

BAB II TINJAUAN PUSTAKA

2.1. Hidrometri

Hidrometri adalah ilmu pengetahuan tentang cara pengukuran dan pengolahan data unsur aliran. Pengukuran yang langsung dilakukan di stasiun hidrometri meliputi tinggi muka air, kecepatan aliran, luas penampang aliran, dan pengambilan sampel air. Sampel air dianalisis di laboratorium guna mengetahui kandungan atau konsentrasi sedimen melayang (*suspended load*). Fluktuasi muka air dinyatakan dalam grafik hidrograf muka air (*stage hydrograph*). Selanjutnya dengan data luas tampang aliran dan kecepatan rerata aliran dapat dihitung debit aliran yang berupa hidrograf debit (*discharge hydrograph*). Dengan diketahui konsentrasi sedimen melayang dan debit aliran air maka dapat diketahui laju angkutan sedimen melayang.

2.1.1. Pengamatan Tinggi Muka Air

Yang dimaksud dengan tinggi muka air ialah tinggi muka air diatas suatu bidang tertentu sungai ataupun rawa. Mengukur tinggi muka air diperlukan karena dapat dipakai untuk menentukan debit suatu aliran. Kecuali itu tinggi muka air juga dapat digunakan untuk keperluan perencanaan bangunan yang berhubungan dengan tinggi aliran seperti jembatan-jembatan atau untuk menentukan dataran banjir (*flood plain*) dan lain-lain. Catatan tinggi muka air dapat dicapai dengan pengamatan yang teratur dari suatu alat duga air biasa dan alat duga air otomatis.

2.1.1.1. Alat Duga Air Biasa

Salah satu cara untuk memperoleh data tinggi muka air ialah dengan pengamatan yang teratur dari suatu alat duga air biasa. Keuntungan dari alat ini ialah murah dan mudah dipasang. Tetapi kerugiannya ialah karena memerlukan tenaga manusia untuk pekerjaan pengamatan yang terus menerus dan juga kurangnya ketelitian untuk membuat perkiraan grafik tinggi muka air yang terjadi melalui data pengamatan tinggi muka air tersebut.

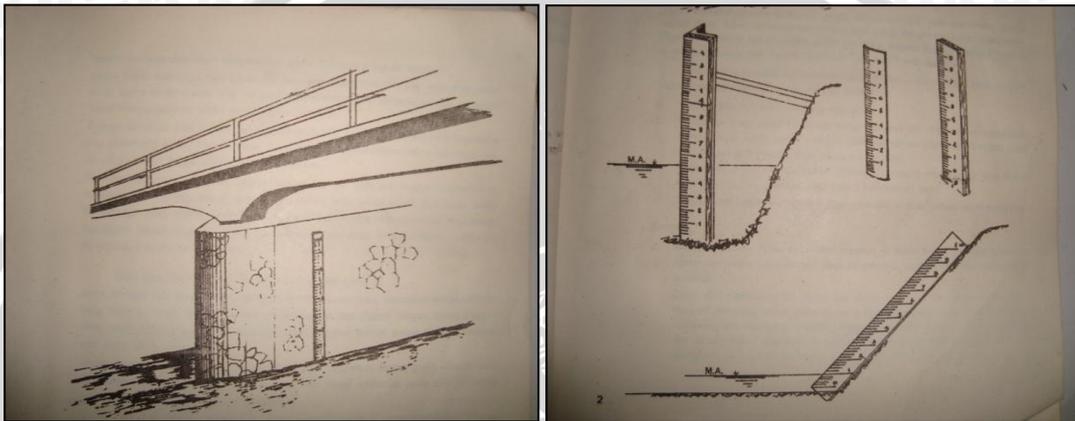
Di samping alat duga air biasa ini dipasang sebagai peralatan utama untuk pengukuran muka air, alat duga air biasa ini juga dapat dipasang sebagai peralatan pembantu bagi peralatan duga air otomatis yang fungsinya sebagai berikut:

- a. Untuk menentukan tinggi muka air di dalam sumur pencatat (*stilling well*).
- b. Sebagai pengganti sementara dari alat duga air otomatis apabila pesawatnya mendapat kerusakan.

Ada beberapa jenis alat duga air biasa, ialah:

- Papan duga (dari kayu atau baja yang dilapisi enamel)
- Kawat duga (*wire-weight gage*)
- Pita duga (*float-tape gage*)
- Pita elektrik duga (*electric tape gage*)

Papan duga dan kawat duga, biasa dipasang di luar sumur pencatat sebagai alat pembantu di pos duga air otomatis. Sedangkan pita duga dipasang sebagai pembantu di dalam sumur pencatat duga otomatis.



Gambar 2.1. Alat Duga Air Biasa
Sumber: Anonim (1977:3)

Papan duga air dapat dibaca langsung oleh penjaga pos duga air biasa. Pengamatan dilakukan tiga kali sehari yaitu pada jam 12.00 dan pada jam 17.00. diwaktu banjir pengamatan dilakukan lebih sering dari biasanya yaitu antara 30 menit sekali, tergantung dari cepatnya kenaikan muka air banjir; semakin cepat naiknya, makin sering pengamatannya, dan dilakukan sampai air banjir surut kembali (keadaan normal)

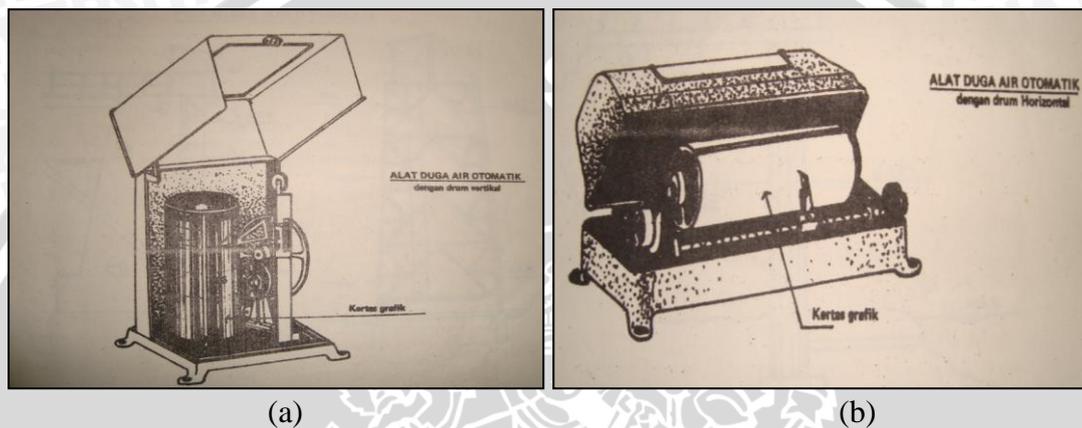
2.1.1.2. Alat Duga Air Otomatik

Cara terbaik untuk memperoleh data tinggi muka air ialah dengan pengamatan dari kertas grafik yang dihasilkan oleh alat duga air otomatis. Pencatat jalur dari suatu alat duga air otomatis menghasilkan cararan grafik naik turunnya muka air sesuai waktunya. Jadi ada suatu unsur waktu dan unsur tinggi muka air yang apabila bekerja bersama-sama akan menghasilkan grafik fluktuasi muka air tersebut.

Unsur waktu dilakukan oleh konstruksi jam yang digerakkan oleh per, sedangkan unsur tinggi muka air dilakukan oleh konstruksi pelampung yang bergerak ke atas ke bawah sesuai gerakan muka air di sumur pencatat.

Dengan demikian jelas bahwa pengamatan pada alat duga air otomatis ialah bagaimana cara memasang kertas diagram yang tepat sesuai dengan keadaan waktu dan tinggi muka air pada saat kertas diagram itu dipasangkan.

Frekwensi penggantian kertas diagram tergantung dari jenis alat duga air otomatisnya, misalnya satu minggu sekali, dua minggu sekali, satu bulan sekali, tiga bulan sekali bahkan ada yang setahun sekali. Hanya perlu diperhatikan bahwa makin lama waktu mengganti kertas diagram, maka ada kemungkinan akan terjadi kesalahan atau penyimpangan grafik pada diagram.



Gambar 2.2. Alat duga air otomatis dengan (a) drum vertical (b) drum horizontal
Sumber: Anonim (1977:5)

Cara penggantian kertas diagram adalah sebagai berikut:

1. Drum diambil dari pesawatnya, penjepit kertas dikendorkan, kemudian kertas diagram yang telah dipenuhi dengan gambar grafik diambil dan diganti dengan kertas diagram yang masih kosong, penjepit kertas dikuatkan kembali sampai kertas diagram melekat erat pada drum dengan baik.
2. Ujung pensil pada pencatat jalur disetel sampai menyentuh kertas grafik dengan baik dan dengan menyesuaikan waktu (jammnya) dan tinggi muka air pada saat itu maka jarum pensil di pencatat jalur dikuatkan.
3. Untuk memutar jammnya, dianjurkan jangan mencapai batas maksimum (jangan terlalu keras) sebab dikhawatirkan pernya akan putus. Pengalaman sangat diperlukan dalam hal memutar jam ini, sebab apabila per putus, pesawat duga air otomatis ini tidak akan dapat bekerja lagi, karena *sparepart* per sangat sulit diperoleh.

Pada saat memasang dan membuka kertas diagram, maka pada tiap kertas diagram harus dicatat di dalamnya hal-hal sebagai berikut:

- Tanggal, jam, dan menitnya pada saat itu.
- Pembacaan tinggi muka air di luar sumur pencatat dan di dalam sumur pencatat. Pembacaan di dalam sumur pencatat dilakukan dengan pita duga (*float tape gage*) atau dengan pita electric duga (*electric tape gage*). Pembacaan di luar sumur pencatat dilakukan dengan membaca papan duga di luar sumur pencatat atau dengan kawat duga (*wire-weight gage*).
- Nama, tanda tangan penjaga alat duga air otomatis, lengkap dengan nama tempatnya.

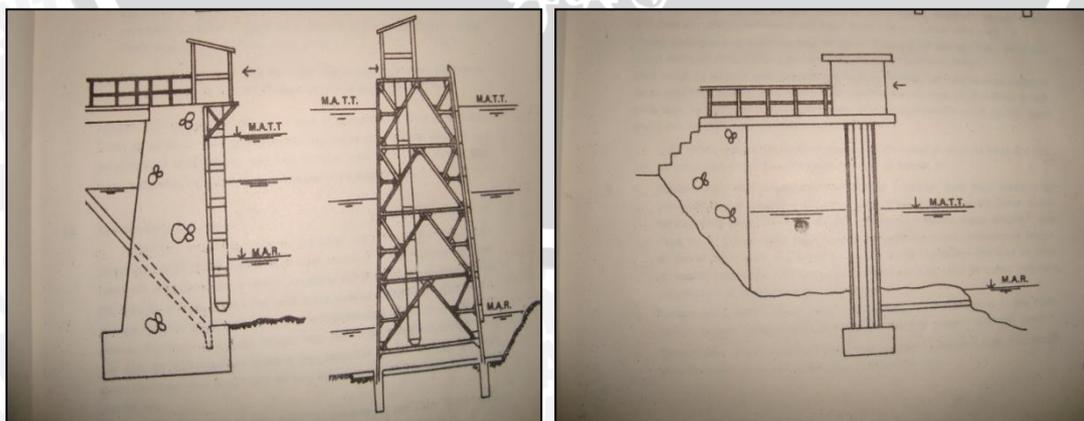
Catatan:

- Pembacaan tinggi muka air di luar maupun di dalam sumur pencatat sebaiknya dibaca dari lantai bangunan alat duga air otomatis tersebut atau dari ujung sumur pencatat.

Dasar dari pembacaan ini, yaitu dari lantai bangunan alat duga air otomatis maupun dari ujung sumur pencatat, harus dipakai pedoman pada waktu setiap kali memasang dan mengganti diagram untuk menentukan tinggi muka air di dalam dan di luar sumur pencatat. Apabila ternyata tinggi muka air tersebut terdapat perbedaan, maka ini berarti bagian ujung bawah sumur pencatat (*intake*) terganggu lumpur atau kotoran-kotoran lain.

- Kawat duga (*wire-weight gage*) tidak boleh dipasang terlalu jauh dari alat duga air otomatis, sebaiknya 0.5 s.d. 0.75 meter dari sumbu pencatat.

Kesulitan akan timbul ialah alat duga air otomatis tidak bekerja atau rusak. Dalam hal ini penjaga diharuskan membaca tinggi muka air dari papan duga, dan cara pengamatannya adalah seperti yang telah diuraikan sebelumnya. Penjaga harus segera melapor kerusakan tersebut ke kantor yang bersangkutan.



Gambar 2.3. Pos Duga Air Otomatik
Sumber: Anonim (1977:5)

2.1.2. Pengamatan Debit Sungai

Penentuan debit sungai dapat dilaksanakan dengan cara pengukuran aliran dan cara analisis. Pelaksanaan pengukuran debit sungai dapat dilakukan secara langsung dan cara tidak langsung, yaitu dengan melakukan pendataan terhadap parameter alur sungai dan tanda bekas banjir. Dalam hidrologi masalah penentuan debit sungai dengan cara pengukuran termasuk dalam bidang hidrometri, yaitu ilmu yang mempelajari masalah pengukuran air atau pengumpulan data dasar untuk analisis mencakup data tinggi muka air, debit dan sedimentasi.

2.1.2.1. Pengukuran Debit Secara Langsung

Besarnya aliran tiap waktu atau disebut dengan debit, akan tergantung pada luas tampang aliran dan kecepatan aliran rerata. Pendekatan nilai debit dapat dilakukan dengan cara mengukur tampang aliran dan mengukur kecepatan aliran tersebut. Cara ini merupakan prosedur umum dalam pengukuran debit sungai secara langsung.

Pengukuran luas tampang aliran dilakukan dengan mengukur tinggi muka air dan lebar dasar alur sungai. Untuk mendapatkan hasil yang lebih teliti, pengukuran tinggi muka air dapat dilakukan pada beberapa titik pada sepanjang tampang aliran. Selanjutnya debit aliran dihitung sebagai penjumlahan dan semua luasan pias tampang aliran yang terukur.

Pengukuran kecepatan aliran dilakukan dengan alat ukur kecepatan arus. Beberapa cara pengukuran kecepatan arus aliran sungai yang banyak digunakan adalah sebagai berikut ini.

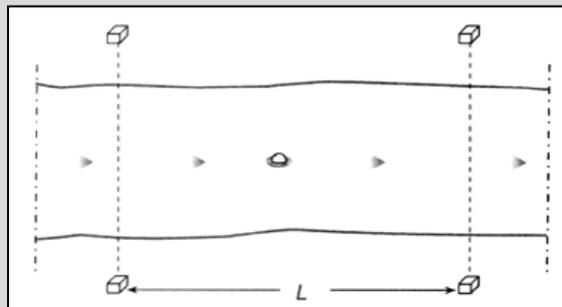
2.1.2.1.1. Pengukuran Kecepatan Arus Dengan Pelampung

Pengukuran kecepatan aliran dengan menggunakan pelampung dapat dilakukan apabila dikehendaki besaran kecepatan aliran dengan tingkat ketelitian yang relatif rendah. Cara ini masih dapat digunakan untuk praktek dalam keadaan:

- a. Untuk memperoleh gambaran kasar tentang kecepatan aliran,
- b. Karena kondisi sungai yang sangat sulit diukur, misal dalam keadaan banjir, sehingga dapat membahayakan petugas pengukur.

Cara pengukuran adalah dengan prinsip mencari besarnya waktu yang diperlukan untuk Bergeraknya pelampung pada sepanjang jarak tertentu. Selanjutnya kecepatan rerata arus didekati dengan nilai panjang jarak tersebut dibagi dengan waktu tempuhnya. Pengukuran dapat dilakukan dengan cara sebagai berikut:

- 1) Tetapkan satu titik pada salah satu sisi sungai, misal ditandai dengan patok kayu atau pohon dan satu titik yang lain di seberang sungai yang jika dihubungkan dua titik tersebut akan berupa garis tegak lurus arah aliran.
- 2) Tentukan jarak L , misal 20 meter dan garis yang dibuat pada langkah pertama dan buat garis yang sama (tegak lurus aliran) pada titik sejauh L tersebut.
- 3) Hanyutkan pelampung (dapat berupa sembarang benda yang dapat terapung, misal bola ping-pong, gabus, kayu dll.) pada tempat di hulu garis pertama, pada saat melewati garis pertama tekan tombol stopwatch dan ikuti terus pelampung tersebut. Pada saat pelampung melewati garis kedua stopwatch ditekan kembali, sehingga akan didapat waktu aliran pelampung yang diperlukan, yaitu T .
- 4) Kecepatan arus dapat dihitung dengan L/T (m/detik)



Gambar 2.4. Pengukuran kecepatan arus dengan pelampung
Sumber: Sri Harto Br (1993)

Perlu mendapat perhatian bahwa cara ini akan mendapatkan kecepatan arus pada permukaan, sehingga untuk memperoleh kecepatan rerata pada penampang sungai hasil hitungan perlu dikoreksi dengan koefisien antara 0,85 - 0,95. Selain itu pengukuran dengan cara ini harus dilakukan beberapa kali mengingat distribusi aliran permukaan yang terjadi tidak merata. Dianjurkan paling tidak pengukuran dilakukan 3 kali, kemudian hasilnya dirata-ratakan.

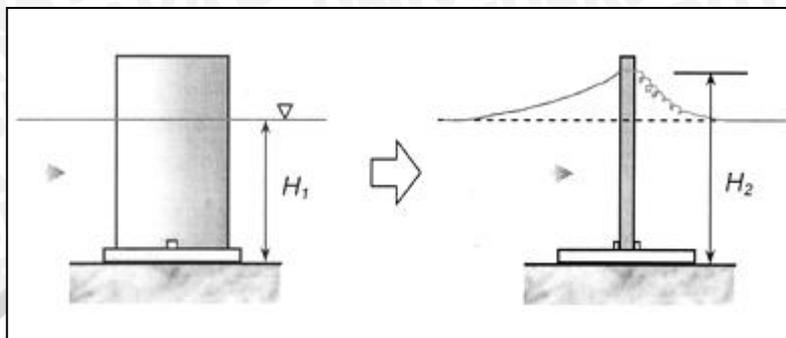
2.1.2.1.2. Pengukuran Kecepatan Arus Dengan *Velocity Head Rod*

Dengan alat ini hasil pengukuran yang didapat juga tidak begitu teliti dan yang terukur adalah kecepatan aliran permukaan. Sebaiknya digunakan pada pengukuran yang dikendaki secara cepat pada kecepatan aliran yang lebih besar. Cara pengukuran dapat dijelaskan sebagai berikut:

- 1) Letakkan alat pada tempat yang akan diukur dengan posisi sejajar dengan arus aliran.
- 2) Setelah aliran kembali tenang, baca ketinggian muka air aliran (H_j).

- 3) Putar alat 90° , sehingga tegak lurus aliran, kemudian baca tinggi muka air yang terjadi (H_2).
- 4) Kecepatan aliran aliran dapat didekati dengan:

$$V = \sqrt{2g(H_2 - H_1)}$$



Gambar 2.5. Pengukuran kecepatan aliran dengan *Velocity Head Rod*
Sumber: Sri Harto Br (1993)

2.1.2.1.3. Pengukuran Kecepatan Arus Dengan *Trupp's Ripple Meter*

Alat ukur kecepatan arus ini mempunyai ketelitian hasil yang lebih baik dari alat terdahulu. Prinsip yang digunakan adalah dengan mengamati sudut yang dibentuk oleh riak pada hilir batang yang dipancang pada aliran sungai. Makin besar kecepatan aliran, sudut ini akan makin kecil. Pengukuran dapat dilakukan sebagai berikut:

- 1) Masukkan alat ukur ke dalam air dan amati dua buah riak yang berbentuk pada masing-masing batang.
- 2) Ukur jarak antara titik pengukuran sampai dengan titik perpotongan antara kedua riak tersebut, yaitu L (feet).
- 3) Kecepatan aliran permukaan dapat didekati dengan:

$$V = C + XL$$

dengan:

V = kecepatan aliran permukaan (feet/det),

C = tetapan sebesar 0,40,

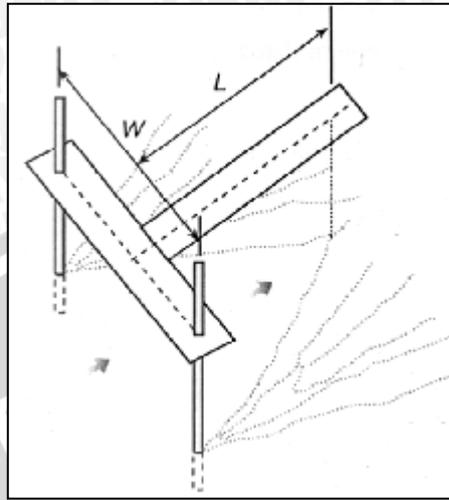
X = variabel yang tergantung dan nilai W seperti pada tabel berikut

Tabel 2.1. Hubungan antara X dan W pada Trupp Ripple Meter

W	X
4	0,280
6	0,206
8	0,161
9	0,145
12	0,109

Sumber: Sri Harto Br (1993)

Mengingat faktor tetapan C dalam rumus empiris tersebut, maka penggunaan nilai 0,40 perlu diuji kebenarannya, dapat dilakukan dengan kalibrasi alat tersebut di laboratorium.



Gambar 2.6. Pengukuran kecepatan arus dengan *Trupp's Ripple Meter*
Sumber: Sri Harto Br (1993)

2.1.2.1.4. Pengukuran Kecepatan Arus Dengan *Current Meter*

Alat ini paling umum digunakan karena dapat menghasilkan ketelitian yang cukup baik. Prinsip kerja alat ukur ini adalah dengan mencari hubungan antara kecepatan aliran dan kecepatan putaran baling-baling *current meter* tersebut.

Umumnya hubungan tersebut dinyatakan dalam bentuk sebagai berikut:

$$V = an + b$$

dengan

V = kecepatan aliran permukaan (feet/det),

C = tetapan sebesar 0,40,

X = variabel yang tergantung dan nilai W seperti pada Tabel 2.1

Alat ini ada dua macam, yaitu *current meter* dengan sumbu mendatar dan dengan sumbu tegak seperti terlihat pada Gambar 2.7. Bagian-bagian alat ini terdiri dari:

- Baling-baling sebagai sensor terhadap kecepatan, terbuat dari *streamline styling* yang dilengkapi dengan propeler, generator, sirip pengarah dan kabel-kabel.
- Contact box*, merupakan bagian pengubah putaran menjadi signal elektrik yang berupa suara atau gerakan jarum pada kotak monitor berskala, kadang juga dalam bentuk digital,

- c. Head phone yang digunakan untuk mengetahui jumlah putaran baling-baling (dengan suara “klik”), kadang bagian ini diganti dengan *monitor box* yang memiliki jendela penunjuk kecepatan aliran secara langsung.

Dengan alat mi dapat dilakukan pengukuran pada beberapa titik dalam suatu penampang aliran. Dalam praktek digunakan untuk pengukuran kecepatan aliran rerata pada satu vertikal dalam suatu tampang aliran tertentu. Mengingat bahwa distribusi kecepatan aliran secara vertikal tidak merata, maka pengukuran dapat dilakukan dengan beberapa cara sebagai berikut mi.

- 1) Pengukuran pada satu titik yang umumnya dilakukan jika kedalaman aliran kurang dan 1 meter. Alat ditempatkan pada kedalaman $0.6 H$ diukur dari muka air.
- 2) Pengukuran pada beberapa titik, dilakukan pada kedalaman $0.2 H$ dan $0.8 H$ diukur dari muka air. Kecepatan rerata dihitung sebagai berikut:

$$V = 0,5(V_{0,2} + V_{0,8})$$

- 3) Pengukuran dengan tiga titik dilakukan pada kedalaman $0.2H$, $0.6H$ dan juga pada $0.8H$. Hasilnya dirata-ratakan dengan rumus:

$$V = 1/3(V_{0,2} + V_{0,6} + V_{0,8})$$



Gambar 2.7. *Current Meter* model 6500

2.1.2.2. Pengukuran Debit Secara Tidak Langsung

Dalam hal tertentu pengukuran debit secara tidak langsung seringkali diperlukan. Pengukuran dengan cara ini dapat dilaksanakan apabila pengukuran secara langsung sulit dilaksanakan karena faktor kondisi atau permasalahan sebagai berikut:

- a. Pengukuran debit secara langsung berbahaya bagi keselamatan petugas dan peralatan yang digunakan,

- b. Sifat perubahan debit banjir relatif singkat waktunya dan saat kejadiannya sulit diramalkan,
- c. Selama suatu pengukuran dilakukan, kadang-kadang banjir tidak terjadi, sehingga diperlukan cara lain untuk memperkirakan debit banjir tersebut,
- d. Kadang-kadang pengukuran debit banjir untuk beberapa tempat sulit dilaksanakan pada saat yang bersamaan, padahal datanya sangat diperlukan.

Pengukuran debit secara tidak langsung dapat dilaksanakan dengan dua cara, yaitu cara luas kemiringan dan cara ambang.

2.1.2.2.1. Pengukuran Debit Dengan Cara Luas Kemiringan

Prinsip pengukuran debit dengan cara luas kemiringan (*slope area method*) adalah dengan menghitung debit aliran yang telah terjadi berdasarkan tanda bekas banjir, geometri sungai dan parameter fisik alur sungai. Hitungan didasarkan pada rumus pengaliran, dapat dengan rumus Manning atau rumus Chezy. Prosedur pengukuran dapat dijelaskan sebagai berikut ini.

- 1) Pengukuran tanda bekas banjir, yaitu elevasi atau ketinggian muka air banjir maksimum pada dua lokasi/titik di sepanjang alur sungai yang ditinjau.
- 2) Ukur selisih tinggi antara muka air banjir di hulu dan di hilir (h) dan panjang jarak kedua titik tersebut (L). Kemiringan muka air banjir dapat dihitung, yaitu besarnya selisih tinggi muka air banjir dibagi dengan jarak antara dua titik yang diukur.
- 3) Ukur luas penampang melintang aliran di kedua titik (A_1 dan A_2) dan penampang memanjangnya.
- 4) Debit aliran dapat dihitung dengan rumus berikut (Manning):

$$Q = 1/nAR^{2/3}S^{1/2}$$

dengan:

Q = debit aliran (m³/det)

n = koefisien kekasaran Manning (det/ m^{1/3})

A = luas tampang basah (m)

R = radius hidraulik (m)

S = kemiringan garis energi

Nilai koefisien Manning dapat ditetapkan berdasarkan pengamatan kondisi alur atau dengan pengukuran debit pada saat tidak banjir. Penetapan nilai koefisien Manning ini sebaiknya digunakan current meter agar diperoleh hasil yang teliti. rumus di atas, diperlukan proses hitungan dengan coba sebagai berikut ini.

1. Hitung debit perkiraan pertama dengan rumus berikut:

$$Q_o = K_2 \left[\frac{\Delta h}{\left[\frac{K_2}{K_1} x L + \left[\frac{K_2}{A_2} \right]^2 x \left[\left[\frac{A_2}{A_1} \right]^2 + 1 \right] x \frac{1}{2g} \right]} \right]^{1/2}$$

$$\text{Dengan } K_1 = 1/n \cdot A_1 \cdot R_1^{2/3}$$

$$K_2 = 1/n \cdot A_2 \cdot R_2^{2/3}$$

g = percepatan grafitasi

2. Hitung kecepatan rerata pada tiap tampang aliran:

$$V_1 = Q_0/A_1 \text{ dan } V_2 = Q_0/A_2$$

3. Hitung kehilangan tinggi energi antara titik 1 dan 2 dengan rumus:

$$h_f = \Delta h + \frac{(V_1^2 - V_2^2)}{2g}$$

4. Hitung debit hasil cek sebagai berikut:

$$Q_1 = \sqrt{K_1 K_2} x S^{1/2} \text{ dan } S = h_f / L$$

Jika nilai Q_1 tidak/belum mendekati Q_0 , ulangi langkah (2) sampai dengan (4), sampai didapat hasil yang cukup dekat.

2.1.2.2.2. Pengukuran Debit Dengan Cara Ambang

Pengukuran debit dengan cara ambang dapat dilaksanakan pada aliran melalui ambang alam atau ambang buatan. Ambang buatan dapat berupa bendung, bangunan pengendali dan pelindung sungai.

Prinsip hitungan adalah dengan menerapkan rumus hidraulika aliran melalui ambang dengan bentuk umum sebagai berikut:

$$Q = c \times B \times H^m$$

dengan:

Q = debit aliran melalui ambang,

B = lebar ambang,

H = tinggi aliran di atas ambang,

c, m = konstanta yang tergantung pada bentuk ambang.

2.1.2.3. Penentuan Debit Dengan Cara Analisis

Penentuan debit sungai dengan cara analisis, dapat dilakukan dengan analisis hidrologi berdasarkan data hujan di DAS dan parameter DAS. Metode yang lazim digunakan adalah:

- a. metode empiris,
- b. metode rasional,

c. metode matematik.

Penggunaan cara analisis hidrologi dalam penentuan debit sungai, hanya dapat diperbolehkan apabila pengukuran secara langsung seperti dijelaskan pada uraian terdahulu tidak dapat dilakukan karena terbatasnya data, baik secara kualitatif maupun kuantitatif. Pemilihan metode yang dipergunakan harus disesuaikan dengan karakteristik DAS yang ditinjau, data tersedia, dan harus mendapat persetujuan dan pihak pemilik, perancang (pendesain), dan instansi yang berwenang dan bertanggungjawab terhadap pembinaan sungai.

Banyak rumus empiris untuk menghitung debit sungai telah dikembangkan sejak lama. Rumus-rumus tersebut diturunkan dengan mencoba mencari hubungan antara debit dengan parameter fisik DAS dan data klimatologi (data hujan). Berikut diberikan beberapa contoh rumus empiris hitungan debit sungai tersebut

1. Rumus Dicken

$$Q = cA^{3/4}$$

dengan:

Q = debit banjir maksimum (m³/detik)

c = konstanta yang besarnya 11,42 untuk antara 600 - 1250 mm dan maksimum adalah 35

A = luas DPS (km²)

2. Rumus Gupta

$$G_p = 67,080 \sqrt{\frac{2}{A^3} \left(\frac{L \times LCA}{s} \right)^{1/6}}$$

Dimana

Q_p = debit puncak (ft)

S = landai sungai rata (ft/mile),

L = panjang sungai utama (mile),

LCA = panjang sungai utama diukur dan setasiun hidrometri sampai titik di sungai terdekat dengan pusat DAS (mile²)

A = luas DAS (mile²)

3. Rumus Rodda

$$Q(2,33) = f(A, R(2,33), D)$$

dengan:

Q(2,33) = debit hujan rata-rata (ft³/detik)

$R(2,33)$ = hujan tahunan rata-rata (inchi)

A = luas DAS (mile)

D = kerapatan jaringan kuras (km/km²)

4. Flood Design Manual for Java and Sumatra (1983)

Rumus empiris ini merupakan hasil penelitian di Jawa dan Sumatra, yaitu yang dilaksanakan oleh DPMA Direktorat Jenderal Pengairan Departemen PU bekerja sama dengan *Institute of Hydrology Wallingford Oxon U.K.* berupa pedoman atau manual untuk penentuan banjir rancangan. Untuk memperkirakan debit banjir tahunan (*mean annual flood*) dapat dihitung berdasarkan data karakteristik DAS berikut:

$$MAF = 8,00 \times 10^{-6} \times \text{AREA}^V \times \text{APBAR}^{2,445} \times \text{SIMS}^{0,117} \times (1+\text{LAKE})^{-0,85}$$

$$V = 1,02 - 0,0275 \log_{10} \text{AREA}$$

dengan:

MAF = *mean annual flood* (m³/det),

AREA = luas DAS (km²),

APBAR = hujan harian maksimum tahunan rerata (mm),

SIMS = indeks slope (m/km),

LAKE = indeks danau (lake index).

Besarnya APBAR dapat dihitung berdasarkan data hujan rerata DAS (hujan harian maksimum) yang diperoleh dan hitungan dengan cara isohyet (PBAR) dan nilai faktor reduksi perataan hujan (ARF). Nilai APBAR adalah perkalian antara ARF dan PBAR. Nilai ARF dapat dihitung dengan ketentuan sebagai berikut ini.

Tabel 2.2. Nilai ARF berdasarkan luas DAS

Luas DAS (km ²)	ARF
1 – 10	0,99
10 – 30	0,97
30 – 30.000	$1,152 - 0,1233 \log_{10} \text{AREA}$

Masih banyak rumus empiris hitungan debit sungai yang umumnya dikembangkan di luar negeri (Eropa dan USA) yang belum tentu cocok untuk daerah tropis seperti di Indonesia. Untuk itu, perlu mendapat perhatian adalah penerapan rumus-rumus tersebut harus hati-hati, terutama penggunaan angka-angka yang dalam rumus merupakan konstanta empiris.

Penggunaan cara analisis dalam menentukan debit sungai sering harus dilakukan terutama dalam kaitannya dengan keperluan informasi pola dan besarnya aliran sungai tahunan. Sebagai contoh dalam penentuan debit dominan sungai, perlu diketahui besarnya debit aliran sungai yang mewakili aliran secara kontinyu dalam satu tahun. Untuk masalah ini, kiranya tidak mungkin dilakukan pengumpulan data debit secara terus menerus dengan cara pengukuran langsung, mengingat kesulitan-kesulitan seperti yang telah dijelaskan pada uraian terdahulu. Umumnya kesulitan ini diatasi dengan cara pembuatan kurva debit atau rating curve aliran sungai pada suatu tampang tertentu. Dengan kurva debit ini, pemantauan dan pengukuran debit dapat dilakukan berdasarkan pengamatan terhadap data tinggi muka air. Cara ini mempunyai kekurangan yaitu bahwa keberlakuan kurva debit sangat terbatas, mengingat perubahan geometri sungai akibat proses morfologi sungai. Untuk itu kurva debit perlu diperbaiki/dibuat lagi pada setiap periode tertentu (misal setiap 2 tahun).

Penggunaan cara analisis dalam penentuan debit aliran juga mengandung keterbatasan, yaitu belum tentu mendapatkan hasil yang teliti, khususnya pada kasus dimana digunakan model matematik (model hidrologi) pada lokasi yang tidak terdapat data aliran sama sekali. Kesulitan ini dijumpai pada tahap kalibrasi, yang bertujuan untuk mendapatkan besaran parameter DAS yang cukup mewakili kondisi DAS. Meskipun demikian, secara teoritis dengan cara model hidrologi dapat diperkirakan aliran kontinyu dengan periode hitungan yang pendek, misal harian atau jam-jaman.

Penjelasan rinci tentang penentuan debit sungai dengan cara rasional dan dengan model matematik disajikan pada uraian di sub-bab berikutnya, yaitu dalam kaitannya dengan penentuan debit banjir rancangan.

2.1.3. Pengambilan Sampel Air

Pengambilan sedimen dasar sungai dilakukan di tiga titik, yaitu tepi kiri-tengah tepi kanan. Tiga titik pengambilan ini diharapkan dapat mewakili sedimen dasar pada daerah lokasi penelitian. Pengambilan sampel dilakukan dengan menggunakan sebuah kaleng/botol air mineral. Sampel yang telah di ambil akan di keringkan dengan panas matahari sebelum dibawa ke Laboratorium Mekanika Tanah.

2.1.3.1. Proses Pengeringan Sampel

Sampel yang diambil dari sungai sebelum dibawa ke laboratorium akan di keringkan terlebih dahulu. Proses pengeringan membutuhkan waktu sekitar 3 hari pada saat musim panas. Proses pengeringan dibutuhkan sebelum diuji dilaboratorium. Maka proses pengeringan dilakukan secara alami dengan melakukan pengeringan melalui

proses pengeringan di bawah matahari. Karena kering yang dibutuhkan adalah kering secara alami melalui panas matahari. Pengeringan melalui proses penjemuran di bawah matahari ini juga dapat dikatakan sebagai proses pengeringan normal di bawah matahari.

2.1.3.2. Pengujian Laboratorium

2.1.3.2.1. Uji Berat Jenis

Berat jenis (specific gravity) tanah adalah perbandingan antara berat isi butir tanah terhadap berat isi pada temperatur 4⁰C, tekanan 1 atmosfer. Berat jenis tanah digunakan pada hubungan fungsional antara fase udara, air, dan butiran dalam tanah dan oleh karenanya diperlukan untuk perhitungan-perhitungan parameter indeks tanah (*indeks properties*). Metode yang digunakan pada uji berat jenis ini adalah Metode Erlenmeyer. Metode ini tidak dapat digunakan untuk fraksi kasar dan jenis-jenis material yang larut dalam air atau jenis tanah dengan berat jenis < 1,0.

2.1.3.2.2. Uji Saringan (*Sieve Analysis*)

Pengujian ini dimaksudkan untuk mengetahui distribusi ukuran butir tanah kasar. Sedangkan tujuan dari uji saringan ini adalah mengklasifikasikan tanah butir kasar berdasarkan koefisien keseragaman (Cu) dan kurva distribusi ukuran butir.

Tabel 2.3. Ukuran diameter saringan standar ASTM D-1140

No. Saringan	Ukuran Lubang (mm)
4	4,750
10	2,000
20	0,850
40	0,425
80	0,180
120	01,25
200	0,075

2.1.3.2.3. Uji Hidrometer

Analisis hidrometer adalah metode untuk menghitung distribusi ukuran butir tanah berdasarkan sedimentasi tanah dalam air, kadang disebut juga uji sedimentasi. Tujuan analisis hidrometer untuk mengetahui pembagian ukuran butir tanah yang berbutir halus.

2.2. Analisa Sedimen Sungai

Analisa sedimen sungai di dalam penelitian ini dimaksudkan untuk menganalisa perubahan morfologi sungai dan perilaku sungai terhadap potensi transportasi sedimen yang ditimbulkan di masa yang akan datang. Dengan kata lain pengangkutan sedimen adalah untuk mengetahui suatu sungai dalam keadaan tertentu apakah akan terjadi penggerusan (degradasi), pengendapan (agradasi) atau mengalami angkutan seimbang (equilibrium transport), dan untuk memperkirakan kuantitas yang terangkut dalam proses tersebut (Priyantoro, 1987:1)

Keadaan-keadaan yang menentukan pengangkutan:

- a. Sifat-sifat aliran air
- b. Sifat-sifat sedimen
- c. Pengaruh timbal-balik (*inter-action*)

Sungai disebut dalam keadaan seimbang jika sedimen yang melewati suatu penampang sungai tetap, atau dengan kata lain debit sedimen (*sediment discharge*) yang masuk sama dengan debit yang keluar didalam satu satuan waktu. Keadaan dimana jumlah debit sedimen yang masuk sama dengan yang keluar didalam satu satuan waktu disebut Debit Sedimen Seimbang (Q_{se}).

Suatu sungai dikatakan mengalami pengendapan jika sedimen yang masuk (Q_s) lebih besar dari debit sedimen seimbang (Q_{se}) dalam satu satuan waktu. Proses pengendapan ini akan mengurangi kemiringan dasar sungai (pendangkalan) dan mungkin akan menyebabkan terjadinya proses pelebaran sungai.

Dan sebaliknya, sungai akan mengalami degradasi jika keadaan debit sedimen yang masuk (Q_s) lebih kecil dari debit sedimen seimbang (Q_{se}) dalam satu satuan waktu. Proses ini akan menyebabkan terjadinya penurunan elevasi sungai, sehingga kemiringan dasar sungai akan menjadi curam. Peristiwa ini biasanya akan terjadi pada hilir bangunan bendung, bendungan atau bangunan-bangunan pengatur sungai.

2.2.1. Karakteristik Sedimen

Proses pengangkutan sedimen dan pengendapan sedimen tidak hanya tergantung pada sifat-sifat arus tetapi juga pada sifat-sifat sedimen itu sendiri. Sifat-sifat itu didalam proses sedimentasi terdiri dari sifat partikelnya dan sifat sedimen secara menyeluruh. Namun demikian sifat yang paling penting itu adalah mengenai besarnya atau ukurannya.

Dalam beberapa studi mengenai sedimen sungai diwaktu lampau menggunakan bentuk rata-rata untuk menggambarkan karakteristik sedimen secara keseluruhan. Cara

ini dapat kita lakukan apabila bentuk, kepadatan dan distribusi sedimen tidak terlalu bervariasi dalam regim sungai. Untuk mendapatkan hasil yang lebih tepat, perlu dilakukan penggambaran sedimen yang lebih seksama.

2.2.1.1. Klasifikasi Sedimen

Pada dasarnya sedimen yang terangkut oleh aliran dapat diklasifikasikan sebagai berikut:

1. Berdasarkan sumber/asal sedimen:
 - a. Angkutan material dasar, dapat dibagi lagi menjadi:
 - Muatan dasar (*bed load*)
 - Muatan layang (*suspended load*)
 - b. Muatan cuci (*wash load*)
2. Berdasarkan mekanisme transpor:
 - a. Muatan dasar (*bed load*)
 - b. Muatan layang (*suspended load*)

Keterangan:

- Muatan layang (*suspended load*), yaitu sedimen yang bergerak diatas dasar secara melayang dimana berat partikel dikompensasi oleh turbulensi aliran.
- Muatan dasar (*bed load*), yaitu sedimen yang bergerak didasar secara menggelinding (*rolling*), menggeser (*sliding*), atau meloncat (*jumping*).
- Muatan cuci (*wash load*), yaitu sedimen yang butirannya sangat halus bergerak melayang di bagian atas aliran dan tidak mengendap di dasar sungai.

2.2.1.2. Bentuk dan Ukuran Sedimen

Bentuk partikel dari sedimen alam beraneka ragam dan tidak terbatas. Ukuran partikel sedimen itu sendiri belum cukup untuk menjelaskan butir-butir sedimen. Sifat-sifat yang paling penting dan berhubungan dengan angkutan sedimen adalah bentuk dan kebulatan butir (berdasarkan pengamatan H , μ). Bentuk butiran dinyatakan dalam kebulatannya yang didefinisikan sebagai perbandingan daerah permukaan yang bulat dengan volume yang sama dari butiran dengan daerah permukaan partikel.

Daerah permukaan sulit ditentukan dan isi butiran relatif kecil, sehingga *Wadell* mengambil pendekatan untuk menyatakan kebulatan. Kebulatan dinyatakan sebagai perbandingan diameter suatu lingkaran dengan daerah yang sama terhadap proyeksi butiran dalam keadaan diam dan ruang terhadap muka yang paling besar kepada diameter yang paling kecil atau dengan kata lain kebulatan digambarkan sebagai

perbandingan radius rata-rata kelengkungan setiap butir terhadap radius lingkungan yang paling besar (daerah proyeksi atau bagian butiran melintang).

Bentuk partikel dinyatakan sebagai suatu faktor bentuk (SF), yaitu:

$$SF = c/(ab)^{0.5} \quad (2-11)$$

Dengan:

a = sumbu terpanjang

b = sumbu menengah

c = sumbu terpendek

Untuk partikel berbentuk bola $SF = 1$, sedangkan untuk pasir alam $SF = 0.7$. Pengaruh bentuk terhadap karakteristik hidraulis dari partikel/butiran (yaitu kecepatan jatuh ataupun hambatan) tergantung pada angka *Reynold*.

Partikel-partikel sedimen alam memiliki bentuk yang tidak teratur. Oleh karena itu setiap panjang dan diameter akan memberikan ciri kepada bentuk kelompok butiran. Tabel 2.1 memperlihatkan skala kelas pengelompokan partikel yang diusulkan oleh peraturan geofisika Amerika (Lane, 1947).

Dalam peristilahan sedimen digunakan tiga macam diameter yaitu:

- Diameter saringan (D), adalah panjang dari sisi lubang saringan dimana suatu partikel dapat melaluinya.
- Diameter sedimentasi (D_s), adalah diameter bulat dari partikel dengan berat spesifik dan kecepatan jatuh yang sama pada cairan sedimentasi dan temperatur yang sama pula.
- Diameter nominal (D_n), adalah diameter bulat suatu partikel dengan volume yang sama (dimana volume = $1/6\pi D_n^3$).

Secara garis besar skala butiran adalah sebagai berikut:

- *boulders* = 4000 - 250mm
- *cobbles* = 250 - 64mm
- *gravel* = 64 - 2mm
- *sand* = 2000 - 62 μ
- *silt* = 62 - 4 μ
- *clay* = 4 - 0.24 μ

Penentuan ukuran *boulders*, *cobbles* dan *gravel* dilakukan dengan pengukuran langsung dari pada isi atau beberapa diameter. *Gravel* dan *sand* dengan analisa mikroskopik atau cara sedimentasi.

Tabel 2.4. Ukuran butiran menurut AGU (*America Geophysical Union*)

Sizes			Class
MillimeteBs	MicroNs	Inches	
4000-2000		160-80	Very large
2000-1000		80-40	boulders
100-500		40-20	Large boulders
500-250		20-10	Medium boulders
250-130		10-5	Small boulders
130-64		5-2.5	Large cobbles
64-32		2.5-1.3	Small cobbles
32-16		1.3-0.6	Very coarse
16-8		0.6-0.3	gravel
8-4		0.3-0.16	Coarse gravel
4-2	2000-	0.16-	Medium gravel
2.00-1.00	1000	0.08	Fine gravel
1.00-0.50	100-500		Very fine gravel
0.5-0.25	500-250		Very coarse sand
0.25-0.125	250-125		Coarse sand
0.125-0.062	125-62		Medium sand
0.062-0.031	62-31		Fine sand
0.031-0.016	31-16		Very ine sand
0.016-0.008	16-8		Coarse silt
0.008-0.004	8-4		Medium silt
0.004-0.002	4-2		Fine silt
0.002-0.001	2-1		Very fine silt
0.001-0.0005	1-0.5		Coarse clay
0.0005-0.0025	0.5-0.24		Medium clay
			Fine clay
			Very fine clay

Sumber: Priyantoro (1987:15)

2.2.1.3. Kerapatan, Berat Spesifik, Konsentrasi dan Kecepatan Endapan

1. Rapat Massa (*Density*)

Pada umumnya sedimen berasal dari desintegrasi atau dekomposisi dari batuan, baik yang diakibatkan oleh angin atau air. Suatu misal: *clay* adalah fragmen-fragmen dari feldspar dan mika, silt adalah silikat, pasir adalah kwarts. Kerikil adalah

pecahan-pecahan yang cukup berarti dari batu-batu asal. *Boulders* adalah segala komponen dari batu asal (batu-batu besar).

Rapat massa butiran-butiran sedimen (< 4 mm) umumnya tidak banyak berselisih. Rapat massa rata-rata dapat diambil $\rho_s = 2650 \text{ kg/m}^3$ hal ini dikarenakan kwarts adalah yang paling banyak terdapat dalam sedimen alam. Bila dinyatakan sebagai *specific gravity* (s), maka besarnya = 2,65. Untuk clay, ρ berkisar antara 2500 - 2700 kg/m^3 .

2. Berat Spesifik (*Specific Gravity*)

Berat spesifik adalah perbandingan gaya gravitasi antara benda dan air pada volume yang sama. Simbol berat spesifik adalah s dengan,

$$s = \rho/\rho_w = \gamma/\gamma_w \quad (2-12)$$

3. Konsentrasi

Menurut AGU (*American Geophysical Union*) material pasir mempunyai ukuran butiran antara 0,062 sampai 2,000 mm. Dari data material dasar sungai serta material *suspended* yang terangkut dapat disimpulkan bahwa sebagian besar material dasar sungai berupa pasir, yaitu sekitar 80% dari seluruh material dasar sungai. Material *suspended* yang terangkut sebagian besar juga merupakan material pasir, yaitu sekitar 90 %. Dengan demikian material dasar sungai yang ada dapat dikatakan mempunyai agihan butiran yang sama dengan agihan butiran material *suspended* yang terangkut, yaitu sebagian besar berupa material pasir.

4. Kecepatan Endap (*Settling Velocity*)

Kecepatan endap (w) sangat penting dalam masalah suspensi dan sedimentasi. Kecepatan arus kritis untuk menggerakkan butiran di dasar serta perkembangan konfigurasi dasar sungai sering dihubungkan dengan kecepatan endap. Kecepatan ditentukan oleh persamaan keseimbangan antara berat butir dalam air dan hambatan selama butir mengendap.

Berat butir di air = gaya hambatan

$$\frac{\pi}{6} D^3 (\rho_s - \rho_w) \cdot g = \text{gaya berat}$$

$$C_d = \frac{1}{2} \rho_w W^2 \cdot \frac{\pi}{4} \cdot D^2 = \text{gaya hambatan}$$

$$\begin{aligned}
 W^2 &= \frac{\pi / 6 \cdot D^3 \cdot (\rho_s - \rho_w) \cdot g}{C_D \cdot 1 / 2 \cdot \rho_w \cdot \pi / 4 \cdot D^2} \\
 &= \frac{g \cdot D \cdot \Delta}{C_D} \cdot \frac{4}{3} \\
 W &= \left[\left(\frac{4}{3} \cdot \frac{g \cdot D}{C_D} \cdot \Delta \right) \right]^{1/2}
 \end{aligned}
 \tag{2-13}$$

Dengan:

W = kecepatan jatuh butiran

C_D = koefisien hambatan (*drag coefficient*)

$\Delta = (\rho_s - \rho_w) / \rho_w$

2.2.1.4. Distribusi Frekuensi Ukuran Butiran Sedimen

Dari penyaringan atau distribusi ukuran butiran sedimen yang dapat diperoleh biasanya dinyatakan dengan hubungan distribusi antara persen berat dan ukuran butiran. Distribusi ukuran butiran kumulatif dari hampir semua sedimen dapat digunakan pendekatan distribusi log normal.

Distribusi log normal akan memberikan garis lurus jika kertas probabilitas logaritma digunakan.

Dari definisi ukuran kumulatif dalam bentuk diameter dapat didefinisikan (Breuser, 1979):

$$\bar{D} \text{ atau } D_m = \frac{\sum^i p_i D_i}{\sum^i p_i}
 \tag{2-14}$$

Dengan:

p_i = butiran dengan diameter D_i

D_i = rata-rata geometrik batas ukuran dari butiran yang dapat juga dinyatakan dengan D_p bila menunjukkan diameter campuran dengan syarat p_i % lebih kecil D_p .

D_m = diameter tengah.

Nilai distribusi rerata geometrik diameter adalah (Breuser, 1979):

$$D_g = D_{84} \cdot D_{16}
 \tag{2-15}$$

Yang nilainya menyamai D_m untuk distribusi log normal.

Standar deviasi geometri (Breuser, 1979):

$$D_g = \sqrt{\frac{D_{84}}{D_{16}}}
 \tag{2-16}$$

Dalam literatur geologi dalam satuan Φ

$$\Phi = -^2 \log D \quad (D \text{ dalam mm})$$

$$\Phi(1 \text{ mm}) = 0$$

$$\Phi(0,5 \text{ mm}) = 1, \text{ dan lain-lain.}$$

Sehingga standar deviasinya (σ_g) dalam satuan $\Phi = 0,5 (\Phi_{16} - \Phi_{84})$ (2-17)

2.2.2. Permulaan Gerak Butiran

Air yang mengalir pada permukaan sedimen mengerjakan gaya pada butiran yang cenderung menggerakkannya. Gaya yang menahan gaya yang ditimbulkan oleh air yang mengalir berbeda-beda sesuai dengan ukuran butira dan distribusi ukuran pada sedimen.

Untuk sedimen kasar misalnya pasir dan kerikil, gaya penahan gerakan terutama disebabkan oleh berat partikel. Sedimen halus yang mengandung sedikit lumpur atau tanah liat ataupun keduanya, cenderung bersifat kohesif dan menahan gerakan dengan gaya kohesinya daripada dengan gaya berat butir secara individu.

Dengan demikian dapat disimpulkan bahwa pada sekelompok sedimen atau butiran halus akan digerakkan sebagai satu kesatuan, sedangkan pada sedimen kasar yang bersifat non kohesif digerakkan sebagai butiran-butiran yang bebas.

Bila gaya hidrodinamik bekerja pada suatu butiran dari sedimen atau agregat dari partikel sedimen non kohesif telah mencapai suatu nilai yang bila bertambah sedikit saja akan menyebabkan partikel atau butiran bergerak, dikatakan sebagai keadaan kritis. Bila kondisi kritis tersebut mencapai suatu nilai atau besaran sebesar gaya geser dasar saluran, maka kecepatan rata-ratanya telah mencapai kondisi kritis. Pada kondisi ini aliran berkesempatan untuk menggerakkan butiran sedimen.

Pada sekelompok sedimen atau butiran halus akan digerakkan sebagai satu kesatuan, sedangkan pada sedimen kasar yang bersifat non kohesif digerakkan sebagai butiran-butiran yang bebas.

Apabila gaya hidrodinamik bekerja pada suatu butiran dari sedimen atau agregat dari partikel sedimen non kohesif telah mencapai suatu nilai yang bila bertambah sedikit saja akan menyebabkan partikel atau butiran bergerak, dikatakan sebagai keadaan kritis. Bila kondisi kritis tersebut mencapai satu nilai/besaran sebesar gaya gesek dasar saluran, maka kecepatan rata-ratanya telah mencapai kondisi kritis. Pada kondisi ini aliran berkesempatan untuk menggerakkan butiran sedimen.

Pada awal gerak butiran gaya yang ditimbulkan oleh aliran air adalah seimbang dengan gaya hambatan dari butiran atau sedimen dasar. Untuk butiran sedimen kohesif,

parameter penting didalam menentukan awal gerak sedimen adalah konsentrasi atau rapat massa dari endapan dasar.

Definisi dari awal gerak sedimen:

1. Bila satu partikel telah bergerak
2. Bila sedikit partkel telah bergerak
3. Bila sebagian partikel telah bergerak
4. Bila $\tau = \tau_{cr}$ dimana penangkapan sedimen (q_b) = 0

Untuk material sedimen kasar (pasir dan batuan), gaya-gaya aliran tersebut diimbangi oleh berat butiran sedimen, sedangkan untuk sedimen halus (lanau dan lempung) diimbangi oleh kohesif butiran. Pada waktu gaya-gaya aliran (gaya hidrodinamik) yang bekerja pada partikel sedimen mencapai suatu harga tertentu dimana bila gaya tersebut sedikit ditambah akan menyebabkan butiran sedimen bergerak (kondisi kritik).

Dalam membahas gerak butiran digunakan beberapa dasar teori yang diantaranya adalah:

1. Teori White

White (1940) memberikan perumusan mengenai keseimbangan partikel (butiran) di dasar sungai. Pernyataanya adalah bahwa gaya ganggu (*disturbing force*) yang merupakan reultan gaya seret (*drag force*) dan gaya angkat (*lift force*) akan sebanding dengan tegangan geser dasar (*bottom shear stress*) sungai dan luas permukaan partikel (D^2), dan gaya tahan gravitasi sebanding dengan berat partikel di dalam air.

$$(\rho_s - \rho_w).g.D^3 \quad (2-18)$$

partikel akan diam (seimbang) jika:

$$\tau_0 < C (\rho_s - \rho_w).g.D^3$$

Dengan:

$$\tau_0 = \rho_w.g.h.I$$

ρ_s = kerapatan butiran

ρ_w = kerapatan air

g = percepatan gravitasi

D = diameter partikel

H = tinggi air

I = kemiringan dasar sungai

C = konstanta yang tergantung dari kondisi aliran, bentuk partikel dan posisi partikel terhadap partikel lainnya

Kondisi aliran berdekatan dengan dasar sungai sebanding dengan besarnya partikel dan berbanding terbalik dengan viskositas lapisan aliran yang dirumuskan dengan:

$$Re^* = \left(\frac{U^* \cdot D}{\nu} \right) \quad (2-19)$$

$$\frac{\bar{U}}{U^*} = \frac{5.75 \log 12h}{k_s} \quad (2-20)$$

Dengan:

\bar{U} = kecepatan rata-rata

U^* = kecepatan geser sub-layer

D = diameter partikel

ν = viskositas air

Re^* = bilangan Reynold

h = tinggi air

2. Keseimbangan Kritis

Keseimbangan kritis adalah keseimbangan batas pada saat akan mulai terjadi gerakan. Semua tori selain White didasarkan pada pertimbangan bahwa gaya seret berkaitan dengan kecepatan aliran, dengan keseimbangan kritis yang dirumuskan dengan:

$$\varphi_{cr} = \left(\frac{(U^*_{cr})^2}{\Delta \cdot g \cdot D} \right) \quad (2-21)$$

Dengan:

φ_{cr} = gaya seret kritis

U^*_{cr} = kecepatan geser kritis

D = diameter butiran

$$\Delta = \left(\frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w} \right) \quad (2-22)$$

Shield (1936) telah mengadakan penyelidikan yang sistematis terhadap hubungan antara φ_{cr} , τ_{cr} , U^*_{cr} dan mendapatkan kesimpulan bahwa:

$$\begin{aligned}
 \varphi_{cr} &= \left(\frac{\tau_{cr}}{\Delta \cdot g \cdot D} \right) \\
 &= \left(\frac{(U_{cr}^*)^2}{\Delta \cdot g \cdot D} \right) \\
 &= f \left(\frac{U_{cr}^* \cdot D}{\nu} \right) \\
 \varphi_{cr} &= f(\text{Re}^*) \tag{2-23}
 \end{aligned}$$

2.2.2.1. Analisa Angkutan Sedimen Kohesif (Lumpur)

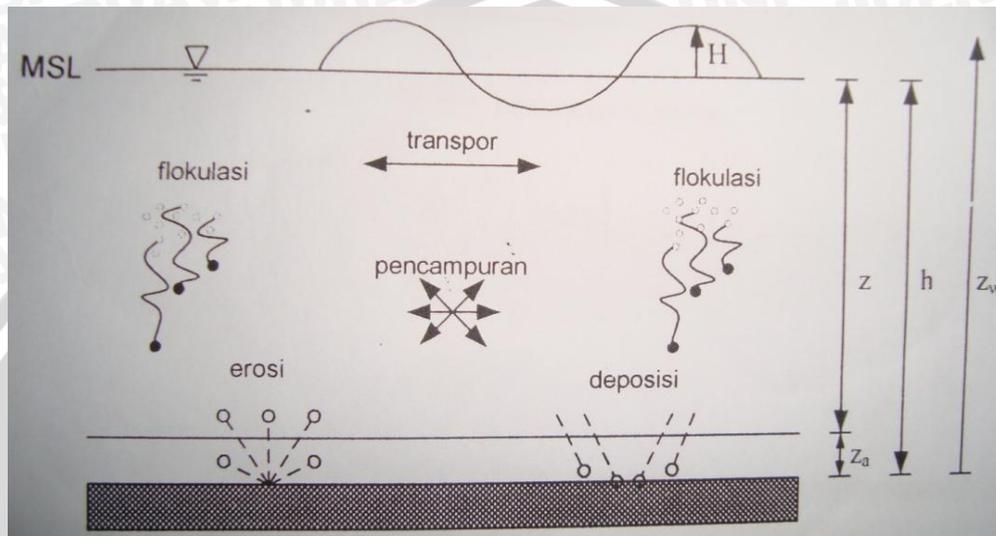
Mekanisme yang mempengaruhi transport sedimen untuk lumpur ialah erosi, suspensi, flokulasi dan deposisi oleh variasi horizontal dan tegangan dasar. Sedimen kohesif (lumpur) mempunyai struktur butiran yang seragam dan terjadi tegangan lekat antar butiran (gaya elektrokimia) sehingga ukuran partikel dapat menggabung mejadi besar dan lebih berat partikel sehingga menjadi parameter yang dominan dalam proses erosi dan deposisi.

Lumpur didefinisikan sebagai sedimen dengan ukuran butiran antara 1 μm (lempung/*clay*) sampai 50 μm (lanau/*silt*). Lumpur di muara sungai sampai ke laut dapat digerakkan oleh arus (arus sungai, pasang surut, angin, gelombang yang menginduksi arus) atau oleh gelombang atau secara umum terjadi akibat gabungan interaksi antara arus dan gelombang.

Sedimen digerakkan oleh proses dasar dari pencampuran (*entrainment*), pengangkutan (*transportation*) dan deposisi (*deposition*). Untuk sedimen jenis lumpur akan terjadi proses flokulasi, dimana butiran lumpur dapat bergabung menjadi ukuran butiran yang cukup untuk berdeposisi. Keseluruhan proses ini biasa bekerja pada saat dan waktu yang sama atau bisa berinteraksi diantara ketiganya (Gambar 2.1)

- Pencampuran (*entrainment*) terjadi sebagai hasil dari friksi yang terjadi di dasar laut oleh arus dan gelombang dengan difusi turbulen yang diperkirakan membawa butiran di dasar kearah atas masuk menjadi sedimen yang tersuspensi.
- Pengangkutan (*transportation*) terjadi oleh butiran yang menggelinding (*rolling*), meloncat (*hopping*) dan gelincir (*sliding*) di sepanjang dasar sebagai respon dari friksi, kemiringan dasar laut dan gravitasi. Proses ini dikenal dengan *bed load transport*.

- Jika arus yang terjadi cukup besar (atau gelombang yang terjadi cukup besar) dan butiran cukup halus, lumpur akan terangkat masuk menjadi sedimen yang tersuspensi sampai ketinggian beberapa meter di atas dasar dan terbawa oleh arus. Proses transport ini dikenal dengan *suspended load*.
- Deposisi terjadi ketika butiran mengendap di dasar laut karena kecepatan arus yang terjadi lebih kecil daripada kecepatan mengendap partikel.



Gambar 2.8. Proses transport sedimen material kohesif air
Sumber: Anonim (2012:III-5)

Persamaan pengatur untuk sebaran konsentrasi sedimen tersuspensi yang didasarkan pada kedalaman rata-rata horizontal adalah:

$$\frac{\partial hc}{\partial t} + u \frac{\partial hc}{\partial x} + v \frac{\partial hc}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left(Dh \frac{\partial hc}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial hc}{\partial y} \right) + Er - Dep \quad (2-24)$$

Dengan C adalah konsentrasi sedimen *depth integrated* (gram/liter), Dh adalah koefisien disperse horizontal (m^2/s) dan h adalah total kedalaman (m). konsentrasi sedimen hasil dari penyelesaian persamaan pengatur ini kemudian dibandingkan dengan persamaan empiris untuk profil konsentrasi sedimen pada suatu level kedalaman tertentu (z_a) di atas dasar (Gambar 2.1) akibat dari pengaruh arus dan gelombang. Persamaan empiris diambil dari Soulsby, 1997:

$$C(z) = C_a [z/z_a]^{(-b_{max})} \quad \text{untuk } z_a < z < z_w \text{ (gr/liter)} \quad (2-25)$$

$$C(z) = C(z_w) \left[\frac{z}{z_w} \right]^{(-b_m)} \quad \text{untuk } z_w < z < h \text{ (gr/liter)} \quad (2-26)$$

$C(z)$ = konsentrasi sedimen pada level ketinggian z_a (volume/volume)

$C(z_w)$ = konsentrasi sedimen pada *boundary* gelombang (volume/volume)

Dengan:

$$b_{max} = \frac{w_s}{ku_{*max}} = \text{angka maksimum Rouse atau parameter suspensi} \quad (2-27)$$

$$b_m = \frac{w_s}{ku_{*m}} = \text{angka maksimum Rouse atau parameter suspensi} \quad (2-28)$$

$$w_s = \frac{v}{d_a} \left[\left(10.36^2 - 1.049(1 - C_f)^{47} d^3 \right)^{0.6} - 10.36 \right] \quad (2-29)$$

w_s = kecepatan jatuh butiran lumpur (m/s)

$$d_a = d_s \left[\frac{p(p_a - p)}{p u^2} \right]^{1/3} = \text{diameter butir flokulasi} \quad (2-30)$$

d_s = diameter efektif dari ukuran butiran flokulasi yang membesar mengikuti konsentrasi sedimen

ρ_a = berat jenis efektif dari butiran flokulasi (*floc*)

C_f = angka tak berdimensi untuk volume konsentrasi dari *floc*

C_v = konsentrasi massa dari suspensi sedimen (massa/volume)

ν = viskositas kinematik (m^2/s)

$u_{*max} = (\tau_{max}/\rho_w)^{1/2}$ = kecepatan friksi/geser maksimum setiap waktu dari tegangan geser dasar akibat arus dan gelombang (m/s) (2-31)

k = konstanta von Karman = 0.4

$Z_w = \frac{u_{*max} T}{2\pi}$ = didefinisikan sebagai ketebalan *boundary* gelombang (m) (2-32)

Acuan kedalaman pada persamaan (2-14) dan (2-15) ialah:

Z_a = level referensi ketinggian dekat dasar yang diekspresikan dengan nilai minimum sebesar 0.01 h (m)

h = kedalaman perairan relative ke geoid (m)

z = ketinggian diatas dasar laut (m)

Masukan karakteristik sedimen kohesif ialah:

$$sr = \frac{\rho_s \rho_v}{\rho_w} = \text{massa jenis } (kg/m^3) \quad (2-33)$$

Tegangan geser (*bed shear stress*) dasar akibat arus dan gelombang ialah:

$$\tau_w = \frac{1}{2} \rho_w f_w u_w^2 = \text{tegangan geser dasar akibat gelombang (N/m}^2\text{)} \quad (2-34)$$

$$\tau_c = \rho_w C_D (U^2 + V^2)^{0.5} = \text{tegangan geser dasar akibat arus (N/m}^2\text{)} \quad (2-35)$$

$$\tau_m = t_c \left[1 + 1.2 \left(\frac{\tau_w}{\tau_c + \tau_w} \right)^{3.2} \right] \quad (2-36)$$

t_m = tegangan geser rata-rata dasar laut dari siklus gelombang dan arus (N/m²)

$$\tau_{max} = [(\tau_m + \tau_w \cos \phi)^2 + (\tau_w \sin \phi)^2]^{1/2} = \text{tegangan geser maksimum dasar laut dari siklus gelombang dan arus (N/m}^2\text{)} \quad (2-37)$$

$$f_c = 1.39 \left(\frac{A}{z_0} \right)^{-0.52} = \text{faktor friksi dasar akibat gelombang (Swart, 1974)} \quad (2-38)$$

$$u_w = \frac{\pi H}{T \sinh(kh)} = \text{kecepatan orbital partikel akibat gelombang (m/s)} \quad (2-39)$$

$$A = \frac{U_{ob} T}{2\pi} = \text{ekskursi semi orbital (m)} \quad (2-40)$$

H = tinggi gelombang dominan (m)

T = periode gelombang dominan (s)

k = bilangan gelombang

c = sudut datang gelombang dominan (derajat)

$$Z_o = \frac{D_{50}}{12} = \text{kekasaran dasar untuk arus yang besar (m)} \quad (2-41)$$

Nilai C_a adalah referensi untuk konsentrasi sedien tersuspensi pada level z_a yang secara empiris di formulakan oleh *van Rijn*, 1984 sebagai:

$$C_a = \frac{0.015 d T_s^{3/2}}{z_a D_*^{0.3}} \quad (2-42)$$

$$T_s = \frac{(\tau_{max} - \tau_{cr})}{\tau_{cr}} \text{ (gr/liter)} \quad (2-43)$$

Tegangan dasar kritis (*threshold bed stress*) T_{cr} dihitung untuk menentukan apakah sedimen dasar tererosi atau terdeposisi yaitu:

$$\tau_{cr} = \theta_{cr} g d_{50} (\rho_s - \rho_w) = \text{tegangan } threshold \text{ (N/m}^2\text{)} \quad (2-44)$$

$$\theta_{cr} = \frac{0.3}{1 + 1.2D} + 0.055 [1 - \exp(-0.02D_*)] = \text{sudut geser kritis} \quad (2-45)$$

Suku Er-Dep (erosi dan deposisi) pada persamaan (2-14) dimasukkan menjadi proses *source* dan *sink* pada penggabungan persamaan transport sedimen dengan hidrodinamika.

Analisa untuk mengestimasi laju flux erosi dari massa kering material sedimen lumpur yang tererosi per unit area per unit waktu ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) sebagai fungsi dari tegangan geser yang diformulasikan oleh Partheniades dan Whitehouse dkk:

$$E = m_e(\tau_b - \tau_{wc}S) \quad , \quad \tau_b > \tau_{cs} \quad (2-46)$$

$$E = 0 \quad , \quad \tau_b \leq \tau_{cs}$$

m_e = nilai erosi konstan (tergantung dari lokasi) dengan nilai $0.0002 - 0.002 \text{ kN}^{-1} \text{ s}^{-1}$

τ_{cs} = tegangan dasar kritis yang diformulasikan oleh Whitehouse dkk

$$\tau_{cs} = 0.0015(\rho_h - 1000)^{0.73} \quad (2-47)$$

Biasanya nilai tegangan kritis antara $0.1 - 0.2 \text{ N/m}^2$ dan tidak boleh melebihi N/m^2 , dimana ρ_h adalah berat jenis *bulk* antara $1000 - 2000 \text{ kg/m}^3$

Deposisi akan terjadi nilai tegangan geser dibawah nilai tegangan geser kritis.

Laju fluks deposisi dihitung menggunakan formula deposisi untuk sedimen lumpur

$D = p w_s C_b$ Dengan:

$$p = \text{probabilitas deposisi} = \begin{cases} \left(1 - \frac{\tau_b}{\tau_{cd}}\right) & \text{untuk } \tau_b < \tau_{cd} \\ 0 & \text{untuk } \tau_b \geq \tau_{cd} \end{cases} \quad (2-48)$$

w_s = kecepatan jatuh butiran (m/s)

τ_{cd} = tegangan dasar kritis nilai antara $0.05 - 0.15 \text{ N/m}^2$

2.2.2.2. Morfologi

Model morfologi didasarkan pada proses transport sedimen dasar dimana terjadinya erosi dan deposisi sehingga mempengaruhi kedalaman perairan. Perumusan erosi dan deposisi didapatkan sebagai berikut (Pande, 2004)

$$\text{Erosi} = \frac{1}{\Delta t} f(C(z) - C) dz \quad \text{untuk } C(z) > C \quad (2-49)$$

$$\text{Deposisi} = \frac{W}{F} f(C(z) - C) dz \quad \text{untuk } C(z) \leq C \quad (2-50)$$

Suku C menunjukkan konsentrasi sedimen yang di transportasikan oleh persamaan (2-14), sedangkan suku $C(z)$ menunjukkan konsentrasi sedimen dasar hasil perumusan empiris.

Perubahan dasar perairan untuk sedimen dasar kohesif diambil dari persamaan *depth integrated* (van Rijn, 1993) yaitu:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \text{SourceSink} = Er - Dep$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{1}{\rho(1-\epsilon)} \left(\left(\frac{\partial q_{tx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{ty}}{\partial y} - D_y \left(\frac{\partial^2 \bar{C}_e}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{C}_e}{\partial y^2} \right) \right) - \frac{\partial \bar{C}_e}{\partial t} \right) \quad (2-51)$$

Dengan:

$$C_e = \int_{-\mu}^{\tau} C(z) dz = \text{laju volume transport sedimen tersuspensi} \quad (2-52)$$

$$q_t = \int_{\mu}^{\tau} (\mu v(z)) C(z) dz = \text{laju volume transport sedimen dasar} \quad (2-53)$$

q_{tx} dan q_{ty} adalah komponen laju pergerakan sedimen. (q_t) dalam arah x dan y

2.3. Analisa Hidrolika Sungai

2.3.1. Analisa Profil Aliran

Analisa hidrolika sungai ini diperlukan untuk mengetahui kapasitas alur sungai.

1) Koefisien Kekasaran Manning

Bentuk penampang sungai dihitung dengan persamaan yang dikembangkan oleh Manning sebagai berikut (Chow, 1997:92):

$$Q = \frac{1}{n} R^{2/3} S^{1/2} A \quad (2-54)$$

dengan:

- Q = Debit banjir rencana (m^3/det)
- n = Koefisien kekasaran Manning (m.det)
- R = A/P = Jari-jari hidrolis
- A = Luas penampang basah (m^2)
- P = Keliling basah (m)
- S = Kemiringan dasar saluran

Dalam menentukan kekasaran manning yang sesuai untuk berbagai kondisi sangat bervariasi dan tergantung pada berbagai faktor. Faktor-faktor yang berpengaruh terhadap kekasaran baik pada saluran batuan maupun alam adalah (Chow, 1997:92):

- A. Tumbuhan
- B. Kekasaran permukaan
- C. Trase saluran
- D. Pengendapan dan gerusan
- E. Ukuran dan bentuk butiran
- F. Kedalaman air dan debit
- G. Ketidak teraturan saluran
- H. Hambatan

I. Taraf air dan debit

Bila debit terlalu besar, air dapat melimpas ke tebing sungai dan sebagian aliran akan mengairi dataran banjir. Nilai n pada bantaran banjir biasanya lebih besar daripada di saluran dan besarnya tergantung pada kondisi permukaan dan tumbuhannya.

Saluran besar (lebar atas pada taraf banjir > 100 ft), nilai n lebih kecil dari saluran kecil dengan perincian yang sama, sebab tebing memberikan hambatan efektif yang lebih kecil.

Tabel 2.5. Angka Koefisien Kekasaran Manning

Tipe saluran	Minimum	Normal	Maksimum
- Penampang beraturan tanpa batu besar/belukar	0,025	0,040	0,060
- Penampang tidak beraturan dan kasar	0,035	0,060	0,100

Sumber: Chow (1997:102)

2) Kecepatan Aliran

Kecepatan yang diijinkan dalam saluran tergantung pada bahan yang digunakan dan sifat-sifat hidrolisnya. Saluran pada umumnya dibagi menjadi dua macam, yaitu saluran tahan erosi dan saluran tidak tahan erosi.

A. Saluran tahan erosi

Berupa saluran yang telah diberi lapisan atau saluran yang bahannya merupakan rakitan pabrik, kecepatan yang diijinkan adalah kecepatan minimum, yaitu kecepatan terendah yang tidak menyebabkan terjadinya sedimentasi \rightarrow biasanya antara 0,80 – 0,90 m/det.

B. Saluran tidak tahan erosi

Berupa saluran tanah yang biasanya peka terhadap erosi, kecepatan aliran didasarkan pada kecepatan maksimum yang diijinkan, yaitu kecepatan maksimum rata-rata yang tidak mengakibatkan gerusan pada dinding saluran.

Dengan menganggap aliran yang terjadi adalah aliran seragam (*uniform flow*), maka persamaan yang digunakan adalah persamaan Manning untuk menghitung penampang pada satu titik kontrol

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

$$R = \frac{A}{P}$$

$$A = H(B + z.H) \rightarrow \text{untuk penampang trapesium}$$

$$P = B + 2H\sqrt{1+z^2} \rightarrow \text{untuk penampang trapesium}$$

dengan:

V = Kecepatan aliran (m/det)

R = Jari-jari hidrolis (m)

A = Luas penampang basah (m²)

P = Keliling basah (m)

H = Kedalaman air (m)

B = Lebar dasar sungai (m)

n = Koefisien kekasaran Manning (dari tabel)

3) Kemiringan Dasar

Kemiringan dasar saluran biasanya dipengaruhi oleh keadaan topografi daerah setempat. Pada kenyataannya dasar sungai tidak selalu tetap, sehingga penentuan kemiringan dasar sungai sebaiknya direncanakan mendekati kemiringan yang sebenarnya, karena kondisi inilah yang stabil.

4) Muka Aliran yang Terbendung

Jika aliran suatu sungai atau saluran terbendung atau tertahan oleh sesuatu (disini kasusnya adalah terbendung oleh aliran sungai utama pada daerah pertemuan), maka aliran sungai tersebut akan mengalami kenaikan muka air di bagian hulunya. Garis muka air yang mengalami kenaikan akibat pembendungan tersebut akan membentuk suatu lengkung (*backwater curve*).

Naiknya muka air karena pembendungan itu bisa menyebabkan meluapnya muka air ke luar palung sungai dan menyebabkan kerusakan-kerusakan di daerah sekitarnya.

Untuk pembendungan yang relatif kecil (sampai dengan 10% dari tinggi air semula), maka lengkung muka air yang terbendung dapat didekati dengan persamaan (Subarkah, 1980:210):

$$Z_L = Z_0 \cdot e^{-3L/h_n} \quad (2-55)$$

dengan:

ZL = Naiknya muka air di suatu tempat sejauh L meter dari tempat pembendungan (m)

- Z_0 = Naiknya muka air di tempat pembendungan (m)
 h = Tinggi muka air semula (m)
 I = Kemiringan dasar sungai
 e = 2,72

2.3.2. Metodologi Pemodelan Hidrodinamika

Tujuan dari simulasi hidrodinamika adalah untuk memperoleh kecepatan dan arah arus yang berpotensi untuk menentukan karakter hidrodinamika dalam wilayah lokal perairan.

2.3.2.1.RMA2

RMA2 (*Resources Management Associates-2*) adalah sebuah program yang dirancang untuk menyelesaikan persoalan hidrodinamika dengan menggunakan unsur dua dimensi. RMA2 dapat dipergunakan untuk mengkalkulasi elevasi permukaan air dan percepatan arusnya pada titik node dalam mesh yang menampilkan *water body* di daerah studi seperti sungai, kolam, muara atau pelabuhan.

Tahap awal sebelum RMA2 adalah terlebih dahulu melalui tahap *editing mesh* di GFGEN. GFGEN (**G**eometry **F**ile **GEN**eration program) merupakan program dasar yang digunakan untuk penyusunan *mesh elemen* sehingga nantinya output *mesh* akan dapat diproses di modul selanjutnya sesuai yang diinginkan seperti RMA2 ataukah FESWMS.

RMA2 merupakan modul yang membutuhkan input *mesh* elemen yang berasal dari GFGEN, data debit inflow dan elevasi muka air outflow. Dari data-data input tersebut RMA2 dapat memodelkan distribusi kecepatan pada sungai, pola aliran badan sungai, aliran di bawah jembatan, pertemuan dua sungai atau lebih, dan berbagai pemodelan umum elevasi muka air maupun pola aliran pada reservoir dan muara. Dalam lingkup penelitian kali ini yang dimodelkan adalah kecepatan, elevasi muka air dan pola aliran badan sungai sampai dengan muara. RMA2 menyelesaikan solusi elemen hingga bentuk Reynolds dari persamaan Navier-Stokes untuk aliran turbulen. Untuk menghitung pengaruh kekasaran dikalkulasikan menggunakan koefisien *Manning* atau *Chezy* sedangkan koefisien kekentalan *eddy* dipergunakan untuk memperhitungkan karakteristik turbulen.

Model numerik RMA2 menyelesaikan persamaan kekekalan massa dan momentum air yang diintegrasikan terhadap kedalaman (*depth-averaged*) pada dua dimensi horisontal. Percepatan arah vertikal diabaikan sehingga vektor kecepatan

memiliki besar dan arah yang sama sepanjang kolom air. Kecepatan aliran kedalaman rata-rata u yang digunakan oleh RMA2 dinyatakan dalam persamaan berikut:

$$U = \frac{1}{h} \int_0^h u(z) dz \quad (2-56)$$

Dengan:

U = Kecepatan arus kedalaman rata-rata (dalam arah x)

h = Kedalaman perairan elemental

$u(z)$ = Kecepatan aliran sebagai fungsi arah vertikal

z = Koordinat vertikal

Bentuk persamaan pengatur RMA2 yang telah diselesaikan adalah:

Arah x:

$$h \frac{du}{dt} + hu \frac{du}{dx} + hv \frac{du}{dy} - \frac{h}{\rho} \left(Exx \frac{d^2u}{dx^2} + Exy \frac{d^2u}{dy^2} \right) + gH \left(\frac{da}{dx} + \frac{dh}{dx} \right) - \frac{gun^2}{(1.486h^{1/6})^2} + (u^2 + v^2)^{\frac{1}{2}} - \xi Va^2 \cos \Psi - 2h\omega v \sin \phi = 0$$

Arah y:

$$h \frac{dv}{dt} + hu \frac{dv}{dx} + hv \frac{dv}{dy} - \frac{h}{\rho} \left(Eyx \frac{d^2v}{dx^2} + Eyy \frac{d^2v}{dy^2} \right) + gH \left(\frac{da}{dy} + \frac{dh}{dy} \right) - \frac{gvn^2}{(1.486h^{1/6})^2} + (u^2 + v^2)^{\frac{1}{2}} - \xi Va^2 \cos \Psi - 2h\omega v \sin \phi = 0$$

Dengan,

h = Kedalaman vertikal

u, v = Kecepatan aliran dalam arah x, y

x, y, t = Koordinat kartesius dan waktu

ρ = Koefisien kekentalan eddy

Indeks xx : arah normal terhadap x

Indeks yy : arah normal terhadap y

Untuk xy dan yx : arah geser

g = Percepatan gravitasi

a = Elevasi dasar perairan

n = Koefisien kekasaran Manning

1,486 = Konversi SI ke satuan Inggris

ξ = Koefisien geser angin empiris

Va = Kecepatan angin

- Ψ = Arah angin
 ω = Kecepatan rotasi bumi
 Φ = Posisi lintang geografis
 (U.S. Army Corps of Engineer, 1984)

Setelah menjalankan RMA2, SMS dapat dengan mudah menunjukkan hasilnya. SMS dapat menampilkan garis vektor, kontur berwarna garis vektor besar dan elevasi permukaan air. Karena hasil dinamis, hasil dapat ditampilkan dalam tampilan animasi yang berubah berdasar waktu. Setelah solusi hidrodinamik diperoleh, perlu diteliti hasil keluarannya, yaitu keluaran yang mungkin ataupun yang tidak mungkin. Jika keluaran tidak memuaskan, mesh dapat diperbesar (mempertajam mesh) atau memperhalus mesh, atau mengubah nilai koefisien untuk memperoleh hasil yang memuaskan dari hasil running RMA2 yang baru.

Secara umum setelah pemodelan awal dan telah divalidasi, SMS dipergunakan kembali untuk merubah mesh yang menghasilkan kondisi dengan struktur yang baru. RMA2 dapat mempergunakan hasil simulasi dari hasil validasi dari struktur atau bathimetri yang baru.

2.3.2.2. SED2D

SED2D *software* menganalisis dua kategori sedimen yaitu, sedimen non kohesif (pasir) dan sedimen kohesif (tanah liat). Model numeris ini hanya menelaah satu ukuran butir efektif (*effective grain size*) dari tiap-tiap *running*-nya, sehingga diperlukan suatu *model run* sendiri-sendiri untuk tiap-tiap ukuran butir efektif. Untuk menghitung konsentrasi sedimen yang tersuspensi menggunakan persamaan *konveksi-difusi* yang dilengkapi dengan sebuah *bed source term*, dapat dilihat pada persamaan berikut:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u \frac{\partial C}{\partial x} + v \frac{\partial C}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left(Dx \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial C}{\partial y} \right) + \alpha_1 C + \alpha_2 \quad (2-57)$$

Dengan:

- C = konsentrasi
 T = waktu
 U, V = kecepatan aliran arah x, dan y
 x, y = aliran arah primer, dan arah aliran tegak lurus terhadap x
 Dx, Dy = koefisien difusi efektif arah x, dan y
 $a1, a2$ = koefisien dan porsi konsentrasi seimbang untuk *source term*

Untuk menghitung potensi transpor (C_{eq}) material sedimen seukuran pasir, dipakai rumusan Ackers dan White. Sedangkan penentuan waktu karakteristik (t_c), sifatnya agak subyektif. Karena t_c merupakan waktu yang diperlukan oleh konsentrasi di dalam medan aliran untuk mengubah dari C ke C_{eq} . Dalam kasus deposisi waktu karakteristik dihubungkan dengan kecepatan jatuh, dan digunakan persamaan berikut:

$$t_c = C_d \frac{H}{v_s} \text{ atau } t_c = \Delta \quad (2-58)$$

Dengan:

C_d = koefisien deposisi

H = kedalaman air

v_s = kecepatan jatuh partikel sedimen

Δt = interval waktu penghitungan.

Sedangkan untuk menghitung tegangan geser dasar sungai menggunakan rumus:

$$\tau_b = \rho (U^*)^2$$

Dengan:

ρ = massa jenis air

u^* = kecepatan geser

Untuk u^* menggunakan persamaan Bijker sebagai perhitungan total tegangan geser akibat gelombang dan arus. Persamaannya sebagai berikut:

$$u^* = \sqrt{\frac{1}{2} f_c \bar{U}^2 + \frac{1}{4} f_w u_{om}^2} \quad (2-59)$$

Kuantitas *bed source*:

$$S = \alpha_1 C + \alpha_2$$

Untuk kuantitas *bed source* dibagi dalam dua perumusan, yaitu:

a. Untuk pasir

Bentuk dari *bed source term* adalah $S = \alpha_1 C + \alpha_2$, digunakan untuk analisis deposisi dan erosi di dasar dan metode penghitungan koefisien alfa tergantung pada tipe materialnya. Transportasi sedimen di dasar dikontrol oleh potensi transport aliran dan ketersediaan material di dasarnya, sehingga bentuk persamaan *bed source term*-nya menjadi:

$$S = \frac{C_{eq} - C}{t_c} \quad (2-60)$$

Dengan:

S = *source term*

C_{eq} = konsentrasi *equilibrium*

C = konsentrasi sedimen dalam air

T_c = karakteristik waktu

Untuk karakteristik waktu menggunakan kasus *deposition* dirumuskan sebagai berikut:

$$T_c = \text{lebih besar dari } Cd \frac{D}{V_s} \text{ atau } DT$$

Dengan:

t_c = karakteristik waktu

C_d = koefisien deposition

D = kedalaman

V_s = kecepatan jatuh partikel sedimen

DT = perhitungan interval waktu

b. Untuk Lempung

$$S = -\frac{2V_s}{D} C \left(1 - \frac{\tau}{\tau_d}\right) \text{ untuk } C < C_c \quad (2-61)$$

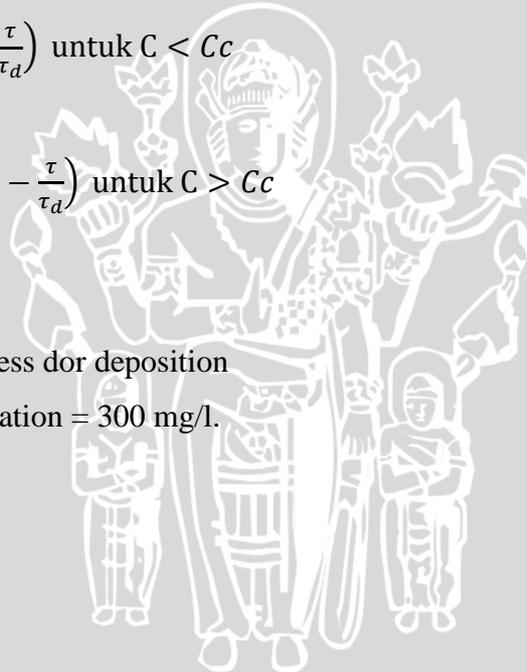
$$S = -\frac{2V_s}{D} C^{5/3} \left(1 - \frac{\tau}{\tau_d}\right) \text{ untuk } C > C_c \quad (2-62)$$

Dengan:

τ = bed shear stress

τ_d = critical shear stress dor deposition

C_c = critical concentration = 300 mg/l.



2.1. Hidrometri	4
2.1.1. Pengamatan Tinggi Muka Air	4
2.1.1.1. Alat Duga Air Biasa	4
Gambar 2.1. Alat Duga Air Biasa	5
2.1.1.2. Alat Duga Air Otomatik	5
Gambar 2.2. Alat duga air otomatis dengan (a) drum vertical (b) drum horizontal 6	
Gambar 2.3. Pos Duga Air Otomatik.....	7
2.1.2. Pengamatan Debit Sungai	8
2.1.2.1. Pengukuran Debit Secara Langsung	8
2.1.2.1.1. Pengukuran Kecepatan Arus Dengan Pelampung	8
Gambar 2.4. Pengukuran kecepatan arus dengan pelampung.....	9
2.1.2.1.2. Pengukuran Kecepatan Arus Dengan <i>Velocity Head Rod</i>	9
Gambar 2.5. Pengukuran kecepatan aliran dengan <i>Velocity Head Rod</i>	10
Sumber: Sri Harto Br (1993)	10
2.1.2.1.3. Pengukuran Kecepatan Arus Dengan <i>Trupp's Ripple Meter</i>	10
Tabel 2.1. Hubungan antara X dan W pada Trupp Ripple Meter	10
Gambar 2.6. Pengukuran kecepatan arus dengan <i>Trupp's Ripple Meter</i>	11
2.1.2.1.4. Pengukuran Kecepatan Arus Dengan <i>Current Meter</i>	11
Gambar 2.7. <i>Current Meter</i> model 6500.....	12
2.1.2.2. Pengukuran Debit Secara Tidak Langsung	12
2.1.2.2.1. Pengukuran Debit Dengan Cara Luas Kemiringan	13
2.1.2.2.2. Pengukuran Debit Dengan Cara Ambang	14
2.1.2.3. Penentuan Debit Dengan Cara Analisis	14
Tabel 2.2. Nilai ARF berdasarkan luas DAS	16
2.1.3. Pengambilan Sampel Air	17
2.1.3.1. Proses Pengeringan Sampel	17
2.1.3.2. Pengujian Laboratorium	18
2.1.3.2.1. Uji Berat Jenis	18
2.1.3.2.2. Uji Saringan (<i>Sieve Analysis</i>)	18
Tabel 2.3. Ukuran diameter saringan standar ASTM D-1140	18
2.1.3.2.3. Uji Hidrometer	18
2.2. Analisa Sedimen Sungai	19
2.2.1. Karakteristik Sedimen	19
2.2.1.1. Klasifikasi Sedimen	20
2.2.1.2. Bentuk dan Ukuran Sedimen	20
Tabel 2.4. Ukuran butiran menurut AGU (America Geophysical Union).....	22

2.2.1.3.	Kerapatan, Berat Spesifik, Konsentrasi dan Kecepatan Endapan.....	22
2.2.1.4.	Distribusi Frekuensi Ukuran Butiran Sedimen.....	24
2.2.2.	Permulaan Gerak Butiran.....	25
2.2.2.1.	Analisa Angkutan Sedimen Kohesif (Lumpur)	28
	Gambar 2.8. Proses transpor sedimen material kohesif air.....	29
2.2.2.2.	Morfologi.....	32
2.3.	Analisa Hidrolika Sungai.....	33
2.3.1.	Analisa Profil Aliran.....	33
	Tabel 2.5. Angka Koefisien Kekasaran Manning	34
2.3.2.	Metodologi Pemodelan Hidrodinamika.....	36
2.3.2.1.	RMA2.....	36
2.3.2.2.	SED2D.....	38

