

### BAB III

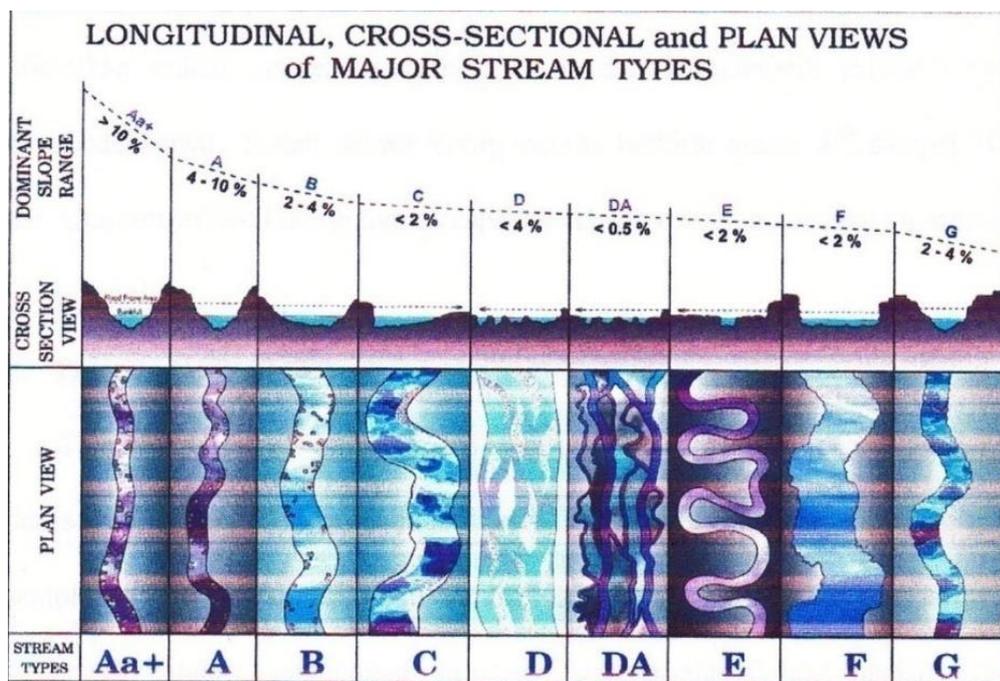
## LANDASAN TEORI

### A. Morfologi Sungai

Morfologi sungai adalah ilmu yang mempelajari tentang bentuk, ukuran, jenis, sifat serta perilaku sungai dengan segala faktor perubahannya dalam dimensi ruang dan waktu. Dengan demikian maka morfologi sungai juga menyangkut sifat dinamik sungai dan lingkungannya yang saling berkaitan. (<http://www.scrib.com/doc/67066505/Bahan-Ajar-Morfologi-Sungai>)

#### 1. Tipe Morfologi Sungai

Menurut Rosgen (1996), tipe-tipe morfologi sungai yang ditentukan pada gambar 3.1 adalah sebagai berikut :



Gambar 3.1 Tipe Bentuk Morfologi

a. Tipe Sungai Kecil "Aa+"

Memiliki kemiringan yang sangat curam ( $>10\%$ ), saluran berparit yang baik, memiliki rasio lebar/ kedalaman (W/D Ratio) yang rendah dan sepenuhnya dibatasi oleh saluran kecil. Bentuk dasar pada umumnya merupakan cekungan luncur dan aliran terjun. Tipe sungai kecil "Aa+" banyak dijumpai pada dataran dengan timbunan agregat, zona pengendapan seperti aliran bersalju, bentuk lahan yang secara structural dipengaruhi oleh patahan, dan zona pengendapan yang berbatasan dengan tanah residu. Arus sungai umumnya beraliran air deras atau air terjun. Tipe sungai kecil "Aa+" disebut sebagai *system suplai* sedimen berenergi tinggi disebabkan lereng saluran yang curam dan potongan melintang saluran yang sempit dan dalam.

b. Tipe Sungai Kecil "A"

Tipe sungai kecil "A" hampir sama dengan tipe sungai kecil "Aa+" yang telah dijelaskan dalam pengertian bentuk lahan dan karakteristik saluran. Perbedaannya adalah bahwa lereng saluran berkisar Antara 4% sampai 10% dan arus sungai kecil umumnya merupakan sebuah cekungan dengan air kantung (*scour pool*).

c. Tipe Sungai kecil "B"

Tipe sungai kecil B umumnya pada tanah dengan kemiringan curam dan sedikit miring, dengan bentukan lahan utama sebagai kolam belerang yang sempit. Banyak sungai kecil tipe B adalah hasil pengaruh perkembangan dari zona structural, patahan, sambungan, simpanan, koluvial – alluvial, dan bagian lereng lembah yang terkontrol secara structural menjadi lembah sempit yang membatasi pengembangan dataran banjir. Tipe sungai B mempunyai saluran berparit, rasio lebar dibagi kedalaman (W/D Ratio) ( $>2$ ), sinusitis saluran rendah dan didominasi oleh aliran deras. Morfologi bentuk dasar yang dipengaruhi oleh runtuh dan pembatasan local, umumnya menghasilkan air kantung (*scour pool*) dan aliran deras, serta tingkat erosi pinggir sungai yang relative rendah.

d. Tipe Sungai kecil "C"

Tipe sungai kecil C terdapat pada lembah yang relative sempit sampai lembah lebar yang berasal dari endapan alluvial. Saluran tipe C memiliki dataran banjir yang berkembang dengan baik, kemiringan saluran  $>2\%$  dan morfologi benuk dasar yang mengidentifikasi konfigurasi cekungan. Potongan dan bentuk tipe sungai C dipengaruhi ratio lebar per kedalaman yang umumnya  $>12$  dan sinusitis  $>1,4$ . Bentuk morfologi utama dari sungai tipe C adalah saluran dengan relief rendah, kemiringan rendah, sinusitis sedang, saluran berparit rendah, rasio lebar per kedalaman tinggi, serta dataran banjir yang berkembang dengan baik.

e. Tipe Sungai Kecil "D"

Tipe sungai kecil D mempunyai konfigurasi yang unik sebagai system saluran yang menunjukkan pola berjalin, dengan ratio lebar per kedalaman sungai yang sangat tinggi ( $>40$ ) dan lereng saluran umumnya sama dengan lereng lembah. Tingkat erosi pinggir sungai tinggi dan rasio lebar aliran sangat rendah dengan suplai sedimen tidak terbatas. Bentuk saluran merupakan tipe sungai yang tidak bervegetasi. Pola saluran berjalin dapat berkembang paa material yang sangat kasar dan terletak pada lembah dengan lereng yang cukup curam, sampai lembah dengan gradient rendah, rata, dan sangat bebas yang berisi material yang lebih halus.

f. Tipe Sungai Kecil "DA"

Tipe sungai kecil DA atau bernastomosis adalh suatu system saluran yang berjalin dengan gradient sungai sangat rendah dan lebar aliran dari tiap saluran bervariasi. Tipe sungai kecil DA merupakan suatu system sungai stabil dan memiliki banyak saluran dan rasio lebar per kedalaman serta sinusitis bervariasi dan sangat rendah sampai sangat tinggi.

g. Tipe Sungai Kecil "E"

Tipe sungai kecil E merupakan perkembangan dari tipe sungai kecil F, yaitu mulai saluran yang lebar, berparit dan berkelok, mengikuti perkembangan daratan banjir dan pemulihan vegetasi dari bekas saluran F. tipe sungai kecil E agak berparit, yang menunjukkan rasi lebar per kedalaman saluran sangat tinggi dan menghasilkan nilai rasio lebar aliran tertinggi dari

semua tipe sungai. Tipe sungai kecil E adalah cekungan konsisten yang menghasilkan jumlah cekungan tertinggi dari setiap unit jarak saluran. System sungai kecil tipe E umumnya terjadi pada lembah alluvial yang mempunyai elevasi rendah.

h. Tipe Sungai Kecil “F”

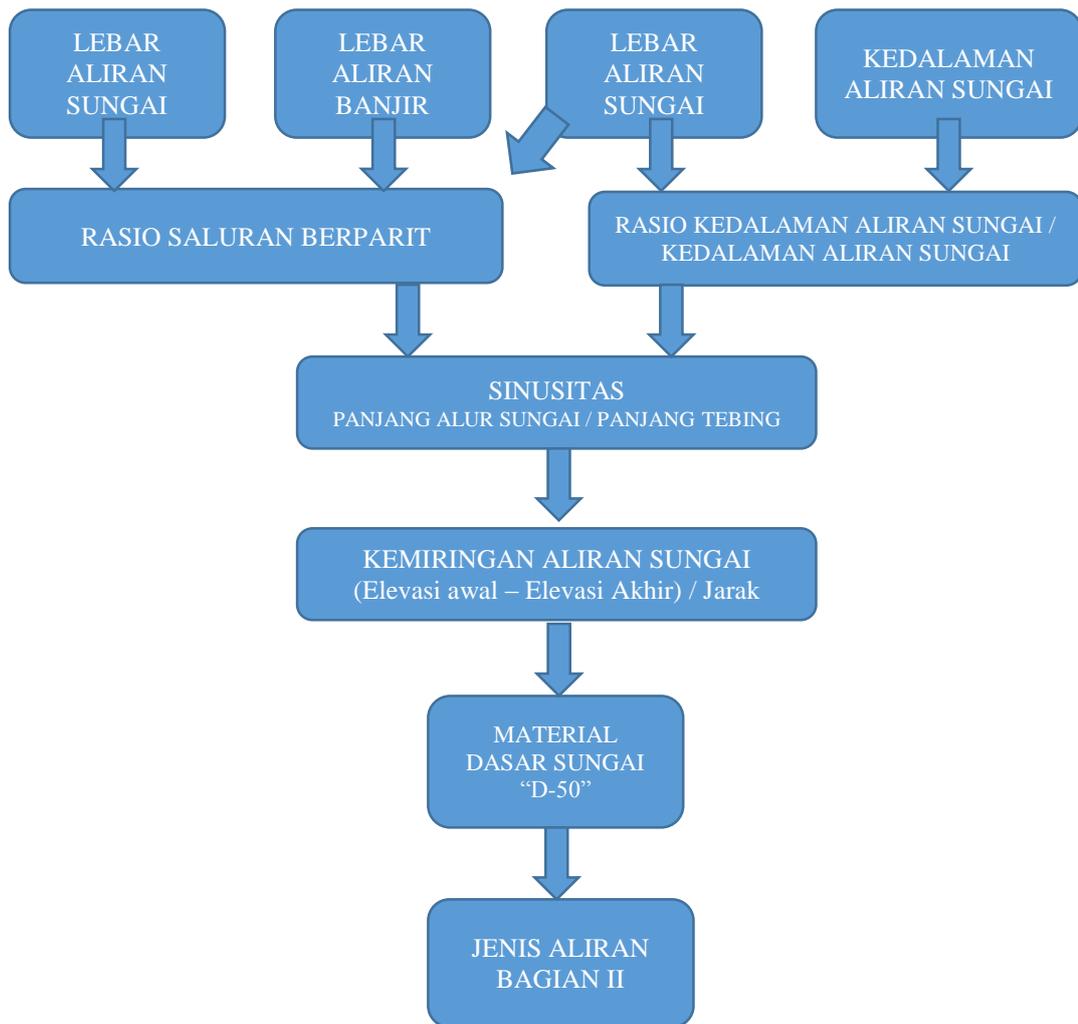
Tipe sungai kecil F adalah saluran berkelok yang berparit klasik, mempunyai elevasi yang relative rendah yang berisi batuan yang sangat lapuk atau material yang mudah terkena erosi. Karakteristik sungai kecil F adalah mempunyai rasio lebar per kedalaman saluran yang sangat tinggi dan berbentuk dasar sebagai cekungan sederhana.

i. Tipe Sungai Kecil “G”

Tipe sungai kecil G adalah saluran bertingkat, berparit, sempit dan dalam dengan sinusitis tinggi sampai sederhana. Kemiringan saluran umumnya  $>0,02$ , meskipun saluran dapat mempunyai lereng yang lebih landau di mana sebagai saluran yang di dipotong ke bawah. Tipe sungai kecil G memiliki laju erosi tepi yang sangat tinggi, suplai sedimen yang tinggi, lereng saluran yang sederhana sampai curam, rasio lebar per kedalaman saluran yang rendah, suplai sedimen tinggi, beban dasar tinggi dan laju transport sedimen yang sangat tinggi.

## 2. Langkah-langkah Menentukan Morfologi Sungai

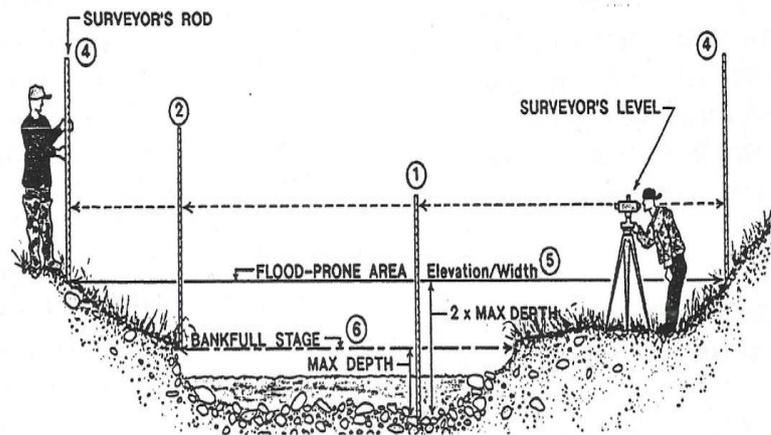
Dalam menentukan morfologi sungai maka harus diketahui beberapa factor yang menjadi cirikhas pada sungai tersebut. Data yang diperlukan adalah lebar aliran ( $W_{bkf}$ ), kedalaman aliran ( $d_{bkf}$ ), Lebar alian banjir ( $W_{fpa}$ ), kedalaman maksimum aliran ( $d_{mbkf}$ ), sinusitis, kemiringan aliran (*slope*), material dasar sungai ( $D_{50}$ ). Skema alur penggambaran morfologi ditunjukkan pada Gambar 3.2 berikut adalah langkah-langkah yang digunakan dalam menentukan morfologi sungai menurut teori (Rosgen, 1996):



Gambar 3.2 Skema alur penggambaran morfologi (Rosgen, 1996)

a. *Entrenchment Ratio*

*Entrenchment Ratio* adalah rasio hubungan antara lebar aliran banjir ( $W_{fpa}$ ) terhadap lebar aliran sungai ( $W_{bkf}$ ). Untuk studi saat ini tidak menggunakan alat *waterpass*, namun hanya digunakan alat meteran dalam melakukan pengukuran. Pada Gambar 3.3 menunjukkan cara pengukuran *Entrenchment Ratio* menurut Rosgen, 1996.



Gambar 3.3 Cara Pengukuran *Entrenchment Ratio* (Rosgen, 1996)

Cara perhitungan dalam menentukan *Entrenchment Ratio* adalah sebagai berikut:

$$\text{Entrenchment Ratio} = \frac{\text{Lebar aliran Banjir (Wfpa)}}{\text{Lebar Aliran Sungai (Wbkf)}} \dots\dots\dots(3.1)$$

Keterangan :

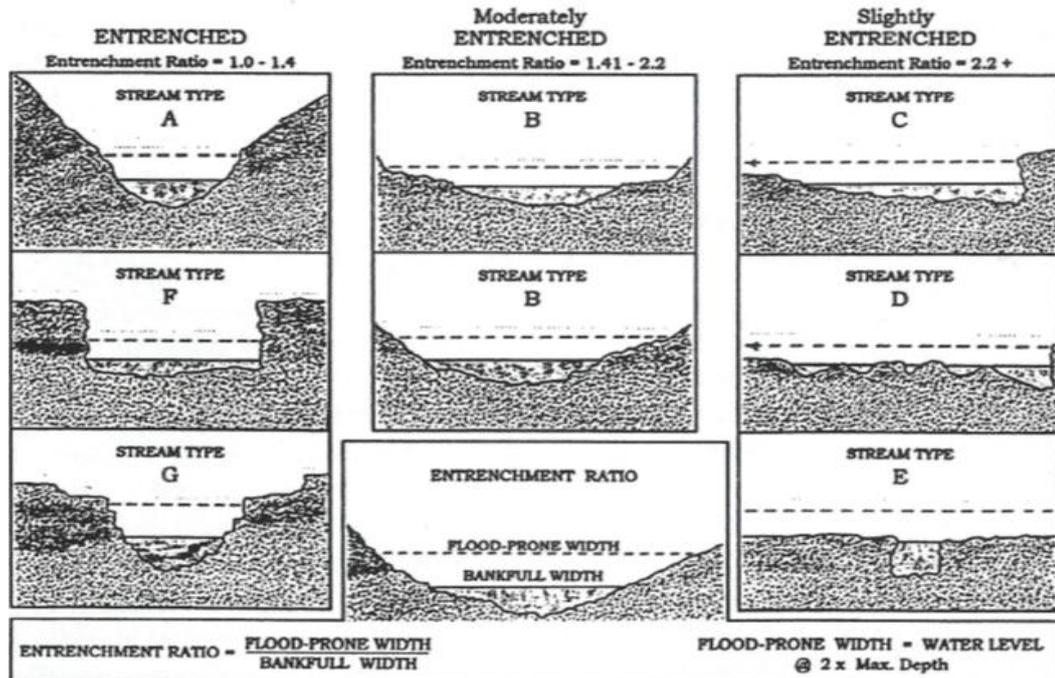
$W_{fpa}$  = Lebar aliran banjir (*flood-prone area width*)

$W_{bkf}$  = Lebar aliran sungai (*Bankfull surface width*)

*Entrenchment Ratio* pada sungai dibagi menjadi 3 kriteria, diantaranya:

1. Aliran berparit besar Antara 1-1,4 mewakili tipe sungai A,F dan G.
2. Aliran berparit tengah Antara 1,41-2,2 mewakili tipe sungai B.
3. Aliran berparit sekitar 2,2 keatas mewakili tipe sungai C,D dan E

Dan dapat dilihat pada Gambar 3.4 berikut ini:



Gambar 3.4 *Entrenchment Ratio* Mewakii Tipe Sungai (Rosgen,1996)

b. *Width/Depth Ratio (W/D Ratio)*

*Width/Depth Ratio* adalah rasio hubungan Antara lebar aliran sungai ( $W_{bkf}$ ) terhadap kedalaman sungai ( $D_{bkf}$ ). Rumus yang digunakan untuk menentukan besarnya nilai *Width/Depth Ratio* adalah :

$$\text{Width/Depth Ratio} = \frac{\text{Lebar aliran Sungai (} W_{bkf} \text{)}}{\text{Kedalaman Aliran Sungai (} D_{bkf} \text{)}} \dots\dots\dots(3.2)$$

Keterangan :

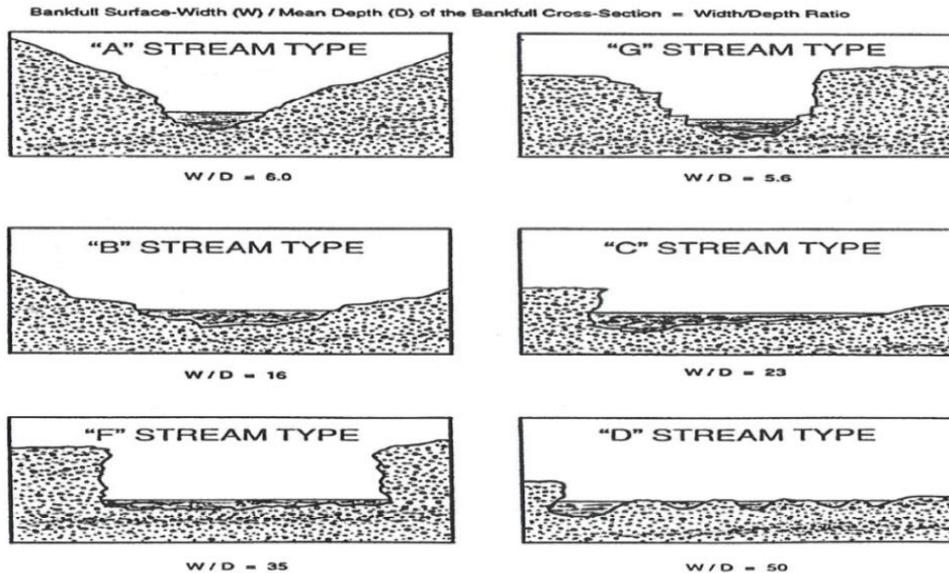
$W_{bkf}$  = Lebar aliran sungai (*Bankfull surface width*)

$D_{bkf}$  = Kedalaman aliran sungai (*Bankfull mean depth*)

*Width/Depth Ratio* pada sungai dibagi menjadi 4 kriteria, diantaranya :

1. Untuk tipe sungai A, E, dan G memiliki W/D ratio lebih kecil dari 12.
2. Untuk tipe sungai B, C, dan F memiliki W/D ratio lebih besar dari 12.
3. Untuk tipe sungai DA memiliki W/D lebih kecil dari 40.
4. Untuk tipe sungai D memiliki W/D ratio lebih besar dari 40.

Dan dapat dilihat pada gambar 3.5 berikut :



Gambar 3.5 Contoh W/D Ratio mewakili tipe sungai (Rosgen,1996)

c. Kemiringan sungai (*sloope*)

Kemiringan alur sungai merupakan factor yang penting untuk penentuan tipe jenis sungai. Setelah tipe sungai diketahui maka dapat ditentukan morfologi dan hubungannya terhadap sedimentasi, fungsi hidrolis, dan fungsi ekologi. Pada sudut pandang morologi klasik, bentuk alur sungai dibagi menjadi 3 yaitu:

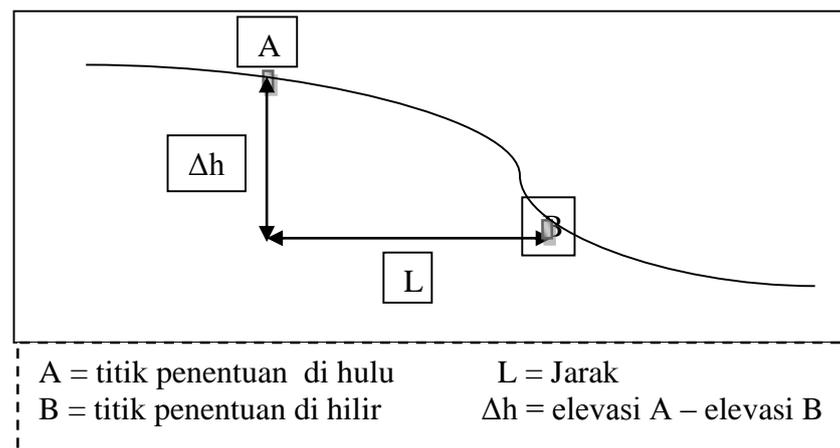
1. Sungai yang berbentuk lurus yang pada umumnya dimiliki sungai bertipe A.
2. Sungai berbentuk jalin/bercabang yang umumnya dimiliki sungai bertipe D dan DA.
3. Sungai berbentuk meander/berkelok yang umumnya dimiliki sungai bertipe B, C, E, F, dan G.

Kemiringan alur sungai menurut Rosgen (1996), bentuk sungai secara memanjang dapat dibedakan menjadi 7 tipe A, B, C, D, F dan G. tipe tersebut akibat pengaruh kemiringan memanjang dan penyusun dasar sungai. Berdasarkan kemiringan dominanya, sungai dapat dibagi menjadi :

1. Sungai dengan kemiringan dominan diatas 10% , umumnya dimiliki oleh sungai tipe A+.
2. Sungai dengan kemiringan dominan diatas 4% sampai 10% umumnya dimiliki sungai dengan tipe A.

3. Sungai dengan kemiringan dominan diatas 2% sampai 4% umumnya dimiliki sungai dengan tipe B dan G.
4. Sungai dengan kemiringan dominan lebih kecil dari 4%, umumnya dimiliki oleh sungai dengan tipe D.
5. Sungai dengan kemiringan dominan lebih kecil dari 2%, umumnya dimiliki oleh sungai dengan tipe C, E, dan F.
6. Sungai dengan kemiringan dominan lebih kecil dari 0,5%, umumnya dimiliki oleh sungai dengan tipe DA.

Agar lebih memudahkan dan mempunyai nilai keakuratan yang tinggi alam penelitian ini, maka pengambilan data kemiringan sungai (*slope*) menggunakan selang ukur. Pada gambar 3.6 menunjukkan cara pengukuran kemiringan (*slope*) sungai.



Gambar 3.6 Pengukuran kemiringan (*slope*) sungai

Berikut ini adalah rumus yang digunakan untuk menghitung kemiringan sungai :

$$\text{Kemiringan sungai} = \frac{\text{Elevasi atas} - \text{elevasi bawah}}{\text{jarak}} \times 100\% \dots\dots\dots(3.3)$$

Keterangan :

Elevasi atas = elevasi titik di hulu yang diamati

Elevasi bawah = elevasi titik di hilir yang diamati.

Jarak = jarak Antara titik di hulu dan di hilir.

d. Material dasar sungai “D<sub>50</sub>”

Pengamatan dan pengambilan sampel dasar sungai dilakukan guna mengetahui ukuran dan jenis sedimen yang membentuk dasar sungai. Untuk mengetahui ukuran butiran pasir dan kerikil maka dilakukan uji distribusi butiran. Di bawah ni merupakan jenis partikel penyusun material dasar sungai.

1. Patahan, jika berukuran lebih besar dari 2048 milimeter.
2. Batu besar, jika berukuran antara 256 sampai 2048 milimeter.
3. Batu, jika berukuran Antara 64 ampai 256 milimeter.
4. Kerikil, jika berukuran Antara 2 sampai 64 milimeter.
5. Pasir, jika berukuran Antara 0,062 sampai 2 milimeter.
6. Lempung lumpur, jika berukuran lebih kecil dari 0,062 milimeter.

Untuk lebih jelasnya dapat dilihat Tabel 3.1 dibawah ini

Tabel 3.1 Material Penyusun dasar sungai (Rosgen,1996)

<b>Dasar</b> Batu besar , Batu, kerikil		<b>Bagian bawah</b> Batu , kerikil, Pasir
<b>Dasar</b> Kerikil, pasir		<b>Bagian bawah</b> Batu besar , Batu, kerikil
<b>Dasar</b> Kerikil, pasir, lumpur		<b>Bagian bawah</b> Batu besar , Batu, kerikil
Ukuran partikel umum	Indek ukuran partikel	
Batu besar = Besar 20 Inch Kecil 10-20 Inch Batu         = 2.5-10 inch Kerikil      = 0.08-2.5 Inch Pasir         = 0.062-2. mm Lanau        = <0.065 mm	D <sub>84</sub> = 60 mm berarti bahwa 84 % dari partikel diukur dengan jumlah kerikilnya memiliki diameter yang berarti sama dengan atau lebih kecil dari 60 mm.	

## B. Hidrometri

Menurut Soewarno, (1991) Hidrometri adalah ilmu yang mempelajari tentang kegiatan pengukuran dan pengolahan data aliran sungai yang meliputi unsur tingg

muka air, debit, dan angkutan sedimen dari suatu pos duga air yang tidak terpengaruh peninggian muka air/aliran lahar. Pos duga air adalah lokasi di sungai yang digunakan sebagai tempat pengukuran aliran yang meliputi muka air, debit, dan angkutan sedimen yang dilaksanakan secara sistematis.

Menurut Harto Br (1993) dalam Nur, Kumalawati (2012) hidrometri adalah cabang ilmu (kegiatan) pengukuran air atau pengumpulan data dasar bagi analisis hidrologi. Dalam pengertian sehari-hari diartikan sebagai kegiatan untuk mengumpulkan data mengenai sungai, baik yang menyangkut tentang ketinggian muka air maupun debit sungai serta sedimentasi atau unsur aliran lain. Beberapa macam pengukuran yang dilakukan dalam kegiatan hidrometri adalah sebagai berikut :

1. Kecepatan aliran

Kecepatan aliran sungai merupakan komponen yang sangat penting. Hal ini disebabkan oleh pengukuran debit secara langsung di suatu penampang sungai tidak dapat dilakukan (paling tidak dengan cara konvensional). Kecepatan aliran ini diukur dalam dimensi satuan panjang setiap suatu waktu, umumnya dinyatakan dalam m/detik. Pengukuran kecepatan aliran dapat dilakukan dengan berbagai cara salah satunya adalah pengukuran dengan pelampung (*flood*). Pelampung digunakan sebagai alat pengukur kecepatan aliran, apabila yang diperlukan adalah besaran kecepatan aliran dengan tingkat ketelitian yang relative kecil. Pengukuran dapat dilakukan dengan cara sebagai berikut:

- a. Sebuah titik (tiang, pohon, atau tanda lain) ditetapkan di salah satu sisi sungai, dan satu sisi di seberang sungai, sehingga kalau ditarik garis (semu) antara dua titik tersebut, maka garis akan tegak lurus arah aliran sungai.
- b. Ditetapkan jarak (L) tertentu, misalnya 5 m, 20 m, 30 m, 50 m (tergantung kebutuhan dan keadaan), dari garis yang ditarik pada butir 1 di atas. Makin tinggi kecepatan aliran sebaiknya makin besar jarak tersebut.
- c. Dari titik yang ditetapkan terakhir ini, dapat ditetapkan garis kedua yang juga tegak lurus dengan arah aliran, seperti yang dilakukan penetapan garis yang pertama.
- d. Dapat dengan memanfaatkan sembarang benda yang dapat terapung (apabila pelampung khusus tidak tersedia).

- e. Pelampung tersebut dilemparkan beberapa meter di sebelah hulu garis pertama, dan gerakanya diikuti terus. Bila pelampung melewati garis yang pertama (di sebelah hulu) maka tombol stopwatch ditekan, dan pelampung terus diikuti. Bila pelampung melewati garis kedua (di sebelah hilir) maka tombol stopwatch ditekan kembali. Dengan demikian, maka waktu (T) yang diperlukan oleh aliran untuk menghanyutkan pelampung dapat diketahui.

- f. Kecepatan aliran dapat dihitung dengan :

$$V = \frac{L}{T} \text{ m/detik} \dots\dots\dots(3.4)$$

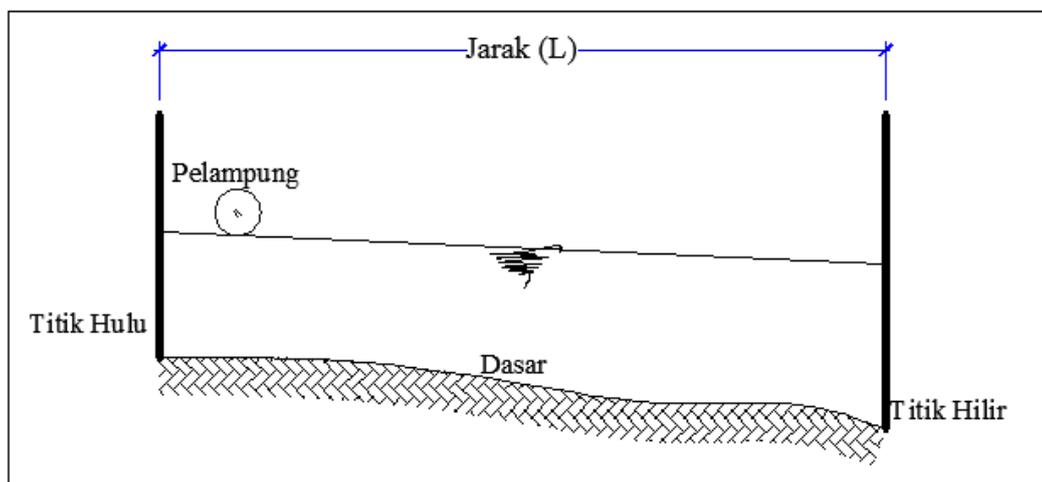
Keterangan :

V = Kecepatan aliran

L = Jarak

T = Waktu

- g. Perlu diketahui di sini bahwa kecepatan aliran yang diperoleh adalah kecepatan permukaan sungai, bukan kecepatan rata-rata penampang sungai. Untuk memperoleh kecepatan rata-rata penampang sungai, nilai tersebut harus dikalikan dengan factor koreksi C, besar C ini berkisar antara 0,85-0,95.
- h. Hal lain yang perlu diperhatikan adalah bahwa pengukuran dengan cara ini tidak boeh dilakukan hanya satu kali, karena distribusi kecepatan aliran permukaan tidak merata. Oleh sebab itu dianjurkan paling tidak dilakukan tiga kali yaitu sepertiga di bagian kiri, dibaian tengah, dan bagian sepertiga di bagian kanan sungai. Hasil yang diperoleh kemudian dirata-rata.



Gambar 3.7 Metode pengukuran kecepatan aliran dengan pelampung

2. Debit

Debit (*discharge*), atau besarnya aliran sungai (*stream flow*) adalah volume aliran yang mengalir melalui suatu penampang melintang sungai per satuan waktu. Biasanya dinyatakan dalam satuan m<sup>3</sup>/detik atau liter/detik. Aliran adalah pergerakan air di dalam alur sungai. Pada dasarnya pengukuran debit adalah pengukuran kecepatan aliran, tinggi muka air dan lebar sungai. Rumus yang umumnya digunakan adalah :

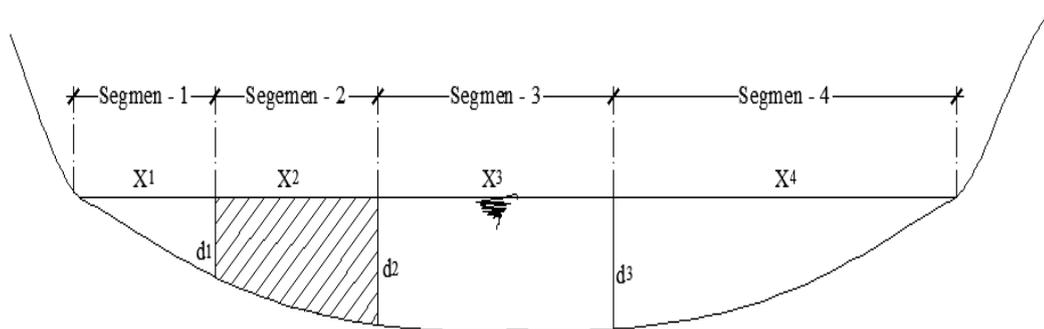
$$Q = A.V.....(3.5)$$

Keterangan :

- Q = debit sungai (m<sup>3</sup>/detik)
- A = luas penampang sungai (m<sup>2</sup>)
- V = kecepatan aliran (m/detik)

3. Pengukuran penampang sungai

Pengukuran penampang sungai dilakukan untuk menentukan debit aliran sungai, karena penampang sungai tidak beraturan maka digunakan pendekatan matematis untuk menentukan luas penampang basah aliran dengan membagi keseluruhan penampang aliran menjadi beberapa bagian segmen yang berbentuk segitiga, dan trapesium. sehingga dapat diketahui luas pada masing-masing bagian segmen tersebut.



Gambar 3.8 Pengukuran luas penampang aliran

$$L_{\text{segmen-1}} = \frac{1}{2} \cdot d1 \cdot x1 ..... (3.6)$$

$$L_{\text{segmen-2}} = \frac{(d1+d2)}{2} \cdot x2 ..... (3.6a)$$

$$L_{\text{segmen-3}} = \frac{(d2+d3)}{2} \cdot x3 ..... (3.6b)$$

$$L_{\text{segmen-4}} = \frac{1}{2} \cdot d_3 \cdot x_4 \dots\dots\dots (3.6c)$$

A = total luas segmen  
 = L.segemen 1 + L.segmen 2 + L. segemen 3 + L.segemen 4

### C. Klasifikasi Ukura Butiran (*grain size analysis*)

Gradasi atau susunan butir adalah distribusi dari ukuran agegat. Distribusi ini bervariasi dapat di bedakan menjadi tiga yaitu gradasi sela (*gab grade*), gradasi menerus (*continuous grade*), gradasi seragam (*uniform grade*). Tanah mempunyai bermacam-macam bentuk dan ukuran. Untuk menggolongkan tanah berdasarkan ukuran dan bentuknya maka dilakukan analisis gradasi butiran. Analisis butiran merupakan dasar tes laboratorium untuk mengidentifikasi tanah dalam system presentase berat butiran agregat yang lolos dari satu set saringan kemudian presentase digambarkan dalam grafik pembagian butir. (SNI 03-1969-1990 tentang Metode Pengujian Tentang Metode Analisis Saringan Agregat Halus dan Kasar).

Menurut Rosgen (1996), jenis dan ukuran partikel penyusun dasar sungai dibedakan menjadi patahan ( $\geq 2048$  mm), batu besar (256 mm sampai 2048 mm), batu (64 mm sampai 256 mm), kerikil (2 mm sampai 64 mm), pasir (0.062 sampai 2 mm), lempung/lumpur ( $\leq 0.062$  mm). pengujian menggunakan satu set saringan standar *ASTM* (*American Society for Testing and Materials*), oven untuk mengeringkan sampel, cawan untuk menyimpan sedimen baik setelah ditimbang maupun sebelum ditimbang, timbangan untuk menimbang sampe yang tertahan disetiap saringan.

#### 1. Analisis Saringan

Menurut Muntohar (2006), penyaringan merupakan metode yang biasanya secara langsung untuk menentukan ukuran partikel dengan didasarkan paa bats bawah ukuran lubang saringan yang digunakan. Batas terbawah dalam saringan adalah ukuran terkecil untuk partikel pasir.

Dalam analisis saringan, sejumlah saringan yang memiliki ukuran lubang berbeda-beda disusun dengan ukuran yang terbesar berada diatas yang kecil. Contoh tanah yang akan diuji dikeringkan dalam oven, gumpalan dihancurkan dan contoh tanah akan lolos melalui susunan saringan setelah saringan digetarkan.

Tanah yang tertahan pada masing-masing saringan ditimbang dan selanjutnya dihitung persentasenya dari tanah yang tertahan pada saringan tersebut. Pengujian analisa saringan agregat halus dan kasar dapat dilihat pada tabel 3.2 berikut.

Tabel 3.2 Form Pengujian analisa saringan agregat halus dan kasar  
(SNI 03-1968-1990)

Saringan	Ukuran butiran	Berat tertahan saringan	% Tertahan (gram)	% tertahan komulatif (gram)	% Lolos saringan
76,2 (3")	76,2				
63,5 (2 1/2")	63,5				
50,8 (2")	50,8				
36,1 (1 1/2")	36,1				
25,4 (1")	25,4				
9,52 (3/8")	19,1				
12,7 (1/2")	12,7				
19,1 (3/4")	9,52				
No.4	4,75				
No.8	2,35				
No.20	1,18				
No.30	0,6				
No.40	0,425				
No.50	0,3				
No.80	0,177				
No.100	0,15				
No.200	0,075				
pan					

Bila  $W_i$  adalah berat tanah yang tertahan pada saringan ke-I (dari atas susunan saringan) dan  $W$  adalah berat tanah total, maka persentase berat tanah yang tertahan adalah:

$$\% \text{ Berat tertahan pada saringan} = \frac{W_i}{W} \times 100\% \dots\dots\dots(3.7)$$

Keterangan :

$W_i$  = berat tertahan

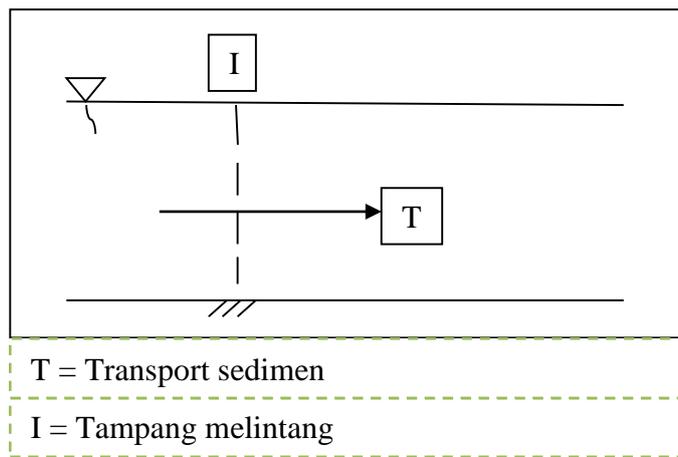
$W$  = berat total tertahan

Kemudian hasilnya digambarkan pada grafik persentase partikel yang lebih kecil dari pada saringan yang diberikan (partikel yang lolos saringan) pada sumbu

vertical dan ukuran partikel pada sumbu horizontal (dalam skala logaritma). Grafik ini dinamakan dengan kurva distribusi ukuran partikel atau kurva gradasi.

#### D. Angkutan Sedimen

Banyaknya transport sedimen (T) dapat dikarenakan dari perpindahan tempat netral sedimen yang melalui suatu tampang melintang selama periode waktu tertentu. (Kironoto, 1997) Pengetahuan transport sedimen untuk mengetahui keadaan seimbang, erosi, an pengendapan. Disajikan pada gambar dibawah ini.



Gambar 3.9 Angkutan sedimen

Metode pendekatan yang digunakan untuk mengetahui angkutan sedimen dasar sungai adalah dengan metode Einstein didasarkan pada beberapa konsep yang ditunjang oleh hasil penamatan laboratorium (eksperimental). Metode pendekatan Einstein didasarkan pada dua konsep dasar yaitu sebagai berikut:

1. Konsep kondisi kritis ditiadakan, karena kondisi kritis untuk awal gerak sedimen sulit didefinisikan.
2. Angkutan sedimen dasar lebih dipengaruhi oleh fluktuasi aliran yang terjadi, dari pada akibat nilai-nilai gaya aliran yang bekerja pada partikel sedimen. Dengan demikian, bergerak atau berhentinya suatu partikel sedimen lebih dinyatakan dengan konsep probabilitas, yang menghubungkan gaya angkat hidrodinamik sesaat dengan berat partikel di dalam air.

Viskositas merupakan ukuran ketahanan suatu cairan terhadap deformasi atau perubahan bentuk. Viskositas dipengaruhi oleh temperature, tekanan, kohesi dan laju perpindahan momentum molekulnya. Viskositas zat cair cenderung menurun

dengan seiring bertambahnya kenaikan temperature, hal ini disebabkan gaya-gaya kohesi pada zat cair bila dipanaskan akan mengalami penurunan dengan semakin bertambahnya temperature pada zat cair yang menyebabkan berturut-turutnya viskositas dari zat cair tersebut. Pengeruh viskositas terhadap temperature seperti yang ditunjukkan pada tabel di bawah ini.

Tabel 3.3 Pengaruh viskositas terhadap temperature

Temperatur (°C)	Viskositas ( $\times 10^{-3}$ N.s/m <sup>2</sup> )
0	$1,79 \times 10^{-3}$
5	$1,51 \times 10^{-3}$
10	$1,31 \times 10^{-3}$
15	$1,14 \times 10^{-3}$
20	$1,00 \times 10^{-3}$
25	$8,91 \times 10^{-4}$
30	$7,96 \times 10^{-4}$
35	$7,20 \times 10^{-4}$
40	$6,53 \times 10^{-4}$
45	$5,47 \times 10^{-4}$
50	$4,66 \times 10^{-4}$
55	$4,04 \times 10^{-4}$
60	$3,54 \times 10^{-4}$
65	$3,15 \times 10^{-4}$
70	$2,82 \times 10^{-4}$

Untuk dapat menghitung angkutan sedimen dasar perlu menentukan ukuran butiran  $D_{35}$  dan  $D_{65}$  mengetahui gradasi ukuran butiran hasil analisis saringan pada tabel 3.4 berikut.

Tabel 3.4 Contoh gradasi ukuran butiran hasil analisis saringan

Interval ukuran butiran (mm)	Ukuran butiran rata-rata (mm)	% material
0,062-0,125	0,0935	40%
0,125-0,250	0,1875	45%
0,250-0,50	0,375	15%

Kemudian dapat dihitung angkutan sedimen dasar menurut persamaan Einstein dengan menggunakan rumus sebagai berikut :

1. Kecepatan gesek akibat kekasaran butiran

$$U' = \sqrt{g \cdot Rb' \cdot S} \dots\dots\dots(3.8)$$

Keterangan :

$U'$  = kecepatan gesek akibat kekasaran butiran

$g$  = gravitasi

$Rb'$  = jari-jari hidraulik akibat pengaruh kekasaran butiran

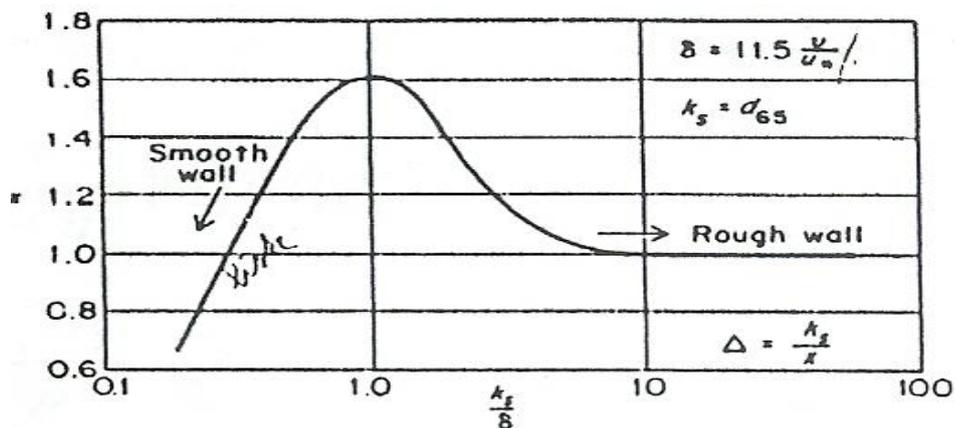
$S$  = kemiringan dasar saluran

2. Tebal lapisan kekentalan (*sub-viscous*)

$$\delta' = \frac{11,6 \cdot \nu}{u'} \dots\dots\dots(3.9)$$

$$\frac{k_s}{\delta'} = \frac{d_{65}}{\delta'} \dots\dots\dots(3.9a)$$

Untuk  $\frac{k_s}{\delta'}$  dari gambar 3.14, kemudian diperoleh nilai  $x$



Gambar 3.10 Faktor koreksi dalam persamaan distribusi kecepatan logaritmik (Einstein, 1952 dalam Daryl B.Simon dan Fuad Senturk, 1992)

$$\Delta = \frac{d_{65}}{\delta'} \dots\dots\dots(3.9b)$$

$$\frac{\Delta}{\delta'} = (\dots) <\text{atau}> 1,8 \rightarrow x = (\dots) \dots\dots\dots(3.9c)$$

Keterangan ;

$\delta'$  = tebal lapisan sub-viscous

$\mu$  = viskositas

$u'$  = kecepatan gesek akibat kekasaran butiran

$k_s$  = diameter butiran

$\Delta$  = kekasaran dasar saluran

- X = karakteristik ukuran butiran tidak seragam, dengan:  
 $x = 0,77 \Delta$  untuk  $\Delta / \delta' > 1,8$   
 $x = 1,39 \delta'$  untuk  $\Delta / \delta' < 1,8$

3. Kecepatan aliran rata-rata dihitung dengan persamaan logaritmik. Untuk menentukan nilai x diperoleh dari gambar 3.11, dapat dilihat pada persamaan berikut.

$$V = 5,75 \cdot u \cdot \log\left(12,27 \frac{Rb' \cdot x}{k_s}\right) \dots \dots \dots (3.10)$$

Keterangan :

- V = kecepatan aliran rata-rata  
 $u$  = kecepatan gesek akibat kekasaran butiran  
 $k_s$  = diameter butiran

4. Intensitas aliran

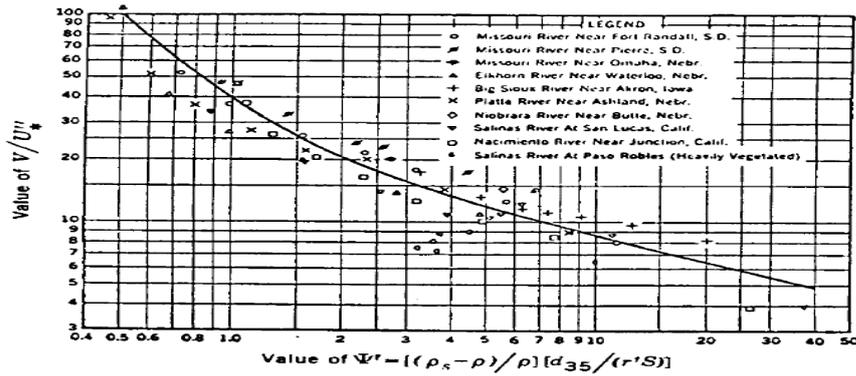
Intensitas aliran dapat dinyatakan dengan persamaan sebagai berikut.

$$\Psi = \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} \frac{d^{35}}{S \cdot Rb'} = 1,65 \frac{d^{35}}{S \cdot Rb'} \dots \dots \dots (3.11)$$

Keterangan:

- $\Psi$  = intensitas aliran  
 $d$  = diameter butiran  
 $S$  = kemiringan dasar saluran  
 $Rb'$  = jari-jari hidraulik akibat pengaruh kekasaran butiran  
 $\gamma$  = berat spesifik air  
 $\gamma_s$  = berat spesifik sedimen

Untuk  $\Psi$  dari gambar 3.11 (Einstein dan Barbossa, 1952) diperoleh nilai  $\frac{V}{u'}$



Gambar 3.11 Grafik perbandingan nilai  $\Psi'$  dengan  $\frac{v}{U''}$   
 (Einstein, 1952 dalam Daryl B.Simon dan Fuad Senturk, 1992)

$$\frac{V}{u'} = (\dots) \rightarrow u' = \dots \dots \dots (3.12)$$

Keterangan :

$u'$  = kecepatan gesek akibat konfigurasi dasar

$V$  = kecepatan aliran rata-rata

5. Jari-jari hidraulik akibat konfigurasi dasar

$$R_b'' = \frac{(U')^2}{gS} \dots \dots \dots (3.13)$$

Jari-jari hidraulik total diperoleh:

$$R_b = R_b' + R_b'' \dots \dots \dots (3.13a)$$

$$R_b = \frac{A}{P} \rightarrow h \dots \dots \dots (3.13b)$$

Keterangan:

$R_b''$  = jari-jari hidraulik akibat konfigurasi dasar

$U'$  = kecepatan gesek akibat konfigurasi dasar

$g$  = gravitasi

$S$  = kemiringan dasar sungai

6. Kontrol hitungan debit

$$Q = AV = (B h U') \dots \dots \dots (3.14)$$

Keterangan:

$Q$  = debit

- A = luas penampang basah sungai
- V = kecepatan aliran sungai
- B = lebar dasar sungai
- h = tinggi jari-jari hidraulik terhadap aliran
- $U'$  = kecepatan gesek akibat konfigurasi dasar

Dengan berdasarkan nilai  $R_b'$  yang benar, selanjutnya dapat dilakukan hitungan angkutan sedimen menurut Einstein dalam ( $t/hours$ ) adalah sebagai berikut:

$$\Psi, ' = \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} = \frac{d}{S \cdot R_b'} \dots\dots\dots(3.15)$$

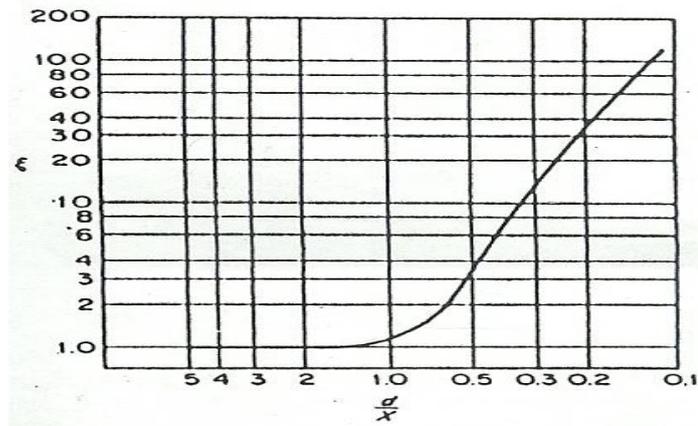
Keterangan:

- $\Psi$  = intensitas aliran
- d = ukuran butiran rata-rata
- S = Kemiringan dasar saluran
- $R_b'$  = jari-jari hidraulik akibat pengaruh kekerasan butiran
- Untuk ukuran fraksi butiran,  $d = d \times 10^{-3}$  m

$$\frac{d}{x} = \dots\dots\dots(3.16)$$

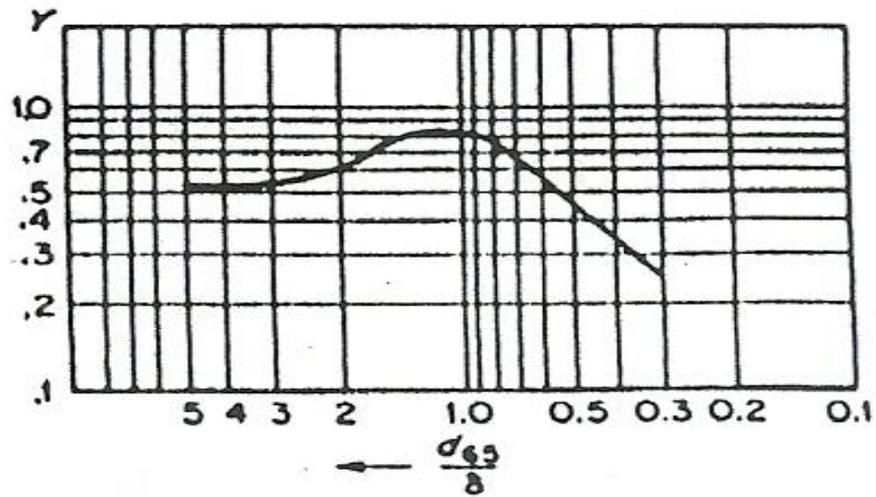
Keterangan:

- d = ukuran butiran rata-rata
- x = karakteristik ukuran butiran
- untuk  $\frac{d}{x}$  dari gambar 3.12, diperoleh nilai *hiding factor*,  $\xi$



Gambar 3.12 Nilai *hiding factor*,  $\xi$  (Einstein, 1952 dalam Daryl B.Simon dan Fuad Senturk, 1992)

untuk  $\frac{d_{65}}{x}$  dari gambar 3.14, diperoleh nilai koreksi gaya angkat, Y



Gambar 3.13 Koreksi gaya angkat, Y (Einstein, 1952 dalam Daryl B.Simon dan Fuad Senturk, 1992)

7. Intensitas aliran yang telah dikoreksi dapat diperoleh:

$$\left[ \frac{\beta}{\beta_s} \right]^2 = \left[ \frac{\log(10,6)}{\log(10,6 \frac{x}{\Delta})} \right]^2 \dots\dots\dots(3.17)$$

$$\Psi_{,i}' = \xi Y \left[ \frac{\beta}{\beta_s} \right]^2 \Psi_{,}' \dots\dots\dots(3.17a)$$

Keterangan:

$\left[ \frac{\beta}{\beta_s} \right]^2$  = sama dengan satu material seragam dan  $x = 1$

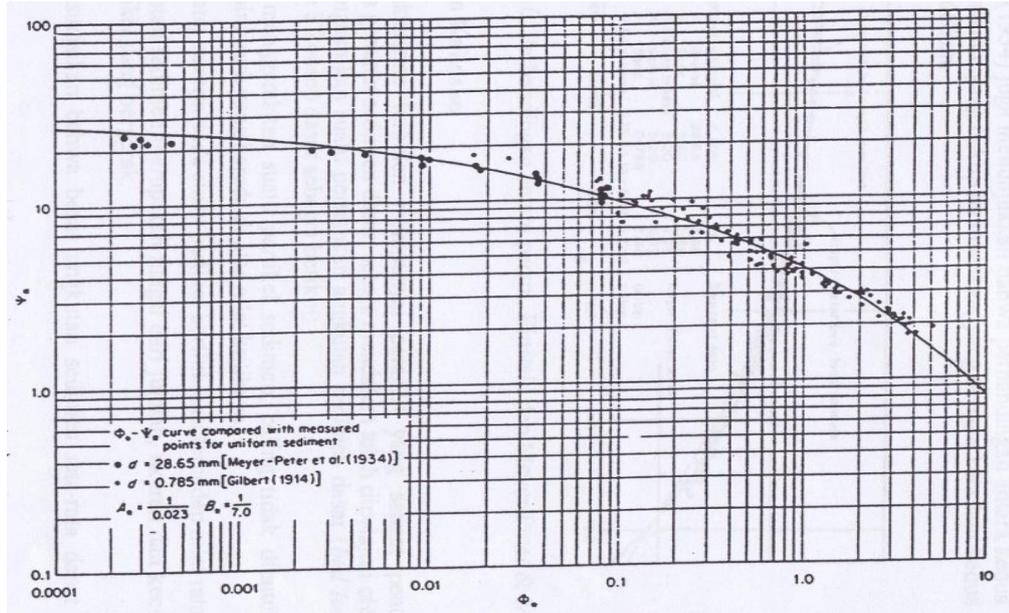
$\Psi_{,i}'$  = intensitas aliran yang telah dikoreksi

$\xi$  = nilai *hiding factor*

Y = nilai koreksi gaya angkat

$\Psi_{,}'$  = intensitas aliran berdasarkan nilai  $R_b$  'yang benar

Untuk  $\Psi_{,}'$  dari gambar 3.15 (Grafik Einstein) diperoleh nilai  $\theta$ , jika nilai  $\theta$  berada diluar kurva maka nilai  $\theta$  dianggap = 0,0



Gambar 3.14 Grafik Hubungan  $\Psi$  dan  $\Theta$  (Einstein, 1952 dalam Daryl B.Simon dan Fuad Senturk, 1992)

8. Besar angkutan sedimen suspensi untuk fraksi butiran berukuran  $d$
- $$(i_b q_b) = i_b \theta \cdot \gamma_s (g d)^{3/2} \left( \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} \right)^{1/2} \dots\dots\dots(3.18)$$

Keterangan:

$(i_b q_b)$  = besar angkutan sedimen suspense setiap fraksi

$i_b$  = nilai % material

$\theta$  = nilai derajat kemiringan pada grafik Einstein

$g$  = gravitasi

$\gamma_s \rightarrow \frac{\rho}{g}$  = perbandingan antar berat partikel dalam air dengan gaya angkat hidrodinamik sesaat.

$d$  = ukuran butiran rata-rata

$\psi$  = intensitas aliran

perhitungan selengkapnya untuk menghitung angkutan sedimen dasar sungai diperlihatkan pada tabel 3.5 di bawah ini.

Tabel 3.5 Perhitungan selengkapnya untuk menghitung angkutan sedimen

	d (mm)	$i_b$ (%)	$R_b'$ (m)	$\Psi_s'$	d/x	$\xi_s$	Y	$\Psi_{s,i}'$	$\theta$	$(i_b q_b)$ (kg/ms)
1										
2										
3										
$\Sigma$										

Jadi besar angkutan sedimen dapat dihitung dengan rumus:

$$q_B = (\Sigma i_b q_b) \times 60 \text{detik} \times 60 \text{menit} \times 24 \text{jam} \times B \dots\dots\dots(3.19)$$

keterangan:

$q_B$  = jumlah angkutan sedimen dasar sungai per hari (ton/hari)

$(\Sigma i_b q_b)$  = besar angkutan sedimen setiap fraksi

B = lebar dasar aliran sungai

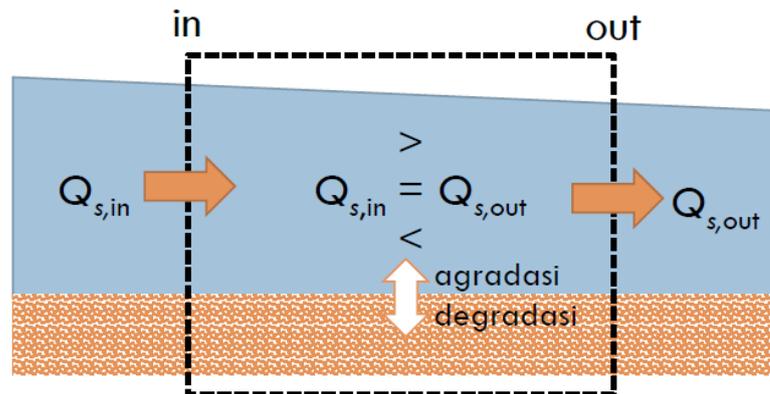
60 detik = per menit

60 menit = per jam

24 jam = per hari

### E. Degradasi/agradasi

Degradasi adalah fenomena alam yang disebabkan oleh aliran air yang biasanya terjadi pada dasar sungai yang terdiri dari material alluvial namun terkadang dapat juga terjadi pada sungai yang keras. Degradasi (gerusan) dapat menyebabkan terkikisnya tanah di sekitar fondasi dari sebuah bangunan yang terletak pada aliran air. Gerusan biasanya terjadi sebagai bagian dari perubahan morfologi dari sungai dan perubahan akibat bangunan buatan manusia. (Breusers & Raudiviki, 1991 dalam Cahyono dan Solichin 2008).



Gambar 3.15 Prinsip degradasi/agradasi

$$\Delta Q = Q_{in} - Q_{out} \dots\dots\dots(3.20)$$

Dimana:

$Q_{in}$  = Debit yang mengalir di titik Tinjauan I

$Q_{out}$  = Debit yang mengalir di titik Tinjauan II

Kemudian mencari nilai degradasi/agradasi

$$h = \frac{\Delta Q}{A} \dots\dots\dots(3.21)$$

dimana :

$h$  = tinggi aggradasi/degradasi

$A$  = Luas permukaan sungai

Jika hasil  $h$  negatif (-) maka pada daerah yang di tinjau terjadi degradasi atau gerusan sedalam “ $h$ ” dalam satuan jarak/waktu sedangkan sebaliknya jika hasil “ $h$ ” positif (+) maka terjadi penumpukan sedimen pada titik yang di tinjau.

