan daerah setempat. Periode ulang yang akan dihitung pada masing-masing metode adalah untuk periode ulang 2, 5, 10, 25, dan 50 tahun.

Pada analisis ini digunakan beberapa metode untuk memperkirakan curah hujan dengan periode ulang dalam tahun tertentu, yaitu:

1. Metode Distribusi Normal

   Distribusi normal atau gaus merupakan jenis distribusi yang banyak digunakan, terutama dalam analisis kesalahan karena distribusi ini mempunyai properti matematik yang sangat banyak diperlukan. Sebenarnya data-data hidrologi yang ada umumnya tidak memiliki harga negatif tidak dapat dikategorikan dalam jenis distribusi normal, karena distribusi ini mencakup selang data antara $-\infty$ sampai dengan $+\infty$. Namun demikian, bila besaran rata-rata dari bilangan random mencapai 3 atau 4 kali lebih besar dari standar deviasinya, merupakan fungsi distribusi komulatif (CFD) normal atau dikenal dengan distribusi gauss (Gaussian Distribution). Distribusi normal memiliki fungsi kerapatan probabilitas yang dirumuskan sebagai berikut:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma.\sqrt{2.\pi}} . \exp\left[-\frac{1}{2} . \left(\frac{x - \mu}{\sigma} \right)^2 \right] \qquad -\infty < x < \infty$$

Dimana:

μ dan σ adalah parameter statistik, yang masing-masing adalah nilai rata-rata dan standar deviasi dari variat.

2. Metode Distribusi Log Normal 2 Parameter

Fungsi kerapatan probabilitas Log Normal adalah sebagai berikut:

$$f(x) = \frac{1}{\xi.x.\sqrt{2.\pi}}.\exp\left[-\frac{1}{2}.\left(\frac{\ln x - \lambda}{\xi}\right)^2\right]$$

Dimana:

λ = E ln x

$\xi = \sqrt{Var.ln(x)}$

Persamaan :

$$\log X_{TR} = \log \quad + k.S_{logx}$$

$$C_v = \frac{S_{\log x}}{\overline{\log x}}$$

$$S_{logx} = \sqrt{\frac{\sum(\overline{\log x} - \log x_i)^2}{(n-1)}} \; ; \log \; = \; \frac{\sum \log x_i}{n}$$

Dimana:

X_{TR} = Besarnya curah hujan dengan periode ulang t

n = Jumlah data

$\overline{\log x}$ = Curah hujan harian maksimum rata-rata dalam harga logaritmik

K = Faktor frekuensi dari Log Normal 2 parameter, sebagai fungsi dari koefisien variable, Cv dan periode ulang t pada tabel

S_{logx} = Standard deviasi dari rangkaian data dalam harga logaritmiknya

C_v = Koefisien variasi dari log normal w parameter

Tabel II-1 Standar Variable (K)

T	Kt	T	Kt	T	Kt
1	-1.86	20	1.89	90	3.34
2	-0.22	25	2.10	100	3.45
3	0.17	30	2.27	110	3.53
4	0.44	35	2.41	120	3.62
5	0.64	40	2.54	130	3.70
6	0.81	45	2.65	140	3.77
7	0.95	50	2.75	150	3.84
8	1.06	55	2.86	160	3.91
9	1.17	60	2.93	170	3.97
10	1.26	65	3.02	180	4.03
11	1.35	70	3.08	190	4.09
12	1.43	75	3.60	200	4.14
13	1.50	80	3.21	211	4.24
14	1.57	85	3.28	240	4.33
15	1.63	90	3.33	260	4.42

Tabel II-2 Koefisien Untuk Metode Log Normal

Cv	Periode Ulang T tahun					
	2	5	10	20	50	100
0,0500	-0.2500	0.8334	1.2965	1.6863	2.1341	2.4370
0,1000	-0.0496	0.8222	1.3078	1.7247	2.2130	2.5489
0,1500	-0.0738	0.8085	1.3156	1.7598	2.2899	2.6607
0,2000	-0.0971	0.7926	1.3200	1.7911	2.3640	207716
0,2500	-0.1194	0.7748	1.3209	1.8183	2.4348	2.8805
0,3000	-0.1406	0.7547	1.3183	1.8414	2.5316	2.9866
0,3500	-0.1604	0.7333	1.3126	1.8602	2.5638	3.0890
0,4000	-0.1788	0.7100	1.3037	1.8746	2.6212	3.1870
0,4500	-0.1957	0.6870	1.2920	1.8848	2.6734	3.2109
0,5000	-0.2111	0.6626	1.2778	1.8909	2.7202	3.3673
0,5500	-0.2251	0.6129	1.2513	1.8931	2.7615	3.4488
0,6000	-0.2375	0.5879	1.2428	1.8916	2.7974	3.5241
0,6500	-0.2485	0.5879	1.2226	1.8866	2.8279	3.5930
0,7000	-0.2582	0.5631	1.2011	1.8786	2.8532	3.6568
0,7500	-0.2667	0.5387	1.1784	1.8577	2.8735	3.7118
0,8000	-0.2739	0.5184	1.1584	1.8543	2.8891	3.7617
0,8500	-0.2801	0.4914	1.1306	1.8388	2.9002	3.8056
0,9000	-0.2852	0.4886	1.1060	1.8212	2.9071	3.8437
0,9500	-0.2895	0.4466	1.0810	1.8021	2.9102	3.8762
1,000	-0.2929	0.4254	1.0560	1.7815	2.9098	3.9036

3. Metode Distribusi Pearson Type III

Secara sederhana fungsi kerapatan peluang distribusi Pearson Type III adalah sebagai berikut:

$$X_t = X_i + K_T.S_i$$

Dimana:

X_i = Data ke-i

S_i = Standar deviasi

Cs = Koefisien skewness

K_T = Faktor sifat distribusi Pearson Type III, yang merupakan fungsi dari besarnya Cs yang ditunjukan pada tabel.

4. Metode Distribusi Log Pearson Type III

Secara sederhana fungsi kerapatan peluang distribusi Pearson Type III ini mempunyai persamaan sebagai berikut:

$$\log X_t = \overline{\log X}_i + K_T.S_i$$

$$\overline{\log X} = \frac{\sum \log X_i}{N}$$

$$S_i = \text{Standar deviasi} = \sqrt{\frac{\sum(\log X_i - \overline{\log X})^2}{N-1}}$$

$$C_s = \text{Koefisien skewness} = \frac{\sum(\log X_i - \overline{\log X})^2}{(N-1).(N-2)S_i^{\,3}}$$

Dimana:

K_T = Koefisien frekuensi didapat dari tabel dibawah ini.

Tabel II-3 Tabel Mencari Koefisien Frekuensi

Kemencengan (Cs)	Periode Ulang (Tahun)							
	2	5	13	25	50	100	200	1000
	Peluang (%)							
	50	20	10	4	2	1	0,5	0,1
3,0	-0,3986	0,420	1,180	2,278	3,152	4,051	4,970	7,250
2,5	-0,360	0,518	1,250	2,262	3,048	3,845	4,652	6,600
2,2	-0,330	0,574	1,284	2,240	2,970	3,705	4,444	6,200
2,0	-0,307	0,609	1,302	2,219	2,912	3,605	4,298	5,910
1,8	-0,282	0,643	1,318	2,193	2,848	3,499	4,147	5,660
1,6	-0,254	0,675	1,329	2,163	2,780	3,388	3,990	5,390
1,4	-0,225	0,705	1,337	2,128	2,706	3,271	3,828	5,110
1,2	-0,195	0,732	1,340	2,087	2,626	3,149	3,661	4,820
1,0	-0,164	0,758	1,340	2,043	2,542	3,022	3,489	4,540
0,9	-0,148	0,769	1,339	2,018	2,498	2,957	3,401	4,395
0,8	-0,132	0,780	1,336	2,998	2,453	2,891	3,312	4,250
0,7	-0,116	0,790	1,333	2,967	2,407	2,824	3,223	4,105
0,6	-0,099	0,800	1,328	2,939	2,359	2,755	3,132	3,960
0,5	-0,083	0,808	1,323	2,910	2,311	2,686	3,041	3,815
0,4	-0,066	0,816	1,317	2,880	2,261	2,615	2,949	3,670
0,3	-0,050	0,824	1,309	2,849	2,211	2,544	2,856	3,525
0,2	-0,033	0,830	1,301	2,818	2,159	2,472	2,763	3,380
0,1	-0,017	0,836	1,292	2,785	2,107	2,400	2,670	3,235
0	0,000	0,842	1,282	2,751	2,054	2,3269	2,576	3,090
-0,1	0,017	0,836	1,270	2,761	2,000	2,262	2,482	3,950
-0,2	0,033	0,850	1,258	1,680	1,945	2,178	2,388	2,810
-0,3	0,050	0,853	1,245	1,643	1,890	2,104	2,294	2,675
-0,4	0,066	0,855	1,231	1,606	1,834	2,029	2,201	2,540
-0,5	0,083	0,856	1,216	1,567	1,777	1,955	2,108	2,400
-0,6	0,099	0,857	1,200	1,528	1,720	1,880	2,016	2,275
-0,7	0,116	0,857	1,183	1,488	1,663	1,806	1,926	2,150
-0,8	0,132	0,856	1,166	1,488	1,606	1,733	1,837	2,035
-0,9	0,148	0,854	1,147	1,407	1,549	1,660	1,749	1,910
-1,0	0,164	0,852	1,128	1,366	1,492	1,588	1,664	1,800
-1,2	0,195	0,844	1,086	1,282	1,379	1,449	1,501	1,625
-1,4	0,225	0,832	1,041	1,198	1,270	1,318	1,351	1,465
-1,6	0,254	0,817	0,994	1,116	1,166	1,200	1,216	1,280
-1,8	0,282	0,799	0,945	1,035	1,069	1,089	1,197	1,130
-2,0	0,307	0,777	0,895	1,959	0,980	0,990	0,995	1,000
-2,2	0,330	0,752	0,844	0,888	0,900	0,905	0,907	0,910
-2,5	0,360	0,711	0,771	0,793	0,798	0,799	0,800	0,802
-3,0	0,396	0,636	0,660	0,666	0,666	0,667	0,667	0,668

5. Metoda Distribusi Gumbel Type I Eksemal

Metoda distribusi Gumbel banyak digunakan dalam analisis frekuensi hujan yang mempunyai rumus:

$$R_t = R + K. S_x$$

$$K = (y_t - y_n)/S_n.$$

$$Y_t = - (0,834 + 2,303 \log T/T-1)$$

Dimana:

R_t = Curah hujan untuk periode ulang T tahun (mm).

R = Curah hujan maksimum rata-rata

S_x = Standar deviasi

K = Faktor frekuensi

S_n, Y_n = Faktor pengurangan deviasi standar rata-rata fungsi dari jumlah data

Tabel II-4 Harga Reduced Variate Periode Ulang Hujan T Tahun

Periode Ulang Hujan T tahun	*Reduced Variate*
2	0,3665
5	1,4999
10	2,2502
25	3,1985
50	3,9019
100	4,6001

Tabel II-5 Hubungan Reduced Mean (Yn) Dengan Jumlah Data (n)

n	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	0,4952	0,4996	0,5035	0,5070	0,5100	0,5128	0,5157	0,5181	0,5202	0,5520
20	0,5236	0,5252	0,5269	0,5283	0,5296	0,5309	0,5320	0,5332	0,5343	0,5353
30	0,5362	0,5371	0,5380	0,5388	0,5396	0,5402	0,5402	0,5418	0,5424	0,5430
40	0,5436	0,5442	0,5448	0,5453	0,5458	0,5463	0,5463	0,5472	0,5477	0,5481
50	0,5486	0,5489	0,5493	0,5497	0,5501	0,5504	0,5508	0,5511	0,5515	0,5518
60	0,5521	0,5524	0,5527	0,5530	0,5530	0,5533	0,5538	0,5540	0,5543	0,5545
70	0,5548	0,5550	0,5552	0,5555	0,5557	0,5557	0,5561	0,5563	0,5565	0,5567
80	0,5569	0,5572	0,5572	0,5574	0,5576	0,5576	0,5580	0,5581	0,5583	0,5585
90	0,5586	0,5587	0,5589	0,5591	0,5592	0,5573	,05595	0,5596	0,5598	0,5599
100	0,5586									

Tabel II-6 Hubungan Reduced Standar Deviasi (Sn) Dengan Jumlah Data (n)

n	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	0,9496	0,9676	0,9833	0,9971	1,0095	1,0206	1,0315	1,0411	1,0493	1,0565
20	1,0628	1,0696	1,0754	1,0811	1,0664	1,0915	1,0961	1,1004	1,1047	1,1086
30	1,1124	1,1159	1,1193	1,1226	1,1255	1,1285	1,1313	1,1339	1,1363	1,1388
40	1,1413	1,1436	1,1458	1,1480	1,1499	1,1519	1,1538	1,1557	1,1574	1,1590
50	1,1607	1,1623	1,1638	1,1638	1,1667	1,1681	1,1696	1,1706	1,1721	1,1734
60	1,1747	1,1759	1,1770	1,1770	1,1793	1,1803	1,1814	1,1824	1,1834	1,1844
70	1,1854	1,1863	1,1873	1,1873	1,1890	1,1898	1,1906	1,1915	1,1923	1,1930
80	1,1938	1,1945	1,1953	1,1953	1,9670	1,1973	1,1980	1,1987	1,1994	1,2001
90	1,2007	1,2013	1,2020	1,2026	1,2032	1,2038	1,2044	1,2049	1,2055	1,2060
100	1,2065									

2.4 UJI KECOCOKAN

Untuk menentukan pola distribusi dan curah hujan rata-rata yang paling sesuai dengan beberapa metoda distribui stastistik yang telah dilakukan maka dilakukan lah uji kecocokan ini. Ada dua uji kecocokan yaitu :

1. Uji kecocokan Chi Square (*Chi-Kuadrat*).

   Prinsip pengujian dengan metode *chi* kuadrat didasarkan pada jumlah pengamatan yang diharapkan pada pembagian kelas, dan tentukan terhadap jumlah data pengamatan yang ada dalam kelas tersebut atau membandingkan dengan nilai *chi* (χ^2) dengan *chi* kuadrat kritis (χ^{2cr}). Dengan rumus di bawah ini (soewarno, Hidrologi aplikasi metode statistik untuk analisis data, jilid 1):

$$X^2 = \sum \frac{(Ei-oi)^2}{Ei}$$

   Dimana:

   X^2 = harga chi kuadrat (*chi square*)

   Oi = jumlah nilai pengamatan pada sub kelompok ke-i

   Ei = jumlah nilai teoritis pada sub kelompok ke-i

   Dari hasil yang di dapat untuk suatu nilai nyata tertentu yang sering di ambil adalah 5% derajat kebebasan ini secara umum dihitung dengan rumus sebagai berikut:

$$DK = n - (P+1)$$

   Dimana:

   DK = derajat kebebasan

   n = banyak rata-rata

   P = banyak keterikatan (parameter).

Adapun kreteria penilaian hasil adalah sebagai berikut:

a. Apabila peluang lebih besar dari 5% maka persamaan distribus teoritis yang digunakan dapat diterima.
b. Apabila peluang lebih kecil dari 1% maka persamaan distribusi teoritis yang digunakan diterima.
c. Apabila peluang antara 1%-5%, maka tidak mungkin mengambil keputusan, maka perlu penambahan data.

Tabel II-7 Nilai Kritis Untuk Distribusi Chi Kuadrat (Chi Square)

dk	α derajat kepercayaan							
	0,995	0,990	0,975	0,950	0,050	0,025	0,010	0,005
1	0,0000393	0,000157	0,000982	0,00393	3,841	5,024	6,635	7,879
2	0,0100	0,0201	0,0506	0,103	5,991	7,378	9,210	10,597
3	0,0717	0,1150	0,2160	0,352	7,815	9,348	11,345	12,838
4	0,2070	0,2970	0,4840	0,711	9,488	11,143	13,277	14,860
5	0,4120	0,5540	0,8310	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	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	2,558	3,247	3,940	18,307	20,483	23,209	25,188
11	2,603	3,053	3,816	4,575	19,675	21,920	24,725	26,757
12	3,074	3,571	4,404	5,226	21,026	23,337	26,217	28,300
13	3,565	4,107	5,009	5,892	22,362	24,736	27,688	29,819
14	4,075	4,660	5,629	6,571	23,685	26,119	29,141	31,319
15	4,601	5,229	6,262	7,261	24,996	27,488	30,578	32,801
16	5,142	5,812	6,908	7,962	26,296	28,845	32,000	34,267
17	5,697	6,408	7,564	8,672	27,587	30,191	33,400	35,718
18	6,265	7,015	8,231	9,390	28,869	31,526	34,805	37,156
19	6,844	7,633	8,907	10,117	30,144	32,852	36,191	38,582
20	7,434	8,260	9,891	10,851	31,410	34,170	37,566	39,997
21	8,034	8,897	10,283	11,591	32,671	35,479	38,932	41,401
22	8,643	9,542	10,982	12,338	33,924	36,781	40,289	42,796
23	9,260	10,196	11,689	13,091	36,172	38,076	41,638	44,181
24	9,886	10,856	12,401	13,848	36,415	39,364	42,980	45,558
25	10,520	11,524	13,120	14,611	37,652	40,646	44,314	46,928
26	11,160	12,198	13,844	15,379	38,885	41,923	45,642	48,290
27	22,808	12,879	14,573	16,151	40,113	43,194	46,963	49,645
28	12,461	13,565	15,308	16,928	41,337	44,461	48,278	50,993
29	13,121	14,256	16,047	17,708	42,557	45,722	49,588	52,336
30	13,787	14,953	16,791	18,493	43,773	46,979	50,892	53,672

2. Uji kecocokan Kolmogorov - Smirnov

Pengujian kecocokan sebaran adalah untuk menguji apakah sebaran yang dipilih dalam pembuatan duration curve cocok dengan sebaran emperisnya, Pengujian parameter dilakukan dengan metode kolmogorov – smirnov.

Prosedur dasarnya mencakup perbandingan antara probabilitas kumulatif lapangan dan distribusi kumulatif fungsi yang ditinjau. Sampel yang berukuran N, diatur dengan urutan yang meningkat. Dari data yang diatur akan membentuk suatu fungsi frekuensi kumulatif tangga.

Prosedur pengujian ini adalah sebagai berikut:

Urutkan data (dari besar ke kecil atau sebaliknya) dan tentukan besarnya peluang dari masing-masing data tersebut:

X_1 $P(X_1)$

X_2 $P(X_2)$

X_N $P(X_N)$

Tentukan nilai masing-masing peluang teoritis dari hasil penggambaran data.

X_1 $P'(X_1)$

X_2 $P'(X_2)$

X_N $P'(X_N)$

Dari kedua nilai peluang tersebut tentukan selisih terbesar antara peluang pengamatan dengan peluang teoritis.

$$D = \text{Maksimum} [P(Xm) - P'(Xm)]$$

Berdasarkan tabel nilai kritis (Kolmogorov - Smirnov test) tentukan nilai Do (lihat tabel)

Tabel II-8 Nilai Kritis (Do) dari Kolmogorov-Smirnov

n	Nilai kritis Smirnov-Kolmogorov (a)			
	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
n>50	$\frac{1.07}{n^{0.5}}$	$\frac{1.22}{n^{0.5}}$	$\frac{1.36}{n^{0.5}}$	$\frac{1.63}{n^{0.5}}$

Apabila D lebih kecil dari Do maka distribusi teoritis yang digunakan untuk menentukan persamaan distribusi dapat diterima, tetapi apabila D lebih besar dari Do maka distribusi teoritis yang digunakan untuk menentukan distribusi tidak dapat diterima.

Resume perhitungan uji distribusi stasiun curah hujan dengan tiap metode analisis distribusi frekuensi dapat dilihat pada Tabel II-2 Resume Uji Hasil Analisis Frekuensi Kolmogorov - Smirnov.

Dari hasil perhitungan maka diperoleh kesimpulan bahwa analisa yang memenuhi perhitungan uji frekuensi adalah hasil metoda Gumbel. Sehingga untuk perencanaan di lokasi studi dipilih hasil analisa frekuensi dari metode Gumbell.

2.5 ANALISIS INTENSITAS HUJAN RENCANA

Intensitas curah hujan adalah jumlah hujan yang dinyatakan dalam tinggi curah hujan atau volume hujan tiap satuan waktu. Besarnya intensitas hujan berbeda-beda tergantung dari lamanya curah hujan dan frekuensi kejadianya.

Metode-metode untuk menghitung intensitas curah hujan sebagai berikut:

1. Menurut Dr. Mononobe, jika data hujan yang ada hanya curah hujan harian maka sebagai berikut (Joesron Loebis, 1987, "Banjir Rencana untuk Bangunan air"):

$$I = \frac{R24}{24} \times \left(\frac{24}{t}\right)^{\frac{2}{3}}$$

Dimana:

I = Intensitas curah hujan (mm/jam)

t = Lamanya curah hujan (jam)

R_{24} = Curah hujan maksimum dalam 24 jam (mm)

2. Menurut Prof. Talbot, untuk hujan dengan waktu < 2 jam (Joesron Loebis, 1987):

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

Dimana:

I = Intensitas curah hujan (mm/jam)

t = Lamanya curah hujan (jam)

a dan b = Konstanta yang tergantung pada lamanya curah hujan yang terjadi di daerah aliran

3. Menurut Prof. Sheman, untuk hujan dengan waktu > 2 jam (Joesron Loebis, 1987):

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

Dimana:

I = Intensitas curah hujan (mm/jam)

t = Waktu curah hujan (jam)

a,n = Konstanta yang tergantung dari keadaan setempat

4. Rumus-rumus diatas dikembangkan oleh Dr. Ishiguro menjadi dibawah ini (Joesron Loebis, 1987):

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

Dimana:

I = Intensitas curah hujan (mm/jam)

t = Waktu curah hujan (jam)

a,b = Konstanta yang tergantung dari keadaan setempat

2.6 ANALISIS DEBIT BANJIR RENCANA

Debit banjir rencana adalah besarnya suatu debit yag direncanakan melewati penampang sungai dengan periode ulang tertentu. Besarnya debit banjir ditentukan berdasarkan curah hujan dan aliran sungai antara lain sebagai berikut:

Besarnya suatu hujan intensitas hujannya, dan DAS daerah aliran sungai untuk mencari debit banjir rencana dapat digunakan beberapa metode antara lain metode rasional, hidrograf satuan sintetik dan FRS Jawa-Sumatra.

2.6.1. METODE RASIONAL

Metode ini ada beberapa macam cara, diantaranya sebagai berikut:

a. Metode Rasional

$$Q = \frac{1}{360} C\ I\ A$$

Dimana:

Q = Debit banjir rencana (m^3/detik)

C = koefisien tergantung pada kondisi drainase

I = intensitas curah hujan selama durasi t (mm/jam)

A = luas drainase

Koefisien runoff dipengaruhi oleh jenis lapisan permukaan tanah, setelah melalui berbagai penelitian didapatkan koefisien limpasan *(runoff)* seperti di bawah ini:

Tabel II-9 Koefisien Limpasan (C)

Jenis Lahan	Type Daerah Aliran	Harga C
Perumputan	Tanah pasir, datar, 2%	0,05-0,10
	Tanah pasir, rata-rata 2-7%	0,10-0,15
	Tanah pasir, curam 7%	0,15-0,20
	Tanah gemuk, datar 2%	0,13-0,17
	Tanah gemuk rata-rata 2-7%	0,18-0,22
	Tanah gemuk, curam 7%	0,25-0,35
Business	Daerah kota lama	0,75-0,95
	Daerah pinggiran	0,50-0,70
Perumahan	Daerah "single family"	0,30-0,50
	"multi unit" terpisah-pisah	0,40-0,60
	"multi unit" tertutup	0,60-0,75
	"sub urban"	0,25-0,40
	daerah rumah-rumah apartemen	0,50-0,70
Industri	Daerah ringan	0,50-0,80
	Daerah berat	0,60-0,90
Pertamanan		0,10-0,25
Tempat bermain		0,20-0,35
Halaman kereta api		0,20-0,40

b. Metode Weduwen

Perhitungan metode ini menggunakan rumus sebagai berikut (sumber: Joesron Loebis,1987):

$$Qt = \alpha \times \beta \times q \times f$$

Untuk koefisien run off (α) :

$$\alpha = 1 - \frac{4{,}1}{\beta q_n + 7}$$

Waktu Kosentrasi (t) =

$$t = \frac{0{,}476 \times F^{3/8}}{(\alpha \times \beta \times q)^{1/8} \times i^{1/4}}$$

Koefisien Reduksi (β) =

$$\beta = \frac{120 + \left[\frac{t+1}{t+9}\right] \times A}{120 + A}$$

Hujan Maksimum (q) =

$$q = \frac{67{,}65}{t + 1{,}45}$$

Dimana:

Qt = Debit banjir rencana (m^3/detik)

α = koefisien run off

β = Koefisien reduksi daerah untuk curah hujan DAS

q = hujan maksimum (m^3/km^3/detik)

F = luas daerah aliran (km^2)

L = panjang sungai (Km)

i = gradien sungai atau medan yaitu kemiringan rata-rata sungai (10% bagian hulu dari panjang sungai tidak dihitung. Beda tinggi dan panjang diambil dari suatu titik 0,1 L dari batas hulu DAS).

Adapun syarat dalam perhitungan debit banjir dengan metode Weduwen adalah sebagai berikut:

F = luas daerah pengaliran < 100 km^2

t = 1/6 sampai 12 jam

c. Metode Haspers

Untuk menghitung metode Hespers mengunakan rumus sebagai berikut (sumber: Joesron Loebis, 1987) :

$$Qt = \alpha \times \beta \times q \times f$$

Untuk *run off* (α) =

$$\alpha = \frac{1 + 0{,}012 \times F^{0,7}}{1 + 0{,}75 \times F^{0,7}}$$

Waktu Konsentrasi (t) =

$t = 0{,}1\ L^{0,8} \times i^{-0,3}$

Koefesien Reduksi (β) =

$$\frac{1}{\beta} = 1 + \frac{t + 3{,}7 \times 10^{-0,4t}}{t^2 + 15} \times \frac{F^{3/4}}{12}$$

Intensitas Hujan untuk t < 2jam =

$$Rt = \frac{t \times R_{24}}{t+1-0{,}0008.(260-R_{24})\times(2-t)^2}$$

Intensitas Hujan untuk 2jam ≤ t ≤ 19 jam =

$$Rt = \frac{t \times R_{24}}{t+1}$$

Intensitas Hujan untuk 19 jam ≤ t ≤ 30 jam =

$$Rt = 0{,}0707\ R_{24} \times \sqrt{t+1}$$

Hujan Maksimum (q) =

$$q = \frac{Rt}{3{,}6\ x\ t}$$

Dimana:

Qt = Debit banjir rencana (m^3/detik)

α = koefisien run off

β = Koefisien reduksi daerah untuk curah hujan DAS

q = hujan maksimum (m^3/km^3/detik)

F = luas daerah aliran (km^2)

Rt = intensitas curah hujan selama durasi t (mm/hari)

L = panjang sungai (Km)

i = gradien sungai atau medan yaitu kemiringan rata-rata sungai (10% bagian hulu dari panjang sungai tidak dihitung. Beda tinggi dan panjang diambil dari suatu titik 0,1 L dari batas hulu DAS).

2.6.2. METODE HIDROGRAF SINTETIK

Cara ini dipakai sebagai upaya untuk memperoleh hidrograf satuan suatu DAS yang belum pernah terukur sebelumnya. Hidrograf satuan sintetik secara dapat disajikan empat sifat dasar yang masing-masing disampaikan sebagai berikut:

a. Waktu naik yaitu waktu yang diukur dari saat hidrograf mulai naik sampai terjadi debit puncak (TR)

$$T_R = 0{,}43 \left[\frac{L}{100 \times SF}\right]^3 + 1{,}06665 \times SIM + 1{,}2775$$

Dimana:

T_R = waktu naik (jam)

L = panjang sungai (Km)

SF = faktor sumber yaitu perbandingan antara jumlah semua panjang sungai tingkat 1 dengan semua panjang sungai semua tingkat

b. Debit puncak (QP)

$$Qp = 0{,}1836.A^{0{,}5886}.T_R^{-0{,}0986}.JN^{0{,}2381}$$

Dimana:

Qp = Debit puncak (m^3/det)

JN = Jumlah pertemuan sungai

A = Luas DTA (km^2)

T_R = Waktu naik (jam)

c. Waktu dasar yaitu waktu yang diukur dari saat hidrograf mulai naik sampai berakhirnya limpasan langsung atau debit sama dengan nol (TB)

$$T_B = 27{,}4132.\ T_R^{0{,}1457}.S^{0{,}0986}.SN^{0{,}7344}.RUA^{0{,}2574}$$

Dimana:

T_B = Waktu Dasar (jam)

S = Landai sungai rata-rata

$$= \frac{elevasi.hulu\ (m) - elevasi\ hilir\ (m)}{L\ (m)}$$

SN = Frekuensi sumber yit perbandingan antara jumlah segmen sungai-sungi tingkat 1 dengan jumlah segmen semua tingkt = (5/10) = 0,5

RUA = Perbandingan antara luas DTA yang diukur di hulu garis yang ditarik tegak lurus garis hubung antara stasiun pengukuran dengan stasiun yang paling dekat dengan titik berat DTA melewati tiik tersebut dengan luas DTA total

$$= \frac{AU}{A}$$

d. Koefisien tampungan yang menunjukan kemampuan DAS dalam fungsi sebagai tampungan air (K)

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

Dimana:

K = Koefisien tampungan (jam)

A = Luas DAS (km^2)

S = landai/kemiringan Sungai rata-rata

SF = faktor sumber

D = Kerapatan jaringan kuras

Dalam pemakaian cara ini ada hal-hal lain yang perlu diperhatian, diantaranya sebagai berikut:

a. Penetapan hujan untuk memperoleh hidrograf dilakukan dengan mempertimbangkan pengaruh parameter DAS yang secara hidrolik dapat diketahui pengaruhnya terhadap indeks-infiltrasi, pendekatan yang dilakuka sebagai berikut:

$$\Phi = 10{,}4903 - 3{,}859.10^{-6}A^2 + 1{,}6985.10^{-13}(A/SN)^4$$

b. Untuk memperkirakan aliran dasar digunakan persamaan pendekatan berikut:

$$QB = 0{,}4751.A^{0{,}6444}.D^{0{,}9430}(m^3/dtk)$$

c. Dalam penetapan hujan rata-rata DAS, perlu mengikuti cara-cara yang ada. Tetapi bila dalam praktek analisis tersebut sulit, maka disarankan menggunakan cara yang disebut dengan mengalikan hujan titik dengan faktor reduksi hujan, sebesar:

$$B = 1{,}5518A^{-0{,}1491}N^{-0{,}2725}SIM^{-0{,}0259}S^{-0{,}0733}$$

d. Berdasarkan persamaan diatas maka dapat dihitung besar debit banjir setiap jam dengan persamaan :

$$Qp = (Qt \times Re) + QB \ (m^3/detik)$$

Dimana:

Qp = debit banjir setiap jam (m^3/detik)

Qt = debit satuan tiap jam (m^3/detik)

Re = curah hujan efektif (mm/jam)

QB = aliran dasar (m^3/detik)

2.6.3. METODE FRS JAWA-SUMATRA

Untuk menghitung besarnya debit dengan mengunakan metode FSR Jawa- Sumatra digunakan persamaan sebagai berikut:

$$Q = GF \times MAF$$

$$MAF = 8.10^{-6}.(AREA)^{v}.\ APBAR^{2,445}.\ SIMS^{0,117}.\ (1+LAKE)^{-0,85}$$

$$V = 1,02 - 0,0275\ Log\ (AREA)$$

$$APBAR = PBAR\ .\ ARF$$

$$SIMS = \frac{H}{MSL}$$

$$MSL = 0,95\ .\ L$$

$$LAKE = \frac{Luas\ DAS\ di\ hulu\ bendung}{Luas\ DAS\ total}$$

Dimana:

Q = Debit banjir rencana (m^3/det)

AREA = Luas DAS (Km^2)

PBAR = Hujan 24 jam maksimum rerata tahunan yan mewakili DAS (mm)

ARF = faktor reduksi

GF = *Growth factor*

SIMS = indeks Kemiringan

H = Bea tinggi antara titik pengamatan dengan ujung sungai tertinggi (m)

MSL = panjang sungai sampai titik pengamatan (km)

L = panjang sungai (km)

LAKE = indeks

MAF = debit maksimum rata-rata tahunan (m^3/det)

Tabel II-10 Factor Reduksi (ARF)

Luas DAS (km^2)	Faktor Reduksi Area
1 – 10	0,99
10 – 30	0,97
30 – 30.000	1,152 – 0,1233 * log A

Tabel II-11 Growth Factor (GF)

Periode ulang (tahun)	Luas Daerah Aliran Sungai (km^2)					
	< 180	300	600	900	1200	> 1500
5	1.28	1.27	1.24	1.22	1.19	1.17
10	1.56	1.54	1.48	1.44	1.41	1.37
25	1.88	1.84	1.75	1.70	1.64	1.59

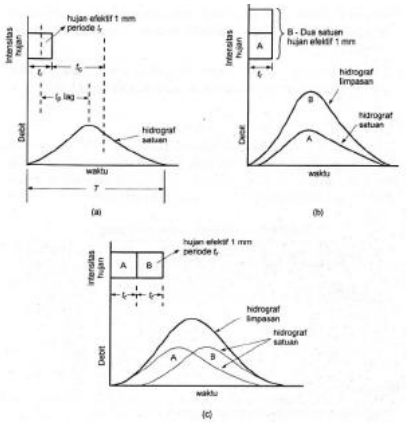
2.7 HIDROGRAF

Hidrograf aliran menggambarkan suatu distribusi waktu dari aliran di sungai dalam suatu DAS pada suatu lokasi tertentu. Hidrograf aliran suatu DAS pada suatu lokasi yang di rencanakan dan diperlukan dalam bidang Sumber Daya Air, dimana hidrograf banjir dapat menunjukan respon DAS terhadap masukan hujan tersebut.

2.7.1. HIDROGRAF SATUAN

Hidrograf satuan adalah besarnya direct runoff dari suatu DTA akibat hujan setinggi 1 mm yang turun selama 1 jam secara merata dan lengang pada DTA tersebut.

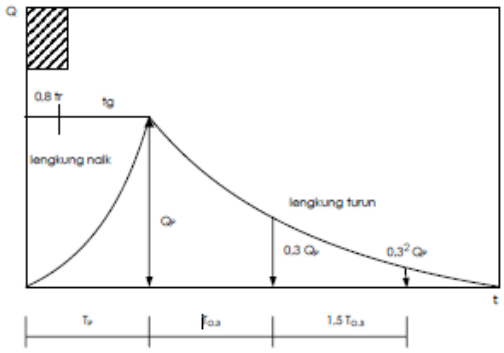
Karakteristik bentuk hidrograf yang merupakan dasar dari konsep hidrograf satuan ditunjukan pada gambar di bawah ini:



Gambar II-6 Karakteristik Bentuk Hidrograf

a. *Lumped reponse* : hidrograf menggambarkan semua kombinasi dari karakteristik fisik DAS yang meliputi bentuk, ukuran, kemiringan, sifat tanah, dan karakteristik hujan.
b. *Time invariant* : Hidrograf yang dihasilkan oleh hujan dengan durasi dan pola yang serupa memberikan bentuk dan waktu dasar yang serupa.
c. *Liner response* : respon limpasan langsung dipermukaan terhadap hujan efektif bersifat linear, sehingga dapat dilakukan superposisi hidrograf.

Terdapat beberapa teori yang dapat digunakan untuk menentukan aliran puncak dengan metode hidrograf satuan sintetik, antara lain: HSS snyder, HSS GAMA I dan HSS nakayasu. Berikut ini adalah Metode Unit Hidrograf (Hidrograf Satuan Sintetis Nakayasu) dengan rumus yang digunakan adalah sebagai berikut :



Gambar II-7 Hidrograf Satuan Sintetis Nakayasu

Rumus sebagai berikut :

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

Dimana:

Q_p = debit banjir (m^3 / detik)
R_o = Unit curah hujan (mm)
T_p = Waktu konsentrasi (jam)
$T_{0,3}$ = waktu yang diperlukan dari kulminasi sampai 30 % banjir (jam)

1. Rumus Kurva Menaik pada hidrograf

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

Dimana:

Q_a = debit banjir sebelum debit puncak

t = waktu (jam)

2. Kurva menurun

a. Q_d >0,3 Q_p : $Q_d = Q_p * 0.3^{\frac{t-T_p}{T_{0,3}}}$

b. 0,3 Q_p > Q_d >0,32 Q_p : $Q_d = Q_p * 0{,}3^{\frac{t-T_p+0,5T_{0,3}}{1,5T_{0,3}}}$

c. 0,32 Q_p > Q_d : $Q_d = Q_p * 0.3^{\frac{t-T_p+1,5T_{0,3}}{2T_{0,3}}}$

3. $T_p = t_g + 0{,}8\ t_r$

untuk

L < 15 km $t_g = 0{,}21\ L0{,}7$

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

Dimana:

L = panjang sungai/aliran (km)

t_g = waktu konsentrasi (jam)

t_r = 0,5 tg sampai tg (jam)

$T_{0,3}$ = αtg(hour)

4. Dengan besarnya α =

a. Daerah pengaliran biasa α = 2

b. Bagian naik hidrograf yang lambat dan bagian menurun yang cepat α = 1,5

c. Bagian naik hidrograf yang cepat dan bagian menurun yang lambat α = 3

5. Asumsi yang dipergunakan dalam perhitungan ini adalah :
   a. Panjang sungai
   b. Luas catchment area
   c. Koefisien pengaliran

2.8 PERHITUNGAN PROFIL MUKA AIR

Ada beberapa cara yag dapat dipakai untuk menghitung profil muka air pada aliran permanen tidak beraturan, di antaranya adalah Metode Integrasi Grafis, Metode Bresse, Metode Deret, Metode Flamant, Metode Tahapan Standard. Namun diantara metode-metode tersebut, yang banyak dipakai adalah metode tahap langsung dan metode tahap standard.

1. Metode Tahapan Langsung (*direct step method*)

   Metode tahapan langsung adalah cara yang mudah dan simpel untuk menghitung profil muka air pada aliran tidak permanen. Metode ini dikembangkan dari persamaan sebagai berikut : (Sumber Perencanaan Jaringan Drainase Sub Sistem)

$$z_1 + \ h_1 + \frac{V_2^2}{2g} = z_2 + \ h_2 + \frac{V_2^2}{2g} + h_f$$

   Dimana:

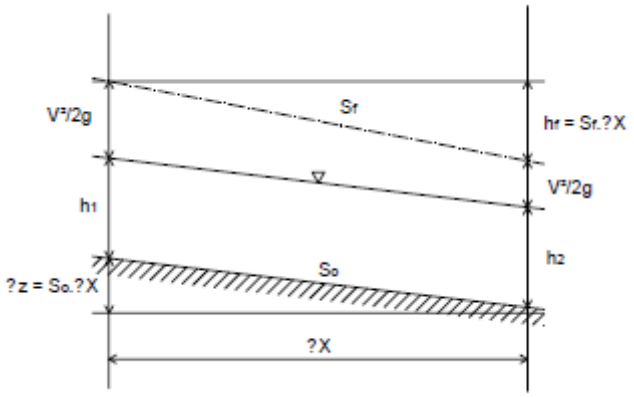
   z = ketinggian dasar saluran dari garis refersi

   h = kedalaman air dari dasar saluran

   V = kecepatan rata-rata

   G = Percepatan gravitasi

   H_f = kehilangan energi karen gesekan dasar saluran



Gambar II-11 Metode Tahapan Langsung

Dari Gambar diperoleh persamaan berikut:

$$h_1 + \frac{V_1^2}{2g} + \Delta_z = h_2 + \frac{V_2^2}{2g} + \mathrm{h_f}$$

Dimana:

$$s_f = \frac{S_{f1} + S_{f2}}{2}$$

$$S_f = \frac{Q^2 n^2}{A^2 R^{4/3}} \qquad \text{(Manning)}$$

$$S_f = \frac{Q^2}{C^2 A^2 R} \qquad \text{(Chezy)}$$

2. Metode Tahapan Standard (*Standard step Method*)

   Metode Tahapan ini dikembangkan dari persamaan energi total dari aliran pada saluran terbuka. Dari persamaan tersebut, selanjutnya dapat ditulis persamaan berikut:

$$z_1 + h_1 + \frac{V_2^2}{2g} = z_2 + h_2 + \frac{V_2^2}{2g} + h_f$$

   Cara Perhitungannya dimulai dengan mengetahui tinggi energi total di titik kontrol dimana kedalaman air, dan ketinggian dasar saluran dari titik referensi diketahui selanjutnya tentukan jarak dari titik kontrol ke hulu atau kehilir (tergantung letak titik kontrol).

3. Perhitungan kekerasan Dinding Saluran

   Koefisien jejasaran bergantung kepada faktor-faktor berikut:

   a. Kekasaran permukaan saluran
   b. Ketidakteraturan permukaan saluran
   c. Trase
   d. Vegetasi (tetumbuhan), dan
   e. Sedimen

Bentuk dan besar kecilnya partikel dipengaruhi dipermukaan saluran merupakan ukuran kekerasan, akan tetapi untuk saluran tanah ini merupakan bagian kecil saja dari kekasaran total. Pada saluran ketidak teraturan permukaan yang menyebabkan perubahan dalam keliling basah dan potongan melintang mempunyai pengaruh yang lebih penting pada koefisien kekasaran saluran dari pada kekasaran permukaan.

Pengaruh faktor-faktor di atas terhadap koefisien kekasaran bervariasi menurut ukuran saluran.

a. Rumus Manning

   Seorang ahli Israndia, Robert Manning mengusulkan rumus sebagai berikut:

$$V = \frac{1}{n} \times R^{1/6}$$

   Dengan koefisien tersebut maka rumus kecepatan aliran menjadi :

$$V = \frac{1}{n} \times R^{2/3} \times I^{1/2}$$

   Dimana:

   R = jari – jari hidrolis
   I = kemiringan dasar saluran
   n = kekerasan Manning
   V = kecepatan aliran (m/detik)

Koefisien kekerasan (n) ari rumus Manning merupakan fungsi dari bahan dinding saluran. Koefisien-koefisien kekerasan untuk perencanaan saluran dengan rumus Manning dapat dilihat pada tabel berikut:

Tabel II-12 Koefisien Kekasaran Permukaan Saluran

Bahan	Koefisien Kekasaran Manning (n)
Besi tuang dilapis	0,014
Kaca	0,010
Saluran beton	0,013
Bata dilapis mortar	0,015
Pasangan batu disemen	0,025
Saluran tanah bersih	0,022
Saluran tanah	0,030
Saluran dengan dasar batu dan tebing rumput	0,040
Saluran pada galian batu padas	0,040

b. Rumus Strickler

Stickler mencarian hubugan antara nilai koefisien kekerasan (n) dari rumus manning, sebagai fungsi dari dimensi material yang membentuk dinding saluran. Untuk dinding (dasar dan tebing) dari material yang tidak koheren, koefisien kekerasan (Ks) dari Stricker diberikan oleh rumus berikut :

$$\text{Ks} = \frac{1}{n} = 26\,(\frac{R^{2/3}}{d_{35}})^{1/6}$$

Dengan R adalah jari – jari hidraulis dan d_{35} adalah diameter (dalam diameter) yang berhubungan dengan 35% dari material dengan diameter yang lebih besar.

Dengan menggunakan koefisien tersebut maka rumus kecepatan aliran menjadi :

$$\text{V} = \text{ks} \times R^{2/3} \times I^{1/2}$$

Dimana:

R = jari-jari hidraulis (m)

I = kemiringan dasar saluran

N = kekerasan manning

ks = kekerasan Strickler

V = kecepatan aliran (m/detik)

Koefisien Strickler (ks) untuk pasangan saluran-saluran tanah dapat dilihat pada tabel dibawah ini:

Tabel II-13 Koefisien Kekerasan Permukaan Saluran Tanah

Debit Rencana (m^3/detik)	Koefisien Kekasaran Strickler (ks)
Q > 10	45,00
5 < Q < 10	42,50
1 < Q < 5	40,00
Q < 1 dan saluran tersier	35,00

2.9 LONG STORAGE

Long storage adalah suatu bangunan yang dibangun untuk menanggulangi masalah banjir. dalam bahasa inggris *long* yang berarti panjang dan *storage* berarti penyimpanan, jadi long storage adalah penyimpanan panjang yang berfungsi untuk membuat resapan sehingga tidak menjadi beban aliran permukaan pada saat sungai meluap. Dari hasil evaluasi dan survei dalam tabel di bawah ini dapat diketahui bahwa skala rangking prioritas tiap-tiap alternatif disajikan di bawah ini (Sumber Jurnal Pengairan):

No.	Jenis Usulan Pekerjaan	Skor	Rangking
1	Pembuatan *Long Storage Channel*	15	1
2	Normalisasi Saluran	13	2
3	Pengerukan Kolam	10	3

Gambar II-12 Alternatif Penanganan Banjir

Dari hasil prioritas alternatif usulan pekerjaan diketahui bahwa urutan alternatif penanganan banjir yang pertama adalah pembuatan Long Storage, namun dalam hal ini pemilihan alternatif penanganan banjir kawasan tidak merupakan satu sistem melainkan harus satu kesatuan sistem, sehingga dapat terobosan baru dengan cara kombinasi dengan adanya rumah pompa hasil yang di dapatkan tentu menjadi optimal.

2.9.1 ANALISIS KAPASITAS LONG STORAGE

Guna menampung kelebihan air buangan akibat tata guna lahan yang berpengaruh terhadap koefisien pengaliran (C) dari kawasan yang dulunya menyerap air sekarang menjadi pemukiman maka dibutuhkan tempat untuk menampung kelebihan debit di kawasan tersebut, mengingat keterbatasan lahan untuk membuat tampungan maka volume tampungan dapat ditempatkan pada saluran yang ada di kawasan dengan dimensi yang cukup (long storage / tampungan memanjang), tampungan ini berfungsi untuk membantu menyimpan air untuk menampung banjir langsung ketika saluran drainase tidak dapat mengalir dikarenakan mengalami debit puncak.

Untuk menghitung volume pada long storage dengan cara pnjang long storage, lebar long storage, tinggi muka air long storage, maka volume ini dapat dihitung sebagai berikut:

$$Volume_{storage} = panjang \times lebar \times tinggi\ muka\ air$$

2.9.2 PERHITUNGAN VOLUME TAMPUNGAN

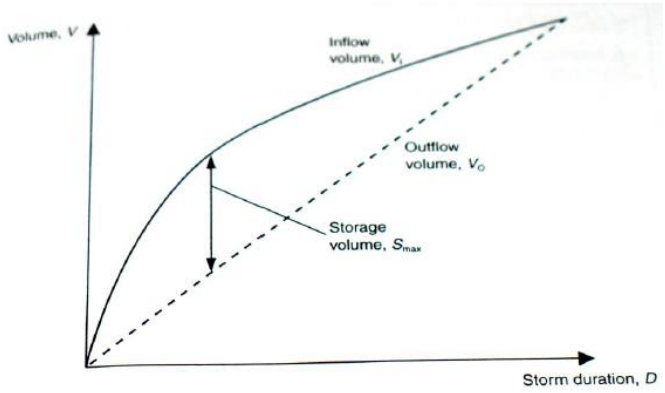
Penentuan volume untuk mengetahui kapasitas tampungan, air sebagai limpasan dan air masuk pada tampungan long storage yaitu dengan rumus sebagai berikut ini :

$$S = Vi - Vo$$

Dimana:

S = Volume Tampungan (m^3)
Vi = Total volume inflow (m^3)
Vo = Total volume outflow (m^3)

Kapasitas maksimum tampungan (S_{max}) diperoleh dari perbandingan yang terjadi antara kurva inflow dengan outflow sebagai berikut (hasil perhitungan modul):



Gambar II-13 Volume Tampungan

Kapasitas tampungan yang diperlukan untuk sebuah penelitian adalah:

$$V_n = V_u + V_e + V_l + V_s$$

Dimana :

V_n = Volume tampungan total (m^3)

V_u = Volume hidup untuk melayani berbagai kebutuhan (m^3)

V_e = Volume penguapan dari kolom (m^3)

V_l = Jumlah resapan melalui dasar, dinding (m^3)

V_s = Ruang yang disediakan untuk sedimen (m^3)

Penentuan volume tampungan dapat digambarkan pada mass curve kapasitas tampungan. Volume tampungan merupakan selisih maksimum antara komulatif kebutuhan terhadap komulatif *inflow.*Dengan dimensi kolom yang telah ditentukan maka dilakukan evluasi terhadap kondisi td = tc dan td > tc, untuk mengetahui seberapa lama kolam dapat menampung volume hujan yang terjadi. Dimana hasilnya dapat ditampilkan sebagai berikut :

No	Td (menit)	Volume Tampungan (m^3)	Elevasi Kolam (m)	Keterangan
1	Td = tc → td = 27,34	515.306	1375	Aman
2	Td > tc → td =40	816.96	1.72	Aman
3	Td > tc → td =45	919.61	1.82	Aman
4	Td > tc → td =50	1035.84	1.93	Aman
5	Td > tc → td =55	1138.46	2.04	Meluber
6	Td > tc → td =60	1227.47	2.13	Meluber
7	Td > tc → td =70	1432.71	2.27	Meluber

Gambar II-14 Rekapitulasi Perhitungan Tampungan Dengan Nilai td Berbeda

2.10 PEMODELAN HEC-RAS

Analisis penampang eksisting sungai dengan menggunakan program HEC-RAS. Komponen sistem modeling ini bermaksudkan untuk menghitung profil permukaan air untuk arus bervariasi secara berangsur-angsur tetap *(stady gradually varied flow*). Sistem mampu menangani suatu jaringan saluran penuh, suatu sistem *dendritic,*atau sungai tunggal komponen ini mampu untuk memperagakan *subcritical supercritical,* dan campuran kedua jenis profil permukaan air.

Dasar perhitungan yang di gunakan adalah persamaan energi satu dimensi. Kehilangan energi diakibatkan oleh gesekan (persamaan *manning*) dan kontraksi/ekspansi (koefisien dikalikan dengan perubahan tinggi kecepatan). Persamaan momentum digunakan dalam situasi dimana/ jika permukaan profil air dengan ceat bervariasi. Situai ini meliputi perhitungan jenis arus campuran yaitu lompatan hidrolik dan mengefaluasi profil pada pertemuan sungai (simpangan arus).

Fiktur khusus yang dimiliki komponen aliran tetap meliputi: berbagi analisa rencana, berbagi perhitungan profil. HEC-RAS mampu untuk melakukan perhitungan *one-dimensional* profil air permukaan untuk arus tetap berfariasi secara berangsur-angsur di dalam saluran alami atau buatan. Berbagai jenis profil air permukaan seperti subkritis, superkritis, dan aliran campuran juga dapat dihitung. Dalam hal ini yang akan dibahas meliputi persamaan untuk mengetahui dua aliran yaitu *steady flow, unsteady flow,* dan mengetahui profil muka air dan mengentri data untuk *pump stasions.*

Kapasitas alur sungai terhadap banjir rencana digunakan Program HEC-RAS (Hydrologic Engineering Center-River Analysis system). HEC-RAS adalah sebuah sistem yang didesain untuk pengguna yang interaktif dalam mendalami ilmu yang bersangkutan dengan air.

Ruang lingkup HEC-RAS adalah menghitung profil muka air dengan pemodelan aliran steady dan unstady, serta perhitungan pengangkut sedimen. Elemen yang paling penting

dalam HEC-RAS adalah terdapatnya geometri saluran baik memanjang maupun melintang.

2.10.1 PROFIL ALIRAN STEADY FLOW

Dalam bagian ini Hec-ras memodelkan suatu saluran dengan aliran steady berubah lambat laun. Sistem ini dapat mensimulasikan aliran pada seluruh jaringan saluran ataupun pada saluran tunggal tanpa percabangan, baik itu aliran kritis, subkritis, superkritis, ataupun campuran sehingga di dapat profil muka air yang diinginkan. Konsep dasar dari perhitungan ini mengunakan persamaan energi dan persamaaan momentum, kehilangan energi juga di perhitungkan dalam simulasi ini dengan mengunakan prinsip gesekan pada saluran, belokan, perubahan penampang.

2.10.2 PROFIL ALIRAN UNSTEADY FLOW

Hec-ras mensimulasikan aliran unsteady pada jaringan saluran terbuka. Pada awalnya aliran unsteady ini hanya di desain untuk memodelkan aliran subkritis, tetapi versi terbaru dari Hec-ras 3.1 dapat memodelkan aliran superkritis, kritis, subkritis, ataupun campuran serta loncatan hidrolik. Selain itu perhitungan kehilangan energi pada gesekan saluran, belokan serta perubahan penampang juga diperhitungkan.

2.10.3 KONSEP PERHITUNGAN DENGAN HEC-RAS

Dalam Hec-ras penampang sungai atau saluran ditentukan terlebih dahulu, kemudian luas penampang akan dihitung.

Untuk mendukung fungsi saluran sebagai penghantar aliran maka penampang saluran di bagi atas beberapa bagian. Pendekatan yang dilakukan Hec-ras adalah membagi area penampang berdasarkan dari nilai n (koefisien kekasaran manning), setiap aliran dihitung menggunakan persamaan Manning :

$$Q = KS_f^{1/2} \qquad \text{dan} \qquad K = \frac{1,486}{n} AR^{2/3}$$

Dimana:

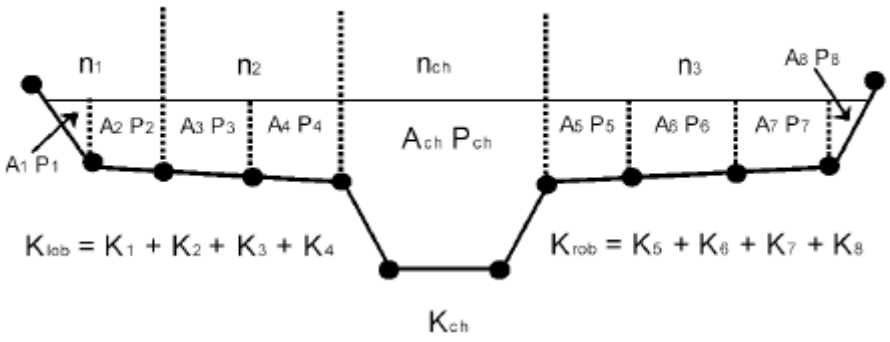
K = nilai pengantar aliran pada unit

N = koefisien kekasaran Manning

A = luas bagian penampang

R = jari-jari hidraulik

Perhitungan nilai K dapat dihitung berdasarkan kekasaran manning yang dimiliki oleh bagian penampang tersebut seperti gambar dibawah ini:



Gambar II-15 Contoh Penampang Saluran Dalam Hec-Ras

Profil permukaan air dihitung dari satu potongan melintang kepada yang berikutnya dengan pemecahan persamaan energi dengan suatu interaktif prosedur disebut metode langkah *standard.* Persamaan energi ditulis sebagai berikut:

$$Y2+Z_2+\frac{\alpha_2 V_2^2}{2g}=Y_1+Z_1+\frac{\alpha_1 V_1^2}{2g}+h_e$$

Dimana:

Y_1, Y_2 = elevasi air di penampang melintang (m)

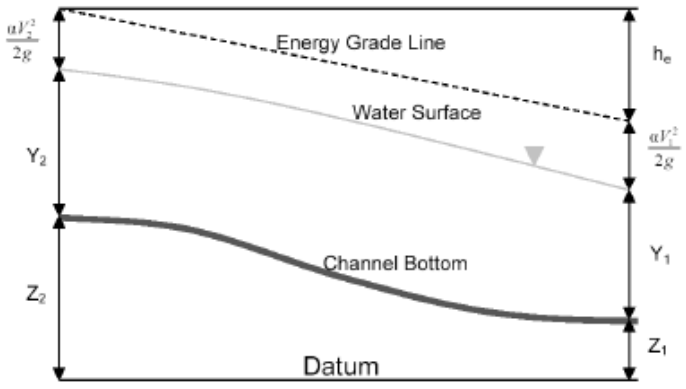
Z_1, Z_2 = elevasi penampang utama (m)

V_1, V_2 = kecepatan rata-rata (total pelepasan / total area aliran) (m/det)

α_1, α_2 = besar koefisien kecepatan

g = percepatan gravitasi (m/detik^2)

h_e = tinggi energi (m)



Gambar II-16 Energi Pada Saluran Terbuka

2.10.4 PASANG SURUT

Sungai atau banjir kanal yang membuang airnya ke laut dipengaruhi fluktuasi tinggi muka air di laut akibat pasang surut. Pasang surut mempunyai pengaruh yang cukup besar terhadap sistem drainase di wilayah perkotaan yang terletak di kawasan pantai, khususnya untuk daerah yang datar dengan elevasi muka tanah yang tidak cukup tinggi. Permasalahan yang dihadapi antara lain (Suripin,2004):

a. Terjadinya genangan pada kawasan-kawasan yang elevasinya berada di bawah muka air pasang.
b. Terhambatnya aliran air/banjir yang langsung berhubungan dengan laut atau sungai (yang terpengaruh pasang surut) akibat naiknya permukaan air pada saat terjadinya air pasang.
c. Drainase sistem gravitasi tidak dapat bekerja dengan penuh, perlu bantuan pompa serta perlu pintu otomatis *outlet-outlet,* yang berfungsi untuk mencegah masuknya air laut pada saat pasang. Sehingga biaya kontruksi maupun oprasi dan pemelihrn sistem drainase menjadi mahal.

2.11 PERENCANAAN POMPA

Banjir atau genangan yang terjadi di daerah perkotaan khususnya daerah yang terletak di dataran rendah dekat pantai, Daerah yang tidak dapat dilayani oleh drainase sistem gravitasi dinamakan daerah drainase interior, sistem drainase tidak semua mengandalkan sistem gravitasi sebagai faktor pendorong perlu yang di lengkapi dengan stasiun pompa. Pompa ini berfungsi untuk membantu mengeluarkan air dari kolam penampungan banjir maupun langsung dari saluran drainase pada saat air tidak dapat mengalir secara gravitasi karena air di muara/pengurasnya lebih tinggi baik akibat pasang surut maupn banjir (Suripin,2004)

Dalam perencanaan sistem pompa, perlu dipelajari hal-hal sebagai berikut:

1. Aliran masuk (*inflow*) ke kolam penampungan
2. Tinggi muka air sungai pada titik *outlet*
3. Kolom penampungan dan volume tampungan
4. Ketinggian air maksimum dan kapasitas pompa yang diperlukan
5. Dimensi penguras
6. Pengaruh pompa
7. Pola oprasi pompa

Pompa adalah suatu alat atau mesin yang digunakan untuk memindahkan cairan dari suatu tempat ke tempat yang lain melalui alat pompa. Pompa beroperasi dengan prinsip membuat perbadaan tekanan antara bagian masuk dengan bagian keluar, dengan kata lain pompa berfungsi mengubah tenaga mekanis dari suatu sumber tenaga penggerak menjadi tenaga kinetis (kecepatan), dimana tenaga ini berguna untuk mengalirkan cairan dan mengatasi hambatan yang ada sepanjang pengairan.

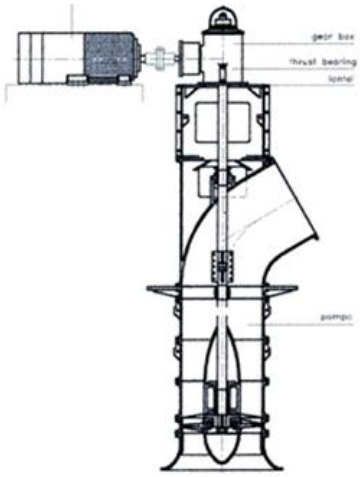
ini Jenis pompa untuk pengendalian banjir berikut ini adalah:

2.11.1 POMPA AKSIAL POROS HORIZONTAL

Pompa aksial poros horizontal biasanya ditempatkan dengan impeller berada di ayas permukaan air. Namun demikian pompa ini jarang sekali digunakan. Biasanya yang digunakan secara horizontal adalah pompa aliran campuran. Karena dipasang dengan impeller berada dimuka air, maka diperlukan sistem pemancing air untuk pada saat start. Disamping itu pompa ini rawan terhadap terjadinya kavitasi. Penggunaan pompa jenis ini disarankan karena dengan dipeluknya sistem pemancing, maka pengoprasian pompa ini menjadi tidak praktis. Disamping itu jenis pompa aksial horizontal jarang digunakan

2.11.2 POMPA AKSIAL POROS VERTIKAL

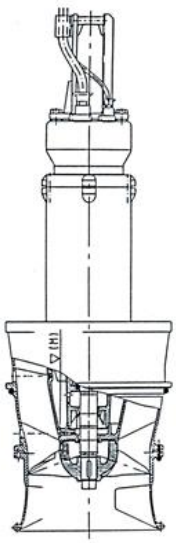
Berbeda dengan pompa aksial poros horizontal, impeller pompa aksial poros vertikal berada di bawah permukaan air, dengan demikian tidak diperlukan adanya sistem pemancing. Selain itu tinggi angkat isap yang selalu positif akan mencegah terjadinya kavitasi. Jenis pompa ini dapat digunakan namun demikian harga pompa ini lebih mahal dibandingkan dengan aksial submersible.



Gambar II-17 Pompa Aksial Poros Vertikal

2.11.3 POMPA AKSIAL SUBMERSIBLE

Pompa aksial submersible sebenarnya merupakan alternatif yang menarik, selain bangunan sipil yang diperlukan relatif sederhana dan murah, pompa ini tidak memerlukan gear box, dan sistempemancingan, sehingga kontruksinya lebih sederhana jika dibandingkan dengan pompa aksial poros vertikal. Dari pertimbangan keunggulan di atas maka pompa aksial submersible ini direkomendasikan untuk diapikasikan pada sistem.



Gambar II-18 Pompa Aksial Submersible

2.11.4 POMPA ULIR

Dari segi biaya investasi pompa ulir merupakan pompa dengan biaya paling murah. Hal ini disebabkan karena struktur pompa dan gedung pompa yang relatif sederhana. Kelebihan lain dari jenis pompa ini adalah tidak perlu peralatan penyaring sampah seperti weed screen. Sampah padat dapat melalui pompa ulir dengan leluasa. Namu demikian jenis pompa ini tidak dapat digunakan di rumah pompa karena ulir pompa membutuhkan tempat yang relatif lebih besar.

2.11.5 STASIUN POMPA

Banjir atau genangan terjadi di daerah perkotaan, khusus daeraha yang terletak di dataran rendah dekat pantai dapat berasal dari tiga sumber yaitu: air kiriman dari hulu yang meluap dari sungai utama, hujan setempat, dan terjadi genangan akibat air pasang. Begitu sungai utama diperbaiki maka genangan akibat meluapnya sungai tersebut dapat dicegah, namun karena durasi air tinggi di sungai utama tambah panjang di daerah rendah yang dikelilingi tanggul sungai utama susah untuk mengalirkan air masuk ke sungai dan lama genangan tambah panjang, maka kerusakan/kerugian tambah besar.

Daerah yang tidak dapat dilayani oleh drainase sistem gravitasi dinamakan drainase interior, sistem dreinase yang tidak dapat sepenuhnya mengandalkan gravitasi sebagai faktor pendorong maka perlu dilengkapi dengan stasiun pompa. Pompa ini berfungsi untuk membantu mengeluarkan air dari kolam penampungan banjir maupun langsung dari saluran drainase pada saat air tidak dapat mengalir secara gravitasi karena air di laut lebih tinggi baik akibat pasang surut maupun banjir.

Dalam perencanaan hidraulika sistem pompa, perlu diketahui hal-hal sebagai berikut:

a. Aliran masuk (*inflow*) ke kolam penampungan
b. Tinggi muka air air sungai pada titik keluar (*outlet*)
c. Kolam penampung dan volume tampungan
d. Dimensi pompa
e. Pola operasi pompa

Stasiun pompa air berfungsi untuk pengairan genanga dari daerah yang mempunyai elevasi lebih rendah dari elevasi pembuangan air banjir dilakukan dengan menggunakan sistem pompanisasi. Untuk mencegah terjadinya genangan yang lama, maka pada daerah sekitaran tersebut dibangun pompa air drainase sebagai pompa pengangkat air dari elevasi yang rendah ke elevasi yang lebih tinggi.

Pompa air drainase umumnya beroprasi pada saat banjir, dan tinggi tekanan serta debitnya berubah-ubah sepanjang waktu. Terdapat berbagai jenis pompa tergantung dari kontruksinya, kapasitas dan spesifikasi. Untuk pompa drainase umumnya digunakan jenis pompa turbin seperti pompa aliran aksial (*axial flow*) dimana tinggi pompa sebagian ditentukan oleh gaya dorong putaran sudu-sudu, pompa ini banyak digunakan untuk debit yang cukup besar dengan ketinggian sedang (*head* sedang), termasuk dalam tipe pompa ulir (*screw pumps*). Untuk pompa dengan kapasitas debit yang cukup besar dengan ketinggian besar (*head* besar), tinggi pompa terutama ditimbulkan oleh gaya dorong

sentrifrugal putaran sudu-sudu (*impeller*) pompa ini termasuk tipe pompa sentrifrugal. Sedangkan rumus yang digunakan untuk menghitung daya pompa (Dp) tersebut adalah sebagai berikut:

$$DP = \frac{Hp.Q.\gamma w}{\eta}$$

Dimana:

Dp = daya pompa (HP)

Hp = Hs + $\sum hf$

γw = berat jenis air (ton/m^3)

η = efisiensi pompa (%)

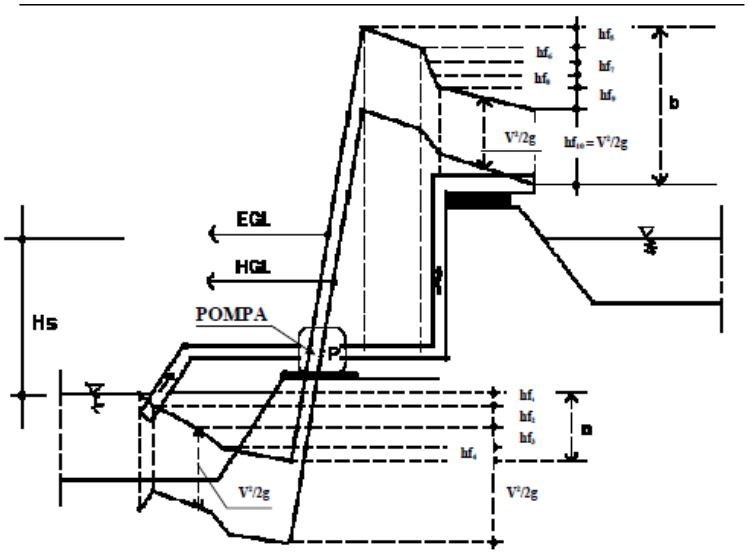
$\sum hf$ = kehilangan tinggi energi (m)

Hs = beda tinggi antara saluran yang ditinjau (m)

EGL = Energy Grade Line

HGL = Hydrolic Grade Line

- Untuk mencari Hp dihitung EGL dan HGL



Gambar II-19 Pengairan Oleh Pompa

(Sumber:Perencanaan Jaringan Drainase)

2.12 EFEKTIFITAS POMPA

Efektifitas berasal dari kata efektif, dalam kamus bahasa indonesia mempunyai makna arti mempunyai efek, pengaruh atau akibat. Maka efektifitas bisa di artikan seberapa tingkat besar keberhasilan yang dapat di raih dari suatu cara atau usaha tertentu sesuai dengan yang di capai. efektivitas Pompa yaitu kemampuan untuk mengairkan sejumlah fluida yang dinyatakan dalam m^3/detik, L/detik, atau m^3/hari

2.13 KAPASITAS POMPA

Kapasitas adalah tingkat kemampuan pompa beroperasi secara maksimum dari sebuah tampungan pada suatu periode waktu tertentu.