

BAB 2. TINJAUAN PUSTAKA

2.1 Daerah Aliran Sungai (DAS)

Daerah Aliran Sungai (DAS) adalah suatu wilayah daratan yang merupakan satu kesatuan dengan sungai dan anak-anak sungainya, yang berfungsi menampung, menyimpan, dan mengalirkan air yang berasal dari curah hujan ke danau atau ke laut secara alami, yang batas di darat merupakan pemisah topografis dan batas di laut sampai dengan daerah perairan yang masih terpengaruh aktivitas daratan (Peraturan Pemerintah (PP), 2012).

Dalam studi hidrologi terapan, Daerah Aliran Sungai sering kali dipecah menjadi bagian yang lebih kecil, yang dikenal sebagai Sub-DAS, untuk mendapatkan analisis yang lebih mendalam dan khusus mengenai respons aliran di suatu area. Analisis Sub-DAS memberikan kemampuan untuk memahami dengan lebih tepat pola serta karakteristik limpasan, terutama dalam penelitian tentang debit banjir dan hidrograf satuan. Sub-DAS Pengarengan merupakan salah satu DAS di Kabupaten Jember, Jawa Timur yang merupakan anak dari DAS Bedadung.

2.2 Delineasi DAS Berbasis *Digital Elevation Model* (DEM)

2.2.1. Konsep Delineasi DAS

Delineasi DAS merupakan proses penentuan batas wilayah tangkapan air berdasarkan kondisi topografi, khususnya garis punggung (*watershed divide*) yang memisahkan aliran permukaan menuju outlet yang berbeda. Secara tradisional, delineasi DAS dilakukan secara manual melalui interpretasi peta topografi dan garis kontur (Ven Te Chow et al., 1998).

DEM dapat digunakan untuk menurunkan arah aliran dan akumulasi aliran, yang menjadi dasar pembentukan jaringan sungai dan batas DAS. Proses delineasi berbasis DEM umumnya meliputi tahapan pengisian depresi, penentuan arah aliran, akumulasi aliran, definisi jaringan sungai, dan penentuan batas DAS (Tarboton, 1997).

2.2.2. Pengaruh DEM Terhadap Delineasi DAS

Delineasi DAS adalah proses penentuan batas wilayah tangkapan air berdasarkan kondisi topografi, khususnya garis punggung yang memisahkan aliran permukaan menuju outlet tertentu. Dalam perkembangan analisis hidrologi modern, proses delineasi DAS semakin banyak dilakukan menggunakan Sistem Informasi Geografis (SIG) dengan memanfaatkan *Digital Elevation Model* (DEM) sebagai data utama (Strassberg & Maidment, n.d.).

Pemilihan DEM berpengaruh signifikan terhadap hasil delineasi DAS dan keluaran model hidrologi, terutama pada daerah dengan topografi yang relatif datar. Oleh karena itu, evaluasi perbandingan beberapa DEM menjadi penting sebelum digunakan sebagai dasar analisis hidrologi (Moges et al., 2023).

2.2.3. Citra Satelit yang digunakan untuk Delineasi DAS

1. SRTM

Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) merupakan DEM global yang dihasilkan dari misi radar NASA pada tahun 2000. SRTM menyediakan data elevasi dengan resolusi spasial sekitar 30 meter untuk sebagian besar wilayah dunia.

SRTM banyak digunakan dalam kajian hidrologi karena cakupan global dan ketersediaannya yang terbuka (Farr et al., 2007). Namun demikian, SRTM memiliki keterbatasan berupa adanya noise radar dan void data pada area tertentu, terutama daerah pegunungan dan vegetasi lebat.

2. NASADEM

NASADEM merupakan produk pengembangan dari SRTM yang memanfaatkan ulang data radar asli dengan algoritma pemrosesan yang lebih mutakhir. NASADEM dirancang untuk mengurangi kesalahan elevasi, mengisi data void, dan meningkatkan konsistensi vertikal DEM (Crippen et al., 2016).

3. COPERNICUS

Copernicus DEM merupakan produk elevasi global yang disediakan oleh European Space Agency (ESA) melalui program Copernicus. Produk ini

tersedia dalam beberapa resolusi, antara lain 10 m dan 30 m, serta dikembangkan dari data TanDEM-X. Menurut dokumentasi resmi Copernicus, DEM ini memiliki kualitas vertikal yang baik dan telah melalui proses koreksi sistematis.

Copernicus DEM memberikan performa yang baik dalam analisis geomorfologi dan hidrologi, terutama untuk delineasi aliran permukaan (Adam et al., 2020).

Tabel 2.1 Perbedaan Citra Satelit

Parameter	SRTM	COPERNICUS	NASADEM
Lembaga	NASA & NGA	ESA	NASA
Pengelola			
Tanggal	11 Februari 2000	2019 – 2021	2020
Peluncuran			
Resolusi	30 meter	30 meter	30 meter
Spasial			
Band Spektral	1 band	1 band	1 band
Kegunaan	DEM global, delineasi	DEM global,	Pemetaan dan
Utama	DAS, analisis kemiringan dan arah aliran	delineasi DAS, analisis hidrologi	Delineasi DAS
Keunggulan	Bebas awan, data global tersedia luas, akurat untuk kontur elevasi	Akurasi vertikal tinggi, data terbaru, koreksi sistematis	Data elevasi lebih akurat di beberapa area, pembaruan dari SRTM
Kelemahan	Hanya 1 band (topografi), tidak update berkala	Kualitas bervariasi tergantung wilayah	Terbatas pada data SRTM dan GDEM, dengan akurasi yang bervariasi di beberapa area
Sumber	(Farr et al., 2007)	(Adam et al., 2020)	(Farr et al., 2007)
Referensi			

2.2.4. Perangkat Lunak untuk Pemrosesan Data Spasial

Proses delineasi, analisis spasial, serta verifikasi visual dalam penelitian ini memanfaatkan penggabungan berbagai perangkat lunak yang berbasis Sistem Informasi Geografis dan pemodelan hidrologi, di antaranya:

1. *Watershed Modeling System* (WMS)

Dalam penelitian hidrologi yang melibatkan analisis spasial, *Watershed Modeling System* (WMS) adalah perangkat lunak komputer yang dirancang khusus untuk mengeksplorasi dan menentukan batas Daerah Aliran Sungai (DAS) dengan menggunakan pemrosesan data *Digital Elevation Model* (DEM) (Abelmageed et al., 2021). Perangkat lunak ini memiliki kapabilitas komputasi untuk menghitung area tangkapan air secara otomatis. Pemanfaatan perangkat lunak ini menjadi sangat esensial untuk memfasilitasi delineasi DAS sekaligus mengalkulasi parameter awal.

2. ArcMap

Pada penelitian ini, ArcMap digunakan untuk manajemen data vektor (titik, garis, dan poligon), pemrosesan kelayakan spasial, penyusunan topologi, serta perhitungan statistik *Root Mean Square Error* (RMSE) antara data koordinat hasil tracking lapangan dengan hasil pemodelan digital. Dalam perangkat ini, pengguna pada dasarnya bekerja dengan peta. Arc Map memungkinkan untuk melihat peta, data geografis, dan tampilan tata letak untuk melaksanakan tugas-tugas GIS tingkat lanjut (Al-Bayari et al., 2012).

3. Google Earth

Pada penelitian ini, Google Earth digunakan sebagai media *overlay* (tumpang susun) hasil delineasi digital dari WMS dan ArcGIS terhadap kondisi visual permukaan bumi. Penggunaan Google Earth memudahkan proses verifikasi visual terhadap objek-objek kritis di lapangan yang memengaruhi batas hidrologis Sub-DAS Pengarengan.

2.3 Validasi Spasial dan *Global Positioning System* (GPS)

2.3.1. Analisis Kesesuaian Spasial

Analisis kesesuaian spasial merupakan metode analisis dalam Sistem Informasi Geografis (SIG) yang digunakan untuk mengevaluasi tingkat kecocokan suatu wilayah berdasarkan beberapa parameter spasial tertentu. Analisis ini dilakukan dengan menggabungkan berbagai data geospasial seperti topografi, penggunaan lahan, jenis tanah, serta karakteristik hidrologi untuk menentukan tingkat kesesuaian suatu wilayah terhadap tujuan analisis tertentu.

Analisis kesesuaian spasial merupakan pendekatan yang digunakan untuk mengevaluasi kecocokan suatu lokasi berdasarkan berbagai kriteria yang telah ditentukan. Pendekatan ini sering dikombinasikan dengan metode *multi-criteria decision analysis* (MCDA) yang memungkinkan integrasi beberapa parameter spasial dalam proses analisis wilayah (Malczewski, 2004).

Tahapan umum dalam analisis kesesuaian spasial meliputi beberapa langkah utama, yaitu :

1. Pengumpulan data spasial
Pengumpulan data seperti data DEM, penggunaan lahan, jenis tanah, dan parameter lingkungan lainnya.
2. Klasifikasi Parameter
Pengelompokan setiap parameter ke dalam beberapa kelas kesesuaian.
3. Pemberian skor dan bobot
Bertujuan untuk menentukan tingkat pengaruh ke setiap parameter terhadap hasil analisis.
4. Analisis overlay
Proses penggabungan beberapa layer peta menggunakan Sistem Informasi Geografis.
5. Interpretasi hasil
Penentuan tingkat kesesuaian wilayah berdasarkan hasil analisis spasial.

Hasil dari analisis kesesuaian spasial biasanya ditampilkan dalam bentuk peta kesesuaian wilayah yang menunjukkan tingkat kesesuaian seperti sangat sesuai, cukup sesuai, kurang sesuai, dan tidak sesuai. Informasi tersebut dapat digunakan

sebagai dasar dalam perencanaan wilayah, pengelolaan sumber daya alam, serta analisis lingkungan berbasis spasial.

2.3.2. Konsep Dasar GPS *Handled*

Global Positioning System (GPS) merupakan sebuah sistem navigasi yang menggunakan satelit untuk menentukan lokasi dengan memantau sinyal radio yang dipancarkan oleh satelit.

Munculnya Sistem Penentuan Posisi Global (GPS) telah menyebabkan revolusi teknologi dalam navigasi, penentuan posisi, dan waktu yang sangat akurat yang diterapkan dalam berbagai tujuan sipil, militer, dan ilmiah. GPS bekerja berdasarkan gelombang radio yang ditransmisikan dari sekelompok satelit berbasis ruang angkasa ke penerima GPS di darat untuk menentukan posisi Bumi yang tepat (Kumar et al., 2021). Untuk GPS yang digunakan dalam penelitian ini adalah GPS Garmin 78s.



Gambar 2.1 GPS Garmin 78s (Sumber : Garmin Indonesia)

2.3.3. Validasi Lapangan Hasil Delineasi

Batas DAS dan jaringan aliran sungai yang diperoleh dengan otomatis melalui pengolahan Digital Elevation Model (DEM) pada dasarnya tetap merupakan sebuah model matematika yang mengandung tingkat ketidakpastian. Oleh karena itu, validasi lapangan adalah langkah yang sangat penting untuk menguji keakuratan data geospasial. Data lintasan (*track*) maupun koordinat lokasi

stasiun yang dicatat secara langsung menggunakan GPS Garmin 78s di lokasi berfungsi sebagai data acuan yang netral atau kebenaran lapangan. Data acuan ini selanjutnya dipakai untuk memverifikasi dan mengoreksi posisi geometris dari batas-batas DAS yang dihasilkan melalui pemodelan digital.

2.3.4. Verifikasi Spasial Menggunakan *Root Mean Square Error* (RMSE)

Verifikasi spasial dilakukan untuk menilai tingkat akurasi vertikal Digital Elevation Model (DEM) yang digunakan dalam penelitian. Evaluasi akurasi DEM umumnya dilakukan dengan membandingkan nilai elevasi DEM dengan nilai elevasi referensi pada sejumlah titik kontrol atau Ground Control Points (GCP). Metode statistik yang paling umum digunakan untuk menilai kesalahan vertikal DEM adalah Root Mean Square Error (RMSE). (Mesa-Mingorance & Ariza-López, 2020).

RMSE menggambarkan besarnya deviasi antara nilai spasial horizontal dan vertikal yang dihasilkan oleh DEM dengan nilai horizontal dan vertikal referensi di lapangan. Nilai RMSE yang lebih kecil menunjukkan tingkat akurasi DEM yang lebih tinggi. RMSE juga dianggap lebih representatif dibandingkan rata-rata kesalahan karena mempertimbangkan besarnya kesalahan secara kuadrat sehingga kesalahan yang besar memiliki pengaruh yang lebih signifikan dalam perhitungan akurasi.

$$RMSE_X = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_{DEM} - X_{GPS})^2}{n}} \quad (2.1)$$

$$RMSE_Y = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_{DEM} - Y_{GPS})^2}{n}} \quad (2.2)$$

$$RMSE_r = \sqrt{RMSE_X^2 + RMSE_Y^2} \quad (2.3)$$

$$RMSE_Z = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Z_{DEM} - Z_{GPS})^2}{n}} \quad (2.4)$$

Keterangan :

X, Y, Z_{DEM} : Koordinat X, Y, dan Elevasi dari data DEM

X, Y, Z_{GPS} : Koordinat X, Y, dan Elevasi dari GPS

n : Jumlah titik sampel

Peraturan Kepala BIG Nomor 15 Tahun 2014 (diperbarui dengan Peraturan BIG Nomor 6 Tahun 2018) tentang Pedoman Teknis Ketelitian Peta Dasar adalah acuan resmi di Indonesia. BIG mendefinisikan dua ukuran utama: CE90 (Circular Error 90%) adalah ukuran ketelitian geometrik horizontal yang menyatakan bahwa 90% kesalahan posisi horizontal tidak melebihi radius tersebut. Sedangkan LE90 (Linear Error 90%) adalah ukuran ketelitian geometrik vertikal yang menyatakan bahwa 90% kesalahan nilai ketinggian tidak melebihi nilai jarak tersebut (Peraturan Kepala BIG No. 15 Tahun 2014, 2014).

$$CE90 = 1,5175 \times RMSE_r \quad (2.5)$$

(untuk horizontal, dimana $RMSE_r$ adalah gabungan X dan Y)

$$LE90 = 1,6499 \times RMSE_z \quad (2.6)$$

(untuk vertikal/elevasi)

Gambar berikut merupakan tabel toleransi berdasarkan skala peta (Perka BIG No.15/2014) :

No.	Skala	Interval kontur (m)	Ketelitian Peta RBI					
			Kelas 1		Kelas 2		Kelas 3	
			Horizontal (CE90 dalam m)	Vertikal (LE90 dalam m)	Horizontal (CE90 dalam m)	Vertikal (LE90 dalam m)	Horizontal (CE90 dalam m)	Vertikal (LE90 dalam m)
1.	1:1.000.000	400	200	200	300	300,00	500	500,00
2.	1:500.000	200	100	100	150	150,00	250	250,00
3.	1:250.000	100	50	50	75	75,00	125	125,00
4.	1:100.000	40	20	20	30	30,00	50	50,00
5.	1:50.000	20	10	10	15	15,00	25	25,00
6.	1:25.000	10	5	5	7,5	7,50	12,5	12,50
7.	1:10.000	4	2	2	3	3,00	5	5,00
8.	1:5.000	2	1	1	1,5	1,50	2,5	2,50
9.	1:2.500	1	0,5	0,5	0,75	0,75	1,25	1,25
10.	1:1.000	0,4	0,2	0,2	0,3	0,30	0,5	0,50

Gambar 2.2 Toleransi Ketelitian Peta (Sumber: Perka BIG No.15/2014)

2.4 Parameter Morfometri Fisik DAS

Parameter fisik DAS merupakan karakteristik morfometri yang menggambarkan bentuk dan kondisi topografi suatu DAS. Parameter morfometri DAS berperan penting dalam menentukan respon hidrologi terhadap hujan

(Strahler, 1957). Parameter fisik yang umum digunakan dalam analisis hidrologi meliputi:

1. Luas DAS (A)
2. Panjang sungai utama (L)
3. Kemiringan sungai (S)
4. Bentuk DAS

Perbedaan nilai parameter fisik ini akan memengaruhi kecepatan aliran, waktu konsentrasi, dan besarnya debit puncak.

2.5 Hidrograf Satuan Sintetik dan Metode Nakayasu

2.5.1. Hidrograf

Hidrograf merupakan salah satu alat utama dalam kajian hidrologi yang digunakan untuk menggambarkan respons suatu Daerah Aliran Sungai (DAS) terhadap kejadian hujan. Grafik ini membantu menggambarkan bagaimana air hujan yang jatuh ke permukaan tanah mengalir menuju sungai, mengalami puncak debit, dan kemudian menurun seiring waktu setelah hujan berhenti. Hidrograf menjadi sangat penting karena memberikan pemahaman tentang bagaimana air mengalir dalam suatu sistem DAS dan digunakan sebagai dasar untuk perencanaan dan pengelolaan sumber daya air, termasuk dalam peringatan dini banjir, desain saluran, dan evaluasi dampak perubahan penggunaan lahan.

2.5.2. Faktor-Faktor yang Mempengaruhi Bentuk Hidrograf

1. Bentuk Daerah Aliran Sungai (DAS)

DAS berbentuk memanjang cenderung menghasilkan hidrograf dengan puncak lebih tumpul dan durasi limpasan lebih lama. Sebaliknya, DAS berbentuk kompak atau membulat memiliki waktu konsentrasi yang lebih pendek dan debit puncak lebih tinggi (Soemarto, 1987).

2. Luas Daerah Aliran Sungai (DAS)

Luas DAS berpengaruh terhadap jumlah air yang dihasilkan. Daerah aliran yang luas biasanya menghasilkan limpasan dengan waktu lebih lama dan waktu puncak yang lebih lambat. Sementara itu, daerah aliran yang lebih kecil dapat mengalami perubahan debit yang cepat dan

drastis saat hujan lebat, yang menyebabkan hidrograf dengan puncak yang tajam. Pada DAS kecil (di bawah 100 km²), hujan lokal sangat menentukan bentuk hidrograf dan cenderung menghasilkan banjir bandang (Maidment, 1993).

3. Topografi dan Kemiringan Lereng

Kemiringan lereng Daerah Aliran Sungai (DAS) juga sangat berpengaruh terhadap kecepatan aliran permukaan. Lereng yang curam dapat menyebabkan air mengalir lebih cepat dan menghasilkan hidrograf yang curam dengan debit puncak tinggi. Sebaliknya lereng landai dapat menyebabkan aliran air yang lambat dan menghasilkan hidrograf yang lebih lebar dan lambat.

4. Jenis dan Kondisi Tanah

Jenis tanah berpengaruh pada seberapa baik air masuk ke dalam tanah. Tanah yang berbentuk kasar seperti pasir memiliki tingkat infiltrasi yang tinggi, sehingga mengurangi aliran permukaan, sementara tanah yang padat atau lempung cenderung menahan air di atasnya. Tanah permeabel akan menghasilkan hidrograf yang landai, sementara tanah kedap air akan menghasilkan hidrograf yang tajam.

5. Tutupan Lahan dan Vegetasi

Tutupan lahan berpengaruh terhadap jumlah air yang terserap ke dalam tanah atau tertahan oleh kanopi tanaman. Hutan atau vegetasi lebat dapat menahan air dan memperlambat aliran permukaan sehingga hidrograf yang dihasilkan landai, sementara itu daerah yang terbangun atau gundul dapat mempercepat aliran sehingga hidrograf yang dihasilkan memiliki debit tinggi dan waktu puncak yang pendek.

6. Intensitas dan Data Curah Hujan

Semakin tinggi intensitas dan durasi hujan, semakin besar kemungkinan terjadinya limpasan air di permukaan dan aliran sungai. Hujan dengan intensitas tinggi dalam waktu singkat dapat menyebabkan banjir bandang dan puncak hidrograf tajam, sementara itu hujan ringan dan

lama mengarah pada hidrograf dengan debit puncak rendah dan lebih menyebar.

Tabel 2.2 Faktor dan Pengaruh Terhadap Bentuk Hidrograf

Faktor	Pengaruh terhadap hidrograf
Bentuk DAS	Kompak → puncak tajam; Memanjang → puncak tumpul
Luas DAS	Luas besar → hidrograf lama; Luas kecil → respon cepat
Kemiringan Lereng	Curam → debit tinggi cepat; Landai → debit lambat
Jenis Tanah	Kedap air → limpasan besar; Permeabel → infiltrasi tinggi
Tutupan Lahan	Vegetasi → hidrograf landai; Terbangun → puncak tajam
Intensitas dan Durasi Hujan	Hujan deras singkat → puncak tinggi; Hujan ringan → tumpul

2.5.3. Jenis-Jenis Hidrograf

Adapun jenis-jenis hidrograf, yaitu:

1. Hidrograf Observasi
2. Hidrograf Satuan (*Unit Hydrograph*)
3. Hidrograf Satuan Sintetik
4. Hidrograf Banjir
5. Hidrograf Recession

Tabel 2.3 Jenis Hidrograf

Jenis Hidrograf	Sumber Data	Tujuan Utama	Contoh Penggunaan
Hidrograf Observasi	Pengukuran lapangan	Validasi model, analisis historis	Kajian debit sungai aktual
Hidrograf Satuan	Hujan efektif (1 mm)	Prediksi debit akibat hujan satuan	Desain infrastruktur
Hidrograf Satuan Sintetik	Parameter DAS	Estimasi debit di DAS tanpa data	Perencanaan banjir
Hidrograf Banjir	Hujan ekstrem	Analisis risiko dan desain pengendali banjir	Sistem tanggul dan bendung

Jenis Hidrograf	Sumber Data	Tujuan Utama	Contoh Penggunaan
Hidrograf Recession	Debit pasca-puncak	Analisis aliran dasar dan airtanah	Studi geologi DAS

Dalam Studi ini, hidrograf yang digunakan adalah Hidrograf Satuan Sintetik (HSS) Nakayasu. Dengan pertimbangan sumber data, tujuan utama dan penggunaan seperti yang dijelaskan di tabel 2.2.

2.5.4. Hidrograf Satuan Sintetik

Pada Daerah Aliran Sungai (DAS) yang tidak memiliki informasi aliran nyata, pendekatan Hidrograf Satuan Sintetik (HSS) diterapkan. Metode ini adalah model matematis berdasarkan pengalaman untuk menghasilkan hidrograf yang didasarkan pada ciri fisik Daerah Aliran Sungai (DAS) tersebut. Hidrograf Satuan Sintetik (HSS) memungkinkan estimasi debit limpasan hanya dengan menggunakan data luas DAS, panjang aliran utama, bentuk DAS, dan informasi curah hujan. Ini sangat bermanfaat dalam perencanaan hidrologi awal atau pada wilayah dengan keterbatasan data (K Subramanya, 2008).

2.5.5. Metode Nakayasu

Metode Nakayasu adalah metode HSS yang dikembangkan oleh Dr. Nakayasu pada tahun 1941 berdasarkan studi hidrograf dari sungai-sungai di Jepang. Metode ini menyusun hidrograf satuan dengan pendekatan empiris menggunakan parameter fisik DAS seperti luas DAS, panjang sungai utama, waktu puncak, dan waktu konsentrasi (Nakayasu 1959, dalam Chay Asdak, 2010). Berikut adalah komponen penting dalam metode HSS Nakayasu :

1. Waktu kelambatan (*time lag*, t_g), rumusnya :

$$t_g = 0,4 + 0,058 \times L \quad \text{untuk } L > 15 \text{ km} \quad (2.7)$$

$$t_g = 0,21 \times L^{0,7} \quad \text{untuk } L < 15 \text{ km} \quad (2.8)$$

2. Waktu puncak dan debit puncak hidrograf satuan sintetis dirumuskan sebagai berikut :

$$t_p = t_g + 0,8 Tr \quad (2.9)$$

3. Waktu saat debit sama dengan 0,3 kali debit puncak :

$$t_{0,3} = \alpha \times t_g \quad (2.10)$$

4. Waktu puncak

$$t_p = t_g + 0,8 T_r \quad (2.11)$$

5. Debit puncak hidrograf satuan sintetis dirumuskan sebagai berikut :

$$Q_p = \frac{1}{3,6} + A \times R_0 \times \frac{1}{(0,3 \times t_p + t_{0,3})} \quad (2.12)$$

Keterangan rumus (2.1) s/d (2.6):

t_g = Waktu kelambatan (jam)

L = Panjang sungai (Km)

$t_{0,3}$ = Waktu saat debit sama dengan 0,3 kali debit puncak (jam)

$1,5 t_{0,3}$ = Waktu saat debit sama dengan $0,3^2$ kali debit puncak (jam)

α = Koefisien, nilainya antara 1,5 - 3,0

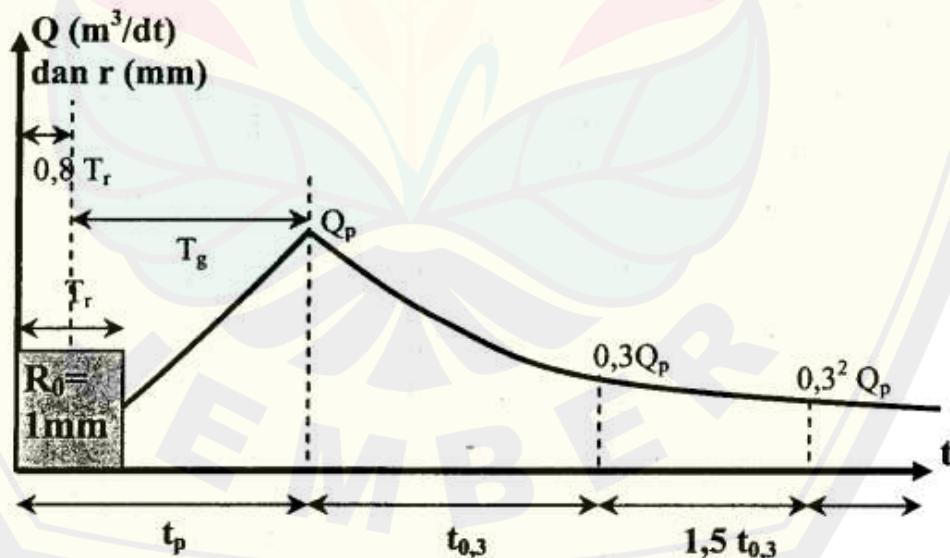
t_p = Waktu puncak (jam)

Q_p = Debit puncak (m^3/det)

A = Luas DPS (Km^2)

T_r = Durasi hujan (jam) = $(0,5 \times t_g)$ s/d $(1 \times t_g)$

R_0 = Satuan kedalaman hujan (mm)



Gambar 2.3 HSS Nakayasu (Sumber:(Kamiana, 2011))

6. Bagian lengkung naik ($0 < t < t_p$)

$$Q = Q_p \frac{t^{2,4}}{t_p} \quad (2.13)$$

Dengan :

Q = Debit sebelum mencapai debit puncak (m^3/det)

t = waktu (jam)

7. Bagian lengkung turun

- Jika $t_p < t < t_{0,3}$

$$Q = Q_p \times 0,3^{\frac{t-t_p}{t_{0,3}}} \quad (2.14)$$

- Jika $t_{0,3} < t < 1,5 t_{0,3}$

$$Q = Q_p \times 0,3^{\frac{t-t_p+0,5 \times t_{0,3}}{1,5 \times t_{0,3}}} \quad (2.15)$$

- Jika $t > 1,5 t_{0,3}$

$$Q = Q_p \times 0,3^{\frac{t-t_p+0,5 \times t_{0,3}}{2 \times t_{0,3}}} \quad (2.16)$$

2.5.6. Parameter Alpha Nakayasu

Pada analisis menggunakan metode HSS Nakayasu diperlukan parameter α (alfa). Parameter α (alfa) merupakan karakteristik dari suatu DAS. Menurut Nakayasu (Bambang Triadmojo, 2008), penetapan nilai α secara empiris diklasifikasikan ke dalam tiga kondisi umum, yaitu:

$\alpha = 1,5$ (digunakan untuk daerah tangkapan air dengan karakteristik hidrograf yang naik secara cepat (*fast rising*) dan turun secara cepat, umumnya merepresentasikan DAS di daerah hulu atau pegunungan dengan kemiringan lereng yang curam)

$\alpha = 2$ (digunakan untuk daerah pengaliran biasa)

$\alpha = 3$ (digunakan untuk daerah tangkapan air dengan karakteristik hidrograf yang naik lambat (*slow rising*), merepresentasikan DAS di daerah dataran rendah atau memiliki topografi yang landai)

Cara mendapatkan nilai α yang sesuai dengan karakteristik DAS maka perlu dilakukan dengan coba-coba nilai α hingga hasil TLL mendekati 1 mm.

2.5.7. Pembentukan Hidrograf Limpasan Nakayasu

Pembentukan hidrograf limpasan Nakayasu merupakan tahap lanjutan setelah Hidrograf Satuan Sintetik (HSS) Nakayasu diperoleh. HSS Nakayasu pada dasarnya menggambarkan respon DAS terhadap hujan satuan, sehingga belum secara langsung menunjukkan debit limpasan akibat kejadian hujan tertentu. Agar dapat digunakan untuk menggambarkan respon hidrologi terhadap hujan aktual, ordinat HSS perlu dikalikan dengan hujan efektif pada setiap interval waktu. Hujan efektif merupakan bagian dari curah hujan yang berkontribusi terhadap limpasan langsung. Prinsip superposisi atau konvolusi diterapkan dengan asumsi bahwa DAS bersifat linear dan waktu invarian. Apabila hujan efektif terjadi dalam beberapa interval waktu, maka masing-masing hujan efektif akan menghasilkan respon hidrograf sesuai bentuk HSS. Respon dari setiap interval hujan tersebut kemudian dijumlahkan. Dengan demikian, debit limpasan pada suatu waktu merupakan hasil penjumlahan kontribusi hujan efektif yang terjadi pada waktu tersebut dan waktu-waktu sebelumnya. Secara umum, pembentukan hidrograf limpasan dapat dinyatakan sebagai berikut.

$$Q_n = \sum_{i=1}^n P_{e,i} \times U_{n-i+1} \quad (2.17)$$

Keterangan : Q_n = debit limpasan pada waktu ke- n (m^3/s)

$P_{e,i}$ = hujan efektif pada interval ke- i (mm)

U_{n-i+1} = ordinat HSS pada waktu ke $(n - i + 1)$ (m^3/s)

2.6 Curah Hujan dan Distribusi Hujan

Curah hujan merupakan salah satu parameter penting dalam analisis hidrologi karena berperan sebagai masukan utama dalam proses pembentukan aliran pada suatu Daerah Aliran Sungai (DAS). Menurut *Applied Hydrology* (Ven Te Chow et al., 1998), presipitasi merupakan komponen hidrologi yang sangat berpengaruh terhadap berbagai proses, seperti limpasan permukaan (*runoff*), infiltrasi, penyimpanan air, serta aliran sungai. Akan tetapi, tidak seluruh air hujan yang jatuh ke permukaan bumi akan berubah menjadi limpasan langsung. Sebagian air hujan dapat mengalami infiltrasi ke dalam tanah, tertahan oleh vegetasi, menguap kembali ke atmosfer melalui proses evapotranspirasi, maupun tersimpan sementara pada cekungan-cekungan permukaan. Oleh karena itu, data curah hujan

perlu diolah terlebih dahulu agar dapat digunakan secara tepat dalam berbagai analisis hidrologi. Data curah hujan yang diperoleh dari stasiun pengamatan umumnya berupa data hujan titik, yaitu data yang hanya menggambarkan kondisi curah hujan pada lokasi stasiun tersebut. Sementara itu, DAS memiliki cakupan wilayah yang luas dengan distribusi curah hujan yang dapat berbeda-beda pada setiap bagian wilayahnya. Kondisi ini menyebabkan data hujan titik belum mampu merepresentasikan kondisi hujan pada seluruh DAS secara langsung. Oleh sebab itu, diperlukan pengolahan data dari beberapa stasiun hujan untuk memperoleh curah hujan wilayah yang dapat menggambarkan rata-rata distribusi hujan pada daerah tangkapan secara lebih representatif.

2.6.1. Curah Hujan Wilayah

Curah hujan wilayah (*areal rainfall*) merupakan nilai rata-rata curah hujan yang dihitung untuk merepresentasikannya pada suatu area tangkapan air atau DAS secara keseluruhan. Mengingat variabilitas spasial hujan yang heterogen, data curah hujan yang tercatat pada satu stasiun penakar (*hujan titik/point rainfall*) tidak dapat dianggap mewakili kondisi di seluruh wilayah Sub-DAS Pengarengan. Oleh karena itu, diperlukan pendekatan matematis untuk mengonversi data dari beberapa stasiun penakar tunggal menjadi estimasi curah hujan wilayah yang representatif.

Metode Poligon Thiessen merupakan Metode yang memberikan bobot luasan (*coefficient of Thiessen*) pada setiap stasiun penakar hujan. Batas poligon dibentuk melalui garis bagi tegak lurus yang menghubungkan antarstasiun terdekat. Metode ini sangat cocok untuk wilayah dengan sebaran penakar yang tidak merata serta topografi datar hingga moderat. Bobot Thiessen dihitung dengan membandingkan luas wilayah pengaruh masing-masing stasiun terhadap luas total DAS. Persamaan bobot Thiessen adalah sebagai berikut.

$$W_i = \frac{A_i}{A} \quad (2.18)$$

Dengan :

W_i = bobot Thiessen stasiun ke- i

A_i = luas wilayah pengaruh stasiun ke- i

A = luas total DAS

Curah hujan wilayah dihitung dengan menjumlahkan hasil perkalian antara bobot masing-masing stasiun dengan nilai curah hujan yang tercatat di stasiun tersebut. Secara matematis, penentuan curah hujan wilayah menggunakan metode Polygon Thiessen dapat dirumuskan sebagai berikut.

$$P_w = \sum_{i=1}^n W_i P_i \quad (2.19)$$

Dengan :

P_w = curah hujan wilayah

W_i = bobot Thiessen stasiun ke-i

P_i = curah hujan pada stasiun ke-i

n = jumlah stasiun hujan

Keunggulan metode Thiessen dibandingkan metode rata-rata aritmatik terletak pada kemampuannya mengakomodasi ketidakmerataan sebaran stasiun melalui pembobotan luas wilayah. Namun, keterbatasan utama metode ini adalah adanya simplifikasi bahwa curah hujan di sepanjang satu poligon bersifat homogen dan identik dengan stasiun acuannya.

2.6.2. Distribusi Hujan Jam-Jam an

Distribusi hujan jam-jam an merupakan proses penguraian akumulasi curah hujan selama durasi kejadian tertentu ke dalam fraksi waktu yang lebih singkat. Berdasarkan prinsip hidrologi menurut (Chow dkk., 1998) analisis perancangan tidak hanya bertumpu pada total volume atau kedalaman hujan semata, melainkan juga pada pola fluktuasi intensitasnya terhadap waktu. Profil distribusi ini memegang peranan krusial karena mengontrol konfigurasi dan morfologi hidrograf limpasan secara langsung. Sebagai konsekuensinya, dua kejadian hujan yang memiliki total kedalaman identik tetap dapat menstimulasi respons debit puncak yang berbeda signifikan apabila karakteristik intensitas jam-jamannya tidak seragam. Oleh sebab itu, penurunan data hujan ke dalam skala temporal yang lebih pendek menjadi prasyarat mutlak agar data tersebut dapat diintegrasikan sebagai komponen input dalam pemodelan hidrograf.

Secara aplikatif, metodologi yang digunakan untuk menyusun sebaran temporal ini sangat bergantung pada karakteristik basis data hidrometeorologi yang

tersedia serta orientasi spesifik dari analisis hidrologi yang dilakukan. Apabila stasiun pencatat di wilayah kajian hanya menyediakan data curah hujan skala harian, peneliti dituntut untuk menerapkan formulasi empiris tertentu guna memproyeksikan fluktuasi intensitas pada durasi yang lebih pendek. Di sisi lain, untuk keperluan analisis dan simulasi hujan rancangan, penentuan pola sebaran umumnya tidak menggunakan data lapangan langsung melainkan mengadopsi model hietograf sintetik standar.

Sebagai solusi atas keterbatasan data jangka pendek, pendekatan yang kerap diandalkan dalam dunia rekayasa hidrologi adalah penerapan metode empiris Mononobe. Rumus Mononobe diformulasikan secara khusus untuk memproyeksikan dan mengestimasi nilai intensitas hujan pada durasi yang lebih pendek dengan mengekstraksi nilai curah hujan harian maksimum atau akumulasi hujan selama 24 jam. Di Indonesia sendiri, sejumlah literatur dan kajian hidrologi mengonfirmasi bahwa persamaan Mononobe menjadi instrumen yang sangat aplikatif dan valid untuk menurunkan kurva intensitas hujan ketika data pencatatan otomatis (jam-jaman) tidak tersedia di wilayah studi. Adapun formulasi matematis dari persamaan Mononobe yang digunakan dalam analisis ini didefinisikan sebagai berikut.

$$I_t = \frac{R_{24}}{24} \left(\frac{24}{t} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (2.20)$$

Dengan :

I_t = intensitas hujan untuk durasi t

I_t = curah hujan harian atau curah hujan 24 jam

t = durasi hujan dalam jam

Berdasarkan formulasi matematis tersebut, dapat diidentifikasi bahwa parameter intensitas hujan memiliki hubungan korelasi yang berbanding terbalik terhadap durasi kejadiannya. Fenomena ini menunjukkan bahwa fraksi durasi yang semakin pendek akan menstimulasi nilai intensitas hujan yang jauh lebih besar, sedangkan seiring bertambahnya durasi hujan, intensitasnya cenderung mengalami penurunan (*attenuation*). Konsekuensinya, penetapan durasi hujan dalam pemodelan tidak boleh dilakukan secara acak, melainkan harus merepresentasikan

karakteristik respons hidrologi dari Daerah Aliran Sungai (DAS) yang ditinjau. Dalam konteks penyusunan hidrograf limpasan, durasi hujan rancangan umumnya diestimasikan berdasarkan waktu konsentrasi T_c mengingat parameter tersebut mencerminkan durasi aktual yang dibutuhkan oleh massa air dari titik terjauh di hulu DAS untuk mengalir secara akumulatif hingga outlet.

Setelah intensitas hujan diperoleh, hujan kumulatif sampai durasi tertentu dapat dihitung dengan mengalikan intensitas dan durasi hujan dengan rumus

$$P_t = I_t \times t \quad (2.21)$$

Dengan :

P_t = hujan kumulatif sampai durasi t

P_t = intensitas hujan untuk durasi t

T = durasi hujan

Hujan pada masing-masing interval waktu kemudian diperoleh dari selisih hujan kumulatif pada interval ke- t dan interval sebelumnya dengan rumus.

$$R_t = P_t - P_{t-1} \quad (2.22)$$

Dengan :

R_t = hujan pada interval waktu ke- t

P_t = hujan kumulatif sampai interval ke- t

P_{t-1} = hujan kumulatif sampai interval sebelumnya

Dalam distribusi hujan jam-jaman, total hujan setelah proses distribusi perlu dijaga agar tetap sama dengan total hujan awal. Apabila hasil distribusi awal menghasilkan jumlah hujan yang berbeda, faktor koreksi dapat digunakan untuk menjaga konsistensi total hujan. Prinsip ini berkaitan dengan konservasi massa, yaitu distribusi hujan hanya mengubah pola sebaran hujan terhadap waktu, bukan mengubah jumlah hujan yang menjadi input hidrologi. Faktor koreksi dapat dihitung dengan persamaan berikut.

$$FK = \frac{P}{\sum R_t} \quad (2.23)$$

Dengan

FK = Faktor Koreksi

P = total hujan awal atau hujan wilayah

R_t = total hujan distribusi awal

Hujan jam-jaman terkoreksi kemudian dihitung sebagai berikut.

$$R_{t,k} = R_t \times FK \quad (2.24)$$

Dengan :

$R_{t,k}$ = hujan jam-jaman terkoreksi

R_t = hujan jam-jaman hasil distribusi awal

FK = Faktor Koreksi

2.6.3. Hujan Efektif

Hujan efektif merupakan kuantitas bersih (*netto*) dari peristiwa presipitasi yang secara aktual memicu terjadinya debit limpasan langsung (*direct runoff*) di dalam suatu sistem sirkulasi DAS. Berbeda dengan hujan total, parameter ini mengeleminasi komponen kehilangan hidrologis seperti infiltrasi ke dalam tanah, intersepsi tajuk vegetasi, serta evaporasi yang terjadi di awal maupun selama kejadian hujan berlangsung. Dalam pemodelan hidrograf, estimasi hujan efektif menjadi variabel penentu agar kalkulasi debit tidak mengalami over-estimate, mengingat hanya fraksi air bebas inilah yang bergerak menuju outlet setelah kapasitas tampungan permukaan wilayah tangkapan air terpenuhi. Pada mekanisme transformasi hidrologi, hujan efektif bertindak sebagai stimulan utama (*input*) yang memicu respons fluktuasi debit (*output*) pada hidrograf limpasan langsung. Konsep yang diadaptasi dari teori excess rainfall (Chow dkk., 1998) ini menegaskan bahwa tidak semua air yang jatuh dari atmosfer berkontribusi pada pembentukan banjir. Melalui pendekatan matematis seperti indeks infiltrasi (ϕ -index) atau *Curve Number* (SCS-CN), hujan efektif memisahkan total curah hujan menjadi dua domain: air yang meresap/hilang dan air yang mengalir. Validitas penentuan nilai hujan efektif ini menjadi jembatan krusial dalam menyelaraskan antara visualisasi grafik hujan (*hyetograph*) dengan grafik hidrograf banjir rancangan. Secara operasional dalam analisis hidrograf satuan, hujan efektif didefinisikan sebagai bagian dari komponen hujan yang terkonversi secara instan menjadi aliran permukaan (*surface runoff*). Penentuannya secara empiris dilakukan dengan mereduksi grafik hujan total menggunakan garis laju kehilangan air rata-rata

(analisis indeks infiltrasi). Tanpa adanya pemisahan fisis ini, pemodelan hidrologi akan mengasumsikan seluruh volume air hujan berubah menjadi banjir, yang secara teknis tidak akurat. Oleh sebab itu, pemahaman hujan efektif sangat vital untuk merekonstruksi perilaku hidrolika DAS secara riil berdasarkan karakteristik fisik tanah dan tata guna lahan setempat. Secara umum, hujan efektif dengan pendekatan indeks infiltrasi dapat ditulis sebagai berikut.

$$P_e = P - F \quad (2.25)$$

Dengan :

P_e = hujan efektif

P = hujan total

F = kehilangan hujan akibat infiltrasi dan tampungan

Metode *Curve Number* yang dikembangkan oleh *Natural Resources Conservation Service* (NRCS) merupakan salah satu pendekatan empiris yang mengintegrasikan parameter fisik wilayah tangkapan air untuk mengestimasi volume limpasan. Konsep dasar metode ini mengasumsikan bahwa konversi hujan total menjadi hujan efektif sangat dipengaruhi oleh karakteristik internal DAS, yang meliputi jenis tanah (Kelompok Tanah Hidrologis), tutupan vegetasi atau tata guna lahan, serta tingkat kejenuhan tanah sebelum hujan (*Antecedent Moisture Condition / AMC*). Melalui pendekatan parameter nilai *Curve Number* (CN), model ini mampu mengorelasikan antara fluktuasi curah hujan kejadian dengan kapasitas retensi maksimum tanah, sehingga volume air yang berubah menjadi aliran permukaan dapat diprediksi secara matematis. Persamaan umum metode NRCS *Curve Number* adalah sebagai berikut.

Untuk

$$P > I_a, \text{ maka : } Q = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad (2.26)$$

$$P > I_a, \text{ maka : } Q = 0$$

Dengan :

Q = limpasan langsung atau hujan efektif

P = curah hujan total kejadian

I_a = abstraksi awal, meliputi intersepsi, infiltrasi awal, dan tampungan permukaan

S = potensi retensi maksimum

Karakteristik penyimpanan air tanah dalam metode NRCS diekspresikan melalui parameter potensi retensi maksimum (S), yang memiliki hubungan berbanding terbalik dengan nilai *Curve Number* (CN). Angka CN yang tinggi mengindikasikan bahwa kapasitas retensi wilayah tangkapan air tersebut rendah, sehingga sebagian besar curah hujan akan langsung dikonversikan menjadi debit limpasan permukaan. Sebaliknya, apabila nilai CN yang dihasilkan kecil, hal tersebut mencerminkan bahwa kawasan DAS memiliki kapasitas infiltrasi yang superior serta ruang penyimpanan bawah permukaan yang lebih luas untuk meredam laju limpasan. Hubungan antara S dan CN dalam satuan milimeter dapat ditulis sebagai berikut.

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (2.27)$$

Perhitungan hujan efektif juga dapat dianalisis secara praktis melalui pemanfaatan koefisien limpasan (C), di luar metode kehilangan hujan dan NRCS- CN . Koefisien ini merepresentasikan rasio antara volume air hujan yang mengalir sebagai limpasan permukaan dengan total curah hujan yang turun di suatu kawasan. Ketepatan dalam menentukan nilai C sangat krusial karena berdampak langsung pada akurasi estimasi debit limpasan. Rentang nilai koefisien ini berada di angka 0 hingga 1. Angka 0 menandakan seluruh air hujan terserap ke dalam tanah, terintersepsi, atau tertahan, sementara angka 1 mengindikasikan bahwa seluruh curah hujan langsung terkonversi menjadi aliran permukaan. Karakteristik Daerah Aliran Sungai (DAS) yang masih lestari umumnya memiliki nilai C mendekati nol, sedangkan DAS yang didominasi area kedap air atau mengalami degradasi fungsi resapan akan menunjukkan nilai C yang mendekati satu (Kodoatie & Roestam Sjarief, 2005).

Tabel 2.4 Harga Koefisien Limpasan C

Penutupan Lahan	Harga C
Pohon	0.13
Tanaman	0.4
Area Terbangun	0.6
Padang Rumput	0.1

Besaran nilai koefisien limpasan (C) bersifat dinamis dan ditentukan oleh fluktuasi berbagai faktor fisik, seperti kapasitas infiltrasi tanah, luasan area kedap air, kemiringan lereng, vegetasi penutup, intensitas curah hujan, serta tingkat kejenuhan air di dalam tanah. Atas dasar tersebut, estimasi nilai C dalam analisis hidrologi umumnya dilakukan dengan mengevaluasi karakteristik tata guna lahan di area penelitian. Jika Daerah Aliran Sungai (DAS) memiliki karakteristik pemanfaatan lahan yang heterogen, nilai koefisien limpasan total dapat ditentukan menggunakan metode rata-rata tertimbang (bobot). Formula ini mengintegrasikan nilai koefisien limpasan dari tiap-tiap klasifikasi tata guna lahan dengan persentase kontribusi luasannya terhadap luas keseluruhan DAS. Perhitungan tersebut dilakukan berdasarkan nilai koefisien limpasan pada masing-masing jenis tata guna lahan dan proporsi luasnya terhadap luas total DAS.

$$C_{rata-rata} = \frac{\sum(C_i \times A_i)}{\sum A_i} \quad (2.28)$$

Dengan:

$C_{rata-rata}$ = koefisien limpasan rata-rata

C_i = koefisien limpasan pada tata guna lahan ke - i

A_i = luas tata guna lahan ke-i

Persamaan hujan efektif dengan pendekatan koefisien limpasan adalah sebagai berikut.

$$P_e = P_t \times C \quad (2.29)$$

Dengan :

P_e = hujan efektif

P_t = curah hujan pada interval waktu tertentu

C = koefisien limpasan

Apabila hujan yang digunakan telah didistribusikan dalam bentuk hujan jam-jaman terkoreksi, maka persamaan tersebut dapat ditulis sebagai berikut.

$$P_e = R_{t,k} \times C \quad (2.30)$$

Dengan :

$R_{t,k}$ = hujan jam-jaman terkoreksi pada interval ke-t

Penggunaan hujan efektif diperlukan dalam pembentukan hidrograf limpasan karena hidrograf limpasan merepresentasikan respon debit akibat bagian hujan yang benar-benar menjadi limpasan langsung. Dengan demikian, hujan efektif membedakan antara hujan total yang jatuh di atas DAS dan hujan yang secara hidrologis menghasilkan respon debit pada *outlet*.

2.7 Evaluasi Kinerja Model Hidrologi

2.7.1. Konsep Dasar Validasi Model

Pemodelan hidrologi pada dasarnya adalah penyederhanaan dari proses alam (sistem DAS) yang sangat kompleks ke dalam bentuk persamaan matematis. Oleh karena itu, output dari sebuah model hidrograf satuan sintetis (seperti metode Nakayasu) tidak dapat serta-merta dinyatakan benar sebelum melalui tahap pengujian atau validasi. Validasi model bertujuan untuk mengukur tingkat keandalan dan akurasi hasil simulasi komputer dengan cara menyandingkannya terhadap data observasi faktual (kejadian nyata) di lapangan. Dalam kajian analisis banjir, parameter utama yang menjadi tolok ukur ketepatan model adalah kesesuaian nilai Debit Puncak (Q_p).

2.7.2. Metode *Percentage Error in Peak Flow* (PEPF)

Pemilihan metode statistik untuk mengevaluasi kinerja model sangat bergantung pada ketersediaan data observasi. Metode seperti *Nash-Sutcliffe Efficiency* (NSE) atau *Root Mean Square Error* (RMSE) umumnya mensyaratkan ketersediaan data hidrograf rentet waktu (*time-series* / jam-jaman) secara utuh. Untuk kondisi ketersediaan data observasi yang terbatas pada pencatatan debit puncak tunggal (*single-event peak discharge*), metode evaluasi yang secara akademis direkomendasikan adalah *Percentage Error in Peak Flow* (PEPF). Menurut pedoman evaluasi pemodelan hidrologi standar (Yu & Zhang, 2023) ,

PEPF digunakan untuk mengkuantifikasi persentase penyimpangan (kesalahan relatif) antara debit puncak hasil pemodelan terhadap debit puncak observasi.

Persamaan matematis PEPF dirumuskan sebagai berikut:

$$PEPF = \frac{Q_s - Q_o}{Q_o} \times 100\% \quad (2.31)$$

Dengan :

PEPF = Persentase kesalahan debit puncak (%)

Q_s = debit puncak banjir hasil simulasi model (m^3/s)

Q_o = debit puncak banjir hasil observasi lapangan (m^3/s)

2.7.3. Klasifikasi Kinerja Model

Untuk menentukan apakah simpangan (nilai PEPF) tersebut dapat diterima secara keteknikan, (Yu & Zhang, 2023) menetapkan kriteria penilaian kinerja (*performance rating*) model hidrologi. Nilai simpangan diukur secara mutlak (*absolut*), di mana batas toleransi berlaku untuk rentang positif (*overestimasi*) maupun negatif (*underestimasi*). Klasifikasi kinerja model ditunjukkan pada tabel berikut.

Tabel 2.5 Klasifikasi Kinerja Model PEPF

Batas Nilai PEPF (%)	Klasifikasi
$< \pm 15$	Sangat Baik (<i>Very Good</i>)
$\pm 15 - \pm 30$	Baik (<i>Good</i>)
$\pm 30 - \pm 40$	Memuaskan (<i>Satisfactory</i>)
$> \pm 40$	Tidak Memuaskan (<i>Unsatisfactory</i>)

(Sumber: Yu & Zhang, 2023)

2.8 Penelitian Terdahulu

Penelitian ini bukan merupakan penelitian pertama dalam bidangnya. Para peneliti telah menggunakan penelitian sebelumnya yang memiliki subjek yang sama dengan tema penelitian ini sebagai referensi untuk memperluas pemahaman mengenai teori yang akan diaplikasikan dalam penelitian ini. Beberapa penelitian terdahulu yang diambil dari jurnal yang menjadi dasar dalam penelitian ini bisa dilihat pada tabel berikut.

Tabel 2.6 Penelitian Terdahulu

Penulis	Metode	Data	Hasil Penelitian
A. Sulistyowati, R. Jayadi, A.P. Nugroho / 2020	Simulasi numerik menggunakan HEC-RAS 2D dengan pendekatan <i>rain-on-grid</i>	Curah hujan ekstrem 100 mm/jam, data topografi, <i>Manning's n</i> , <i>land cover</i>	Model HEC-RAS 2D menghasilkan debit puncak hanya 0,8% berbeda dengan data observasi, dan selisih waktu puncak 1,93 jam—menunjukkan akurasi tinggi simulasi spasial hidrograf (Ansori et al., 2024)
Madhatillah, Rusli HAR / 2020	Analisis statistik debit limpasan berdasarkan perubahan tata guna lahan	Data curah hujan historis, peta penggunaan lahan dari citra satelit, peta DAS	Perubahan tutupan lahan menjadi kawasan terbangun meningkatkan debit puncak limpasan hingga 30–40%. Hal ini menunjukkan dampak signifikan urbanisasi terhadap respon hidrologi DAS. (Madhatillah, 2020)
Humairo Saidah, Agustono Setiawan, Lilik Hanifah, Agus Suroso, Anid Supriyadi / 2021	Perbandingan metode HSS (Nakayasu, ITB 2, Limantara) terhadap hidrograf observasi	Data karakteristik DAS (luas, panjang aliran, lereng), data hujan dan debit observasi	Metode Nakayasu menunjukkan kinerja terbaik dalam estimasi debit puncak, waktu puncak, dan waktu dasar untuk DAS memanjang. Model ini paling mendekati hidrograf observasi (Humairo Saidah et al., 2022)
Esa Bagus Nugrahanto, Slamet Prayogi, Mohammad Pramono Hadi, Rissa Rahmadwiati/2022	Metode Synthetic Unit Hydrograph Nakayasu dengan kalibrasi α dan uji frekuensi	Data DEM (DEMNAS), data curah hujan harian 2007–2018, SIG/ArcGIS	Debit banjir desain untuk periode ulang 1000 thn sebesar 2661,64 m ³ /s, waktu puncak 3,66 jam, korelasi Qobservasi vs Qmodel $R \approx 0.99$, relative error $\approx 4\%$ (Nugrahanto et al., 2022)
Denik S. Krisdayanti, Jhon H. Frans, Emmanuel U.M./2019 Halema	Analisis parameter α pada Nakayasu melalui regresi non-linier dan SIG	Data karakteristik DAS (luas, panjang sungai, kemiringan, form factor, Tg) via SIG	Model $\alpha = 0,129 \times A^{\alpha} - 0,727L^{1,729}S^{\alpha} - 0,143FD^{0,181}$; terbukti nilai α sangat dipengaruhi bentuk DAS memanjang (Krisnayanti & Frans, 2019)