

TESIS

PERUBAHAN PROFIL SUNGAI AKIBAT PERILAKU POLA ALIRAN DI SUNGAI MARUNI



Oleh :

EDWIN HEHAMAHWA
P230 121 4013

PROGRAM PASCA SARJANA
UNIVERSITAS HJASANUDDIN
MAKASSAR
2019



Optimization Software:
www.balesio.com

PERUBAHAN PROFIL SUNGAI AKIBAT PERILAKU POLA ALIRAN DI SUNGAI MARUNI

Tesis

Sebagai Salah Satu Syarat untuk Mencapai Gelar Master

Program Studi
Teknik Sipil

Disusun dan diajukan oleh

EDWIN HEHAMAHWA

Kepada

**PROGRAM PASCASARJANA
UNIVERSITAS HASANUDDIN
MAKASSAR
2019**



TESIS

**PERUBAHAN PROFIL SUNGAI AKIBAT
PERILAKU POLA ALIRAN DI SUNGAI MARUNI**

Disusun dan diajukan oleh

EDWIN HEHAMAHWA

P2301214013

Telah dipertahankan di depan Panitia Ujian Tesis
pada tanggal 28 Desember 2018
dan dinyatakan telah memenuhi syarat

Menyetujui
Komisi Penasihat,

Dr. Eng. Ir. Farouk Maricar, MT
Ketua

Dr. Eng. Mukhsan Putra Hatta, ST., MT
Anggota

Ketua Program Studi
Teknik Sipil

Dr. Farouk Maricar, MT

Dekan Fakultas Teknik
Universitas Hasanuddin

Dr. Ir. Muh. Arsyad Thaha, MT.



PERNYATAAN KEASLIAN TESIS

Yang bertanda tangan di bawah ini:

Nama : Edwin Hehamahwa

Nomor Mahasiswa : P2301214013

Program Studi : Teknik Sipil

Menyatakan dengan sebenarnya bahwa tesis yang saya tulis ini benar-benar merupakan hasil karya saya sendiri, bukan merupakan pengambilalihan tulisan atau pemikiran orang lain. Apabila di kemudian hari terbukti atau dapat dibuktikan bahwa sebagian atau keseluruhan tesis ini hasil karya orang lain, saya bersedia menerima sanksi atas perbuatan tersebut.

Makassar, Desember 2018

Yang Menyatakan

Edwin Hehamahwa



PRAKATA

Puji dan syukur kami panjatkan kepada Tuhan Yang Maha Esa, karena dengan rahmat dan kehendak-Nya penulis dapat menyelesaikan penelitian dan penulisan tesis dengan judul **“Perubahan Profil Sungai Akibat Perilaku Pola Aliran Sungai Maruni”**. Segala hambatan dan permasalahan yang menyertai selama penyusunan tesis ini, dapat terselesaikan tidak lain hanya atas kehendak-Nya. Tesis ini adalah sebagai salah satu persyaratan untuk menyelesaikan pendidikan program magister pada Program Pascasarjana Universitas Hasanuddin Makassar.

Penulis menyadari sepenuhnya bahwa dalam rangkaian kegiatan penelitian serta penulisan tesis ini tidak akan terlaksana sebagaimana yang diharapkan tanpa adanya bantuan dan dukungan dari berbagai pihak, untuk itu pada kesempatan ini perkenankan penulis mengucapkan terima kasih yang sebesar-besarnya kepada:

1. Dr.Eng.Ir. Farouk Maricar, MT. sebagai ketua komisi penasehat, juga selaku Program Studi Teknik Sipil Program Pascasarjana Universitas Hasanuddin Makassar, dan Dr. Eng. Mukhsan Putra Hatta, ST., MT. sebagai anggota Komisi Penasehat, atas bantuan dan bimbingan yang telah diberikan mulai dari pengembangan minat terhadap permasalahan penelitian ini, pelaksanaan penelitian sampai dengan penulisan tesis ini.



Dr. Muh. Wihardi Tjaronge, ST., M.Eng. selaku Ketua Program Teknik Sipil Program Pascasarjana Universitas Hasanuddin

Makassar, para dosen dan staff yang telah membantu penulis selama mengikuti pendidikan pada Program Pascasarjana Universitas Hasanuddin Makassar.

3. Teman-teman Pascasarjana Teknik Sipil Keairan 2014 dan saudara seperjuangan di Lab. Riset Teknik Sungai.
4. Seluruh pihak yang namanya tidak tercantum tetapi telah banyak membantu penulis dalam menyelesaikan tesis ini.
5. Kepada Kedua Orang tua tercinta Ayahanda dan Ibunda yang terus bersabar memberikan dukungan dan semangat kepada penulis dalam penyelesaian tesis ini.
6. Istri tercinta yang selalu setia memberikan support semangat dan dukungan kepada penulis dalam menyelesaikan tesis ini.

Akhir kata penulis berharap tesis ini dapat berguna bagi pengembangan ilmu pengetahuan khususnya di bidang teknik Sungai.

Makassar, Desember 2018

Edwin Hehamahwa



ABSTRAK

EDWIN HEHAMAHWA. *Perubahan Profil Sungai Akibat Perilaku Pola Aliran Di Sungai Maruni (Dibimbing oleh Farouk Maricar dan Mukhsan Putra Hatta).*

Sungai Maruni terletak di Distrik Warmare pada koordinat S 01o 00' 504' dan E 133o 59' 002". Tujuan dari penelitian ini adalah melakukan simulasi debit terhadap perubahan pola aliran dengan menggunakan aplikasi Iric. Analisis data yang digunakan adalah analisis topografi, analisis hidrologi dari data curah hujan hingga analisis debit banjir. Setelah itu hasil analisis data dimasukkan dalam aplikasi Iric untuk melihat perubahan pola aliran akibat debit aliran. Hasil simulasi memperlihatkan terjadinya perubahan pola kecepatan mulai dari 2,8 m/s sampai dengan 11,2 m/s, Kedalaman aliran pada sungai kebanyakan berkisar 0.0 - 3,31 m dan pada area memasuki akhir midel stream kedalaman bertambah antara 6,63 – 9,94 m. Pola elevasi aliran ini dipengaruhi oleh bentuk morfologi sungai dan bentuk geometric. Aliran super kritis mendominasi sepanjang sungai antara 1.99 – 2,98 dan pada bagian yang mendekati down stream 0,995 – 1,99. Aliran sub kritis terlihat pada area akhir midle stream < 0,995.

Kata kunci: iric, pola aliran, morfologi sungai 07 - 19/2/2018



ABSTRACT

EDWIN HEHAMAHWA. *The Amendment of river profil due to flow behavior in Maruni river* (Supervised by **Farouk Maricar and Mukhsan Putra Hatta**).

Maruni River is located in the District of Warmare at coordinates S 01o 00' 504' dan E 133o 59' 002". The purpose of this study is to conduct a simulation of discharge flow pattern changes application Iric. Data analysis is topographical, hydrological analysis analysis of the data analysis to rainfall cura flood discharge. After that the results of the data analysis included in the application the Iric to see changes to the flow pattern due to the discharge flow. The results of the simulation showed the occurrence of changes in patterns of speed ranging from 2.8 m/s up to 11.2 m/s, the depth of the flow on the river most range 0.0-3.31 m and entered the area at the end of the growing depth of stream between midel 6.63 – 9.94 m Pattern. the elevation of this flow is influenced by the form of geometric shapes and river morphology. Super critical flow dominates along the river between 1.99 – 2.98 and at the approaching down stream 0.995 – 1.99. A critical look at the flow of sub area end midle stream < 0.995.

Keywords: *I-RIC, Flow Pattern, River Morphology* *g* . 9/2/2018



Optimization Software:
www.balesio.com

DAFTAR ISI

HALAMAN JUDUL	viii
LEMBAR PENGESAHAN	ii
LEMBAR KEASLIAN TESIS	viii
PRAKATA	viii
ABSTRAK BAHASA INDONESIA	viii
ABSTRAK BAHASA INGGRIS	viii
	viii
iii	
DAFTAR ISI	viii
	viii
DAFTAR TABEL	x
DAFTAR GAMBAR	xviii
DAFTAR SINGKATAN	xii
BAB I PENDAHULUAN	1
A. Latar Belakang	1
B. Rumusan Masalah	2
C. Tujuan Penelitian	2
Manfaat Penelitian	2
Batasan Masalah	2



C.	Sistematika Penulisan	3
BAB II TINJAUAN PUSTAKA		4
A.	Definisi Sungai	4
B.	Banjir	5
C.	Daerah Aliran Sungai (DAS)	6
D.	Sungai Sebagai Saluran Terbuka	7
E.	Hidrologi	18
F.	Pola Aliran Sungai	48
G.	Karakteristik Aliran	53
H.	Morfologi Sungai	59
I.	I- RIC SOFTWARE	60
J.	Modul Nays2DH	61
BAB III METODOLOGI PENELITIAN		64
A.	Jenis dan Variabel Penelitian	64
B.	Data Penelitian	64
C.	Lokasi Penelitian	65
D.	Program dan Prosedur Simulasi	66
E.	Bagan Alir Penelitian	68
BAB IV HASIL PENELITIAN DAN PEMBAHASAN		71
	Analisis Hidrologi	71
	Pola Aliran Pada Daerah Kajian	111



BAB V PENUTUP	120
A. KESIMPULAN	120
B. SARAN	122

DAFTAR TABEL

DAFTAR TABEL	Hal
Tabel 4.19. Tabel Koefisien Limpasan	89
Tabel 4.20 Perhitungan Distribusi Hujan Jam-jaman Mononobe	89
Tabel 4.21 Lengkung Hidrograf Nakayasu	92
Tabel 4.22 Ordinat HSS Metode Nakayasu	92
Tabel 4.23 Perhitungan Koreksi HSS Metode Nakayasu	94
Tabel 4.24 Debit Banjir Rancangan Nakayasu Kala Ulang 2 Tahun	98
Tabel 4.25 Debit Banjir Rancangan Nakayasu Kala Ulang 5 Tahun	99
Tabel 4.26 Debit Banjir Rancangan Nakayasu Kala Ulang 10 Tahun	101
Tabel 4.27 Debit Banjir Rancangan Nakayasu Kala Ulang 25 Tahun	103
Tabel 4.28 Debit Banjir Rancangan Nakayasu Kala Ulang 50 Tahun	104
Tabel 4.28 Debit Banjir Rancangan Nakayasu Kala Ulang 100 Tahun	106
Tabel 4.30 Rekapitulasi Debit Banjir Rancangan Nakayasu Berbagai Kala Ulang	107
Tabel 4.31 Rekapitulasi Debit Banjir Rancangan Metode Nakayasu	109
Tabel 4.28 Debit Banjir Rancangan Nakayasu Kala Ulang 50 Tahun	104
Tabel 4.28 Debit Banjir Rancangan Nakayasu Kala Ulang 50 Tahun	104



DAFTAR GAMBAR

DAFTAR GAMBAR	xi
Gambar 2.1 Klasifikasi Aliran	10
Gambar 2.2 Hubungan kedalaman gerusan dengan kecepatan aliran	16
Gambar 2.3 Hubungan koefisien aliran dan kedalaman relatif	18
Gambar 2.4 Poligon Thiessen pada DAS	22
Gambar 2.5 Peta Isohyet	23
Gambar 2.6 Bentuk Umum Hidrograf Satuan Sintetik (HSS) Snyder	37
Gambar 2.7 Model Hidrograf Satuan Sintetik (HSS) Nakayasu	38
Gambar 2.8 Model Parameter Karakteristik DAS metode Gamma-I	41
Gambar 2.9 Aliran turbulen dan Laminer..	58
Gambar 2.10 Bagan Pengoperasian Software I-Ric	61
Gambar 3.1. Letak Sungai Maruni dalam DAS	65
Gambar 3.2 Tampilan Program I-RIC	66
Gambar 3.3 Tahap Pre-Processing Software I-Ric	67
Gambar 3.4 Tahap Post-Processing Software I-Ric	68
Gambar 3.5 Bagan Alir Penelitian.	70
Gambar 4.1 Unit Hidrograf Satuan Sintetis Nakayasu	97



Gambar 4.2 Hidrograf Banjir Rancangan Metode Nakayasu	110
Gambar 4.3 Lengkung Debit	110
Gambar. 4.4 Pola Kecepatan Aliran pada Sungai Maruni	112
Gambar 4.5 Perubahan Pola Kedalaman Aliran Sungai Maruni	113
Gambar 4.6 Pola kedudukan Elevasi Alran	113
Gambar 4.7 Pola Perilaku Aliran Sungai Maruni berdasarkan Bilangan Froude	115
Gambar 4.8 Pola Perubahan Elevasi Dasar Sungai Maruni	116
Gambar 4.9 Pola Perubahan Tegangan Geser Aliran pada Sungai Maruni	117
Gambar 4.10 Pola perubahan Bed load fluks pada Sungai Maruni	118
Gambar 4.11 Pola Pergerakan Suspended Load pada Sungai Maruni	119
Gambar 4.5 Perubahan Pola Kedalaman Aliran Sungai Maruni	113
Gambar 4.6 Pola kedudukan Elevasi Alran	113



DAFTAR ARTI LAMBANG DAN SINGKATAN

Lambang/singkatan	Arti dan keterangan
A	Luas penampang basah
b	Lebar dasar saluran
C	Koefisien Chezy
D	Jarak antar tiang
D^*	Partikel parameter
D_s	Diameter butiran sedimen
d_{50}	Diameter median material
F^*	Dimensi tegangan geser
Fr	Bilangan Froude
g	Gravitasi
h	Kedalaman aliran
l	Kemiringan dasar saluran
L	Lebar tiang
P	Keliling basah
Q	Debit pengaliran
U_0	Kecepatan aliran
	Kecepatan geser
	Jari-jari hidrolis



ρ_w	kerapatan massa air
τ_c	Tegangan geser kritis
τ_0	Tegangan geser
γ_s	Berat jenis butiran sedimen
γ	Berat jenis air
U	viskositas kinematik
α	Koefisien kecepatan aliran



BAB I

PENDAHULUAN

A. Latar Belakang

Kondisi topografi Kabupaten Manokwari sangat bervariasi membentang mulai dari dataran rendah, rawa sampai dataran tinggi, dengan tipe tutupan lahan berupa hutan hujan tropis, padang rumput dan padang alang-alang. Ketinggian wilayah di Kabupaten Manokwari bervariasi dari 0 > 1000 m.

Sungai di Kabupaten Manokwari mempunyai karakteristik hidrologi dimana waktu hujan konsentrasi banjir yang cepat akibat daerah yang curam dan sungai relative pendek. Hujan yang ada cepat menjadi banjir, meskipun relative cepat surut kembali tapi waktu banjir sering membawa material seperti kayu glodongan disertai longsoran.

Sungai Maruni salah satu sungai di Manokwari yang sering terjadi banjir setiap tahun, limpasan air sungai ke jalan dan kampung-kampung tidak jarang menelan korban jiwa manusia maupun ternak dan kebun-kebun masyarakat setempat. Sungai ini terletak di Distrik Warmare masuk dalam WS.Kamundan Sebyar secara geografis terletak pada titik koordinat S 01° 00' 504' dan E 133° 59' 002".

Berdasarkan fenomena di atas, perlu dilakukan studi lebih lanjut

mengetahui pola aliran di Sungai Maruni.



B. Rumusan Masalah

Masalah yang dibahas dalam penelitian ini dapat dijabarkan dalam rumusan masalah sebagai berikut :

1. Bagaimanakah pengaruh debit sungai terhadap perubahan pola aliran di Sungai Maruni.
2. Bagaimanakah model aliran hasil simulasi akibat debit aliran pada profil Sungai Maruni.

C. Tujuan Penelitian

Dari rumusan masalah diatas, maka tujuan yang akan dicapai dalam penelitian ini yaitu :

1. Untuk mensimulasikan pengaruh debit sungai terhadap perubahan pola aliran di Sungai Maruni
2. Untuk mendeskripsikan hasil simulasi akibat debit terhadap perubahan pola aliran pada profil sungai Maruni.

D. Manfaat Penelitian

Penelitian ini diharapkan dapat bermanfaat sebagai bahan studi tentang Pola Aliran di Sungai Maruni dan untuk pemerintah sebagai referensi untuk pengambilan kebijakan dalam hal penanganan daya rusak air serta pemanfaatan air pada Sungai Maruni.



E. Batasan Masalah

Batasan permasalahan dalam melaksanakan penelitian ini sebagai berikut :

1. Simulasi pola aliran Sungai Maruni menggunakan software IRIC.
2. Sungai Maruni yang ditinjau sepanjang 8 km dari daerah up stream hingga pada bagian akhir midel stream

F. Sistematika Penulisan.

Untuk memudahkan pembahasan dalam penelitian ini, maka sistematika penelitian disusun dalam lima bab. Adapun sistematika penelitian adalah sebagai berikut :

BAB I. PENDAHULUAN

Menguraikan tentang latar belakang masalah, rumusan masalah, tujuan penelitian, manfaat penelitian, batasan masalah, dan sistematika dan organisasi.

BAB II. TINJAUAN PUSTAKA

Menyajikan teori-teori yang digunakan sebagai landasan untuk menganalisis dan membahas permasalahan.

BAB III. METODE PENELITIAN

Menjelaskan mengenai cara-cara pengambilan data dan pengolahan data.

HASIL PENELITIAN DAN PEMBAHASAN



Menyajikan data-data hasil penelitian, analisis data, hasil analisis data dan pembahasannya.

BAB V. PENUTUP

Berisikan kesimpulan dan saran.



BAB II

TINJAUAN PUSTAKA

A. Definisi Sungai

Sungai adalah sistem pengaliran air dari mulai mata air sampai ke muara dengan dibatasi kanan kirinya serta sepanjang pengalirannya oleh sempadan sungai (*Sudaryoko, 1986*). Sungai adalah fitur alami dan integritas ekologis, yang berguna bagi ketahanan hidup (*Brierly, 2005*).

Menurut *Dinas PU*, sungai sebagai salah satu sumber air mempunyai fungsi yang sangat penting bagi kehidupan dan penghidupan masyarakat. sedangkan *PP No. 35 Tahun 1991 tentang sungai*. Sungai merupakan tempat-tempat dan wadah-wadah serta jaringan pengaliran air mulai dari mata air sampai muara dengan dibatasi kanan dan kirinya serta sepanjang pengalirannya oleh garis sempadan.

Sungai adalah bagian permukaan bumi yang letaknya lebih rendah dari tanah disekitarnya dan menjadi tempat mengalirnya air tawar menuju ke laut, danau, rawa, atau ke sungai yang lain (*Hamzah, 2009*).

B. Banjir

Banjir luapan sungai adalah banjir yang terjadi karena aliran memiliki debit di atas normal sehingga air sungai melimpah keluar ran sungai. Aliran sungai dikatakan normal apabila aliran sungai atas di bawah tebing saluran sungai. Daerah di sekitar aliran



sungai besar umumnya adalah dataran banjir yang terbentuk oleh sistem fluvial yang mengakomodasi debit aliran sungai yang besar dan jarang terjadi. Di daerah hilir dari suatu sistem aliran sungai, dataran banjir dapat juga berupa dataran pantai.

Kodoatie dan Syarief (2006) menjelaskan faktor penyebab banjir adalah perubahan guna lahan, pembuangan sampah, erosi dan sedimentasi, kawasan kumuh di sepanjang sungai, system pengendalian banjir yang tidak tepat, curah hujan tinggi, fisiografi sungai, kapasitas sungai yang tidak memadai, pengaruh air pasang, penurunan tanah, bangunan air, kerusakan bangunan pengendali banjir

Kejadian banjir dapat diprediksi berdasarkan pada karakter curah hujan dalam setahun dan karakter DAS. Secara kasar dapat dikatakan bahwa banjir ini akan terjadi di musim hujan. Cepatnya kedatangan dan lamanya genangan dapat diprediksi dari karakter DAS dan sejarah banjir yang pernah terjadi.

C. Daerah Aliran Sungai (DAS)

Daerah Aliran Sungai yang selanjutnya disebut 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 (PP No 37 tentang Pengelolaan DAS).

Daerah Aliran Sungai sebagai suatu hamparan wilayah atau kawasan yang menerima, mengumpulkan air hujan, sedimen dan unsur hara serta mengalirkannya ke laut atau danau. Sehingga fungsi hidrologisnya sangat dipengaruhi oleh jumlah curah hujan yang diterima dan geologi yang mempengaruhi bentuk lahan. Adapaun fungsi hidrologis yang dimaksud adalah sebagai berikut:

1. Mengalirkan air
2. Menyangga kejadian puncak hujan
3. Melepas air secara bertahap
4. Memelihara kualitas air
5. Mengurangi pembuangan massa (seperti tanah longsor).

D. Sungai Sebagai Saluran Terbuka

Kondisi aliran dalam saluran terbuka yang rumit berdasarkan kenyataan bahwa kedudukan permukaan yang bebas cenderung berubah sesuai waktu dan ruang, dan juga bahwa kedalaman aliran, debit, kemiringan dasar saluran dan permukaan bebas adalah tergantung satu sama lain. Kondisi fisik saluran terbuka jauh lebih bervariasi dibandingkan

pipa.



Kombinasi antara perubahan setiap parameter saluran akan mempengaruhi kecepatan yang terjadi. Disisi lain perubahan kecepatan tersebut akan menentukan keadaan dan sifat aliran. Hal ini lah yang ingin diketahui untuk menentukan pengaruh ketinggian terhadap kecepatan yang terjadi. Perilaku aliran dalam saluran yang peka erosi dipengaruhi oleh berbagai faktor fisik dan oleh keadaan lapang yang sangat kompleks dantidak menentu sehingga memerlukan perancangan yang tepat untuk saluran semacam ini.

Sungai sangat penting peranannya bagi kehidupan manusia. Kenyataan ini dapat dilihat dari pemanfaatan sungai yang makin lama makin kompleks, mulai dari sarana transportasi,sumber air baku, sumber tenaga listrik dan sebagainya. Menurut Chow (1992:17), Saluran yang mengalirkan air dengan suatu permukaan bebas disebut saluran terbuka. Menurut asalnya saluran dapat digolongkan menjadi saluran alam (natural) dan saluran buatan (artificial). Saluran alam meliputi semua alur air yang terdapat secara alamiah di bumi, mulai dari anak selokan kecil di pegunungan, selokan kecil, sungai kecil dan sungai besar sampai ke muara sungai.

Sungai merupakan suatu saluran drainase yang terbentuk secara alami yang mempunyai fungsi sebagai saluran. Air yang mengalir di dalam akan mengakibatkan proses penggerusan tanah dasarnya. usan yang terjadi secara terus menerus akan membentuk lubang-



lubang gerusan di dasar sungai. Proses gerusan dapat terjadi karena adanya pengaruh morfologi sungai yang berupa tikungan atau Adanya penyempitan saluran sungai.

1. Sungai

Sungai sangat penting peranannya bagi kehidupan manusia. Kenyataan ini dapat dilihat dari pemanfaatan sungai yang makin lama makin kompleks, mulai dari sarana transportasi, sumber air baku, sumber tenaga listrik dan sebagainya.

Sungai atau saluran terbuka menurut Triatmodjo (1996:103) adalah saluran dimana air mengalir dengan muka air bebas. Pada saluran terbuka, misalnya sungai (saluran alam), variabel aliran sangat tidak teratur terhadap ruang dan waktu. Variabel tersebut adalah tampang lintang saluran, kekasaran, kemiringan dasar, belokan, debit aliran dan sebagainya.

Tipe aliran saluran terbuka menurut Triatmodjo (1996:104) adalah turbulen, karena kecepatan aliran dan kekasaran dinding relatif besar. Aliran melalui saluran terbuka akan turbulen apabila angka Reynolds $Re > 1.000$, dan laminar apabila $Re < 500$.

Aliran melalui saluran terbuka dianggap seragam (*uniform*) apabila berbagai variabel aliran seperti kedalaman, tampang basah, kecepatan, debit pada setiap tampang saluran terbuka adalah konstan. Aliran saluran terbuka disebut tidak seragam atau berubah (*non uniform*)

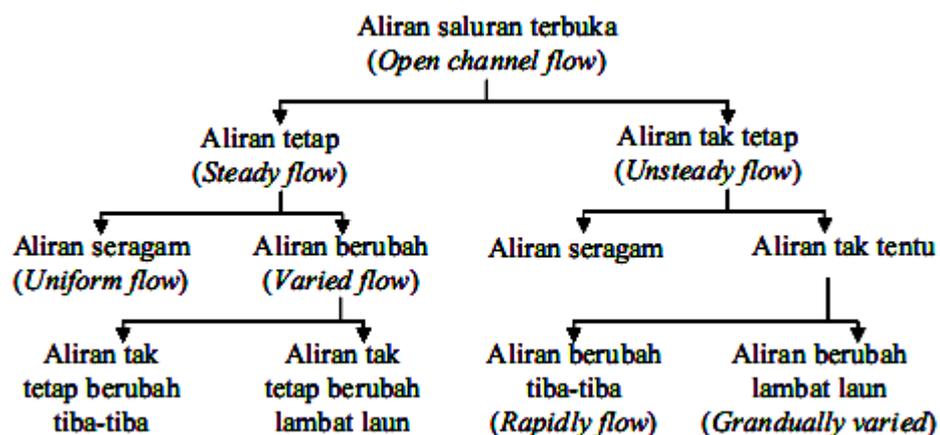


flow atau *varied flow*), apabila variabel aliran seperti kedalaman, tampang basah, kecepatan di sepanjang saluran tidak konstan.

Apabila perubahan aliran terjadi pada jarak yang pendek maka disebut aliran berubah cepat, sedang apabila terjadi pada jarak yang panjang disebut aliran berubah tidak beraturan. Aliran disebut mantap apabila variabel aliran di suatu titik seperti kedalaman dan kecepatan tidak berubah terhadap waktu, dan apabila berubah terhadap waktu disebut aliran tidak mantap.

Selain itu aliran melalui saluran terbuka juga dapat dibedakan menjadi aliran sub kritis (mengalir) jika $Fr < 1$, dan super kritis (meluncur) jika $Fr > 1$. Di antara kedua tipe tersebut aliran adalah kritis ($Fr = 1$).

Klasifikasi aliran menurut Chow (1996) dalam Gunawan (2006:9) dapat digolongkan sebagai berikut :



Gambar 2.1 Klasifikasi Aliran



2. Pola Aliran

Menurut Cartens (1976) dalam Rinaldi (2002:10) tiga tipe interaksi dapat dibedakan berdasarkan perbandingan antara panjang abutmen, (L_a) dengan kedalaman aliran, (D_o) yaitu :

1. $D_o / L_a < 0,5$ interaksi kuat, pusaran menyebabkan pemisahan aliran pada sisi kiri dan kanan struktur yang berlangsung tidak kontinyu atau hanya sebentar- sebentar.
2. $0,5 < D_o / L_a < 1,5$ interaksi lemah
3. $D_o / L_a > 1,5$ tidak ada interaksi, pusaran secara bebas dari sisi kiri dan kanan struktur.

Medan aliran di sekitar abutmen umumnya mempunyai ciri yaitu percepatan aliran di hulu abutmen kemudian melemah di dekat abutmen, atau terjadi perlambatan aliran, selanjutnya aliran dipisahkan oleh sistem vortex. Pada jarak yang cukup jauh dari abutmen ke arah hilir, aliran uniform akan terbentuk kembali.

Pemisahan aliran dan pusaran yang kecil hanya terjadi pada bagian hulu abutmen. Jika sudut antara abutmen dan dinding saluran 90° , maka permukaan air akan bergulung dan pemisahan pusaran yang kecil terjadi pada sudut antara tepi saluran dengan abutmen. Aliran ke bawah pada vertical-wall abutment bisa mengakibatkan gerakan spiral yang kuat pada dasar saluran. Jika aliran cukup kuat maka aliran akan

ntam bagian hulu abutmen, dan selanjutnya terjadi lagi



pemisahan aliran. jalur vortex akan menyebabkan terjadinya lobang gerusan pada dasar saluran.

Menurut Graf (1998) dalam Rinaldi (2002:11) pola aliran dan gerusan pada abutmen agak mirip dengan pilar tunggal. Aliran vertikal ke bawah menyebabkan terjadinya prinsip vortex, yang aktif menyebabkan proses gerusan. Panjang abutmen (L_a), adalah sangat menentukan adanya arus balik pada daerah dead-water di bagian hulu abutmen, dan akan mengganggu prinsip tegangan vortex. Selanjutnya jika panjang abutmen semakin besar maka gerusan yang terjadi bukan hanya disebabkan oleh adanya abutmen tetapi juga disebabkan oleh adanya penyempitan (constriction).

3. Bilangan Froude

Interaksi gaya gravitasi dan gaya inersia aliran pada saluran dinyatakan dengan bilangan Froude (Fr) yang didefinisikan sebagai :

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{gY_o}}$$

dengan :

U = nilai kecepatan aliran rata-rata, m/s.

Y_o = kedalaman aliran, m.

g = percepatan gravitasi, m/s^2 .

Fr = bilangan Froude.



Bilangan Froude dapat digunakan untuk menentukan regime aliran yang terjadi pada saluran. Regime aliran dapat dibagi menjadi 3 kategori (Rinaldi, 2002:20) yaitu :

1. Regime aliran sub-kritis jika nilai $Fr < 1$. Pada aliran sub-kritis peranan gaya tarik bumi lebih menonjol, sehingga aliran mempunyai kecepatan rendah dan sering dikatakan tenang.
2. Regime aliran kritis jika nilai $Fr = 1$. Kedalaman aliran pada regime ini adalah kedalaman kritis.
3. Regime aliran super-kritis terjadi jika $Fr > 1$. Dalam keadaan ini gaya-gaya inersia sangat menonjol, sehingga aliran mempunyai kecepatan tinggi dan kedalaman aliran pada regime ini lebih kecil dari kedalaman kritis, $D < D_{kr}$.

4. Koefisien Kekasaran Dasar

Perilaku aliran terhadap konfigurasi dasar dapat digambarkan sebagai hubungan besaran Manning, koefisien Chesy (C) yang dirumuskan sebagai berikut :

$$C = \frac{r^{1/6}}{n}$$

$$n = \frac{d^{1/6}}{21.1}$$

dengan :

n = angka kekasaran Manning.

d = diameter butir seragam pada dasar saluran, mm.

r = jari-jari hidrolis, m.



Kecepatan rata-rata menurut Chezy dirumuskan sebagai berikut :

$$U = C\sqrt{rS_f}$$

dengan :

U = kecepatan aliran rata-rata, m/s.

S_f = kemiringan dasar energi.

S_o = kemiringan dasar saluran.

S_w = kemiringan permukaan air.

E. Hidrologi

Aliran langsung di bawah permukaan adalah air perkolasi yang bergerak di zona perkolasi yang bergerak horizon tanah. Aliran dasar adalah air yang bergerak di atas aliran air untuk pengukuran muka air. Tampungannya air ini mengalami infiltrasi untuk mengisi persediaan air tanah apabila dasar suatu tampungan air jaraknya jauh dari tempat persediaan air tanah. Sebagian air pada tampungan air mengalami evaporasi kembali karena pengaruh panas matahari (Asdak, 2010).

1. Curah Hujan

Data curah hujan yang tercatat diproses berdasarkan areal yang mendapatkan hujan sehingga didapat tinggi curah hujan rata-rata dan kemudian diramalkan besarnya curah hujan pada periode tertentu.

Untuk dijabarkan tentang cara menentukan tinggi curah hujan areal.

Untuk melakukan penakaran atau pencatatan hujan, kita hanya



mendapat curah hujan di suatu titik tertentu (*point rainfall*). Jika di dalam suatu areal terdapat beberapa alat penakar atau pencatat curah hujan, maka dapat diambil nilai rata-rata untuk mendapatkan nilai curah hujan areal.

Ada 3 macam cara yang berbeda dalam menentukan tinggi curah hujan rata-rata pada areal tertentu dari angka-angka curah hujan di beberapa titik pos penakar atau pencatat (Sosrodarsono dan Takeda, 1987).

a. Rata-rata aljabar

Tinggi rata-rata curah hujan didapatkan dengan mengambil nilai rata-rata hitung (*arithmetic mean*) pengukuran hujan di pos penakar-penakar hujan di dalam areal studi.

$$d = \frac{d_1 + d_2 + d_3 + \dots + d_n}{n} = \sum_{i=1}^n \frac{d_i}{n} \quad (2.1)$$

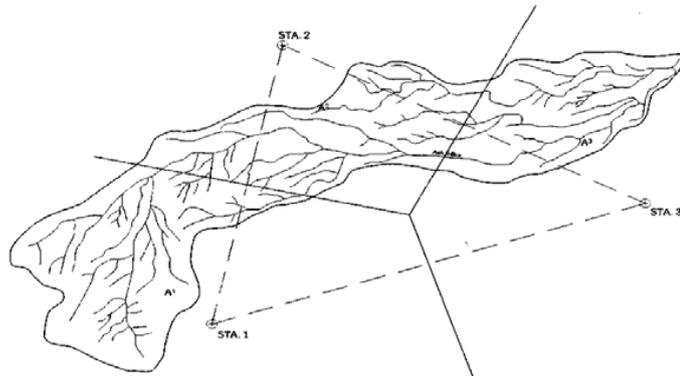
Dimana d = tinggi curah hujan rata-rata, $d_1, d_2 \dots d_n$ = tinggi curah hujan pada pos penakar 1, 2, ...n dan n = banyak pos penakaran.

b. Cara Poligon Thiessen

Cara ini berdasarkan rata-rata timbang (*weighted average*). Masing-masing penakar mempunyai daerah pengaruh yang dibentuk dengan menggambarkan garis-garis sumbu tegak lurus terhadap garis

sumbu di antara dua buah pos penakar. Gambar 2.2. menunjukkan posisi stasiun 1, 2 dan 3 dari skema Poligon Thiessen dalam Aliran Sungai (DAS) (Sosrodarsono dan Takeda, 1987).





Gambar 2.2 Poligon Thiessen pada DAS

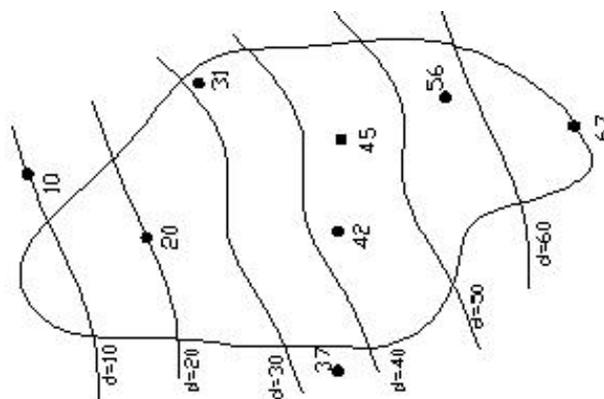
Curah hujan pada suatu daerah dapat dihitung dengan persamaan berikut:

$$d = \frac{A_1 \cdot D_1 + A_2 \cdot D_2 + \dots + A_n \cdot D_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \quad (2.3)$$

Dimana d = tinggi curah hujan rerata daerah (mm), d_n = hujan pada pos penakar hujan (mm), A_n = luas daerah pengaruh pos penakar hujan (km^2) dan A = luas total DAS (km^2).

c. Cara Isohyet

Dalam hal ini kita harus menggambarkan dulu kontur dengan tinggi curah hujan yang sama (Isohyet), seperti terlihat pada Gambar 2.3. berikut.



Gambar 2.3 Peta Isohyet



Kemudian luas bagian di antara garis kontur yang berdekatan diukur, dan nilai rata-ratanya dihitung sebagai berikut:

$$d = \frac{\frac{d_0+d_1}{2}A_1 + \frac{d_1+d_2}{2}A_2 + \dots + \frac{d_{n-1}+d_n}{2}A_n}{A_1 + A_2 + \dots + A_n} \quad (2.4)$$

$$d = \frac{\sum \frac{d_{i-1}+d_i}{2} A_i}{\sum A_i} \quad (2.5)$$

Dimana d = tinggi curah hujan rata-rata areal, A = luas areal total = $A_1 + A_2 + A_3 + \dots + A_n$, dan d_0, d_1, \dots, d_n = curah hujan pada Isohyet 0, 1, 2, ..., n . Ini adalah cara yang paling teliti untuk mendapatkan hujan areal rata-rata, tetapi memerlukan jaringan pos penakar yang relatif lebih padat yang memungkinkan untuk membuat Isohyet. Pada waktu menggambar garis-garis Isohyet sebaiknya juga memperhatikan pengaruh bukit atau gunung terhadap distribusi hujan (hujan orografik) (Sosrodarsono dan Takeda, 1987).

2. Distribusi Frekuensi Curah Hujan

Untuk menganalisis probabilitas curah hujan biasanya dipakai beberapa macam distribusi yaitu: (a) Distribusi Normal, (b) Log Normal, (c) Gumbel, (d) Log Pearson Type III.

a. Distribusi Normal

Distribusi Normal atau kurva normal disebut pula Distribusi Gauss. Untuk analisa frekuensi curah hujan menggunakan metode Distribusi Normal,

persamaan sebagai berikut (Soewarno, 1995):

$$k.Sx \quad (2.6)$$



Dimana:

X_T = Variabel yang diekstrapolasikan, yaitu besarnya curah hujan rencana untuk periode ulang T tahun

X = Harga rata-rata dari data = $\frac{\sum_1^n X_i}{n}$

K = Variabel Reduksi

Sx = Standar Deviasi = $\sqrt{\frac{\sum_1^n X_i^2 - \frac{(\sum_1^n X_i)^2}{n}}{n-1}}$

Tabel 2.1. Nilai Variabel Reduksi Gauss

No	Periode Ulang, T (tahun)	Peluang	K_T
1	1,001	0,999	-3,05
2	1,005	0,995	-2,58
3	1,010	0,990	-2,33
4	1,050	0,950	-1,64
5	1,110	0,900	-1,28
6	1,250	0,800	-0,84
7	1,330	0,750	-0,67
8	1,430	0,700	-0,52
9	1,670	0,600	-0,25
10	2,000	0,500	0
11	2,500	0,400	0,25
12	3,330	0,300	0,52
13	4,000	0,250	0,67
14	5,000	0,200	0,84
15	10,000	0,100	1,28



Lanjutan tabel

No	Periode Ulang, T (tahun)	Peluang	K_T
16	20,000	0,050	1,64
17	50,000	0,020	2,05
18	100,000	0,010	2,33
19	200,000	0,005	2,58
20	500,000	0,002	2,88
21	1,000,000	0,001	3,09

Sumber: Soemarto, 1999

b. Distribusi Log Normal

Untuk analisa frekuensi curah hujan menggunakan metode Distribusi Log Normal, dengan persamaan sebagai berikut (Soewarno, 1995):

$$\log X_T = \log X + k \cdot S_x \log X \quad (2.7)$$

Dimana:

$\log X_T$ = Variabel yang diekstrapolasikan, yaitu besarnya curah hujan rancangan untuk periode ulang T tahun.

$\log X$ = Harga rata-rata dari data = $\frac{\sum_1^n \log(X_i)}{n}$

$S_x \log X$ = Standar Deviasi = $\sqrt{\frac{\sum_1^n (\log X_i^2 - \log \sum_1^n X_i)}{n-1}}$

K = Variabel Reduksi



Tabel 2.2. Nilai K untuk Distribusi Log Normal

No	Periode Ulang, T (tahun)	Peluang	K_T
1	1,001	0,999	-3,05
2	1,005	0,995	-2,58
3	1,010	0,990	-2,33
4	1,050	0,950	-1,64
5	1,110	0,900	-1,28
6	1,250	0,800	-0,84
7	1,330	0,750	-0,67
8	1,430	0,700	-0,52
9	1,670	0,600	-0,25
10	2,000	0,500	0
11	2,500	0,400	0,25
12	3,330	0,300	0,52
13	4,000	0,250	0,67
14	5,000	0,200	0,84
15	10,000	0,100	1,28
16	20,000	0,050	1,64
17	50,000	0,020	2,05
18	100,000	0,010	2,33
19	200,000	0,005	2,58
20	500,000	0,002	2,88
21	1,000,000	0,001	3,09

ber: Soemarto, 1999



c. Distribusi Gumbel

Untuk analisa frekuensi curah hujan menggunakan metode E.J. Gumbel, dengan persamaan sebagai berikut (Soemarto, 1999):

$$X_T = X + K \cdot S_x \quad (2.8)$$

Dimana:

X_T = Variabel yang diekstrapolasikan, yaitu besarnya curah hujan rencana untuk periode ulang T tahun

$$X = \text{Harga rata-rata dari data} = \frac{\sum_1^n X_i}{n}$$

$$S_x = \text{Standar Deviasi} = \sqrt{\frac{\sum_1^n X_i^2 - \frac{(\sum_1^n X_i)^2}{n}}{n-1}}$$

K = Variabel Reduksi

Untuk menghitung variabel reduksi E.J. Gumbel mengambil harga:

$$K = \frac{Y_T - Y_n}{S_n} \quad (2.9)$$

Dimana:

Y_T = Variabel Reduksi sebagai fungsi dari periode ulang T tahun

Y_n = Variabel Reduksi sebagai fungsi dari banyak data (N)

S_n = Standar Deviasi sebagai fungsi dari banyak data (N)



Tabel 2.3. Variabel Reduksi sebagai fungsi dari banyak data (Y_n)

n	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	0,4952	0.4996	0.5035	0.5070	0.5100	0.5128	0.5157	0.5181	0.5202	0.5220
20	0.5236	0.5252	0.5268	0.5388	0.5396	0.5300	0.5320	0.5382	0.5343	0.5353
30	0.5362	0.5371	0.5380	0.5388	0.5396	0.5400	0.5410	0.5418	0.5424	0.5430
40	0.5463	0.5442	0.5448	0.5453	0.5488	0.5468	0.5466	0.5473	0.5477	0.5481
50	0.5485	0.5489	0.5493	0.5497	0.5501	0.5504	0.5508	0.5511	0.5515	0.5518
60	0.5521	0.5524	0.5527	0.5530	0.5533	0.5535	0.5538	0.5540	0.5543	0.5545
70	0.5548	0.5550	0.5552	0.5555	0.5557	0.5559	0.5561	0.5563	0.5565	0.5567
80	0.5569	0.5570	0.5572	0.5574	0.5576	0.5578	0.5580	0.5581	0.5583	0.5585
90	0.5586	0.5587	0.5589	0.5591	0.5592	0.5593	0.5595	0.5596	0.5598	0.5599
100	0.5600									

Sumber: Soemarto, 1999

Tabel 2.4. Reduksi Variate (Y_{TR}) sebagai fungsi periode ulang Gumbel

Periode Ulang	Reduced Variate
2	0.3665
5	14.999
10	22.502
20	29.606
25	31.985
50	39.019
100	46.001
200	52.96
500	62.14
1000	69.19
5000	85.39
10000	99.21

Sumber: Soemarto, 1999



Tabel 2.5. Reduksi Standard Deviasi (S_n) untuk Distribusi Gumbel

n	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	0.9496	0.9676	0.9833	0.9971	10.0985	10.206	10.316	10.411	10.493	10.565
20	10.628	10.696	10.754	10.811	10.864	10.915	10.961	11.004	11.047	11.080
30	11.124	11.159	11.193	11.226	11.255	11.285	11.313	11.339	11.363	11.388
40	11.413	11.436	11.458	11.480	11.499	11.519	11.538	11.557	11.574	11.590
50	11.607	11.623	11.638	11.658	11.667	11.681	11.696	11.708	11.721	11.734
60	11.747	11.759	11.770	11.782	11.793	11.803	11.814	11.824	11.834	11.844
70	11.854	11.863	11.873	11.881	11.890	11.898	11.906	11.915	11.923	11.930
80	11.938	11.945	11.953	11.959	11.967	11.973	11.980	11.987	11.994	12.001
90	12.007	12.013	12.026	12.032	12.038	12.044	12.046	12.049	12.055	12.060
100	12.065									

Sumber: Soemarto, 1999

d. Distribusi Log Pearson III

Untuk analisa frekuensi curah hujan dengan menggunakan metode Log Pearson III, dengan persamaan sebagai berikut (Soemarto, 1999):

$$\log X_T = \overline{\log X} + K_{tr} \cdot S_1 \quad (2.10)$$

Dimana:

$\log X_T$ = Variabel yang diekstrapolasikan, yaitu besarnya curah hujan rancangan untuk periode ulang T tahun.

$\log X$ = Harga rata-rata dari data, $\overline{\log X} = \frac{\sum_{i=1}^n \log X_i}{n}$

S_1 = Standar Deviasi, $S_1 = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\log X_i - \overline{\log X})^2}{n-1}}$

Dengan periode ulang T $C_S = \frac{n \sum_{i=1}^n (\log X_i - \overline{\log X})^3}{(n-1)(n-2) \cdot S_1^3}$ (2.11)



efisien Kemencengan

Tabel 2.6. Nilai K untuk Distribusi Log Pearson III

Kemencengan (Cs)	Periode Ulang Tahun							
	2	5	10	25	50	100	200	1000
	Peluang %							
	50	20	10	4	2	1	0.5	0.1
3.0	-0.396	0.420	1.180	2.278	3.152	4.051	4.970	7.250
2.5	-0.360	0.518	1.250	2.262	3.047	3.845	4.652	6.600
2.2	-0.330	0.574	1.284	2.240	2.970	3.705	4.444	6.200
2.0	-0.307	0.609	1.302	2.219	2.912	3.605	4.298	5.910
1.8	-0.282	0.643	1.318	2.193	2.848	3.499	4.147	5.660
1.6	-0.254	0.675	1.329	2.163	2.780	3.388	3.990	5.390
1.4	-0.225	0.705	1.337	2.128	2.706	3.271	3.828	5.110
1.2	-0.195	0.732	1.340	2.067	2.626	3.149	3.661	4.820
1.0	-0.164	0.758	1.340	2.043	2.542	3.022	3.489	4.540
0.9	-0.148	0.769	1.339	2.018	2.489	2.957	3.401	4.395
0.8	-0.132	0.780	1.336	1.998	2.453	2.891	3.312	4.220
0.7	-0.116	0.790	1.333	1.967	2.407	2.824	3.223	4.105
0.6	-0.099	0.800	1.328	1.939	2.359	2.755	3.132	3.960
0.5	-0.083	0.808	1.323	1.910	2.311	2.686	3.041	3.815
0.4	-0.066	0.816	1.317	1.880	2.261	2.615	2.949	3.670
0.3	-0.050	0.824	1.309	1.849	2.211	2.544	2.856	3.525
0.2	-0.033	0.830	1.301	1.818	2.159	2.472	2.763	3.380
0.1	-0.017	0.836	1.292	1.785	2.107	2.400	2.670	3.235
0.0	-0.000	0.842	1.282	1.751	2.054	2.326	2.576	3.090
-0.1	0.017	0.836	1.270	1.761	2.000	2.252	2.482	3.950
-0.2	0.033	0.850	1.258	1.680	1.945	2.178	2.388	2.810
-0.3	0.050	0.853	1.245	1.643	1.890	2.104	2.294	2.675
-0.4	0.066	0.855	1.231	1.606	1.834	2.029	2.201	2.540
-0.5	0.083	0.856	1.216	1.567	1.777	1.955	2.108	2.400
-0.6	0.099	0.857	1.200	1.528	1.720	1.880	2.016	2.275
-0.7	0.116	0.857	1.183	1.488	1.663	1.806	1.926	2.150
-0.8	0.132	0.856	1.166	1.488	1.606	1.733	1.837	2.035
-0.9	0.148	0.854	1.147	1.407	1.549	1.660	1.749	1.910
-1.0	0.164	0.852	1.128	1.366	1.492	1.588	1.664	1.800
-1.2	0.164	0.852	1.086	1.282	1.379	1.449	1.501	1.625
-1.4	0.195	0.844	1.041	1.198	1.270	1.318	1.351	1.465
-1.6	0.225	0.832	0.994	1.116	1.166	1.200	1.216	1.280
-1.8	0.254	0.817	0.945	0.035	1.069	1.089	1.097	1.130
-2.0	0.282	0.799	0.895	0.959	0.980	0.990	1.995	1.000
-2.2	0.307	0.777	0.844	0.888	0.900	0.905	0.907	0.910
-2.5	0.360	0.752	0.771	0.793	0.798	0.799	0.800	0.802
-3.0	0.396	0.711	0.660	0.666	0.666	0.667	0.667	0.668

Sumber: Soemarto, 1999



3. Uji Distribusi Frekuensi Curah Hujan

Untuk mengetahui apakah data tersebut benar sesuai dengan jenis sebaran teoritis yang dipilih maka perlu dilakukan pengujian lebih lanjut. Untuk keperluan analisis uji kesesuaian dipakai dua metode statistik sebagai berikut:

a. Uji Chi Kuadrat

Uji Chi Kuadrat digunakan untuk menguji apakah distribusi pengamatan dapat disamai dengan baik oleh distribusi teoritis. Perhitungannya dengan menggunakan persamaan berikut (Soewarno, 1995):

$$X_{hit}^2 = \sum_{i=1}^k \frac{(EF-OF)^2}{EF} \quad (2.12)$$

Dimana $k = 1 + 3,22 \log n$, OF = nilai yang diamati dan EF = nilai yang diharapkan.

Agar distribusi frekuensi yang dipilih dapat diterima, maka harga X^2 hitung $< X^2_{Cr}$. Harga X^2_{Cr} dapat diperoleh dengan menentukan taraf signifikan α dengan derajat kebebasan. Batas kritis X^2 tergantung pada derajat kebebasan dan α . Untuk kasus ini derajat kebebasan mempunyai nilai yang didapat dari perhitungan sebagai berikut (Soewarno, 1995):

$$DK = JK - (P + 1) \quad (2.13)$$

Dimana

DK = Derajat Kebebasan

adalah Kelas



P = Faktor keterikatan (untuk pengujian Chi Kuadrat mempunyai keterikatan 2)

b. Uji Smirnov Kolmogorof

Tahap-tahap pengujian Smirnov Kolmogorof adalah sebagai berikut (Soewarno, 1995):

- 1) Plot data dengan peluang agihan empiris pada kertas probabilitas, dengan menggunakan persamaan Weibull:

$$P = \frac{m}{(n+1)} \times 100\% \quad (2.14)$$

Dimana:

m = Nomor urut dari nomor kecil ke besar

n = Banyaknya data

- 2) Tarik garis dengan mengikuti persamaan:

$$\log X_T = \overline{\log X} + G.S_d \quad (2.15)$$

Dari grafik plotting diperoleh perbedaan-perbedaan maksimum antara distribusi teoritis dan empiris:

$$\Delta_{max} = |Pe - Pt| \quad (2.16)$$

Dimana:

Δ_{max} = Selisih maksimum antara peluang empiris dengan teoritis

Pe = Peluang empiris

Pt = Peluang Teoritis



- 3) Taraf Signifikan diambil 5% dari jumlah data (n), didapat Δ_{Cr} .
 Dari Tabel 2.8. uji Smirnov-Kolmogorof, bila $\Delta \text{ maks} < \Delta_{Cr}$, maka data dapat diterima.

A. Hidrograf Satuan Sintetik

Teori klasik hidrograf satuan berasal dari hubungan antara hujan efektif dengan limpasan langsung. Hubungan tersebut merupakan salah satu komponen model *watershed* yang umum. Teori hidrograf satuan merupakan penerapan pertama teori sistem linier dalam hidrologi (Soemarto, 1999).

Di daerah dimana data hidrologi tidak tersedia untuk menurunkan hidrograf satuan, maka dibuat Hidrograf Satuan Sintetis (HSS) yang didasarkan pada karakteristik fisik dari DAS. Berikut ini diberikan beberapa metode yang biasa digunakan dalam menurunkan hidrograf banjir.

1. Hidrograf Satuan Sintetik Snyder

Dalam permulaan tahun 1938, F.F. Snyder dari Amerika Serikat telah mengembangkan rumus empiris dengan koefisien-koefisien empiris yang menghubungkan unsur-unsur hidrograf satuan dengan karakteristik daerah pengaliran (Triatmodjo B, 2008).

Unsur-unsur hidrograf tersebut dihubungkan dengan:

A = Luas daerah pengaliran (km^2)

L = Panjang aliran utama (km)



LC = Jarak antara titik berat daerah pengaliran dengan pelepasan (*outlet*) yang diukur sepanjang aliran utama

Dengan unsur-unsur tersebut Snyder membuat rumus-rumusny sebagai berikut:

$$t_p = C_t(L.L_c)^{0,3} \quad (2.17)$$

$$t_e = \frac{t_p}{5,5} \quad (2.18)$$

$$Q_p = 0,278 \frac{C_p A}{t_p} \quad (2.19)$$

$$T_b = 5,0 \left(t_p + \frac{t_r}{2} \right) \quad (2.20)$$

Dimana:

t_p = Waktu mulai titik berat hujan sampai debit puncak dalam jam

t_e = Lama curah hujan efektif

t_r = Lama standar curah hujan efektif

Q_p = Debit maksimum total

T_b = Waktu dasar hidrograf

Koefisien-koefisien C_t dan C_p harus ditentukan secara empiris, karena besarnya berubah-ubah antara daerah yang satu dengan daerah yang lain. Besarnya $C_t = 1,1 - 2,2$ sedangkan $C_p = 0,1 - 0,8$.

Lamanya hujan efektif $t_e = t_p/5,5$ dimana nilai t_r diasumsikan. Jika $t_e > t_r$ (asumsi), dilakukan koreksi terhadap t_p

$$t' = t_p + 0,25(t_e - t_r) \quad (2.21)$$



+ $\frac{t_r}{2}$

(2.22)

Jika $t_e < t_r$ (asumsi), maka:

$$T_p = t_p + \frac{t_r}{2} \quad (2.23)$$

Menentukan grafik hubungan antara Q_p dan t (UH) berdasarkan persamaan Alexseyev sebagai berikut:

$$Q_t = Y \cdot Q_p \quad (2.24)$$

Dimana:

$$Y = 10^{-a \frac{(1-x)^2}{x}} \quad (2.25)$$

$$X = \frac{t}{T_p} \quad (2.26)$$

$$a = 1,32\lambda^2 + 0,15\lambda + 0,045 \quad (2.27)$$

$$\lambda = \frac{Q_p \cdot T_p}{h \cdot A} \quad (2.28)$$

Dimana:

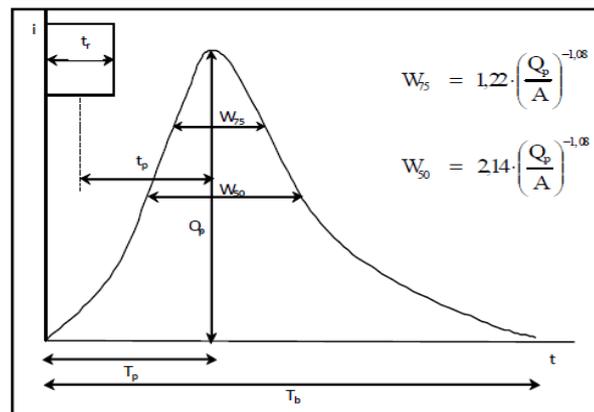
Q_t = Debit dengan periode hidrograf

Y = Perbandingan debit periode hidrograf dengan debit puncak

X = Perbandingan waktu periode hidrograf dengan waktu puncak mencapai puncak banjir

Setelah λ dan a dihitung, maka nilai y untuk masing-masing x dapat dihitung dengan membuat tabel, dari nilai-nilai tersebut diperoleh $t = x \cdot T_p$ dan $Q = y \cdot Q_p$, selanjutnya dibuat grafik hidrograf satuan (Triatmodjo B, 2008)





Sumber: Chow, et al, 1988

Gambar 2.4 Bentuk Umum Hidrograf Satuan Sintetik (HSS) Snyder

2. Hidrograf Satuan Sintetik Nakayasu

Perhitungan debit banjir rancangan menggunakan metode HSS Nakayasu. Persamaan umum Hidrograf Satuan Sintetik (HSS) Nakayasu adalah sebagai berikut (Soemarto, 1999):

$$Q_p = \frac{CA.R_0}{3,6(0,3T_p + T_{0,3})} \quad (2.29)$$

$$T_p = tg + 0,8 tr \quad (2.30)$$

$$tg = 0,21 L^{0,7} \quad (L < 15 \text{ km}) \quad (2.31)$$

$$tg = 0,4 + 0,058 L \quad (L > 15 \text{ km}) \quad (2.32)$$

$$tr = 0,75 tg \quad (2.33)$$

$$T_{0,3} = a \cdot tg \quad (2.34)$$

$$Q_t = \left(\frac{t}{T_p}\right)^{2,4} \cdot Q_p \quad (2.35)$$



Dimana:

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

R_0 = Hujan satuan (mm) = 1 (tetapan)

CA = Luas DAS (km^2)

T_p = Tenggang waktu dari permulaan hujan sampai puncak banjir (jam)

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

t_g = Waktu konsentrasi (jam)

t_r = Satuan waktu hujan

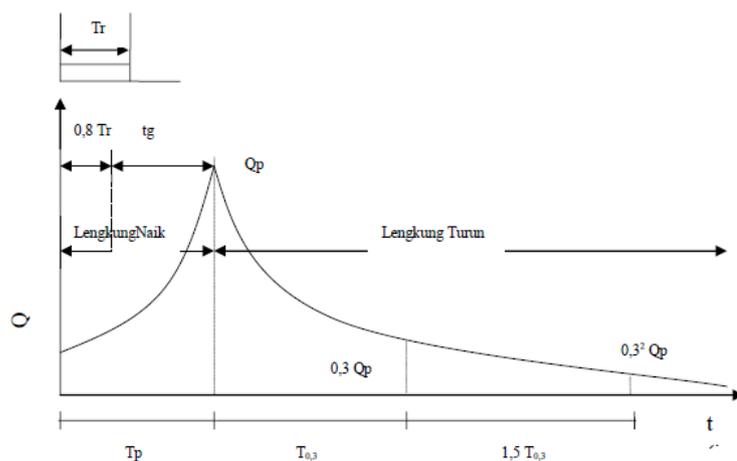
α = Parameter hidrograf, bernilai antara 1,5 – 3,0

Q_t = Debit pada saat t jam (m^3/det)

L = Panjang sungai (km).

Gambar 2.5. merupakan contoh gambar Hidrograf Satuan Sintetik (HSS)

Nakayasu berupa hubungan antara waktu dengan debit puncaknya.



Gambar 2.5 Model Hidrograf Satuan Sintetik (HSS) Nakayasu
 Sumber: Triatmodjo B, 2008



Persamaan-persamaan yang digunakan dalam Hidrograf Satuan Sintetik (HSS) Nakayasu adalah:

- a. Pada kurva naik, $0 \leq t \leq T_p$

Maka:

$$Q_t = Q_p \left(\frac{t}{T_p} \right)^{2,4} \quad (2.36)$$

- b. Pada kurva turun, $T_p \leq t < (T_p + T_{0,3})$

Maka:

$$Q_t = Q_p \cdot 0,3^{\left[\frac{t-T_p}{T_{0,3}} \right]} \quad (2.37)$$

- c. Pada kurva turun, $(T_p + T_{0,3}) \leq t < (T_p + T_{0,3} + 1,5T_{0,3})$

Maka:

$$Q_t = Q_p \cdot 0,3^{\left[\frac{t-T_p+0,5T_{0,3}}{1,5T_{0,3}} \right]} \quad (2.38)$$

- d. Pada kurva turun, $t > (T_p + T_{0,3} + 1,5T_{0,3})$

Maka:

$$Q_t = Q_p \cdot 0,3^{\left[\frac{t-T_p+0,5T_{0,3}}{2,5T_{0,3}} \right]} \quad (2.39)$$

Dimana:

Q_t = Debit pada saat t jam (m^3/det)



F. Pola Aliran Di Sungai

Suatu sistem jaringan sungai akan membentuk pola pengaliran tertentu diantara saluran utama dengan cabang-cabangnya dan pembentukan pola pengaliran ini sangat ditentukan oleh faktor geologinya. Pola pengaliran sungai dapat diklasifikasikan atas dasar bentuk dan teksturnya. Bentuk atau pola berkembang dalam merespon terhadap topografi dan struktur geologi bawah permukaannya. Saluran-saluran sungai berkembang ketika air permukaan (surface runoff) meningkat dan batuan dasarnya kurang resisten terhadap erosi.

Jenis pola pengaliran sungai antara alur sungai utama dengan cabang-cabangnya disatu wilayah dengan wilayah lainnya sangat bervariasi. Adanya perbedaan pola pengaliran sungai disatu wilayah dengan wilayah lainnya sangat ditentukan oleh perbedaan kemiringan topografi, struktur dan litologi batuan dasarnya. Berikut jenis-jenis pola Aliran sungai :

1. Pola Aliran Dendritik

Pola aliran dendritik adalah pola aliran yang cabang-cabang sungainya menyerupai struktur pohon. Pada umumnya pola aliran sungai dendritik dikontrol oleh litologi batuan yang homogen. Pola aliran dendritik

memiliki tekstur/kerapatan sungai yang dikontrol oleh jenis batuan dasarnya. Sebagai contoh sungai yang mengalir diatas batuan yang



tidak/kurang resisten terhadap erosi akan membentuk tekstur sungai yang halus (rapat) sedangkan pada batuan yang resisten (seperti granit) akan membentuk tekstur kasar (renggang). Pola aliran ini biasanya dijumpai di wilayah dataran dan wilayah pantai

Tekstur sungai didefinisikan sebagai panjang sungai per satuan luas. Mengapa demikian ? Hal ini dapat dijelaskan bahwa resistensi batuan terhadap erosi sangat berpengaruh pada proses pembentukan alur-alur sungai, batuan yang tidak resisten cenderung akan lebih mudah di-erosi membentuk alur-alur sungai. Jadi suatu sistem pengaliran sungai yang mengalir pada batuan yang tidak resisten akan membentuk pola jaringan sungai yang rapat (tekstur halus), sedangkan sebaliknya pada batuan yang resisten akan membentuk tekstur kasar.

2. Pola Aliran Radial

Pola aliran radial adalah pola aliran sungai yang arah alirannya menyebar secara radial dari suatu titik ketinggian tertentu, seperti puncak gunungapi atau bukir intrusi. Pola aliran radial juga dijumpai pada bentuk-bentuk bentang alam kubah . Pada bentang alam ini pola aliran sungainya kemungkinan akan merupakan kombinasi dari pola radial dan annular.

3. Pola Aliran Rectangular



Pola rectangular umumnya berkembang pada batuan yang resisten terhadap erosinya mendekati seragam, namun dikontrol oleh

kekar yang mempunyai dua arah dengan sudut saling tegak lurus. Kekar pada umumnya kurang resisten terhadap erosi sehingga memungkinkan air mengalir dan berkembang melalui kekar-kekar membentuk suatu pola pengaliran dengan saluran salurannya lurus-lurus mengikuti sistem kekar.

Pola aliran rectangular dijumpai di daerah yang wilayahnya terpatahkan. Sungai-sungainya mengikuti jalur yang kurang resisten dan terkonsentrasi di tempat tempat dimana singkapan batumannya lunak. Cabang-cabang sungainya membentuk sudut tumpul dengan sungai utamanya. Dengan demikian dapat disimpulkan bahwa pola aliran rectangular adalah pola aliran sungai yang dikendalikan oleh struktur geologi, seperti struktur kekar (rekahan) dan sesar (patahan). Sungai rectangular dicirikan oleh saluran-saluran air yang mengikuti pola dari struktur kekar dan patahan.

4. Pola Aliran Trellis

Pola aliran trellis adalah pola aliran sungai yang berbentuk pagar (trellis) dan dikontrol oleh struktur geologi berupa perlipatan sinklin dan antilin. Sungai trellis dicirikan oleh saluransaluran air yang berpola sejajar, mengalir searah kemiringan lereng dan tegak lurus dengan saluran utamanya. Saluran utama berarah searah dengan sumbu lipatan.



5. Pola Aliran Centripetal

Pola aliran centripetal merupakan pola aliran yang berlawanan dengan pola radial, dimana aliran sungainya mengalir kesatu tempat yang berupa cekungan (depresi). Pola aliran centripetal merupakan pola aliran yang umum dijumpai di bagian barat dan baratlaut Amerika, mengingat sungai-sungai yang ada mengalir ke suatu cekungan, dimana pada musim basah cekungan menjadi danau dan mengering ketika musim kering. Dataran garam terbentuk ketika air danau mengering.

6. Pola Aliran Annular

Pola aliran annular adalah pola aliran sungai yang arah alirannya menyebar secara radial dari suatu titik ketinggian tertentu dan ke arah hilir aliran kembali bersatu. Pola aliran annular biasanya dijumpai pada morfologi kubah atau intrusi loccolith.

7. Pola Aliran Paralel (Pola Aliran Sejajar)

Sistem pengaliran paralel adalah suatu sistem aliran yang terbentuk oleh lereng yang curam/terjal. Dikarenakan morfologi lereng yang terjal maka bentuk aliran-aliran sungainya akan berbentuk lurus-lurus mengikuti arah lereng dengan cabang-cabang sungainya yang sangat

Pola aliran paralel terbentuk pada morfologi lereng dengan lereng yang seragam.



Pola aliran paralel kadangkala meng-indikasikan adanya suatu patahan besar yang memotong daerah yang batuan dasarnya terlipat dan kemiringan yang curam. Semua bentuk dari transisi dapat terjadi antara pola aliran trellis, dendritik, dan paralel.

G. Karakteristik Aliran

Kondisi biofisik setiap saluran terbuka memiliki karakter yang berbeda yang mencerminkan tingkat kepekaan dan potensi suatu saluran. Pengumpulan data fisik dengan mencatat beberapa faktor yang dominan pada suatu wilayah akan mencerminkan karakteristik suatu saluran.

Karakteristik aliran adalah gambaran spesifik mengenai aliran yang dicirikan oleh parameter yang berkaitan dengan keadaan topografi, tanah, geologi, vegetasi, penggunaan lahan, hidrologi, dan manusia.

Aliran air dalam suatu saluran dapat berupa aliran dalam saluran terbuka, dan dapat pula berupa aliran dalam pipa. Kedua jenis aliran tersebut memiliki prinsip yang sangat berbeda. Aliran melalui saluran terbuka adalah aliran yang memiliki permukaan bebas sehingga memiliki tekanan udara walaupun berada dalam saluran tertutup. Adapun aliran dalam pipa merupakan aliran yang tidak memiliki permukaan bebas, karena aliran air mengisi saluran secara terus menerus, sehingga tidak dipengaruhi oleh tekanan udara dan hanya dipengaruhi oleh tekanan

Karakteristik aliran terdiri dari :



1. Tipe Aliran

Mengkaji suatu aliran pada saluran terbuka, haruslah dipahami tentang sifat dan jenis aliran itu sendiri. Adapun tipe aliran pada saluran terbuka yakni dipengaruhi oleh adanya suatu permukaan bebas yang berkaitan langsung dengan parameter-parameter aliran seperti kecepatan, kekentalan, gradient serta geometri saluran.

Aliran saluran terbuka dapat digolongkan berdasarkan pada berbagai kriteria, salah satu kriteria utama adalah perubahan kedalaman aliran (h) terhadap waktu (t) dan terhadap tempat (s).

a. Tipe Aliran Berdasarkan Kriteria Waktu yaitu:

- 1) Aliran Tetap / mantap (*Steady Flow*) yaitu aliran di mana kedalaman air (h) tidak berubah menurut waktu atau dianggap tetap dalam suatu interval waktu, dengan demikian kecepatan aliran pada suatu titik tidak berubah terhadap waktu dan segala variabel disepanjang saluran sama.
- 2) Aliran tidak tetap / tidak mantap (*Unsteady Flow*) yaitu apabila kedalaman air (h) berubah menurut waktu demikian pula kecepatannya berubah menurut waktu. Aliran ini terbagi dua yaitu: Aliran seragam tidak tetap (*unsteady uniform flow*) dan aliran tidak tetap dan berubah-ubah (*unsteady varied flow*). Aliran ini hampir tidak pernah terjadi.

Aliran Seragam (*uniform flow*) yaitu aliran dimana segala variabel seperti kedalaman, luas, debit, konstan disepanjang saluran sama.



- 4) Aliran tidak seragam (*un-uniform Flow*) yaitu aliran berubah-ubah (*varied flow*) disepanjang saluran terhadap kedalaman, luas, dan debit, Yang terdiri dari: Aliran tetap berubah lambat laun (*gradually varied flow*) dan Aliran tetap berubah dengan cepat (*rapidle varied flow*).
- b. Tipe Aliran Berdasarkan Kriteria Tempat yaitu:
- 1) Aliran seragam (*uniform flow*) yaitu: aliran dimana segala variabel seperti kedalaman, luas penampang, dan debit konstan disepanjang saluran sama. Aliran ini terbagi dua yaitu:
 - a). Aliran seragam tetap (*steady uniform flow*) yaitu aliran seragam yang tidak berubah terhadap waktu.
 - b). Aliran seragam tidak tetap (*unsteady uniform flow*) yaitu aliran yang dapat pula berubah terhadap waktu apabila fruktiasi muka air terjadi dari waktu ke waktu namun tetap pararel dengan dasar saluran.
 - 2) Aliran Tidak seragam (*non uniform flow*) yaitu aliran dimana segala variabel seperti kedalaman, luas penampang, dan debit berubah di sepanjang saluran. Aliran ini disebut juga aliran berubah-ubah (*varied flow*) yaitu; Aliran berubah lambat laun (*gradually varied flow*) dan Aliran berubah dengan cepat.



2. Sifat-sifat Aliran

Sifat-sifat aliran saluran terbuka pada dasarnya ditentukan oleh adanya Pengaruh kekentalan (*viscositas*) dan pengaruh gravitasi dalam perbandingannya dengan gaya-gaya kelembaman (*inersia*) dari aliran. Tegangan permukaan sebenarnya juga dapat berpengaruh pada sifat-sifat aliran, namun dalam kebanyakan aliran tegangan permukaan tidak memegang peranan penting, oleh karena itu tidak diperhitungkan. Selanjutnya apabila perbandingan antara pengaruh gaya-gaya kelembapan dengan gaya-gaya kekentalan yang dipertimbangkan maka aliran dapat dibedakan menjadi: aliran laminar, dan aliran turbulen serta aliran transisi. Parameter yang dipakai sebagai dasar untuk membedakan sifat aliran tersebut adalah suatu parameter tidak berdimensi yang dikenal dengan angka Reynold (Re) yaitu: perbandingan (*ratio*) dari gaya kelembapan (*inersia*) terhadap gaya-gaya kekentalan (*viscositas*) persatuan volume.

- 1) Sifat-sifat aliran berdasarkan pengaruh gaya kelembapan dengan gaya kekentalan yaitu:
 - a) Aliran Laminar yaitu suatu aliran dimana gaya-gaya kekentalan relatif lebih besar dibanding dengan gaya kelembapan sehingga kekentalan berpengaruh besar terhadap sifat aliran. Pada aliran ini partikel cairan seolah-olah bergerak secara teratur menurut lintasan tertentu.



- b) Aliran Turbulen yaitu apabila kecepatan aliran lebih besar daripada kekentalan dalam hal ini butiran-butiran air bergerak menurut lintasan yang tidak teratur, tidak lancar, tidak tetap, walaupun butiran bergerak maju dalam kesatuan aliran secara keseluruhan.
- c) Aliran Transisi yaitu Aliran peralihan dari laminar ke aliran turbulen dimana kekentalan relatif terhadap kecepatan.

Pengaruh kekentalan terhadap kelembaban dapat dinyatakan dengan bilangan Reynold. Reynold menerapkan analisa dimensi pada hasil percobaannya dan menyimpulkan bahwa perubahan dari aliran laminar ke aliran turbulen terjadi suatu harga yang dikenal dengan angka Reynold (Re). Angka ini menyatakan perbandingan antara gaya-gaya kelembaban dengan gaya-gaya kekentalan yaitu :

$$Re = \frac{\tilde{v}R}{\mu} \dots\dots\dots (1)$$

Dimana :

Re = Angka Reynold

\tilde{v} = Kecepatan rata-rata aliran (m/det)

R = Jari-jari Hidrolis (m)

μ = kekentalan (*viscositas*) kinematik cairan (m^2/det)

Kemudian dari berbagai percobaan disimpulkan bahwa untuk

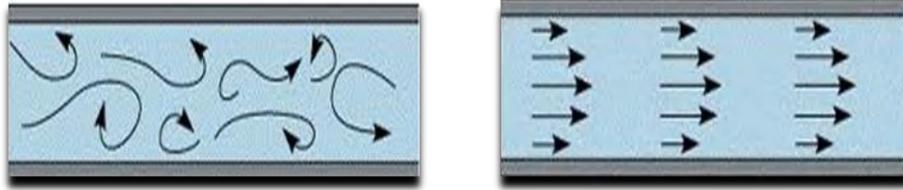
terbuka :

$Re < 500$ aliran laminar



$500 < Re < 12.500$ aliran transisi

$Re < 12.500$ aliran turbulen



Gambar 2.6 Aliran turbulen dan Laminer

a) Turbulen

b) Laminer

2) Sifat-sifat aliran berdasarkan Perbandingan gaya kelembapan dengan gaya Gravitasi.

- a) Aliran super kritis yaitu suatu aliran dimana kecepatan alirannya lebih besar daripada kecepatan gelombangnya.
- b) Aliran kritis yaitu suatu aliran dimana kecepatan alirannya sama besar dengan kecepatan gelombangnya.
- c) Aliran subkritis yaitu suatu aliran dimana kecepatan alirannya lebih kecil dari pada kecepatan gelombangnya.

Parameter yang membedakan ketiga aliran tersebut adalah parameter yang tidak berdimensi yang dikenal dengan angka Froude (Fr) yaitu angka perbandingan antara gaya kelembapan dan gaya gravitasi, dirumuskan dengan

$$Fr = \frac{\tilde{v}}{\sqrt{g \cdot h}} \dots\dots\dots (2)$$



Dimana:

Fr = Angka Froude

\bar{v} = Kecepatan rata-rata aliran (m/det)

h = Kedalaman aliran (m)

g = Gaya Gravitasi (m/det²)

Sehingga :

- a) Aliran bersifat Kritis apabila $Fr = 1$, dimana kecepatan aliran sama dengan kecepatan rambat gelombang.
- b) Aliran bersifat subkritis apabila $Fr < 1$, dimana kecepatan aliran lebih kecil daripada kecepatan rambat gelombang.
- c) Aliran bersifat superkritis apabila $Fr > 1$, dimana kecepatan aliran lebih besar dari pada kecepatan rambat gelombang.

H. Morfologi Sungai

Morfologi sungai **adalah ilmu pengetahuan yang mempelajari tentang geometri (bentuk dan ukuran)**, jenis, sifat dan perilaku sungai dengan segala aspek perubahannya dalam matra ruang dan waktu. Dengan demikian menyangkut sifat dinamik sungai dan lingkungannya yang saling terkait, sungai akan leluasa dalam menyesuaikan ukuran – ukuran bentuknya, sebagai reaksi oleh adanya perubahan kondisi hidraulik dari aliran. Dengan demikian bagian dasar dan tebing sungai

bentuk oleh material yang diangkut oleh aliran sungai dari zaman geologi pada periode yang panjang. Ukuran dan bentuk



sungai tersebut selanjutnya disebut morfologi sungai (legano, 1989). Jadi dalam morfologi dan hidrolika sungai ini mengkaji perilaku dan proses pembentukan alur sungai yang merupakan suatu agen yang merubah permukaan bumi (Soekarno Indratmo, 1997). Sifat – sifat sungai sangat dipengaruhi oleh luas dan bentuk daripada daerah pengaliran serta kemiringannya.

I. I- Ric Software

I-RIC (International River Interface Cooperative) adalah sebuah perangkat lunak analisis aliran dan perubahan dasar sungai yang menggabungkan fungsi MD_SWMS (Multi Dimensional Surface Water Modeling System), yang dikembangkan oleh USGS (Survei Geologi AS) dan RIC-Nays, yang dikembangkan oleh Yayasan Pusat Penelitian Pencegahan Bencana Sungai Hokkaido. I-RIC memiliki beberapa modul komputasi numerik seperti pada Tabel 2.9 dibawah :

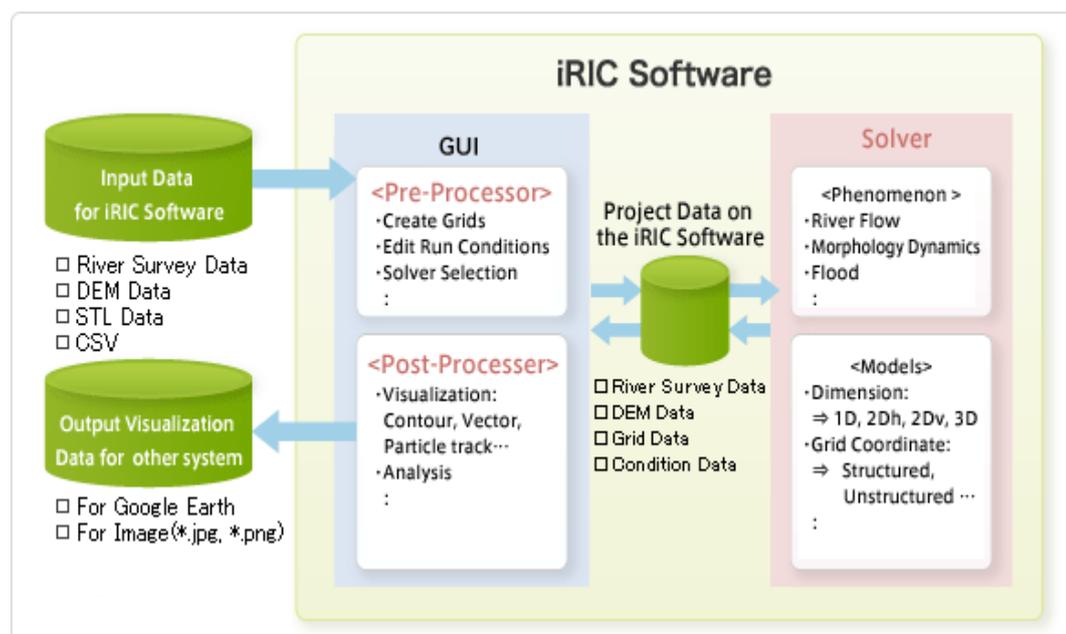
Tabel 2.9 Modul Komputasi Numerik I-RIC

No	Modul Numerik	No.	Modul Numerik	No.	Modul Numerik
1	Nays2DH	6	Nays2Dflood	11	ELIMO
2	FaSTMECH	7	Mflow_02	12	Nays1D+
3	NaysEddy	8	NaysCUBE	13	DHABSIM
	River2D	9	CERIID	14	EvaTrip
	StoRM	10	SRM		

: Web IRIC



Secara umum pengoperasian simulasi menggunakan software I-RIC mempunyai tiga tahapan utama, yaitu pre-processing, solver, dan post-processing.



Gambar 2.7 Bagan Pengoperasian Software I-Ric
(Sumber : I-ric.org diakses 03 Oktober 2018).

J. Modul Nays2DH

Nays2DH adalah modul dua dimensional (2D) simulasi aliran, transpor sedimen, perubahan morfologi dasar dan tebing sungai hasil penggabungan modul Nays2D dan Morpho2D. Kedua modul tersebut memiliki kelebihan masing-masing akan tetapi memiliki persamaan secara umum dalam permodelan dua dimensi (2D). Nays2D yang dikembangkan

Yasuyuki Shimizu dari Hokkaido University merupakan modul 2D al yang mampu menyelesaikan perhitungan aliran, transpor



sedimen, evolusi dasar dan erosi sungai. Nays2D telah diterapkan pada praktiknya seperti proses perubahan dasar sungai akibat pohon dan vegetasi, perhitungan dan prediksi genangan di dataran banjir, sedimentasi pada pertemuan sungai, analisis erosi tebing dan bencana banjir (Shimizu, 2014). Sedangkan, Morpho2D dikembangkan oleh Dr. Hiroshi Takebayashi merupakan modul penyelesaian dua dimensional perubahan morfodinamik di sungai. Morpho2D dapat mensimulasikan perubahan morfologi dasar sungai dengan butiran sedimen seragam dan tidak seragam serta sudah diterapkan dalam aplikasi teknik sungai seperti perubahan dasar sungai akibat vegetasi dan perubahan dasar sungai dengan dasar sungai tidak tererosi seperti bedrocks dan dasar sungai tetap (Shimizu, 2014).

