

BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Sungai

Berdasarkan Peraturan Pemerintah Nomor 38 Tahun 2011 tentang Sungai, Sungai adalah suatu alur atau wadah pengaliran air alami maupun yang mengalami intervensi atau buatan manusia yang membentang dari hulu hingga muara dan menjadi saluran utama perpindahan air dan sedimen dalam suatu kesatuan Daerah Aliran Sungai (DAS). Secara formal pengertian ini berdasarkan hukum dan kebijakan Kementerian Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat (PUPR), yang menegaskan bahwa sungai meliputi alur atau wadah air beserta jaringan pengalirannya, dimulai dari hulu sampai muara dan memiliki batas sempadan yang harus dipertimbangkan dalam pengelolaan sungai yang bertujuan untuk meningkatkan kualitas lingkungan disekitarnya (PUPR 2011).

Sungai berfungsi sebagai komponen integral siklus air di sebuah DAS, sungai menerima masukan air dari curah hujan, limpasan permukaan (run off), dan aliran dasar (base flow), kemudian menyalurkannya ke badan air yang lebih besar. Karakteristik hidrologis termasuk volume debit harian dan musiman, respon terhadap hujan ekstrem, serta hubungan antara aliran puncak dan durasi menentukan kapasitas pengaliran, potensi luapan, dan kebutuhan teknis untuk pengendalian banjir atau konservasi sumber daya air. Pernyataan ini menjadi dasar bagi kebijakan teknis dan tata kelola sungai yang digariskan dalam peraturan-peraturan teknis PUPR (PUPR 2015).

Pembagian wilayah sungai berdasarkan letak geografisnya terdiri atas:

1. Sungai Hulu

Merupakan bagian atas sungai yang berada di kawasan pegunungan atau dataran tinggi. Sungai hulu umumnya memiliki air yang jernih dan bersuhu rendah, dengan kemiringan dasar sungai yang relatif curam. Sungai pada wilayah ini berfungsi sebagai sumber air utama bagi kebutuhan manusia dan kehidupan satwa liar di sekitarnya.

2. Sungai Tengah

Terletak di dataran rendah atau dataran tinggi yang lebih landai dibandingkan wilayah hulu. Sungai pada bagian ini memiliki debit air yang lebih besar dan kemiringan dasar

yang lebih landai. Fungsinya mencakup sebagai jalur transportasi serta sumber air untuk kegiatan pertanian dan perikanan.

3. Sungai Hilir

Merupakan bagian akhir sungai yang berada di daerah pesisir atau dekat laut. Ciri utama sungai hilir adalah arusnya yang lambat dan kerap dipengaruhi oleh pasang surut air laut. Wilayah ini berfungsi sebagai jalur transportasi, sumber air untuk pertanian dan perikanan, serta habitat bagi berbagai jenis satwa.

2.2 Daerah Aliran Sungai (DAS)

Daerah aliran sungai (DAS) adalah suatu wilayah daratan yang secara topografik dibatasi oleh punggung-punggung gunung yang menampung dan menyimpan air hujan untuk kemudian menyalurkannya ke laut melalui sungai utama. Wilayah daratan tersebut dinamakan daerah tangkapan air (DTA atau *catchment area*) yang merupakan suatu ekosistem dengan unsur utamanya terdiri atas sumber daya alam (tanah, air, dan vegetasi) dan sumber daya manusia sebagai pemanfaat sumber daya alam. Hidrologi DAS adalah cabang ilmu hidrologi yang mempelajari pengaruh pengelolaan vegetasi dan lahan di daerah tangkapan air bagian hulu (*upper catchment*) terhadap daur air, termasuk pengaruhnya terhadap erosi, kualitas air, banjir, dan iklim di daerah hulu dan hilir. Pengelolaan DAS adalah suatu proses formulasi dan implementasi kegiatan atau program yang bersifat manipulasi sumber daya alam dan manusia yang terdapat di daerah aliran sungai untuk memperoleh manfaat produksi dan jasa tanpa menyebabkan terjadinya kerusakan sumber daya air dan tanah dan mempunyai arti sebagai pengelolaan dan alokasi sumber daya alam di daerah aliran sungai termasuk pencegahan banjir dan erosi, serta perlindungan nilai keindahan yang berkaitan dengan sumber daya (Asdak 2023).

Sementara itu, berdasarkan Peraturan Menteri Pekerjaan Umum dan Perumahan Rakyat (Permen PUPR) Nomor 4/PRT/M/2015, Daerah Aliran Sungai didefinisikan sebagai suatu kawasan daratan yang menjadi satu kesatuan dengan sungai induk beserta anak-anak sungainya. Wilayah ini memiliki fungsi utama dalam menampung, menyimpan, dan menyalurkan air hujan secara alami ke danau atau laut. Batas wilayah DAS di daratan ditentukan oleh kondisi topografi, sedangkan batas lautnya sampai pada area perairan yang masih dipengaruhi oleh aktivitas di darat.

Pengelolaan Daerah Aliran Sungai merupakan rangkaian kegiatan yang ditujukan untuk mengatur dan memanfaatkan sumber daya alam di dalam kawasan DAS secara

berkelanjutan. Pengelolaan ini mencakup berbagai aspek penting, antara lain konservasi tanah dan air, pengelolaan vegetasi, pengaturan air permukaan dan air tanah, pengendalian banjir, pengendalian pencemaran air, serta pembangunan dan pemanfaatan infrastruktur yang mendukung kelestarian lingkungan.

Penerapan pengelolaan DAS sangat diperlukan agar kondisi DAS tetap terjaga secara alami dan dapat menjalankan fungsinya secara optimal. Jika DAS mengalami kerusakan, maka fungsinya dalam mengatur tata air akan terganggu. Dampaknya akan sangat dirasakan terutama pada musim hujan, di mana air hujan tidak dapat meresap dengan baik ke dalam tanah, melainkan langsung menjadi aliran permukaan menuju sungai. Apabila kapasitas sungai tidak mampu menampung seluruh volume air tersebut, maka potensi terjadinya banjir akan meningkat secara signifikan.

2.3 Analisa Hidrologi

Hidrologi merupakan cabang ilmu yang mempelajari air yang terdapat di permukaan bumi, baik dalam konteks siklus hidrologi maupun sifat serta perilaku air di lingkungan alam. Ilmu ini mencakup kajian mengenai sumber daya air seperti air permukaan (sungai, danau, dan laut), air tanah, serta uap air yang berada di atmosfer. Selain itu, hidrologi juga mempelajari dinamika pergerakan dan perubahan bentuk air dalam sistem alamiah, termasuk siklus hidrologi, fenomena perubahan iklim, kejadian banjir, dan kekeringan (Fachriannur Purwanto, ST., MT Viva Oktaviani, ST. 2019).

Ilmu hidrologi memiliki keterkaitan yang erat dengan berbagai aspek pengelolaan sumber daya air, seperti pengendalian banjir, sistem irigasi, serta pelestarian dan pengelolaan lingkungan hidup secara menyeluruh (Dr. Ir. A. Syarifudin 2017).

Analisis hidrologi merupakan suatu proses yang melibatkan pengumpulan, pengolahan, dan interpretasi data hidrologi guna memahami karakteristik perilaku air pada suatu wilayah tertentu. Tujuan utama dari analisis ini adalah untuk memperoleh informasi mengenai kondisi hidrologis suatu daerah, antara lain pola aliran sungai, volume air permukaan dan air tanah, serta karakter aliran air yang ada.

Dalam penelitian ini, analisis hidrologi dilakukan guna memperoleh nilai debit banjir rencana. Proses ini memperhitungkan sejumlah parameter penting, seperti luas Daerah Aliran Sungai (DAS), karakteristik fisik wilayah pengaliran, serta tata guna lahan

di sekitarnya. Data utama yang digunakan dalam penentuan debit banjir rencana adalah data curah hujan yang diperoleh dari pos penakar hujan di wilayah penelitian.

2.3.1 Uji Kualitas Data

Setelah kegiatan pengukuran selesai dilakukan, data hidrologi umumnya dikirimkan ke Pusat Pengolahan Data untuk dilakukan proses pengumpulan, verifikasi, penyimpanan, dan pengolahan lebih lanjut agar menjadi data yang siap digunakan. Proses pengiriman data ini dapat dilakukan secara konvensional, misalnya melalui jasa pos, maupun dengan metode modern seperti melalui sambungan telepon, radio, telex, faksimile, satelit, atau sarana komunikasi lainnya. Menurut Soewarno (1995) dalam (Az Zahrah Tsaniyah Permata, Ussy Andawayanti 2025), data yang telah diterima oleh Pusat Pengolahan Data selanjutnya disusun berdasarkan urutan waktu sehingga membentuk deret waktu (*time series*). Deret data tersebut kemudian diuji atau dianalisis lebih lanjut untuk kepentingan evaluasi dan validasi data hidrologi.

2.3.1.1 Uji Konsistensi Data (Kurva Massa Ganda)

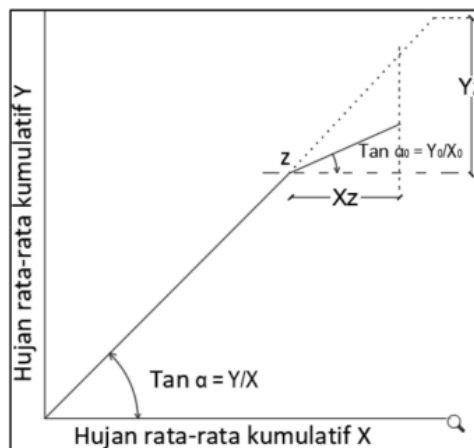
Pengujian ini bertujuan untuk memastikan bahwa tidak terdapat kesalahan dalam proses pengukuran data hujan di lapangan. Untuk keperluan tersebut digunakan metode kurva massa ganda, yakni metode grafis yang dipakai untuk menilai konsistensi dan kesesuaian data hidrologi pada suatu pos pengamatan. Perubahan kemiringan pada kurva massa ganda dapat disebabkan oleh berbagai faktor, seperti perubahan dalam prosedur pengukuran, metode pengolahan data, maupun perpindahan lokasi pos pengamatan.

Dalam penerapannya, analisis kurva massa ganda dilakukan dengan membandingkan secara visual data kumulatif dari pos hujan yang sedang diuji (misalnya pos A) terhadap data acuan dari pos pembanding (misalnya pos B). Data dari pos B merupakan nilai rata-rata dari beberapa pos hujan di sekitar pos A yang memiliki kondisi topografis dan iklim serupa. Agar hasil analisis valid, data yang digunakan minimal mencakup rentang waktu selama 10 tahun secara berurutan.

Pada grafik aritmatika, data kumulatif dari pos A diplot pada sumbu vertikal (ordinat), sedangkan data dari pos B diplot pada sumbu horizontal (absis). Melalui pengamatan terhadap pola hubungan antara kedua data tersebut, dapat ditentukan tingkat konsistensi data dari pos A. Apabila hasil grafik menunjukkan garis lurus tanpa adanya

perubahan arah, maka data dari pos A dianggap konsisten. Sebaliknya, jika terdapat patahan arah pada garis tersebut, maka koreksi terhadap data perlu dilakukan.

Tingkat koreksi dihitung berdasarkan perubahan kemiringan garis lurus. Apabila kemiringan garis sebelum dan sesudah perubahan masing-masing adalah b dan a , maka data curah hujan dari pos A sebelum perubahan harus disesuaikan dengan mengalikan nilai data dengan faktor koreksi berupa perbandingan a/b . Koreksi ini diperlukan agar data lama tetap sejalan dengan data terbaru yang lebih akurat dan mencerminkan kondisi sebenarnya dari Soewarno (1995) didalam (Freddy Ilfan 2019).



Gambar 2. 1 Grafik Analisis Kurva Massa Ganda

Sumber: (Soewarno 1995)

Berikut persamaan dari perhitungan grafik diatas :

$$C = Fk \times C'$$

$$Fk = \left(\frac{\tan \alpha}{\tan \alpha_c} \right)$$

Dimana:

C = Data hujan yang diperbaiki (mm)

C' = Data hujan hasil pengamatan (mm)

$\tan \alpha$ = Kemiringan sebelum ada perubahan ($^{\circ}$)

$\tan \alpha_c$ = Kemiringan setelah ada perubahan ($^{\circ}$)

2.3.1.2 Uji Kepanggahan Data (Metode RAPS)

Pengujian konsistensi data curah hujan dilakukan untuk memastikan keakuratan data hasil pengamatan di lapangan yang tidak dipengaruhi oleh kesalahan dalam proses pengukuran maupun pengiriman data. Salah satu metode yang lazim digunakan dalam pengujian konsistensi data curah hujan adalah metode *Rescaled Adjusted Partial Sums* (RAPS). Metode ini digunakan secara individual pada setiap stasiun pengamatan (*stand alone station*), tanpa membandingkan dengan data dari stasiun lain.

Uji konsistensi ini bertujuan untuk mendeteksi adanya ketidaksesuaian atau perubahan pola dalam data dari satu stasiun yang sama, dengan cara mengamati adanya pergeseran nilai rata-rata secara statistik. Pengujian dilakukan dengan menganalisis penyimpangan kumulatif terhadap nilai rata-rata, yang dinyatakan dalam persamaan berikut:

$$Sk^*_0 = 0$$

$$Sk^* = \sum_{i=1}^k (X_i - \bar{X})$$

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

$$Sk^{**} = \frac{Sk^*}{Dy}$$

Dimana:

X_i = Data hujan ke- i

$\bar{X}$ = Rerata curah hujan

n = Jumlah data

k = 1,2,3,...,n.

Untuk data curah hujan yang bersifat konsisten atau homogen, nilai Sk^* akan berada pada kisaran yang mendekati nol. Grafik kumulatif digunakan untuk mengidentifikasi titik perubahan, yakni saat grafik memperlihatkan adanya pergeseran yang nyata. Dalam metode ini, nilai maksimum dari Sk^* berfungsi sebagai indikator untuk menunjukkan posisi titik perubahan tersebut.

Nilai RAPS (*Rescaled Adjusted Partial Sums*) diperoleh dengan membagi nilai Sk^* terhadap simpangan baku Dy , sehingga diperoleh nilai yang telah dinormalisasi dan dapat digunakan sebagai dasar untuk menilai konsistensi data secara statistik.

Pengujian konsistensi data dengan menggunakan data dari stasiun itu sendiri dilakukan melalui pendekatan kumulatif penyimpangan terhadap rata-rata, yang dibagi dengan akar dari kumulatif rerata penyimpangan kuadrat terhadap rata-rata. Nilai statistic Qy dan Ry dapat dihitung menggunakan rumus berikut:

$$Qy = \text{Maks } |Sk^{**}|$$

$$Ry = \text{Maks } |Sk^{**}| - \text{Min } |Sk^{**}|$$

Dimana:

$$Sk^*_0 = \text{Simpangan awal}$$

$$Sk^* = \text{Simpangan mutlak}$$

$$Sk^{**} = \text{Nilai konsistensi data}$$

$$Q = \text{Nilai statistik untuk } 0 \leq k \leq n$$

$$n = \text{Jumlah data}$$

$$Dy = \text{Simpangan rata-rata}$$

$$R = \text{Statistik range}$$

Berdasarkan nilai-nilai statistik tersebut, selanjutnya dapat dihitung rasio $\frac{Qy}{\sqrt{n}}$ dan $\frac{Ry}{\sqrt{n}}$. Hasil perhitungan ini kemudian dibandingkan dengan nilai ambang syarat. Apabila hasilnya lebih kecil dari batas yang ditetapkan, maka data tersebut dinyatakan masih berada dalam batas konsistensi. Menurut Harto (1993) dalam (Jass and Syadida 2020). Nilai ambang statistic Q dan R dapat dilihat pada tabel 2.1 dibawah ini :

Tabel 2. 1 Nilai Statistik $\frac{Qy}{\sqrt{n}}$ dan $\frac{Ry}{\sqrt{n}}$

Banyak Data	$\frac{Qy}{\sqrt{n}}$			$\frac{Ry}{\sqrt{n}}$		
	90%	95%	99%	90%	95%	99%
n						
10	1.05	1.14	1.29	1.21	1.28	1.38
20	1.1	1.22	1.42	1.34	1.43	1.6
30	1.12	1.24	1.46	1.4	1.5	1.7
40	1.13	1.26	1.5	1.42	1.53	1.74
50	1.14	1.27	1.52	1.44	1.55	1.78
100	1.17	1.29	1.55	1.5	1.62	1.86
infinite	1.22	1.36	1.63	1.62	1.75	2

Sumber : (Harto 1993)

2.3.1.3 Uji Ketiadaan Trend

Dalam analisis runtun waktu (*time series*), nilai pada suatu titik waktu tertentu dapat menunjukkan penyimpangan yang bersifat konsisten, yang mengindikasikan adanya perubahan kecenderungan atau tren. Apabila hal ini terjadi, maka runtun waktu tersebut tidak lagi bersifat homogen dan tidak seluruhnya layak digunakan dalam analisis hidrologi.

Runtun waktu atau deret berkala yang menunjukkan pola perubahan jangka panjang dengan arah yang cenderung tetap, baik meningkat maupun menurun disebut sebagai tren (*trend*). Umumnya, pola ini terlihat pada data dengan rentang waktu lebih dari sepuluh tahun. Sementara itu, tren musiman atau variasi musiman (*seasonal trend atau seasonal variation*) menggambarkan pola perubahan dalam jangka waktu satu tahun.

Untuk deret berkala dengan data kurang dari sepuluh tahun, identifikasi tren sering kali sulit dilakukan. Hal ini disebabkan oleh kemungkinan bahwa pola yang teramati hanya mencerminkan satu siklus (*cyclical time series*), bukan suatu tren yang berulang. Siklus sendiri merupakan pola pergerakan yang tidak teratur dari suatu tren.

Apabila dalam suatu deret berkala terdapat indikasi tren, maka data tersebut sebaiknya tidak digunakan untuk beberapa analisis hidrologi seperti analisis peluang atau simulasi. Jika tetap digunakan, maka analisis tersebut harus memperhitungkan dan mengikuti garis tren yang terbentuk.

Keberadaan atau ketiadaan tren dalam suatu deret berkala dapat diuji melalui berbagai pendekatan. Secara visual, tren dapat diamati dengan memetakan data pada kertas grafik aritmetika. Di sisi lain, tren juga dapat dianalisis sebagai bentuk hubungan atau korelasi antara variabel waktu dan variabel hidrologi. Oleh karena itu, koefisien korelasi dapat digunakan untuk menguji keberadaan tren dalam data. Salah satu metode yang umum digunakan untuk tujuan ini adalah Metode Spearman Rank Correlation, yang dirumuskan oleh (Soewarno 1995) dalam jurnal (Ramadhani et al. 2026) :

$$KP = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^n (dt)^2}{n^3 - n}$$

$$t = KP \left| \frac{n-2}{1-KP^2} \right|^{\frac{1}{2}}$$

Dimana:

Kp = Koefisien korelasi peringkat Spearman.

n = Jumlah data.

dt = $R_t - T_t$.

Tt = Peringkat waktu.

Rt = Peringkat dari variabel hidrologi dalam deret berkala.

t = Nilai distribusi t, pada derajat kebebasan (n-2) untuk derajat kepercayaan tertentu.

2.3.1.4 Uji Persistensi

Persistensi mempunyai arti ketidaktergantungan dari setiap nilai dalam deret berkala. Dalam pengujian persistensi diperlukan perhitungan besar koefisien korelasi serial terlebih dahulu. Salah satu metode yang dapat digunakan yaitu metode Spearman yang dapat dirumuskan sebagai berikut :

$$KS = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^n (di)^2}{m^3 - m}$$

$$t = KS \left| \frac{m-2}{1-KS^2} \right|^{\frac{1}{2}}$$

Dimana:

KS = Koefisien korelasi serial

n = Jumlah data

m = n - 1

di = Perbedaan nilai antara peringkat data ke X_i dan ke X_{i+1}

t = nilai dari distribusi-t pada derajat kebebasan $m = 2$ dan derajat kepercayaan tertentu

Anggapan bahwa data berasal dari sampel acak harus diuji, yang umumnya merupakan persyaratan dalam analisis distribusi peluang. Persistensi (*Persistence*) adalah ketidak tergantungan dari setiap nilai dalam deret berkala. Uji persistensi dalam penelitian ini dilakukan dengan menghitung koefisien korelasi, kemudian membandingkannya dengan nilai t_c untuk menilai ada tidaknya ketergantungan data, (Soewarno, 1995) dalam jurnal (Ramadhani et al. 2026). Untuk melaksanakan pengujian persistensi harus dihitung besarnya koefisien korelasi serial. Salah satu metode untuk menentukan koefisien korelasi serial adalah dengan metode Spearman.

2.3.1.5 Uji Stationer F & T

Setelah dilakukan pengujian terhadap keberadaan tren dan diketahui bahwa deret berkala tidak menunjukkan adanya tren, maka sebelum data digunakan dalam analisis lanjutan perlu dilakukan uji stasioneritas. Sebaliknya, apabila data menunjukkan adanya tren, maka analisis dapat dilanjutkan berdasarkan pola garis tren yang terbentuk.

Pemilihan model matematis dalam analisis regresi bergantung pada bentuk atau kecenderungan garis tren tersebut. Uji stasioneritas bertujuan untuk mengevaluasi kestabilan nilai rata-rata dan varian dalam deret berkala, serta untuk mengetahui apakah data bersifat homogen atau tidak.

Pengujian terhadap varians dalam deret berkala dapat dilakukan dengan Uji F, yaitu dengan membagi data deret berkala ke dalam dua atau lebih kelompok, lalu melakukan pengujian antar dua kelompok tersebut. Apabila hasil uji menunjukkan bahwa hipotesis nol ditolak, maka varians antar kelompok tidak sama atau tidak homogen. Dengan demikian, deret berkala dinyatakan tidak stasioner dan tidak perlu dilanjutkan ke

pengujian berikutnya. Sementara itu, untuk menguji kestabilan nilai rata-rata, dapat digunakan Uji-t, Soewarno (1995) dalam (Ramadhani et al. 2026).

1. Uji Kestabilan Varian (Uji-F)

$$F = \frac{N1.S1^2(N2-1)}{N2.S2^2(N1-1)}$$

Dimana:

F = Fungsi distribusi F

N1 = Jumlah sampel kelompok sampel ke-1

N2 = Jumlah sampel kelompok sampel ke-2

S1 = Standar deviasi kelompok sampel ke-1

S2 = Standar deviasi kelompok sampel ke-2

Tabel 2. 2 Nilai F Kritis Distribusi F dengan $\alpha = 5\%$

dk2 = V2	dk1 = V1								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	161,4	199,5	215,7	224,6	230,2	234,0	236,8	238,9	240,5
2	18,51	19,00	19,16	19,25	19,30	19,33	19,35	19,37	19,18
3	10,13	9,55	9,28	9,12	9,01	8,94	8,89	8,85	8,81
4	7,71	6,94	6,59	6,39	6,26	6,16	6,09	6,04	6,00
5	6,61	5,79	5,41	5,19	5,05	4,95	4,88	4,82	77
6	5,99	5,14	4,76	4,53	4,39	4,28	4,21	4,15	4,10
7	5,59	4,74	4,35	4,12	3,97	3,87	3,79	3,37	3,68
8	5,32	4,46	4,07	3,84	3,69	3,58	3,50	3,44	3,39
9	5,12	4,26	3,86	3,63	3,48	3,37	3,29	3,23	3,18
10	4,96	4,10	3,71	3,48	5,05	4,95	4,88	4,82	4,77
11	4,84	3,98	3,59	3,36	3,20	3,09	3,01	2,95	2,90
12	4,75	3,89	3,49	3,26	3,11	3,00	2,91	2,85	2,80
13	4,67	3,81	3,41	3,18	3,03	2,92	2,83	2,77	2,71

dk2 = V2	dk1 = V1								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
14	4,60	3,74	3,34	3,11	2,96	2,85	2,76	2,70	2,65
15	4,54	3,68	3,29	3,06	2,90	2,79	2,71	2,64	2,59
16	4,49	3,63	3,24	3,01	2,85	2,74	2,66	2,59	2,54
17	4,45	3,59	3,20	2,96	2,81	2,70	2,61	2,55	2,49
18	4,41	3,55	3,16	2,93	2,77	2,66	2,58	2,51	2,46
19	4,38	3,52	3,13	2,90	2,74	2,63	2,54	2,48	2,42
20	4,35	3,49	3,10	2,87	2,71	2,60	2,51	2,45	2,39
21	4,32	3,47	3,07	2,84	2,68	2,57	2,49	2,42	2,37
22	4,30	3,44	3,05	2,82	2,66	2,55	2,46	2,40	2,34
23	4,28	3,42	3,03	2,80	2,64	2,53	2,44	2,37	2,32
24	4,26	3,40	3,01	2,78	2,62	2,51	2,42	2,36	2,30
25	4,24	3,39	2,99	2,76	2,60	2,49	2,40	2,34	2,28
26	4,23	3,37	2,98	2,74	2,59	2,47	2,39	2,32	2,27
27	4,21	3,35	2,96	2,73	2,57	2,46	2,37	2,31	2,25
28	4,20	3,34	2,95	2,71	2,56	2,45	2,36	2,29	2,24
29	4,18	3,33	2,93	2,70	2,55	2,43	2,35	2,28	2,22
30	4,17	3,32	2,92	2,69	2,53	2,42	2,33	2,27	2,21
40	4,08	3,23	2,84	2,61	2,45	2,34	2,25	2,18	2,12
60	4,00	3,15	2,76	2,53	2,37	2,25	2,17	2,10	2,04
120	3,92	3,07	2,68	2,45	2,29	2,17	2,09	2,02	1,96
∞	3,84	3,00	2,60	2,37	2,21	2,10	2,01	1,94	1,88

Sumber: (Soewarno 1995).

Tabel 2. 3 Nilai F Kritis Distribusi F dengan $\alpha = 1\%$

dk ₂ = V ₂	dk ₁ = V ₁								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	241,9	243,9	245,9	248,0	249,1	250,1	251,1	252,2	253,3
2	19,40	19,41	19,43	19,45	19,45	19,46	19,47	19,48	19,49
3	8,79	8,74	8,70	8,66	8,64	8,62	8,59	8,57	8,55
4	5,96	5,91	5,86	5,80	5,77	5,75	5,72	5,69	5,66
5	4,74	4,68	4,62	4,56	4,53	4,50	4,46	4,43	4,40
6	4,06	4,00	3,94	3,87	3,84	3,81	3,77	3,74	3,70
7	3,64	3,57	3,51	3,44	3,41	3,38	3,34	3,30	3,27
8	3,35	3,28	3,22	3,15	3,12	3,08	3,04	3,01	2,97
9	3,14	3,07	3,01	2,94	2,90	2,86	2,83	2,79	2,75
10	2,98	2,91	2,85	2,77	2,74	2,70	2,66	2,62	2,58
11	2,85	2,79	2,72	2,65	2,61	2,57	2,53	2,49	2,45
12	2,75	2,69	2,62	2,54	2,51	2,47	2,43	2,38	2,34
13	2,67	2,60	2,53	2,46	2,42	2,38	2,34	2,30	2,25
14	2,60	2,53	2,46	2,39	2,35	2,31	2,27	2,22	2,18
15	2,54	2,48	2,40	2,33	2,29	2,25	2,20	2,16	2,11
16	2,49	2,42	2,35	2,28	2,24	2,19	2,15	2,11	2,06
17	2,45	2,38	2,31	2,23	2,19	2,15	2,10	2,06	2,01
18	2,41	2,34	2,27	2,19	2,15	2,11	2,06	2,02	1,97
19	2,38	2,31	2,23	2,16	2,11	2,07	2,03	1,98	1,93
20	2,35	2,28	2,20	2,12	2,08	2,04	1,99	1,95	1,90
21	2,32	2,25	2,18	2,10	2,05	2,01	1,96	1,92	1,87
22	2,30	2,23	2,15	2,07	2,03	1,98	1,94	1,89	1,84
23	2,27	2,20	2,13	2,05	2,01	1,96	1,91	1,86	1,81
24	2,25	2,18	2,11	2,03	1,98	1,94	1,89	1,84	1,79
25	2,24	2,16	2,09	2,01	1,96	1,92	1,87	1,82	1,77
26	2,22	2,15	2,07	1,99	1,95	1,90	1,85	1,80	1,75

dk ₂ = V ₂	dk ₁ = V ₁								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
27	2,20	2,13	2,06	1,97	1,93	1,88	1,84	1,79	1,73
28	2,19	2,12	2,04	1,96	1,91	1,87	1,82	1,77	1,71
29	2,18	2,10	2,03	1,94	1,90	1,85	1,81	1,75	1,70
30	2,16	2,09	2,01	1,93	1,89	1,84	1,79	1,74	1,68
40	2,08	2,00	1,92	1,84	1,79	1,74	1,69	1,64	1,58
60	1,99	1,92	1,84	1,75	1,70	1,65	1,59	1,53	1,47
120	1,91	1,83	1,75	1,66	1,61	1,55	1,50	1,43	1,35
∞	1,83	1,75	1,67	1,57	1,52	1,46	1,39	1,32	1,22

Sumber: (Soewarno 1995).

2. Uji Kestabilan Rata-Rata (Uji-T)

$$\sigma = \left(\frac{N_1.S_1^2 + N_2.S_2^2}{N_1 + N_2 - 2} \right)^{\frac{1}{2}}$$

$$t = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\sigma \left(\frac{1}{N_1} + \frac{1}{N_2} \right)^{\frac{1}{2}}}$$

Dimana:

t = Variable t terhitung

$\bar{X}_1$ = Rata-rata hitung kelompok sampel ke-1

$\bar{X}_2$ = Rata-rata hitung kelompok sampel ke-2

N₁ = Jumlah sampel kelompok sampel ke-1

N₂ = Jumlah sampel kelompok sampel ke-2

Tabel 2. 4 Nilai T Kritis Distribusi T

dk	Derajat Kepercayaan α				
	0,10	0,05	0,025	0,01	0,005
1	3,078	6.314	12.706	31.821	63.657
2	1,886	2.920	4.303	6.965	9.925
3	1,638	2.353	3.182	4.541	5.841
4	1,533	2.132	2.776	3.747	4.604
5	1,476	2.015	2.571	3.365	4.032
6	1,440	1.943	2.447	3.143	3.707
7	1,415	1.895	2.365	2.998	3.499
8	1,397	1.860	2.306	2.896	3.355
9	1,383	1.833	2.262	2.821	3.250
10	1,372	1.812	2.228	2.764	3.169
11	1,363	1.796	2.201	2.718	3.106
12	1,356	1.782	2.179	2.681	3.055
13	1,350	1.771	2.160	2.650	3.012
14	1,345	1.761	2.145	2.624	2.977
15	1,341	1.753	2.131	2.602	2.947
16	1,337	1.746	2.120	2.583	2.921
17	1,333	1.740	2.110	2.567	2.898
18	1,330	1.734	2.101	2.552	2.878
19	1,328	1.729	2.093	2.539	2.861
20	1,325	1.725	2.086	2.528	2.845

Sumber: Soewarno (1995)

2.3.1.6 Uji Abnormalitas (Outlier – Inlier)

Sebelum data hidrologi dianalisis lebih lanjut, perlu dilakukan terlebih dahulu pengujian terhadap keberadaan data yang menyimpang atau tidak wajar. Uji Outlier – Inlier digunakan untuk menghilangkan data yang memiliki simpangan yang cukup jauh dari trend kelompoknya, hal tersebut dapat diasumsikan bahwa data yang mengalami outlier dapat mengganggu penentuan jenis distribusi suatu sampel data, sehingga data

yang mengalami Outlier dapat dihilangkan Chow (1998) dalam (Marta, Suhartanto, and Fidari 2022). Langkah-langkah perhitungannya dilakukan sebagai berikut:

1. Data diurutkan dari besar ke kecil atau sebaliknya (X)
2. Menghitung harga $Y = \text{Log } X$
3. Menghitung Y_{rerata}
4. Menghitung S_d
5. Menentukan harga K_n sesuai jumlah data dengan melihat Tabel 2.4
6. Menghitung batas atas dan batas bawah harga abnormalitas data dengan rumus:
7. Menentukan data yang dapat dipakai atau tidak dapat dipakai sesuai dengan batas atas dan batas bawah abnormalitas data

Tabel 2. 5 Nilai K_n Untuk Uji Outlier-Inlier

Jumlah Data	K_n	Jumlah Data	K_n	Jumlah Data	K_n	Jumlah Data	K_n
10	2.036	24	2.467	38	2.661	60	2.84
11	2.088	25	2.486	39	2.671	65	2.87
12	2.134	26	2.502	40	2.682	70	2.89
13	2.175	27	2.519	41	2.692	75	2.92
14	2.213	28	2.534	42	2.700	80	2.94
15	2.247	29	2.549	43	2.710	85	2.96
16	2.279	30	2.563	44	2.719	90	2.98
17	2.309	31	2.577	45	2.727	95	3.00
18	2.335	32	2.591	46	2.736	100	3.02
19	2.361	33	2.604	47	2.744	110	3.05
20	2.385	34	2.616	48	2.753	120	3.08
21	2.408	35	2.628	49	2.760	130	3.10
22	2.429	36	2.639	50	2.768	140	3.13
23	2.448	37	2.650	55	2.804		

Sumber: Sumber: Chow (1998)

2.3.2 Analisa Curah Hujan Daerah

Curah hujan wilayah merupakan total volume air hujan yang jatuh di suatu kawasan dalam kurun waktu tertentu, misalnya selama satu tahun. Curah hujan yang diperlukan untuk penyusunan suatu rancangan pemanfaatan air dan rancangan

pengendalian banjir adalah curah hujan rata-rata diseluruh daerah yang bersangkutan, bukan curah hujan pada suatu titik tertentu. Curah hujan ini disebut curah hujan area dan dinyatakan dalam mm, Sosrodarsono and Takeda (2003) didalam (Lubis 2016). Penghitungan curah hujan wilayah dilakukan berdasarkan data curah hujan yang diperoleh dari beberapa titik pengukuran di area tersebut, lalu dihitung nilai rata-ratanya. Terdapat tiga metode yang umum digunakan dalam analisis curah hujan wilayah, yaitu Metode Rata-rata Aritmatika, Metode Polygon Thiessen, dan Metode Isohyet.

2.3.2.1 Metode Rata-rata Aljabar

Metode rata-rata aljabar merupakan cara paling sederhana dalam menghitung rata-rata curah hujan pada suatu wilayah. Pendekatan ini mengasumsikan bahwa setiap stasiun penakar hujan memiliki kontribusi yang setara terhadap curah hujan wilayah tersebut. Langkah perhitungannya dilakukan dengan menjumlahkan seluruh data curah hujan yang tersedia, lalu membaginya dengan jumlah total stasiun pengamatan (n). Rumus perhitungan tinggi curah hujan menggunakan metode ini mengacu pada (Sosrodarsono and Takeda 2003) didalam (Lubis 2016):

$$\bar{U} = \frac{1}{n}(U_1 + U_2 + U_3 + U_4 + \dots + U_n)$$

Dimana:

$$n = 1, 2, 3, \dots, n$$

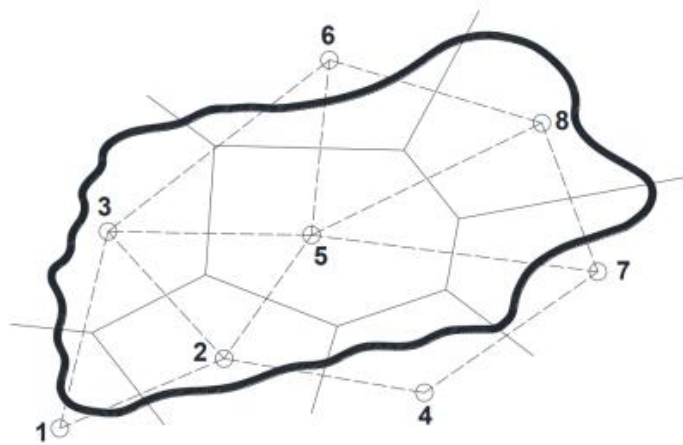
$$\bar{U} = \text{Curah hujan daerah (mm)}$$

$$n = \text{Jumlah pos hujan pengamatan (1, 2, 3, \dots, n)}$$

$$U_n = \text{Curah hujan pada titik pengamatan ke-n}$$

2.3.2.2 Metode Polygon Thiessen

Metode ini bertumpu pada anggapan bahwa curah hujan di suatu wilayah dapat digambarkan oleh stasiun cuaca yang paling dekat. Dalam metode ini, wilayah tersebut dibagi menjadi beberapa bagian yang disebut zona Thiessen, masing-masing mengelilingi satu stasiun pengamatan. Setelah itu, curah hujan rata-rata dari setiap zona dihitung dan digunakan untuk menentukan curah hujan rata-rata seluruh kawasan.



Gambar 2. 2 Polygon Thiessen

Sumber : (Sosrodarsono and Takeda 2003)

Curah hujan rerata daerah dengan metode Polygon Thiessen dapat diperoleh melalui persamaan berikut (Sosrodarsono and Takeda 2003) didalam (Lubis 2016):

$$\bar{X} = \frac{X_1A_1 + X_2A_2 + X_3A_3 + \dots + X_nA_n}{A_1 + A_2 + A_3 + \dots + A_n}$$

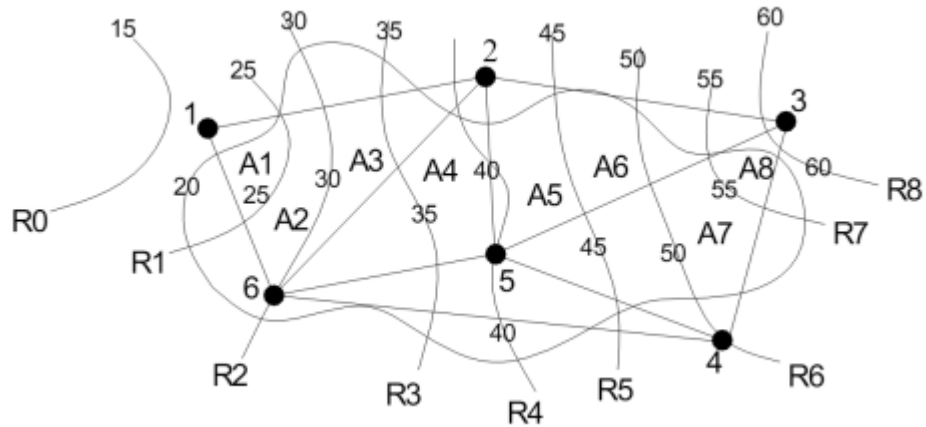
$\bar{X}$ = Curah hujan rata-rata daerah (mm)

X_1, X_2, X_3, X_n = Curah hujan masing-masing stasiun yang diamati (mm)

A_1, A_2, A_3, A_n = Luas daerah yang diwakili tiap titik pengamatan (km^2)

2.3.2.3 Metode Isohyet

Metode ini mencakup penyusunan peta isohyet, yaitu peta yang memuat garis-garis yang menghubungkan titik-titik dengan jumlah curah hujan yang sama pada suatu wilayah yang dikaji. Setelah peta isohyet dibuat, curah hujan rata-rata wilayah dapat dihitung dengan mengambil nilai rata-rata dari seluruh besaran curah hujan pada setiap garis isohyet yang terdapat di peta tersebut.



Gambar 2. 3 Metode Isohyet

Sumber: (Sosrodarsono and Takeda 2003)

Curah hujan rerata daerah dengan metode Isohyet dapat diperoleh menurut persamaan berikut (Sosrodarsono and Takeda 2003) didalam (Lubis 2016):

$$\bar{R} = \frac{\frac{R_1+R_2}{2}A_1 + \frac{R_2+R_3}{2}A_2 + \dots + \frac{R_{n-1}+R_n}{2}A_n}{A_1 + A_2 + A_3 + \dots + A_{n-1}}$$

$$\bar{R} = \frac{\sum A \left[A \left(\frac{R_1+R_2}{2} A_1 \right) \right]}{\sum A}$$

Dimana:

$\bar{R}$ = Curah hujan rata-rata daerah (mm)

R_1, R_2, R_3, R_n = Curah hujan masing-masing stasiun yang diamati (mm)

A_1, A_2, A_3, A_n = Luas areal isohyet

Metode ini dianggap sebagai pendekatan yang paling rasional apabila garis-garis isohyet dapat digambarkan secara cermat. Namun, apabila jumlah titik pengamatan cukup banyak dan curah hujan di wilayah tersebut sangat bervariasi, maka dalam proses penyusunan peta isohyet dapat terjadi kesalahan subjektif atau kekeliruan individu.

2.3.3 Analisa Curah Hujan Rancangan

Curah hujan rancangan merupakan perkiraan terhadap besarnya curah hujan yang diprediksi akan terjadi di suatu wilayah dalam kurun waktu tertentu, seperti selama 1 jam,

6 jam, 24 jam, atau periode lainnya. Perkiraan ini dijadikan dasar dalam perencanaan infrastruktur agar mampu menahan dampak dari curah hujan yang intensitasnya tinggi.

Perhitungan curah hujan rancangan mempertimbangkan sejumlah faktor yang berpengaruh, antara lain kondisi geografis dan topografis wilayah, serta data historis curah hujan di lokasi tersebut. Dalam menganalisis curah hujan rancangan, biasanya digunakan data historis curah hujan yang dikombinasikan dengan pendekatan statistik serta model matematis untuk memprediksi kemungkinan curah hujan di masa mendatang.

Analisis curah hujan rancangan adalah suatu proses untuk menentukan besarnya curah hujan yang diperkirakan akan turun pada suatu daerah dalam waktu tertentu, dengan memperhitungkan berbagai aspek seperti letak geografis, bentuk lahan (topografi), dan riwayat curah hujan sebelumnya. Tujuan utama dari analisis ini adalah untuk memperkirakan curah hujan yang berpotensi terjadi di masa depan sebagai acuan dalam merancang bangunan maupun infrastruktur yang tahan terhadap intensitas curah hujan tinggi.

Dalam pelaksanaannya, analisis curah hujan rancangan dapat menggunakan salah satu dari beberapa pendekatan atau teori yang tersedia, antara lain:

1. Distribusi Log Pearson type III
2. Distribusi Gumbel
3. Distribusi Normal
4. Distribusi Log Normal

Parameter statistik yang digunakan untuk menentukan macam sebaran yang sesuai adalah sebagai berikut:

1. Cs (koefisien skewness), yang merupakan ukuran dari penyimpangan suatu distribusi. Menghitung nilai Cs (koefisien skewness) dapat menggunakan rumus berikut:

$$Cs = \frac{n \sum (\log X_i - \overline{\log X})^3}{(n-1)(n-2)Sd^2}$$

2. Ck (koefisien kurtosis), yang merupakan ukuran kepuncakan. Menghitung nilai Ck (koefisien kurtosis) dapat menggunakan rumus berikut:

$$C_k = \frac{n^2 \sum (\log X_i - \overline{\log X})^4}{(n-1)(n-2)(n-3)Sd^4}$$

3. Cv (koefisien variansi), menghitung nilai Cv (koefisien variansi) dapat menggunakan rumus berikut:

$$C_v = \frac{Sd}{\bar{X}}$$

Dimana:

n = Jumlah data

X_i = Data curah hujan

$\bar{X}$ = Rerata curah hujan

Sd = Simpangan baku

Syarat pemakaian salah satu teori dapat dilihat pada tabel dibawah ini menurut Harto, Sri. (1993) didalam (Djafar, Limantara, and Asmaranto 2014).

Tabel 2. 6 Syarat Pemilihan Distribusi Frekuensi Berdasarkan

No.	Jenis Distribusi	Syarat
1	Gumbel	$C_s \leq 1.1306$
		$C_k \leq 5.40$
2	Log Normal	$C_s = C_v^3 + 3C_v$
		$C_k = C_v^8 + 6C_v^6 + 15C_v^4 + 16C_v^2 + 3$
3	Normal	$C_s = 0$
		$C_k = 3$
4	Log Pearson Tipe III	Selain dari nilai diatas/flexibel

Sumber: Harto, Sri. (1993)

Dari Tabel 2.6 dapat di ketahui bahwa teori Distribusi Log Pearson Type III lebih fleksibel dibandingkan dengan teori lain dikarenakan memiliki nilai Cs dan Ck bebas, sehingga dapat digunakan untuk semua sebaran data.

2.3.3.1 Distribusi Gumbel

Untuk menghitung curah hujan rencana dengan metode distribusi Gumbel digunakan persamaan distribusi frekuensi empiris sebagai berikut (Soemarto, 1988:233-235) dalam (Februanto, Limantara, and Fidari 2021):

$$R_T = \bar{R} + K_T S$$

$$K_T = \frac{(Y_t - Y_n)}{S_n}$$

$$y_t = -(0.834 + 2.303 \text{ Log } \frac{t}{(t-1)})$$

Hubungan antara periode ulang T dengan Y_T dapat dihitung dengan rumus (untuk T 20, maka $Y = \ln T$):

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

Dimana:

R_T = Curah hujan untuk periode ulang T tahun

$\bar{R}$ = Curah hujan harian maksimum rata-rata

S = Deviasi standar

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

K_T = Faktor frekuensi

2.3.3.2 Distribusi Normal

Distribusi normal atau kurva normal dapat disebut juga sebagai distribusi Gauss. Perhitungan curah hujan rancangan menurut metode ini mempunyai persamaan sebagai berikut:

$$R_T = \bar{R} + K_T S$$

Dimana:

R_T = Perkiraan nilai yang diharapkan terjadi dengan periode ulang T tahun

$\bar{R}$ = Nilai rata-rata data

S = Deviasi standar data

K_T = Faktor frekuensi distribusi normal

Untuk mempermudah perhitungan, nilai faktor frekuensi K_T pada umumnya tersedia dalam bentuk tabel yang disebut tabel nilai variabel reduksi Gauss, seperti yang dibawah ini:

2.3.3.3 Distribusi Log Normal

Dalam distribusi log normal data R diubah ke dalam bentuk bilangan logaritmik $Y = \ln R$. Jika variabel $Y = \ln R$ terdistribusi secara normal, maka R dikatakan mengikuti distribusi log normal. Pada distribusi ini metode yang digunakan hampir sama dengan metode Normal yang membedakan adalah pada metode Log Normal digunakan nilai logaritma (Anisa Wulandari, Ahmad Mashadi 2023).

Untuk distribusi ini perhitungan curah hujan rancangan dapat menggunakan persamaan berikut ini:

$$Y_T = \bar{Y} + K_T S$$

Dimana:

Y_T = Perkiraan nilai yang diharapkan terjadi dengan periode ulang T -tahun

$\bar{Y}$ = Nilai rata-rata data

K_T = Faktor frekuensi

S = Deviasi standar data

Atau dapat digunakan persamaan dalam bentuk R seperti di bawah ini:

$$\ln R_T = \overline{\ln R} + K_T S_{\ln R}$$

2.3.3.4 Distribusi Log Pearson Type III

Metode distribusi Log Pearson Tipe III banyak digunakan dalam analisis data banjir maksimum untuk berbagai periode ulang tertentu. Metode ini mampu menangani data dengan karakteristik asimetri (*skewness*) yang tinggi, yang sering ditemukan pada data curah hujan ekstrem (Tubagus Aji Regif Prawira, Athayanuha Deandara 2025). Distribusi ini memiliki bentuk kumulatif yang, apabila digambarkan pada kertas peluang logaritmik, akan membentuk suatu model matematis. Langkah-langkah perhitungan dalam menentukan curah hujan rancangan menggunakan pendekatan teori Log Pearson Tipe III dilakukan melalui tahapan sebagai berikut:

1. Hujan harian maksimum diubah dalam bentuk logaritma
2. Menghitung nilai logaritma rata-rata menggunakan rumus berikut:

$$\overline{\text{Log } X} = \frac{\sum \text{Log } X_i}{n}$$

3. Menghitung nilai simpangan baku menggunakan rumus berikut:

$$Sd = \sqrt{\frac{\sum (\text{Log } X_i - \overline{\text{Log } X})^2}{(n-1)}}$$

4. Menghitung nilai koefisien kemiringan menggunakan rumus berikut:

$$Cs = \frac{n \sum (\text{Log } X_i - \overline{\text{Log } X})^3}{(n-1)(n-2)Sd^3}$$

5. Menghitung logaritma hujan rancangan dengan kala ulang tertentu menggunakan rumus berikut:

$$\text{Log } R_t = \text{Log } x + K \times Sd$$

6. Menghitung antilog R_t untuk mendapatkan curah hujan rancangan dengan kala ulang tertentu atau dengan membaca grafik pengeplotan R_t lawan peluang di kertas logaritma

Tabel 2. 7 Nilai K

Recurrence Interval In Years										
Skewness Coefficient	1.0101	2	5	10	25	50	100	200	500	1000
Percent Chance ($\geq$) = 1-F										
Cw	99	50	20	10	4	2	1	0.5	0.2	0.1
3	-0.667	-0.396	0.420	1.180	2.278	3.152	4.051	4.970	6.605	7.150
2.9	-0.690	-0.390	0.440	1.195	2.277	3.134	4.013	4.904	6.500	7.030
2.8	-0.714	-0.384	0.460	1.210	2.275	3.114	3.973	4.847	6.402	6.920
2.7	-0.740	-0.376	0.479	1.224	2.272	3.093	3.932	4.783	6.288	6.790
2.6	-0.769	-0.368	0.499	1.238	2.267	3.071	3.889	4.718	6.182	6.670
2.5	-0.799	-0.360	0.518	1.250	2.262	3.048	3.845	4.652	6.076	6.550
2.4	-0.832	-0.351	0.537	1.262	2.256	3.023	3.800	4.584	5.961	6.420

2.3	-0.867	-0.341	0.555	1.274	2.248	2.997	3.753	4.515	5.854	6.300
2.2	-0.905	-0.330	0.574	1.284	2.240	2.970	3.705	4.444	5.741	6.170
2.1	-0.946	-0.319	0.592	1.294	2.230	2.942	3.656	4.372	5.623	6.040
2	-0.990	-0.307	0.609	1.302	2.219	2.912	3.605	4.298	5.507	5.910
1.9	-1.037	-0.294	0.627	1.310	2.207	2.881	3.553	4.223	5.391	5.780
1.8	-1.087	-0.282	0.643	1.318	2.193	2.848	3.499	4.147	5.267	5.640
1.7	-1.140	-0.268	0.660	1.324	2.179	2.815	3.444	4.069	5.150	5.510
1.6	-1.197	-0.254	0.675	1.329	2.163	2.780	3.388	3.990	5.025	5.370
1.5	-1.256	-0.240	0.690	1.333	2.146	2.743	3.330	3.910	4.900	5.230
1.4	-1.318	-0.225	0.705	1.337	2.128	2.706	3.271	3.828	4.782	5.100
1.3	-1.383	-0.210	0.719	1.339	2.108	2.666	3.211	3.745	4.656	4.960
1.2	-1.449	-0.195	0.732	1.340	2.087	2.626	3.149	3.661	4.523	4.810
1.1	-1.518	-0.180	0.745	1.341	2.066	2.585	3.087	3.575	4.396	4.670
1	-1.588	-0.164	0.758	1.340	2.043	2.542	3.022	3.489	4.270	4.530
0.9	-1.660	-0.148	0.769	1.339	2.018	2.498	2.957	3.401	4.143	4.390
0.8	-1.733	-0.132	0.780	1.336	1.993	2.453	2.891	3.312	4.008	4.240
0.7	-1.806	-0.116	0.790	1.333	1.967	2.407	2.824	3.223	3.881	4.100
0.6	-1.880	-0.099	0.800	1.328	1.939	2.359	2.755	3.132	3.753	3.960
0.5	-1.955	-0.083	0.808	1.323	1.910	2.311	2.686	3.041	3.618	3.810
Recurrence Interval In Years										
Skewness Coefficient	1.0101	2	5	10	25	50	100	200	500	1000
Percent Chance ($\geq$) = 1-F										
Cw	99	50	20	10	4	2	1	0.5	0.2	0.1
0.4	-2.029	-0.066	0.816	1.317	1.880	2.261	2.615	2.949	3.490	3.670
0.3	-2.104	-0.050	0.824	1.309	1.849	2.211	2.544	2.856	3.354	3.520
0.2	-2.178	-0.033	0.830	1.301	1.818	2.159	2.472	2.763	3.226	3.380
0.1	-2.252	-0.017	0.836	1.292	1.785	2.107	2.400	2.670	3.090	3.230
0	-2.326	0.000	0.842	1.282	1.751	2.054	2.326	2.576	2.962	3.090
-0.1	-2.400	0.017	0.846	1.270	1.716	2.000	2.252	2.482	2.834	2.950

-0.2	-2.472	0.033	0.850	1.258	1.680	1.945	2.178	2.388	2.705	2.810
-0.3	-2.544	0.050	0.853	1.245	1.643	1.890	2.104	2.294	2.576	2.670
-0.4	-2.615	0.066	0.855	1.231	1.606	1.834	2.029	2.201	2.449	2.530
-0.5	-2.686	0.083	0.856	1.216	1.567	1.777	1.955	2.108	2.327	2.400
-0.6	-2.755	0.099	0.857	1.200	1.528	1.720	1.880	2.016	2.207	2.270
-0.7	-2.824	0.116	0.857	1.183	1.488	1.663	1.806	1.926	2.087	2.140
-0.8	-2.891	0.132	0.856	1.166	1.448	1.606	1.733	1.837	1.974	2.020
-0.9	-2.957	0.148	0.854	1.147	1.407	1.549	1.660	1.749	1.862	1.900
-1	-3.022	0.164	0.852	1.128	1.366	1.492	1.588	1.664	1.759	1.790
-1.1	-3.087	0.180	0.848	1.107	1.324	1.435	1.518	1.581	1.271	1.168
-1.2	-3.149	0.195	0.844	1.086	1.282	1.379	1.449	1.501	1.560	1.580
-1.3	-3.211	0.210	0.838	1.064	1.240	1.324	1.383	1.424	1.466	1.480
-1.4	-3.271	0.225	0.832	1.041	1.198	1.270	1.318	1.351	1.380	1.390
-1.5	-3.330	0.240	0.825	1.018	1.157	1.217	1.256	1.282	1.303	1.310
-1.6	-3.380	0.254	0.817	0.994	1.116	1.166	1.197	1.216	1.234	1.240
-1.7	-3.444	0.268	0.808	0.970	1.075	1.116	1.140	1.155	1.166	1.170
-1.8	-3.499	0.282	0.799	0.945	1.035	1.069	1.087	1.097	1.107	1.110
-1.9	-3.553	0.294	0.788	0.920	0.996	1.023	1.037	1.044	1.049	1.050
-2	-3.605	0.307	0.777	0.895	0.959	0.980	0.990	0.995	0.999	1.000
-2.1	-3.656	0.319	0.765	0.869	0.923	0.939	0.946	0.949	0.950	0.950
Recurrence Interval In Years										
Skewness Coefficient	1.0101	2	5	10	25	50	100	200	500	1000
Percent Chance ($\geq$) = 1-F										
Cw	99	50	20	10	4	2	1	0.5	0.2	0.1
-2.2	-3.705	0.330	0.752	0.844	0.888	0.900	0.905	0.907	0.834	0.810
-2.3	-3.753	0.341	0.739	0.819	0.855	0.864	0.867	0.869	0.870	0.870
-2.4	-3.800	0.351	0.725	0.795	0.823	0.830	0.832	0.833	0.833	0.833

-2.5	-3.845	0.360	0.711	0.711	0.793	0.798	0.799	0.800	0.800	0.800
-2.6	-3.899	0.368	0.696	0.747	0.764	0.768	0.769	0.769	0.770	0.770
-2.7	-3.932	0.376	0.681	0.724	0.738	0.740	0.740	0.741	0.740	0.740
-2.8	-3.973	0.384	0.666	0.702	0.712	0.714	0.714	0.714	0.714	0.714
-2.9	-4.013	0.390	0.651	0.681	0.683	0.689	0.690	0.690	0.690	0.690
-3	-4.051	0.396	0.636	0.660	0.666	0.666	0.667	0.667	0.669	0.670

Sumber: C.T. Haan (1997)

2.3.4 Uji Kesesuaian Distribusi

Pengujian kesesuaian distribusi dilakukan untuk menilai apakah data yang tersedia sesuai dengan jenis distribusi yang digunakan. Terdapat dua metode yang umum dipakai dalam pengujian ini, yaitu uji Chi-Square dan uji Kolmogorov-Smirnov.

2.3.4.1 Uji Chi – Square

Setelah mendapatkan metode distribusi terpilih, kemudian dilakukan analisa Chi-square yang berguna untuk mengetahui apakah data tersebut dapat diterima atau tidak (Sofia et al. 2021). Uji Chi-Square merupakan metode statistik yang digunakan untuk mengevaluasi apakah terdapat hubungan antara dua atau lebih variabel berskala kategorikal. Uji ini dilakukan dengan membandingkan frekuensi hasil pengamatan dengan frekuensi yang diharapkan apabila tidak terdapat hubungan di antara variabel-variabel tersebut.

Nilai statistik Chi-Square yang dihasilkan mencerminkan sejauh mana perbedaan antara frekuensi aktual dan frekuensi yang diharapkan. Semakin besar nilai tersebut, semakin besar pula selisih antara keduanya, yang menunjukkan kemungkinan adanya keterkaitan antara variabel-variabel yang diuji.

Dalam studi hidrologi, uji Chi-Square digunakan untuk menganalisis hasil pemetaan data curah hujan pada kertas probabilitas logaritmik, dengan membandingkan distribusi teoritis dan distribusi empiris pada sumbu vertikal yang menggambarkan data curah hujan rancangan. Tahapan pelaksanaan uji Chi-Square dapat diuraikan sebagai berikut:

1. Menghitung selisih data curah hujan hasil perhitungan (X_t) dengan nilai data curah hujan hasil pengamatan (X_e)

2. Selisih dari hasil tersebut dikuadratkan setelah itu dibagi nilai setiap tahunnya kemudian dijumlahkan untuk beberapa tahun. Nilai ini adalah X^2 hitung.
3. Nilai X^2 hitung dibandingkan dengan nilai X^2_{Cr} dari tabel Chi Kuadrat dengan α dan jumlah data (n) tertentu. Apabila X^2 hitung $< X^2_{Cr}$ maka hipotesa diterima.

Tabel 2. 8 Harga Chi-Square

α derajat kepercayaan							
dk	0.995	0.99	0.975	0.95	0.05	0.025	0.01
1	0.0000393	0.000157	0.000982	0.00393	3.841	5.024	6.635
2	0.010	0.020	0.051	0.103	5.991	7.378	9.210
3	0.072	0.150	0.216	0.352	7.815	9.348	11.345
4	0.207	0.297	0.484	0.711	9.488	11.143	13.277
5	0.412	0.554	0.831	1.145	11.070	12.832	15.086
6	0.676	0.872	1.237	1.635	12.592	14.449	16.812
7	0.989	1.239	1.690	2.167	14.067	16.013	18.475
8	1.344	1.646	2.180	2.733	15.507	17.535	20.090
9	1.735	2.088	2.700	3.325	16.919	19.023	21.666
10	2.156	2.558	3.247	3.940	18.307	20.483	23.209
11	2.603	3.053	3.816	4.575	19.675	21.920	24.725
12	3.074	3.571	4.404	5.226	21.026	23.337	26.712
13	3.565	4.107	5.009	5.892	22.362	24.736	27.688
14	4.075	4.660	5.629	6.571	23.685	26.119	29.141
15	4.601	5.229	6.262	7.261	24.996	27.488	30.578
16	5.142	5.812	6.908	7.962	26.296	28.850	32.000
17	5.697	6.408	7.564	8.672	27.587	30.191	33.409
18	6.265	7.015	8.231	9.390	28.869	31.526	34.805
19	6.884	7.633	8.907	10.117	30.144	32.852	36.191
20	7.434	8.260	9.591	10.851	31.410	34.170	37.566
21	8.034	8.897	10.283	11.591	32.671	35.479	38.932
22	8.643	9.542	10.982	12.338	33.924	36.781	40.289

α derajat kepercayaan							
dk	0.995	0.99	0.975	0.95	0.05	0.025	0.01
23	9.260	10.196	11.689	13.091	36.172	38.076	41.638
24	9.886	10.856	12.401	13.848	36.415	39.364	42.980
25	10.520	11.524	13.120	14.611	37.652	40.464	44.314
26	11.160	12.198	13.844	15.379	38.885	41.923	45.642
27	11.808	12.879	14.573	16.151	40.113	43.194	46.963
28	12.461	13.565	15.308	16.928	41.337	44.461	48.278
29	13.121	14.256	16.047	17.708	42.557	45.722	49.588
30	13.787	14.953	16.791	18.493	43.773	46.979	50.892

Sumber: Soewarno (1995)

2.3.4.2 Uji Smirnov Kolmogorov

Uji Smirnov-Kolmogorov (sering pula disebut uji Kolmogorov-Smirnov) merupakan metode statistik yang digunakan untuk menguji apakah suatu sampel data berasal dari populasi yang berdistribusi normal. Selain itu, uji ini juga dapat digunakan untuk membandingkan dua sampel data guna mengetahui apakah keduanya berasal dari populasi yang sama.

Pengujian ini dilakukan dengan membandingkan antara fungsi distribusi empiris (*Empirical Distribution Function/EDF*) dari sampel dengan fungsi distribusi kumulatif teoritis (*Cumulative Distribution Function/CDF*) dari populasi. Hasil dari uji ini adalah nilai D, yaitu selisih maksimum antara EDF dan CDF, yang kemudian dibandingkan dengan nilai kritis yang ditentukan berdasarkan ukuran sampel dan tingkat signifikansi yang diinginkan.

Dalam konteks hidrologi, uji Smirnov-Kolmogorov diperoleh dari analisis grafik data curah hujan yang dipetakan pada kertas probabilitas logaritmik. Selisih antara distribusi teoritis dan empiris terlihat pada sumbu horizontal, yang mewakili nilai probabilitas. Selisih terbesar, yang disebut Δ maks, kemudian dibandingkan dengan nilai kritis (Δ kritis) yang dihitung berdasarkan jumlah data serta batas simpangan yang ditetapkan. Jika $\Delta \text{ maks} < \Delta \text{ kritis}$, maka hipotesis diterima.

Tabel 2. 9 Harga 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	0.2	0.24
50	0.15	0.17	0.19	0.23
N>50	1,07/(N0,5)	1,22/(N0,5)	1,36/(N0,5)	1,63/(N0,5)

Sumber: Soewarno (1995)

2.3.5 Analisa Curah Hujan Efektif

2.3.5.1 Metode Intensitas Durasi Frekuensi (IDF)

Metode ini disajikan dalam bentuk kurva yang menggambarkan hubungan antara durasi hujan (sebagai sumbu horizontal/absis) dan intensitas hujan (sebagai sumbu vertikal/ordinat). Kurva tersebut biasanya dilengkapi dengan beberapa grafik yang menunjukkan periode ulang atau frekuensi kejadian hujan.

Tujuan utama dari analisis Intensitas–Durasi–Frekuensi (IDF) adalah untuk memperkirakan debit puncak berdasarkan data curah hujan yang dicatat pada satu titik pengamatan (satu stasiun hujan). Data hujan yang digunakan dalam analisis ini adalah data dengan intensitas tinggi yang umumnya terjadi dalam durasi pendek, seperti hujan berdurasi 5, 10, 15 menit hingga 120 menit atau lebih. Oleh karena itu, penggunaan stasiun pencatat hujan otomatis sangat penting dalam analisis ini.

Adapun langkah-langkah dalam menyusun kurva IDF adalah sebagai berikut (Triatmodjo 2013):

1. Hujan dengan 5, 10, 15, ..., n menitan harus ditetapkan durasinya.
2. Dari hasil pencatatan data hujan secara otomatis, yang menunjukkan jumlah komulatif hujan terhadap waktu, dicatat besaran atau nilai hujan deras dengan masing-masing durasi tersebut. Selanjutnya dipilih nilai kedalaman hujan maksimum untuk setiap tahun pencatatan, sehingga dapat diperoleh sejumlah data yang mencakup seluruh tahun pencatatan.
3. Nilai kedalaman hujan pada butir 2 di atas dapat dikonversi menjadi intensitas curah hujan dengan membandingkan kedalaman hujan dan durasi hujan ($i = p/t$), dimana p merupakan nilai kedalaman hujan dan t adalah durasi hujan (5, 10, 15, ... n menit)
4. Intensitas hujan ekstrim dihitung dengan membuat hubungan antara durasi hujan untuk beberapa periode ulang dengan intensitas hujan dalam bentuk kurva.

2.3.5.2 Metode Mononobe

Sebaran hujan jam-jaman merupakan pola penyebaran curah hujan dalam selang waktu tertentu, seperti setiap satu jam atau setiap 30 menit. Informasi mengenai sebaran hujan ini sangat penting dalam kajian hidrologi karena berpengaruh terhadap besar kecilnya debit aliran sungai serta potensi terjadinya banjir di suatu wilayah.

Analisis terhadap sebaran hujan jam-jaman dapat dilakukan secara langsung menggunakan alat pencatat di lapangan. Namun, apabila data pengamatan tidak tersedia, maka perhitungan sebaran hujan jam-jaman dapat dilakukan dengan menggunakan rumus Mononobe (Guntoro, Harisuseno, and Cahya 2017) sebagai alternatif pendekatan.

$$r_t = \frac{R_{24}}{t} \left[\frac{t}{T} \right]^{\frac{2}{3}}$$

$$RT = t \times r_t - (t-1) \times r_{t-1}$$

Dimana:

r_t = Intensitas curah hujan rata-rata sampai jam ke-T (mm/jam)

T = Waktu mulai hujan sampai jam ke-T (jam)

t = Waktu konsentrasi hujan (jam)

R_{24} = Curah hujan harian yaitu curah hujan 24 jam (mm)

RT = Intensitas curah hujan pada jam ke- T (mm/jam)

2.3.5.3 Metode Alternating Block Method (Hujan Jam-jaman)

Metode *Alternating Block Method* (ABM) merupakan pendekatan yang sederhana untuk menyusun *hypetograph* rencana berdasarkan kurva IDF (Chow et al., 1988) dalam (Puji Rizki Yuli Yani, Humairo Saidah 2021). *Hypetograph* yang dihasilkan dari metode ini menggambarkan curah hujan yang terjadi dalam sejumlah interval waktu berturut-turut sebanyak n dengan durasi masing-masing sebesar Δt , sehingga total durasi hujan menjadi $T_d = n \times \Delta t$.

Kedalaman hujan = $\Delta t \cdot T_d$

Dimana:

Δt = Intensitas curah hujan untuk durasi hujan t (mm/jam)

T_d = Durasi/waktu hujan (jam)

Penambahan curah hujan pada setiap interval waktu Δt diperoleh dari selisih antara kedalaman hujan pada dua waktu yang berurutan. Selanjutnya, data kedalaman hujan tersebut disusun kembali ke dalam urutan waktu pertumbuhan hujan, dengan cara menempatkan intensitas hujan tertinggi di bagian tengah dari durasi hujan T_d . Blok-blok curah hujan lainnya kemudian diatur secara menurun secara bergantian ke sisi kanan dan kiri dari blok tengah. Dengan cara ini, *hypetograph* rencana terbentuk secara simetris.

2.3.6 Analisa Debit Banjir Rancangan

Debit banjir rancangan merupakan besarnya aliran air yang diperkirakan akan terjadi pada suatu sungai atau saluran air ketika terjadi banjir dengan frekuensi tertentu, atau dalam periode ulang tertentu, dalam rentang waktu yang telah ditentukan. Nilai debit ini menjadi acuan penting dalam proses perencanaan dan perancangan berbagai bangunan air, seperti bendungan, jembatan, saluran drainase, dan infrastruktur sejenis lainnya.

Terdapat berbagai metode yang telah dikembangkan untuk menghitung debit banjir rancangan, di antaranya adalah Hidrograf Satuan Sintetis (HSS) Nakayasu, HSS Gamma I, HSS Snyder, HSS Limantara, dan lain-lain. Dalam penelitian ini, metode yang

digunakan adalah HSS Nakayasu, karena telah teruji, terbukti dan relevan sesuai dengan karakteristik wilayah di Indonesia.

2.3.6.1 Hidrograf Satuan Sintetik (HSS) Nakayasu

Hidrograf satuan merupakan grafik limpasan langsung yang dihasilkan dari hujan efektif yang merata di seluruh Daerah Aliran Sungai (DAS) dengan intensitas konstan (diasumsikan sebesar 1 mm/jam) dalam satuan waktu tertentu (dalam hal ini digunakan interval waktu 1 jam). Selama kondisi fisik DAS tidak mengalami perubahan, maka hidrograf satuan dianggap tetap atau tidak berubah. Dalam perhitungan debit sungai, hidrograf satuan menjadi komponen penting yang perlu digunakan.

Hidrograf satuan juga dapat dimanfaatkan dengan menerapkan prinsip-prinsip tertentu untuk memperkirakan debit banjir rancangan, dengan syarat tersedianya data curah hujan dalam rentang waktu yang cukup panjang. Analisis debit banjir rancangan dilakukan dengan menggunakan hidrograf satuan berdasarkan metode Hidrograf Satuan Sintetis (HSS) Nakayasu. Hidrograf Satuan Sintetis (HSS) Nakayasu merupakan metode HSS yang ditemukan atau berasal dari negara Jepang (Damayanti, Limantara, and Haribowo 2022), dimana perhitungannya dapat dirumuskan sebagai berikut:

$$Q_p = \frac{C_A \cdot R_o}{3.6(0.3T_{0.3} + T_{0.3})}$$

Dimana:

Q_p = Debit puncak banjir ($m^3/detik$)

R_o = Hujan satuan (mm)

T_p = Tenggang waktu mulai permulaan hujan.hingga puncak banjir (jam)

$T_{0,3}$ = Waktu yang diperlukan oleh penurunan debit, mulai puncak hingga 30% dari debit pun

CA = Luas DAS (km^2)

Untuk mencari nilai T_p dan $T_{0,3}$ rumus yang digunakan adalah sebagai berikut:

T_p = $t_g + 0.8t_r$

$T_{0,3}$ = $\alpha.t_g$

T_r = $0.5t_g$ sampai t_g

Tg atau time lag merupakan waktu antara hujan sampai debit.puncak banjir (jam),
tg dihitung sesuai ketentuan:

1. Panjang alur sungai $L > 15$ km:

$$T_g = 0.4 + 0.058 L$$

2. Panjang alur sungai $L < 15$ km:

$$T_g = 0.2 \times L^{0.7}$$

Dimana:

T_g = Durasi hujan hingga mencapai puncak debit (jam)

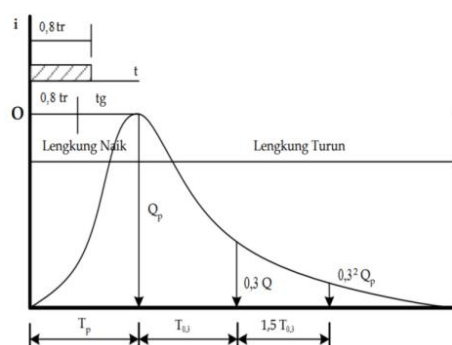
L = Panjang sungai utama

α = Parameter hidrograf, dengan:

- Pengaliran biasa (koef. $\alpha = 1$)
- Bagian naik hidrograf yang lambat dan bagian menurun yang cepat (koef. $\alpha = 1,5$)
- Bagian menurun hidrograf yang lambat dan bagian naik yang cepat (koef. $\alpha = 3$)

T_r = Satuan waktu dari curah hujan (jam)

$$= [(0,5 - 1) \times T_g]$$



Gambar 2. 4 Hidrograf Satuan Sintetis Nakayasu

Sumber : Soemarto (1987)

Menghitung besar nilai hidrograf satuan pada lengkung naik menggunakan persamaan berikut:

$$Q_p = \left(\frac{T}{T_p}\right)^{2.4}$$

Dimana:

Q_p = Limpasan sebelum mencapai debit puncak ($m^3/detik$)

T = Waktu (jam)

Untuk perhitungan garis lengkung turun yang terdiri dari tiga dapat menggunakan perhitungan sebagai berikut:

1. Jika $Q_d < 0,3Q_p$

$$Q(t) = Q_p \times 0.3^{\frac{(T-T_p)}{T_{0.33}}}$$

2. Jika $0,3Q_p > Q_d > 0,32Q$

$$Q(t) = Q_p \times 0.3^{\frac{(T-T_p+0.5T_{0.33})}{1.5 \times T_{0.33}}}$$

3. Jika $Q_d > 0,32Q_p$

$$Q(t) = Q_p \times 0.3^{\frac{(T-T_p+0.5T_{0.33})}{2 \times T_{0.33}}}$$

Perhitungan selanjutnya yaitu melakukan perhitungan hidrograf banjir dengan kala ulang melalui persamaan berikut:

$$Q_k = \sum_{i=1}^n U_i \times P_{n-(i-1)}$$

Dimana:

Q_k = Debit banjir rancangan pada jam ke - k

U_i = Ordinat hidrograf satuan ($i = 1, 2, 3 \dots, n$)

P_n = Hujan netto dalam durasi yang berurutan ($n = 1, 2, \dots, n$)

2.3.6.2 Hidrograf Satuan Sintetik (HSS) Gamma I

HSS Gamma I berasal dari Indonesia ditemukan Sri Harto berdasarkan pengamatan 300 banjir di sungai Pulau Jawa. Beberapa parameter untuk menggunakan analisis tersebut meliputi :

1. Faktor sumber (SF) adalah perbandingan jumlah panjang sungai tingkat satu dengan jumlah panjang sungai semua tingkat/ordo.
2. Frekuensi sumber (SN) adalah perbandingan jumlah pangsa sungai tingkat satu dengan pangsa sungai semua tingkat.
3. Faktor lebar (WF) adalah pengukuran antara lebar DAS di titik sungai berjarak 0,75 L dibandingkan dengan pengukuran lebar DAS di titik sungai berjarak 0,25 L dari outlet.
4. Luas DAS sebelah hulu (RUA) adalah pengukuran luas DAS di hulu garis tegak lurus garis hubung antara stasiun hidrometri/outlet dibandingkan dengan jarak terdekat titik berat DAS.
5. Faktor simetri (SIM) adalah perkalian antara faktor lebar (WF) dengan luas DAS sebelah hulu (RUA).
6. Jumlah pertemuan sungai (JN) adalah jumlah semua pertemuan sungai di DAS tersebut.
7. Kerapatan jaringan kuras (D) adalah jumlah panjang sungai semua tingkat tiap satuan luas DAS.

Hidrograf Satuan Sintetik (HSS) Gama - I terbentuk tiga komponen dasar yaitu waktu naik (Tr), debit puncak (Qp), waktu dasar (Tb), dengan persamaan :

1. Waktu puncak (Tr)

$$Tr = 0.43 \left(\frac{L}{100SF} \right)^3 + 1.0665 SIM + 1.2775$$

2. Debit puncak (Qp)

$$Qp = 0.1836 A^{0.5886} TR^{-0.4008} JN^{0.2381}$$

3. Waktu dasar (Tb)

$$Tb = 27,4132 TR^{0,1457} S^{-0,0986} SN^{0,7344} RUA^{0,2574}$$

4. Koefisien resesi

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

5. Aliran dasar (Qb)

$$QB = 0,4715 A^{0,6444} D^{0,9430}$$

Dimana:

A = Luas DAS (km²)

L = Panjang sungai (km)

SF = Faktor sumber

SIM = Faktor simetri

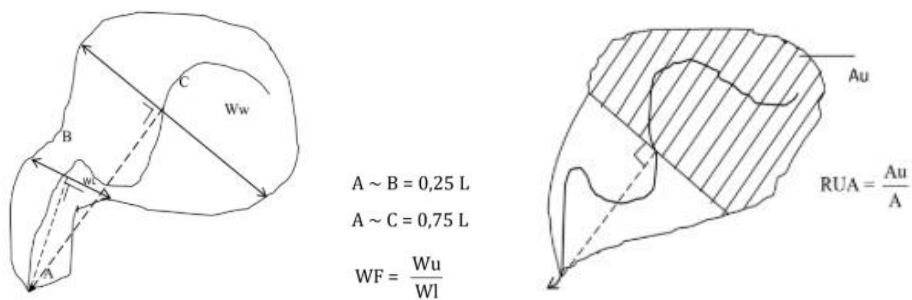
WF = Faktor lebar

JN = Jumlah pertemuan sungai

Tb = Waktu dasar (jam)

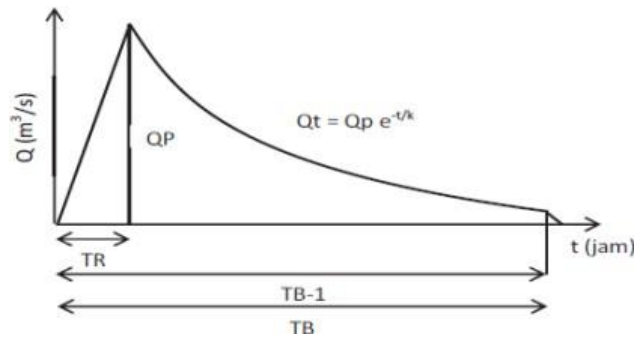
S = Landau sungai rata-rata

RUA = Luas relatif DAS bagian hulu



Gambar 2. 5 Sketsa Penentuan Faktor Lebar (WF) & RUA

Sumber : Limantara (2010)



Gambar 2. 6 Hidrograf satuan sintetik Gamma I

Sumber : Limantara (2010)

2.3.6.3 Hidrograf Satuan Sintetik (HSS) Limantara

Parameter DAS yang dipakai dalam Hidrograf Satuan Sintetis Limantara ada 5 antara lain

1. Luas DAS (A)
2. Panjang sungai utama (L)
3. Panjang sungai diukur sampai titik terdekat dengan titik berat DAS (L_c)
4. Kemiringan sungai (S)
5. Koefisien kekasaran (n)

Masing-masing parameter tersebut di atas bisa diuraikan sebagai berikut:

1. Luas DAS (A)

Luas Daerah Aliran Sungai (DAS) dapat diperkirakan dengan cara mengukur area tersebut pada peta. Jika dilihat berdasarkan satuan luas, banjir yang terjadi pada DAS yang sempit cenderung lebih besar dibandingkan dengan banjir di DAS yang lebih luas. Hal ini disebabkan karena di DAS yang kecil, air hujan lebih cepat mengalir langsung ke sungai. Sebaliknya, DAS yang lebih luas umumnya memiliki elemen seperti danau, rawa, kolam, atau tanah berpori seperti pasir yang berfungsi menahan aliran air hujan. Oleh karena itu, luas DAS sangat memengaruhi besarnya debit puncak aliran. DAS yang sempit merespons curah hujan secara berbeda dibandingkan DAS yang lebih besar, khususnya dalam hal kejadian limpasan (Montarcih, 2012).

2. Panjang sungai utama (L)

Panjang sungai (L) diukur sebagai jarak dari titik outlet hingga batas terluar daerah aliran, mengikuti jalur saluran utama. Semakin panjang suatu sungai, maka semakin jauh pula jarak antara lokasi jatuhnya hujan dan titik keluaran aliran, sehingga air hujan memerlukan waktu lebih lama untuk mencapai outlet. Kondisi ini dapat mengurangi besarnya debit banjir karena aliran air memiliki lebih banyak waktu untuk meresap atau tertahan di sepanjang jalur sungai. Dengan kata lain, semakin panjang sungai, semakin besar pula peluang terjadinya kehilangan air akibat limpasan permukaan yang tersebar (Montarcih, 2012).

3. Panjang sungai diukur sampai titik terdekat dengan titik berat DAS (Lc)

Lc merupakan panjang aliran dari outlet menuju titik berat Daerah Aliran Sungai (DAS) yang diukur sepanjang saluran utama. Parameter ini merujuk pada penelitian Gupta (1967), yang berusaha menghubungkan besar kecilnya debit puncak dengan karakteristik fisik DAS. Pada DAS yang cenderung menyempit di bagian hilir, titik berat DAS biasanya berada lebih dekat ke hulu. Meskipun nilai Lc menjadi lebih panjang, bentuk DAS yang menyempit ke hilir dapat mempercepat terjadinya debit puncak karena waktu tempuh aliran menjadi lebih singkat. Sebaliknya, pada DAS yang memiliki lebar relatif seragam dari hulu hingga hilir, titik berat DAS umumnya terletak di bagian tengah. Dalam kondisi ini, meskipun Lc lebih pendek, bentuk DAS yang melebar akan memperlambat waktu pencapaian debit puncak.

4. Kemiringan sungai (S)

Kemiringan sungai (S) mengacu pada tingkat kemiringan saluran utama sungai. Dalam penggambaran kemiringan umum Daerah Aliran Sungai (DAS), biasanya hanya kemiringan sungai utama yang diperhitungkan. Secara logis, kemiringan sungai memiliki pengaruh terhadap debit puncak (Q_p). Sungai dengan kemiringan yang lebih curam cenderung mempercepat aliran limpasan menuju sungai, sehingga puncak banjir tercapai dalam waktu yang lebih singkat. Kecepatan aliran di saluran utama sangat dipengaruhi oleh kemiringan ini, dan juga terlihat pada bagian resesi hidrograf yang mencerminkan proses pengosongan tampungan air. Bila kemiringan sungai curam, pengosongan tampungan akan berlangsung lebih cepat, membentuk kemiringan resesi hidrograf yang tajam, dan memperpendek waktu dasar hidrograf.

Namun demikian, dalam beberapa kasus, DAS yang lebih landai justru dapat menghasilkan debit puncak yang lebih besar. Taylor dan Cordery (1991) mengusulkan bahwa kemiringan sungai sebaiknya dihitung dengan asumsi aliran seragam. Berdasarkan prinsip bahwa kecepatan aliran sebanding dengan akar dari kemiringan (mengacu pada rumus Manning), maka metode perhitungan kemiringan dilakukan dengan menyetarakan segmen-segmen sungai berdasarkan akar kemiringannya. Jika suatu sungai dengan nilai kekasaran Manning yang seragam dibagi menjadi N segmen dengan masing-masing kemiringan S_i , dan aliran dalam setiap segmen memiliki kecepatan yang sama ($V_1 = V_2 = V_3 = \dots = V_N$), maka indeks kemiringan yang disederhanakan dapat dihitung dari pendekatan seperti:

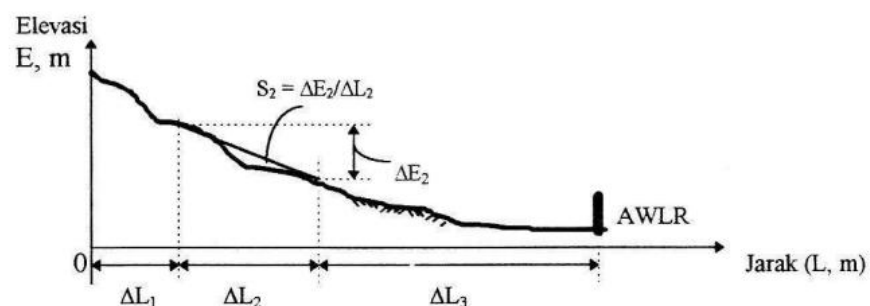
$$S = (\sum S_i / N)^2$$

$$S_i = \frac{DE}{DL}$$

Dimana:

DE = Beda elevasi dasar sungai (m)

DL = Panjang segmen sungai (m)



Gambar 2. 7 Teori Kemiringan Sungai

Sumber: Soemarto (1987, p. 136)

5. Koefisien kekasaran (n)

Di dalam DAS terdapat hutan dan beberapa bagian tegalan, sawah, dan pemukiman, yang membutuhkan perkiraan koefisien kekasaran (n). Koefisien kekasaran (n) untuk lahan pertanian dengan tanaman diperkirakan sebesar 0,035 sedangkan untuk

hutan atau semak belukar sebesar 0,07. Dengan persamaan garis linier pada 2 titik yaitu pada kondisi tidak terdapat hutan dan kondisi hutan seluruhnya, maka :

$$n = 0.035 (I + Af/A)$$

Dimana:

n = Koefisien kekasaran DAS

Af = Luas hutan

A = Luas DAS

Berdasarkan rumus tersebut, apabila seluruh wilayah DAS ditutupi oleh hutan (100% tutupan hutan), maka nilai koefisien kekasaran DAS adalah $n = 0,070$. Sebaliknya, jika tidak terdapat hutan sama sekali ($Af = 0$), maka nilai koefisien kekasaran menjadi $n = 0,035$. Hutan umumnya ditumbuhi pohon-pohon besar yang menciptakan permukaan yang cukup kasar, sehingga aliran air hujan yang terjadi di permukaan akan terhambat. Sebaliknya, lahan sawah dan tegalan yang hanya ditumbuhi tanaman kecil dinilai kurang efektif dalam menahan aliran air hujan. Hal serupa juga berlaku pada kawasan permukiman, yang dianggap tidak memiliki kekasaran yang cukup untuk memperlambat limpasan. Atas dasar pertimbangan tersebut, Chow hanya menggunakan luas tutupan hutan sebagai variabel utama dalam menentukan koefisien kekasaran DAS.

- Persamaan Debit Puncak

$$Q_p = 0.042 A^{0.451} L^{0.497} L_c^{0.356} S^{-0.131} n^{0.168}$$

Dimana:

Q_p = Debit puncak banjir hidrograf satuan ($m^3/dt/mm$)

A = Luas DAS (km^2)

L = Panjang sungai utama (km)

L_c = Panjang sungai dari outlet sampai titik terdekat dengan titik berat DAS (km)

S = Kemiringan sungai utama

n = Koefisien kekasaran DAS 0,042 = koefisien untuk konversi satuan ($m^{0,25}/dt$)

- Persamaan Kurva Naik

$$Q_n = Q_p \cdot \left[\left(\frac{t}{T_p} \right) \right]^{1.107}$$

Dimana:

Q_n = Debit pada persamaan kurva naik ($m^3/dt/mm$)

T = Waktu hidrograf (jam)

T_p = Waktu naik hidrograf atau waktu mencapai puncak hidrograf (jam)

- Persamaan Kurva turun

$$Q_t = Q_p \cdot 10^{0.175(T_p-t)} \left[\left(\frac{t}{T_p} \right) \right]^{1.107}$$

Dimana:

Q_t = Debit pada persamaan kurva turun ($m^3/dt/mm$)

Q_p = Debit puncak hidrograf satuan ($m^3/dt/mm$)

T_p = Waktu naik hidrograf atau waktu mencapai puncak hidrograf (jam)

t = Waktu hidrograf (jam) 0,175= koefisien untuk konversi satuan ($dt-1$)

2.3.6.4 Hidrograf Satuan Sintetik (HSS) ITB 1 & ITB 2

Untuk menganalisis hidrograf satuan sintetis pada suatu DAS dengan cara ITB perlu diketahui beberapa komponen penting pembentuk hidrograf satuan sintetis berikut:

1. Tinggi dan Durasi Hujan Satuan.

Tinggi hujan satuan yang umum digunakan adalah 1 inchi atau 1 mm. Durasi hujan satuan umumnya diambil $T_r = 1$ jam, namun dapat dipilih durasi lain asalkan dinyatakan dalam satuan jam (misal 0.5 jam, 10 menit = 1/6 jam). Jika durasi data hujan semula dinyatakan dalam 1 jam, jika diinginkan melakukan perhitungan dalam interval 0.5 jam, maka tinggi hujan setiap jam harus dibagi 2 dan didistribusikan dalam interval 0.5 jam.

2. Time Lag (TL), Waktu Puncak (Tp) dan Waktu Dasar (Tb),

Dari karakteristik fisik DAS dapat dihitung dua elemen -elemen penting yang akan menentukan bentuk dari hidrograf satuan itu yaitu 1) Time Lag (TL), 2) Waktu puncak (Tp) dan waktu dasar (Tb). Selain parameter fisik terdapat pula parameter non-fisik yang digunakan untuk proses kalibrasi.

a. Time Lag (TL)

Rumus standard untuk Time lag yang digunakan adalah penyederhanaan dari rumus Snyder sebagai berikut:

$$T_L = C_t 0.81225 L^{0.6}$$

Dimana:

T_L = Time lag (jam)

C_t = Koefisien waktu (untuk proses kalibrasi)

L = Panjang sungai (km).

Koefisien C_t diperlukan dalam proses kalibrasi harga T_p . Harga standar koefisien C_t adalah 1.0, jika T_p perhitungan lebih kecil dari T_p pengamatan, harga diambil $C_t > 1.0$ agar harga T_p membesar. Jika T_p perhitungan lebih besar dari T_p pengamatan, harga diambil $C_t < 1.0$ agar harga T_p akan mengecil. Proses ini diulang agar T_p perhitungan mendekati T_p pengamatan

b. Waktu Puncak (Tp)

Waktu puncak T_p didefinisikan sebagai berikut

$$T_p = T_L + 0.50 T_r$$

Dimana:

T_p = Waktu Puncak (Jam)

T_L = Time lag (Jam)

T_r = Satuan Durasi Hujan (jam)

c. Waktu Dasar (Tb)

3. Bentuk Hidrograf Satuan dan
4. Debit Puncak Hidrograf Satuan

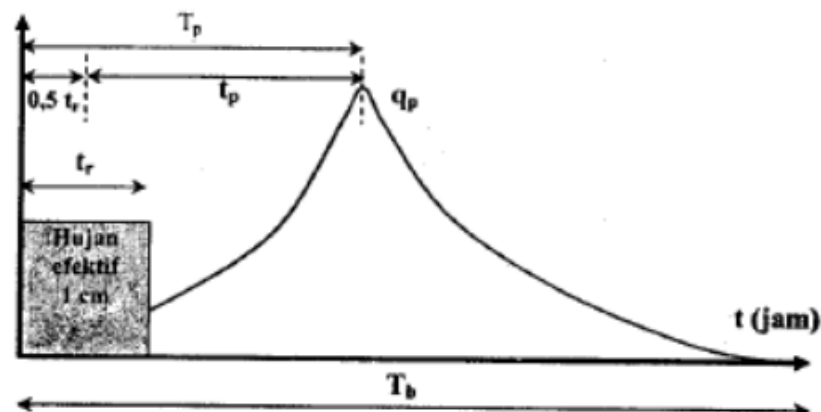
2.3.6.5 Hidrograf Satuan Sintetik (HSS) Snyder

Snyder (1938) mendapatkan dan mengembangkan hidrograf satuan DAS di Amerika Serikat yang berukuran 30 sampai 30.000 km² dengan menghubungkan unsur-unsur hidrograf satuan dengan karakteristik DAS akibat hujan 1 cm. Unsur-unsur hidrograf satuan yang dimaksud adalah:

1. Debit puncak (Q_p)
2. Waktu dasar (T_b)
3. Durasi hujan (T_r)

Karakteristik DAS yang dimaksud adalah:

1. Luas DAS (A)
2. Panjang aliran utama (L)
3. Jarak antara titik berat DAS dengan outlet yang diukur di sepanjang aliran utama (L_c)



Gambar 2. 8 Bagian-bagian HSS Snyder

Sumber: Kaimana (2010)

2.3.6.6 Hidrograf Satuan Sintetik (HSS) SCS

HSS metode *Soil Conservation Service* USDA menggunakan spesifikasi rerata unit hidrograf didasarkan analisis ekstensif data terukur dan evaluasi data di sejumlah DAS. HSS SCS memperoleh persamaan nilai puncak debit sebagai berikut :

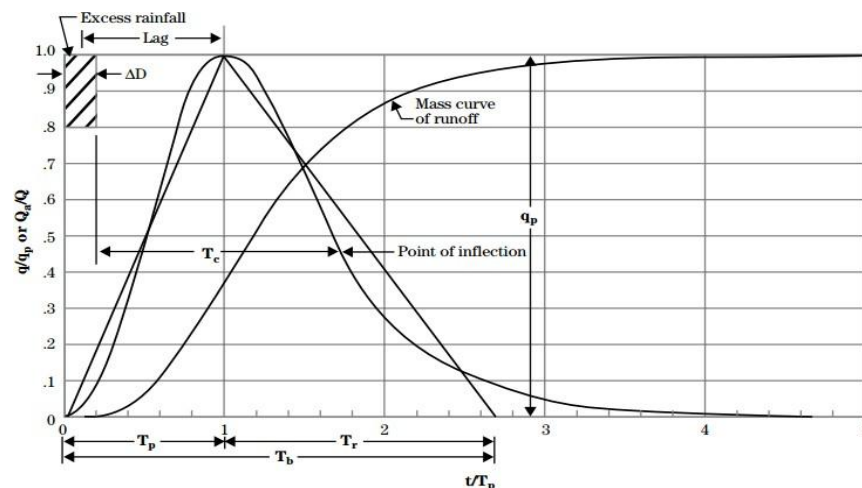
$$Q_p = \frac{2.08 \times A}{tp}$$

Penentuan bentuk hidrograf satuann waktu untuk mencapai puncak debit dihitung menggunakan persamaan sebagai berikut:

$$T_p = \frac{t_r}{2} + T_L$$

T_L adalah waktu untuk mencapai nilai puncak debit dan T_r adalah durasi hujan efektif, nilai T_L dihitung menggunakan nilai CN dengan persamaan berikut :

$$T_L = \frac{L^{0.8} (2540 - 22.8CN)^{0.7}}{14.104 CN^{0.7} \times S^{0.5}}$$



Gambar 2. 9 Hidrograf Satuan Sintetis SCS

Sumber: USDA, *National Engineering Handbook* Cha. 16 (2007)

2.4 Sistem Informasi Geografis (*Geographic Information System*)

Menurut Peraturan Pemerintah No.33 Tahun 1970 tentang Perencanaan Hutan, Daerah Aliran Sungai adalah suatu daerah yang bentuk dan sifat alamnya sedemikian rupa, sehingga merupakan suatu kesatuan dengan sungai dan anak sungainya yang melalui daerah tersebut dalam fungsi menampung air yang berasal dari curah hujan dan sumber air lainnya, penyimpanannya serta pengalirannya dihimpun dan ditata

berdasarkan hukum alam sekelilingnya demi keseimbangan daerah tersebut. Sosrodarsono & Takeda (1993) menyatakan bahwa DAS adalah daerah tempat presipitasi yang akan terpusat ke sungai, dan dibatasi oleh garis batas daerah-daerah aliran yang berdampingan. Luas daerah aliran diperkirakan dengan mengukur daerah tersebut pada peta topografi. Untuk menentukan batas daerah aliran sungai ini terdapat dua metode, yaitu metode konvensional dan metode dengan bantuan software GIS (*Geographic Information System*). Pada penelitian ini yang digunakan adalah software Arcgis 10.4.

2.5 HEC-RAS (Hydrologic Engineering Center's River Analysis System)

HEC-RAS adalah perangkat lunak yang dikembangkan oleh *Hydrologic Engineering Center (HEC)*, sebuah divisi dari *Institute for Water Resources (IWR)* yang berada di bawah naungan *US Army Corps of Engineers (USACE)*. Versi yang digunakan dalam penelitian ini adalah HEC-RAS 6.6, yang berfungsi sebagai alat pemodelan aliran satu dimensi (1-D) maupun dua dimensi (2-D), baik untuk aliran permanen maupun tidak permanen. Selain itu, perangkat lunak ini juga dilengkapi fitur analisis transportasi sedimen, desain bangunan air, serta evaluasi kualitas air. HEC-RAS sangat cocok digunakan untuk menganalisis routing aliran banjir.

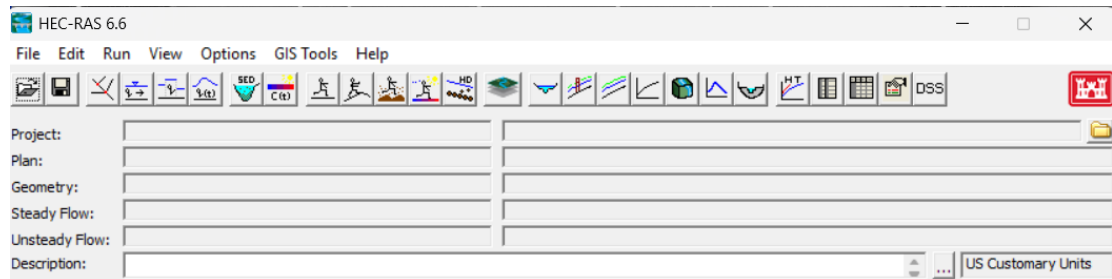
Penggunaan HEC-RAS dalam studi ini dimaksudkan sebagai alat bantu dalam menganalisis kapasitas tampungan serta pola genangan banjir. Analisis yang dilakukan mencakup dua jenis aliran, yaitu aliran steady dan aliran unsteady. Aliran steady merupakan aliran di mana debit pada setiap penampang bersifat konstan dari waktu ke waktu. Aliran ini terbagi menjadi dua jenis, yaitu uniform flow (aliran seragam) dan non-uniform flow (aliran tak seragam). Sementara itu, aliran unsteady adalah aliran di mana debitnya berubah-ubah dari waktu ke waktu pada suatu penampang tertentu.

HEC-RAS telah dirancang untuk dijalankan pada sistem operasi Windows, sehingga proses input data, seperti geometri jaringan atau batasan model, serta tampilan hasil analisisnya, dapat dioperasikan secara praktis dan aplikatif untuk mendukung proses kerja berikutnya.

Secara umum, ruang lingkup pemodelan matematis dalam HEC-RAS mencakup:

1. Skematisasi sistem jaringan eksisting
2. Pemilihan boundary condition serta initial conditi

3. Running desain sistem atau model dengan alternatif yang bermacam
4. Evaluasi dari hasil running



Gambar 2. 10 Tampilan Software HEC-RAS 6.6

Sumber : HEC-RAS 6.6 (2025)

2.5.1 Permodelan Aliran 1 Dimensi (1D)

Pemodelan aliran satu dimensi menggunakan perangkat lunak HEC-RAS (*Hydrologic Engineering Center's River Analysis System*) merupakan suatu pendekatan yang digunakan untuk mensimulasikan serta menganalisis pergerakan aliran air di suatu wilayah, dengan mempertimbangkan arah aliran secara horizontal maupun vertikal. HEC-RAS sendiri dikembangkan oleh *Hydrologic Engineering Center (HEC)* dan difokuskan untuk kajian sistem sungai serta saluran air.

Dalam pemodelan satu dimensi ini, HEC-RAS menggunakan *implicit finite differences*, dan diselesaikan secara numerik menggunakan teknik literasi Newton-Raphson. Model tersebut berhasil dan menghasilkan efek yang diinginkan dalam pengujian. Namun, osilasi numerik dapat terjadi ketika aliran pada satu node, yang membatasi *finite difference*, berada didalam *banks* dan aliran di node lain tidak terkena dampaknya (Nadida 2020).

Metode numerik yang diterapkan dalam HEC-RAS adalah metode volume hingga (*finite volume method*), yang memiliki sejumlah keunggulan, seperti sifat konservatif dan kemampuan untuk menangani bentuk geometri yang sederhana maupun kompleks secara fleksibel. Metode ini juga menghitung nilai rata-rata integral dalam volume referensi, memungkinkan penggunaan mesh atau titik komputasi yang tidak terstruktur secara lebih umum.

Beberapa prinsip utama dalam pemodelan aliran satu dimensi ini mencakup representasi yang lebih rinci terhadap dinamika aliran sungai, serta perhitungan yang mempertimbangkan pengaruh elevasi dan morfologi saluran terhadap gerakan air. Model ini memungkinkan analisis yang lebih komprehensif terhadap potensi risiko banjir, perubahan pola aliran, serta dampak hidrologis lainnya di suatu kawasan.

Penerapan HEC-RAS dalam pemodelan aliran dua dimensi memberikan manfaat signifikan dalam memahami perilaku aliran air di wilayah dengan kondisi topografi yang kompleks, seperti pada daerah aliran sungai. Model ini juga dapat digunakan sebagai dasar dalam perencanaan strategi mitigasi banjir, pengelolaan sumber daya air, serta perancangan infrastruktur pengendali banjir.

2.5.2 Batas Kondisi pada Unsteady Flow

Dalam pemodelan aliran pada suatu segmen sungai, terdapat N titik komputasi (node) yang saling terhubung membentuk $N-1$ sel beda hingga. Dari setiap sel ini, dapat dikembangkan $2N-2$ persamaan beda hingga. Namun, karena terdapat $2N$ variabel tak diketahui (dua pada setiap node), maka dibutuhkan dua persamaan tambahan untuk menyelesaikan sistem tersebut secara matematis.

Kedua persamaan tambahan tersebut berasal dari kondisi batas di kedua ujung segmen sungai. Untuk kondisi aliran subkritis, nilai batas diperlukan baik di bagian hulu maupun hilir sungai agar perhitungan dapat diselesaikan secara lengkap.

2.5.3 Upstream Boundary Condition

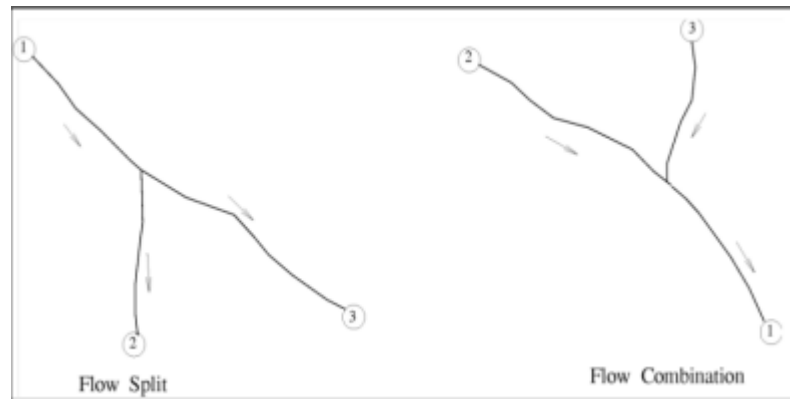
Kondisi batas hulu diperlukan pada bagian paling atas dari suatu jangkauan sungai yang tidak terhubung dengan jangkauan lain atau dengan kawasan penyimpanan (*storage*) lainnya. Kondisi ini umumnya dinyatakan dalam bentuk hidrograf aliran, yaitu hubungan antara debit aliran dan waktu.

Persamaan hidrograf aliran yang digunakan untuk jangkauan ke- m dinyatakan sebagai berikut:

$$\Delta Q_k^{n+1} = Q_k^n - Q_k$$

Dimana k adalah simpul jangkauan hulu m . Bentuk beda hingga (2-26) adalah:

$$MU Q_m \Delta d Q_k = MU B_m$$



Gambar 2. 11 Pemisahan dan Kombinasi Aliran

Sumber : US Army Corps of Engineers (2023)

2.5.4 Downstream Boundary Condition

Kondisi batas hilir diperlukan pada ujung hilir seluruh jangkauan yang tidak terhubung dengan jangkauan atau daerah penyimpanan lainnya. Empat jenis kondisi batas hilir dapat ditentukan:

1. Stage Hydrograph

Stage hydrograph adalah hubungan elevasi muka air dengan waktu yang digunakan pada kondisi hilir sungai yang permukaan airnya dipengaruhi oleh fluktuasi pasang surut air laut. Pada langkah waktu $(n+1) \Delta t$, *boundary condition* dari *stage hydrograph* diberikan seperti berikut:

$$\Delta Z_n = Z_N^{n+1} - Z_N^n$$

Bentuk beda hingga Persamaan (2-28) adalah:

$$CDZ_m \Delta Z_N = CBD_m$$

2. Flow Hydrograph

Flow hydrograph digunakan pada kondisi batas hilir jika data pengukuran tersedia dan model sedang dikalibrasi untuk kejadian banjir tertentu. Pada langkah waktu $(n+1) \Delta t$, *boundary condition* dari *flow hydrograph* diberikan beda hingga sebagai berikut:

$$CDQ_m \Delta Q_N = CBD_m$$

3. *Single-Valued Rating Curve*

Single valued rating curve adalah fungsi monoton dari tahapan dan aliran. Kurva ini dapat digunakan secara akurat untuk menggambarkan hubungan tahapan aliran air terjun bebas, atau struktur kontrol hidrolis seperti saluran pelimpah dan bendungan. Saat menggunakan boundary condition ini pada aliran alami, diharuskan untuk berhati-hati. Jika sungai memiliki rating curve yang melingkar, maka menggunakan single valued rating curve akan menimbulkan kesalahan. Untuk mengurangi kesalahan yang timbul, maka dapat memindahkan boundary condition ke hilir wilayah penelitian. Pada waktu $(n+1) \Delta t$, *boundary condition* diberikan seperti berikut:

$$Q_N + \Theta \Delta Q_N = D_{k-1} + Q_N - \Theta \Delta Q_N$$

4. *Normal Depth*

Penggunaan persamaan Manning dengan memasukkan kemiringan gesekan menghasilkan tahap yang dianggap kedalaman normal jika ada kondisi aliran yang seragam. Karena kondisi aliran yang seragam biasanya tidak terdapat pada sungai alami, kondisi batas ini harus digunakan cukup jauh di bagian hilir dari wilayah penelitian sehingga tidak mempengaruhi hasil di wilayah penelitian. Persamaan Manning dapat ditulis sebagai:

$$Q = K (S_f)^{0.5}$$

Dimana:

K = Alat angkut

S_f = Kemiringan gesekan

2.6 Mitigasi Bencana Banjir

Berdasarkan Undang-Undang Nomor 24 Tahun 2007, mitigasi diartikan sebagai serangkaian upaya yang bertujuan untuk mengurangi risiko bencana, baik melalui pembangunan fisik maupun peningkatan kesadaran serta kemampuan dalam menghadapi potensi ancaman bencana.

Mitigasi bencana banjir secara khusus ditujukan untuk mengurangi dampak yang ditimbulkan oleh banjir, melalui pengendalian debit aliran serta peningkatan kesadaran dan kapasitas masyarakat dalam menghadapi ancaman banjir. Secara umum, langkah

mitigasi ini dilakukan melalui pembangunan infrastruktur pengendali banjir, peningkatan kapasitas sistem aliran (sistem pembawa), serta penerapan langkah-langkah pencegahan yang mencakup pengelolaan tata guna lahan dan wilayah rawan banjir.

Pelaksanaan mitigasi banjir secara esensial melibatkan berbagai disiplin ilmu, antara lain hidrologi, teknik sungai, hidrolika, transportasi sedimen, dan lainnya. Keberhasilan upaya mitigasi ini juga sangat bergantung pada faktor-faktor non-teknis, seperti aspek sosial, ekonomi, lingkungan, hukum, serta kelembagaan.

Secara prinsip, strategi mitigasi bencana banjir harus dilakukan secara menyeluruh dan mempertimbangkan berbagai aspek untuk memperoleh sistem yang paling optimal sesuai dengan karakteristik wilayah yang bersangkutan. Berdasarkan lokasi pelaksanaannya, kegiatan mitigasi banjir dapat diklasifikasikan menjadi dua kelompok kegiatan, yaitu:

1. Bagian Hulu

Di bagian hulu daerah aliran sungai (DAS), upaya mitigasi dapat dilakukan melalui pembangunan infrastruktur pengendali, seperti bendung pengendali banjir yang berfungsi untuk memperlambat waktu kedatangan banjir serta menurunkan besarnya debit banjir. Selain pembangunan fisik, langkah mitigasi juga mencakup kegiatan penghijauan di wilayah hulu DAS yang mengalami kerusakan. Penghijauan ini bertujuan untuk mengurangi limpasan permukaan, mengendalikan debit puncak banjir, serta menanggulangi erosi, sehingga dapat meminimalkan sedimentasi atau pendangkalan di bagian tengah dan hilir sungai. Di samping itu, penegakan hukum terhadap pemanfaatan tata ruang juga perlu dilakukan secara tegas, agar wilayah tangkapan air tidak berubah menjadi lahan kritis.

2. Bagian Hilir

Di bagian hilir daerah aliran sungai (DAS), mitigasi bencana banjir dapat dilakukan melalui berbagai upaya teknis, seperti perbaikan alur sungai, pembangunan kanal, kanal banjir, normalisasi sungai, serta pembangunan tanggul dan infrastruktur pendukung lainnya. Selain langkah fisik, juga diperlukan pendekatan non-teknis berupa penegakan hukum agar masyarakat mematuhi ketentuan tata ruang dan pola budidaya yang sesuai di wilayah dataran banjir. Upaya mitigasi lainnya mencakup penyusunan jalur

evakuasi bagi daerah yang berpotensi terdampak banjir, serta pelaksanaan edukasi dan penyuluhan kepada masyarakat melalui berbagai media. Tujuan dari kegiatan ini adalah untuk meningkatkan pemahaman, kesadaran, serta peran aktif masyarakat dalam menghadapi dan mengurangi risiko banjir.

Sementara itu, dari segi teknis, upaya mitigasi bencana dapat dilaksanakan melalui tiga pendekatan, yaitu pendekatan fisik (struktural), non-fisik (non-struktural), serta kombinasi antara keduanya. Masing-masing pendekatan tersebut dapat diwujudkan melalui berbagai kegiatan sebagai berikut:

1. Kegiatan Fisik (Struktur)

Kegiatan struktural dalam mitigasi bencana banjir merujuk pada upaya-upaya yang melibatkan pembangunan atau pemanfaatan infrastruktur fisik guna mengurangi risiko dan dampak yang ditimbulkan oleh banjir. Struktur-struktur ini dirancang untuk mengatur aliran air, menurunkan tekanan air, serta melindungi wilayah-wilayah yang rentan terhadap genangan. Adapun beberapa bentuk kegiatan mitigasi struktural meliputi:

- a. Pembangunan waduk atau bendungan, yang tidak hanya berfungsi sebagai sarana pengendalian banjir, tetapi juga dimanfaatkan untuk keperluan irigasi pertanian, pembangkit tenaga listrik, pariwisata, dan fungsi lainnya.
- b. Pembangunan tanggul di sepanjang tepi sungai, khususnya di wilayah yang rawan banjir, bertujuan untuk menahan limpasan air sungai agar tidak mengalir ke daerah dataran banjir pada saat debit meningkat.
- c. Pembangunan kanal, yang berfungsi menurunkan muka air di daerah aliran sungai (DAS) dengan menambah kapasitas aliran dan/atau mengalihkan arah aliran sungai ke jalur lain yang lebih aman.
- d. Pembangunan polder, yaitu sistem pengelolaan air yang digunakan untuk mengumpulkan dan memindahkan air dari wilayah dengan elevasi rendah ke tempat yang lebih tinggi, biasanya dengan bantuan pompa mekanis.
- e. Pelurusan sungai, dilakukan untuk meningkatkan efisiensi aliran dan mempercepat pengaliran air ke hilir atau ke muara, sehingga dapat mengurangi potensi genangan di hulu.

2. Kegiatan Non-Struktur

Kegiatan non-struktural dalam mitigasi bencana banjir mencakup berbagai upaya yang tidak melibatkan pembangunan fisik atau struktur, namun lebih menitikberatkan pada pendekatan holistik yang bersifat preventif, manajerial, dan edukatif. Tujuannya adalah untuk mengurangi risiko serta dampak banjir secara berkelanjutan dan partisipatif. Beberapa contoh kegiatan non-struktural antara lain:

- a. Konservasi tanah dan air di wilayah hulu sungai guna mengurangi limpasan permukaan, mengendalikan debit puncak, serta menanggulangi erosi yang dapat menyebabkan sedimentasi di dasar sungai.
- b. Perencanaan tata ruang dan pengelolaan wilayah dataran banjir, melalui pendekatan rekayasa dan zonasi untuk meminimalkan potensi risiko, kerugian, dan dampak ketika banjir terjadi.
- c. Penyediaan perangkat sistem peringatan dini di wilayah rawan banjir agar masyarakat dapat melakukan evakuasi secara cepat sebelum bencana melanda.
- d. Penerapan sistem prakiraan dan peringatan dini berbasis teknologi dan data untuk mendukung respons cepat dan penanganan banjir yang lebih efektif.
- e. Penguatan peran individu, swasta, dan kelompok masyarakat dalam melakukan upaya penanggulangan banjir secara lokal, seperti pemeliharaan saluran air atau sistem peringatan komunitas.
- f. Pengawasan dan penegakan hukum terhadap masyarakat dalam mematuhi aturan pemanfaatan tata ruang serta pola budidaya di wilayah dataran banjir dan hulu DAS.
- g. Penetapan dan penegakan batas sempadan sungai, sesuai dengan peraturan daerah yang mengatur zonasi sempadan sungai untuk menjaga fungsi sungai dan mengurangi risiko banjir.

- h. Penyuluhan dan edukasi masyarakat mengenai potensi dan dampak banjir melalui berbagai media, dengan tujuan meningkatkan pemahaman, kesadaran, dan partisipasi aktif masyarakat.
- i. Penyusunan peta rawan banjir, termasuk zonasi dan pola pemanfaatan wilayah berdasarkan tingkat kerawanan terhadap genangan, untuk mendukung perencanaan dan pengambilan keputusan yang lebih tepat sasaran.

3. Kombinasi kegiatan Struktur dan Non Struktur

Setiap upaya mitigasi struktural, baik berupa pembangunan infrastruktur fisik maupun sarana lainnya, dapat diterapkan secara mandiri atau dikombinasikan dengan pendekatan non-struktural. Kombinasi antara pendekatan struktural dan non-struktural ini membentuk suatu sistem pengendalian banjir yang menyeluruh dan terintegrasi. Tujuan dari integrasi kedua pendekatan tersebut adalah untuk meminimalkan dampak yang ditimbulkan oleh banjir, meskipun secara realistis tidak dapat sepenuhnya menghilangkan risiko banjir secara total.

2.7 Penelitian Terdahulu

No	Penulis	Judul	Tahun Terbit	Tujuan	Hasil Penelitian
1.	Alza Abyuliani, Ahmad Zakaria, dan Atika Sari	“Pemodelan Genangan Banjir Sebagai Upaya Mitigasi Bencana Menggunakan HEC-RAS (Studi	2025	memvisualisasikan area tergenang dan kedalaman banjir pada Sungai Kelekar dengan periode ulang 2, 5, 10, 25, 50, dan 100 tahun, menganalisis luasan genangan akibat meluapnya sungai, serta mengidentifikasi	Hasil penelitian menunjukkan bahwa kedalaman genangan banjir terbagi ke dalam tiga kelas, yaitu rendah ($<0,76$ m), sedang ($0,76-1,5$ m), dan tinggi ($>1,5$ m). Luasan genangan banjir meningkat seiring periode ulang, mulai dari 564,13

		Kasus: Sungai Kelekar Kota Prabumulih)		upaya banjir mitigasi	hektar dengan debit puncak 116,07 m ³ /s pada kala ulang 2 tahun hingga 690,55 hektar dengan debit puncak 274,45 m ³ /s pada kala ulang 100 tahun. Penelitian ini juga menyarankan beberapa langkah mitigasi yang dapat dilakukan, antara lain peningkatan tinggi dan kekuatan tanggul, penanaman pohon serta vegetasi di sepanjang sungai, pembangunan infrastruktur seperti drainase, kolam retensi, bendungan, dan waduk terutama di kawasan pemukiman padat, serta pemanfaatan hasil pemodelan sebagai data pendukung analisis spasial lanjutan untuk perencanaan jalur evakuasi masyarakat.(Abyulia
--	--	--	--	-----------------------------	--

					ni, Zakaria, and Sari 2025)
2.	Hindrawan Tri Wibowo, Linda Prasetyorini, M. Amar Sajali	Upaya Mitigasi Bencana Banjir Sungai Tidu Kabupaten Pasuruan	2025	menentukan debit banjir rancangan pada kala ulang 2, 25, dan 50 tahun, mengetahui sebaran luas serta kedalaman genangan banjir akibat luapan Sungai Tidu, serta memberikan rekomendasi upaya mitigasi bencana banjir baik secara struktural (normalisasi sungai, pembangunan tanggul) maupun non-struktural (sistem peringatan dini).	Melalui analisis hidrologi dengan metode Hidrograf Satuan Sintetis (HSS) Nakayasu, diperoleh debit banjir rancangan masing-masing sebesar $Q_2 = 79,89 \text{ m}^3/\text{det}$, $Q_{25} = 122,48 \text{ m}^3/\text{det}$, dan $Q_{50} = 132,59 \text{ m}^3/\text{det}$. Hasil pemodelan dua dimensi (2D) menggunakan aplikasi HEC-RAS menunjukkan bahwa genangan banjir meliputi 17 hingga 19 kelurahan dengan luas genangan mencapai 175,79 hektare pada kala ulang 2 tahun, 284,58 hektare pada kala ulang 25 tahun, dan 312,70 hektare pada kala ulang 50 tahun. Rekomendasi mitigasi struktural yang diusulkan

					adalah normalisasi sungai sepanjang 8,10 km serta pembangunan tanggul sepanjang 8,57 km di sisi kiri sungai dan 7,94 km di sisi kanan sungai, yang terbukti mampu mereduksi banjir pada kala ulang 25 dan 50 tahun. Sementara itu, mitigasi non-struktural berupa penerapan sistem peringatan dini dengan sensor hujan, sensor tinggi muka air pada AWLR Warungdowo, serta sirine dan lampu rotary di wilayah rawan banjir juga direkomendasikan untuk meningkatkan kesiapsiagaan masyarakat. Hasil penelitian ini menegaskan bahwa kombinasi mitigasi struktural dan non-struktural dapat
--	--	--	--	--	---

					secara efektif mengurangi risiko banjir Sungai Tidu di Kabupaten Pasuruan (Wibowo, Linda Prasetyorini, and M. Amar Sajali 2025).
3.	Ilham Rahadiyitno dan Vita Ayu Kusuma Dewi	“Analisis Kapasitas Sungai Tengin di Kabupaten Penajam Paser Utara, Ibu Kota Nusantara, Sebagai Alternatif Penanggulangan Banjir”	2025	menganalisis potensi banjir di Kecamatan Sepaku, Kabupaten Penajam Paser Utara, yang merupakan bagian dari wilayah Ibu Kota Nusantara (IKN), sekaligus mengusulkan solusi mitigasi yang efektif untuk mendukung pembangunan yang aman dan berkelanjutan. Penelitian ini menggunakan data curah hujan selama 30 tahun (1992–2021) dari tiga stasiun hujan serta analisis Hidrograf Satuan Sintetis (HSS) Nakayasu	Hasil penelitian menunjukkan bahwa kapasitas penampang Sungai Tengin saat ini tidak mampu menampung debit banjir dengan periode ulang 50 tahun, sehingga berpotensi menyebabkan luapan terutama di bagian tengah sungai dan menggenangi Jalan Negara dengan ketinggian hingga 1 meter. Untuk itu, peneliti merekomendasikan beberapa upaya mitigasi, yaitu normalisasi sungai melalui pengerukan dan pelebaran penampang, pembangunan

				untuk menghitung debit banjir rencana, kemudian dilanjutkan dengan simulasi hidraulika menggunakan perangkat lunak HEC-RAS.	tanggul setinggi 3 meter di titik rawan, serta peninggian jalan utama minimal 1,5 meter untuk menjaga aksesibilitas. Kesimpulannya, kombinasi upaya tersebut dapat secara signifikan mengurangi risiko banjir di kawasan strategis IKN sekaligus mendukung pembangunan yang tangguh terhadap bencana (Rahadiyitno and Dewi 2025).
4.	R. Haryo Brianta ma, Ery Suhartanto, dan Muhamamad Amar Sajali	“Analisis Hidrologi dan Hidrolika Sungai untuk Pemodelan Banjir Sebagai Upaya Mitigasi Bencana pada Sungai	2025	menganalisis penyebab genangan banjir pada Sungai Kali Surabaya dengan berbagai kala ulang debit banjir rancangan serta menyusun pemodelan banjir menggunakan HEC-RAS 2D untuk mendukung mitigasi bencana	Analisis hidrologi menghasilkan debit rancangan dengan kala ulang 2 tahun sebesar 164,453 m³/det, 5 tahun sebesar 341,107 m³/det, 10 tahun sebesar 458,068 m³/det, 25 tahun sebesar 605,848 m³/det, dan 50 tahun sebesar 715,479 m³/det. Hasil simulasi

		Kali Surabaya”		berupa perancangan jalur evakuasi.	hidrolika dengan HEC-RAS menunjukkan luas genangan banjir mencapai 79 ha pada kala ulang 2 tahun, 199 ha pada kala ulang 5 tahun, 311 ha pada kala ulang 10 tahun, 403 ha pada kala ulang 25 tahun, dan 478 ha pada kala ulang 50 tahun. Berdasarkan analisis tingkat bahaya banjir, wilayah yang terdampak dikategorikan ke dalam tingkat bahaya rendah, sedang, dan tinggi dengan total area genangan yang cukup luas di beberapa kecamatan. Sebagai bentuk mitigasi, penelitian ini menghasilkan peta jalur evakuasi yang mencakup 25 titik kumpul awal dan 5 titik akhir evakuasi yang tersebar di tujuh
--	--	----------------	--	------------------------------------	---

					kecamatan sepanjang Kali Surabaya. Hasil penelitian ini menekankan pentingnya pemodelan hidrologi-hidrolika serta perencanaan jalur evakuasi yang sistematis untuk mengurangi risiko banjir di kawasan perkotaan Surabaya (Briantama and Suhartanto 2025).
5.	Saeful Mukarom, Chandra Afriade Siregar, dan A. Andini Radisy Pratiwi	“Pemodelan Hidrologi dan Hidrolika untuk Mitigasi Banjir (Studi Kasus di Daerah Aliran Sungai Citanduy Hulu Kecamatan	2025	Tujuan penelitian ini adalah untuk menganalisis potensi banjir di wilayah Kecamatan Panumbangan, Kabupaten Ciamis, dengan menggunakan pemodelan hidrologi dan hidrolika berbasis perangkat lunak HEC-HMS dan HEC-RAS, serta merumuskan strategi mitigasi	Hasil analisis hidrologi menggunakan HEC-HMS menunjukkan debit banjir rencana sebesar 383,6 m ³ /det pada kala ulang 2 tahun, 2.556,9 m ³ /det pada 5 tahun, 2.942,8 m ³ /det pada 10 tahun, 3.289 m ³ /det pada 20 tahun, 3.396,1 m ³ /det pada 25 tahun, dan 3.709,8 m ³ /det pada 50 tahun. Analisis hidrolika dengan HEC-RAS

		Panumbangan Kabupaten Ciamis)”		yang efektif baik secara struktural maupun non-struktural.	memperlihatkan bahwa luapan banjir terjadi di beberapa desa, yaitu Desa Payungagung, Sindangherang, Kertaraharja, Tanjungmulya, Panumbangan, dan Medanglayang. Berdasarkan hasil tersebut, strategi mitigasi yang direkomendasikan meliputi pembangunan tanggul sepanjang 9.440 meter dengan ketinggian rata-rata 6,39 meter, normalisasi sungai pada titik-titik rawan luapan, serta pendekatan non-struktural berupa pengelolaan daerah resapan air, penerapan sistem peringatan dini, penataan tata ruang, dan edukasi masyarakat.
--	--	--------------------------------	--	--	---

					Penelitian ini menegaskan bahwa integrasi model hidrologi dan hidrolika dapat memberikan gambaran komprehensif mengenai potensi banjir sekaligus menjadi dasar pengambilan keputusan dalam perencanaan mitigasi bencana di DAS Citanduy Hulu (Chandra Afriade Siregar 2025).
--	--	--	--	--	---