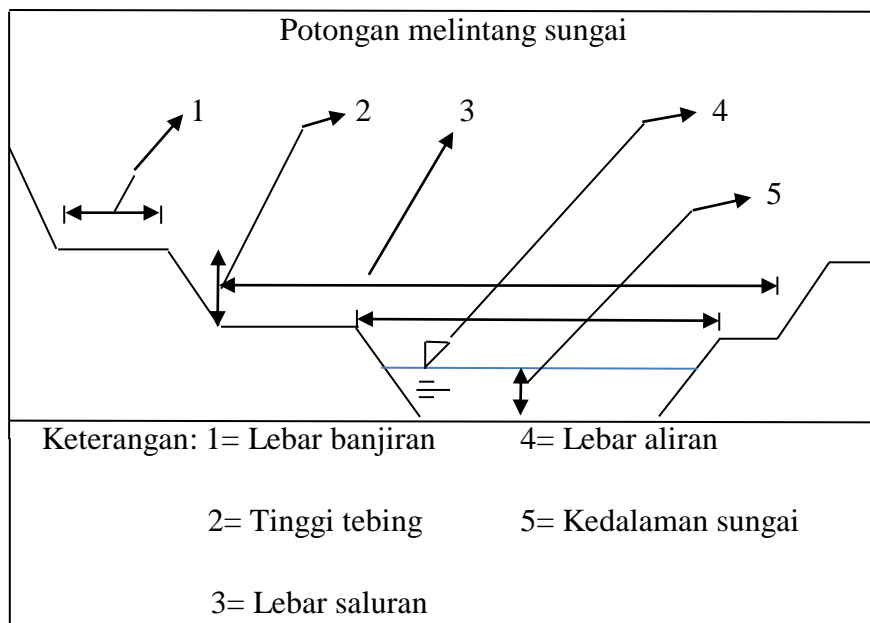


BAB III

LANDASAN TEORI

A. Tipe Morfologi Sungai

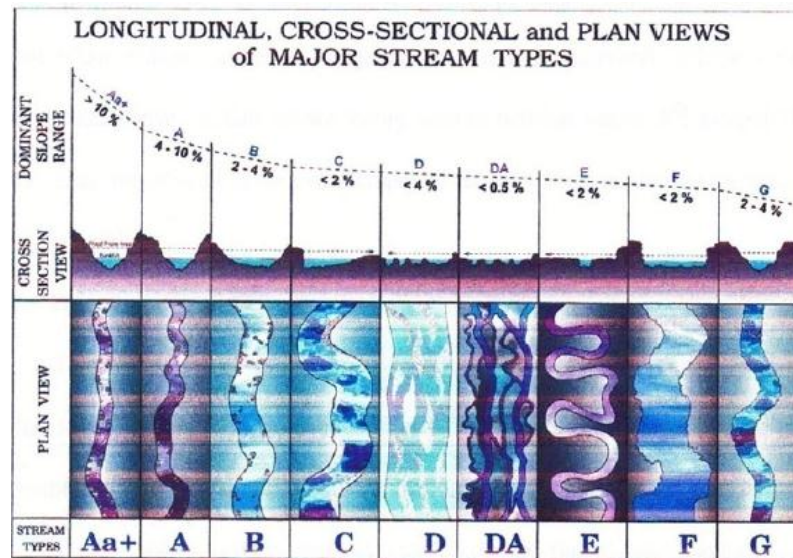
Morfologi (*morpologie*) berasal dari bahasa Yunani yaitu *morpe* yang berarti bentuk dan *logos* yang berarti ilmu, dengan demikian maka morfologi berarti ilmu yang mempelajari tentang bentuk (Wikipedia, 2011). Morfologi sungai merupakan hal yang menyangkut kondisi fisik sungai tentang geometri, jenis, sifat, dan perilaku sungai dengan segala aspek perubahannya dalam dimensi ruang dan waktu, dengan demikian menyangkut sifat dinamik sungai dan lingkungannya yang saling berkaitan antara satu dengan yang lainnya. Dalam menentukan morfologi sungai, diperlukan data-data geometri sungai meliputi lebar sungai, kedalaman sungai, penampang sungai, koordinat lokasi dan kemiringan dasar sungai.



Gambar 3.1 Pengukuran penampang melintang sungai

1. Tipe-tipe morfologi sungai

Gambaran utama tipe-tipe morfologi sungai menurut Dave Rosgen (1996) adalah sebagai berikut :



Gambar 3.2 Tipe bentuk morfologi (Rosgen, 1996)

a. Tipe sungai Aa+

Tipe sungai 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 dasarnya merupakan cekungan luncur atau aliran terjun (super kritis), tipe sungai Aa+ banyak dijumpai pada dataran dengan timbunan agregat, zona pengendapan seperti aliran sungai bersalju, bentuk lahan yang secara struktural dipengaruhi oleh patahan, dan zona pengendapan yang berbatasan dengan tanah residu. Arus sungai umumnya beraliran deras atau terjun (super kritis), Tipe sungai Aa+ disebut sebagai sistem suplai sedimen disebabkan lereng saluran yang curam dan potongan melintang yang sempit serta dalam.

b. Tipe sungai kecil A

Tipe sungai A hampir sama dengan tipe Aa+ yang telah dijelaskan sebelumnya, yang membedakan adalah kemiringan lereng saluran mencapai 4% sampai 10% dan arus sungai umumnya merupakan cekungan dengan air kantung (*scour pool*).

c. Tipe sungai kecil B

Tipe sungai B umumnya terdapat pada tanah dengan kemiringan yang curam dan sedikit miring. Dengan bentuk lahan utama sebagai kolom belerang yang sempit, banyak tipe sungai B adalah hasil dari zona struktural, patahan, sambungan, dan bagian lereng lembah yang terkontrol secara struktural menjadi lembah yang sempit yang membatasi pengembangan dataran banjir. Tipe sungai B mempunyai saluran berparit rasio lebar per kedalaman (*W/D ratio*) (<2), *sinousitas* saluran rendah dan didominasi oleh saluran deras (super kritis). Morfologi bentuk dasar yang dipengaruhi runtuh dan perbatasan lokal, umumnya menghasilkan air kantung (*scour pool*) dan aliran deras serta tingkat erosi pinggir sungai yang relatif rendah.

d. Tipe sungai kecil C

Tipe sungai C terdapat pada lembah yang relatif sempit sampai lembah yang lebar berasal dari endapan alluvial. Saluran tipe c memiliki dataran banjir yang berkembang dengan baik, kemiringan saluran $<2\%$ dan morfologi dasar yang mengindikasikan konfigurasi cekungan. Potongan dan bentuk dari tipe sungai C dipengaruhi oleh rasio lebar per kedalaman (*W/D ratio*) yang umumnya (<12) dan sinusitas $>1,4$. Bentuk morfologi utama dari tipe sungai C adalah saluran dengan relief rendah, kemiringan rendah sinusitas sedang, saluran berparit rendah, rasio per kedalaman tinggi, serta dataran banjir yang berkembang baik

e. Tipe sungai kecil D

Tipe sungai D mempunyai konfigurasi yang unik sebagai sistem saluran yang menunjukkan pola berjalin dengan rasio lebar per kedalaman (*W/D ratio*) yang sangat tinggi (>40), dan lereng saluran yang umumnya sama dengan lereng lembah. Tingkat erosi yang sangat tinggi dan rasio lebar saluran yang sangat rendah, dengan suplai sedimen yang tidak terbatas. Bentuk saluran merupakan tipe pulau yang bervegetasi. Pola saluran berjalin dapat berkembang pada daerah bermaterial sangat kasar yang terletak pada lembah dengan lereng

yang cukup curam, sampai lembah dengan gradien yang rendah, rata, dan sangat bebas yang berisi material yang sangat halus.

f. Tipe sungai kecil DA (*Branastomosis*)

Tipe sungai kecil DA (*Branastomosis*) adalah suatu sistem saluran berjaln dengan gradien yang sangat rendah dan lebar aliran setiap saluran bervariasi. Tipe sungai DA merupakan suatu sistem sungai stabil dan memiliki banyak saluran dan rasio lebar per saluran serta *sinousitas* bervariasi dari sangat rendah sampai sangat tinggi.

g. Tipe sungai E

Tipe sungai E merupakan perkembangan tipe sungai F, yaitu mulai saluran yang lebar, berparit, dan berkelok mengikuti perkembangan daerah banjir dan pemulihan vegetasi dari bekas saluran F. Tipe sungai kecil E agak berparit, yang menunjukkan rasio lebar per kedalaman (*W/D ratio*) tertinggi dari semua tipe sungai. Tipe sungai E adalah suatu cekungan konsisten yang menghasilkan jumlah cekungan dari setiap unit jarak saluran, sistem sungai E umumnya terjadi di lembah alluvial yang mempunyai elevasi rendah.

h. Tipe sungai F

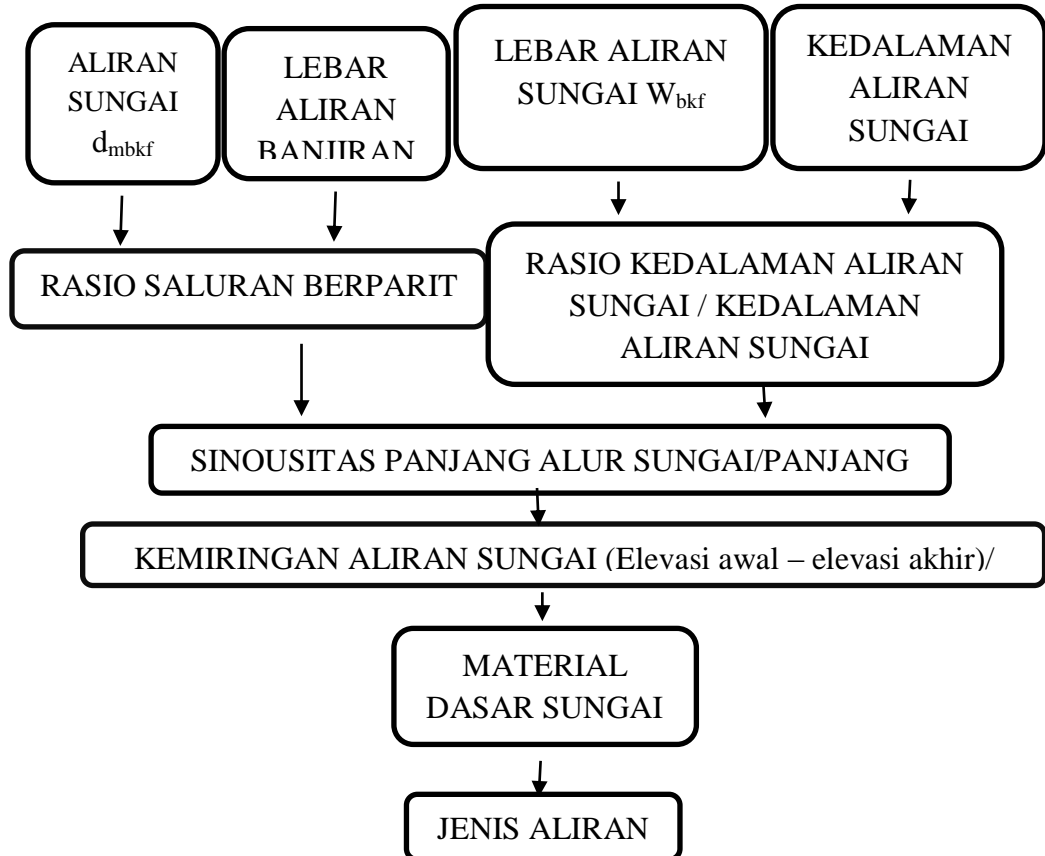
Tipe sungai F adalah saluran berkelok yang berparit klasik, mempunyai elevasi yang relatif rendah yang berisi batuan yang sangat lapuk atau mudah terkena erosi. Karakteristik sungai F adalah mempunyai rasio lebar per kedalaman saluran (*W/D ratio*) yang sangat tinggi dan bentuk dasar sebagai cekungan sederhana.

i. Tipe sungai G

Tipe sungai G adalah saluran bertingkat, berparit, sempit dan dalam dengan sinusitas tinggi sampai sederhana. Kemiringan saluran umumnya $>0,02$, meskipun saluran dapat mempunyai lereng yang landai dimana sebagian lereng yang dipotong kebawah. Tipe sungai G mempunyai laju erosi tepi yang sangat besar, suplai sedimen yang sangat tinggi, lereng saluran yang sederhana sampai curam, rasio lebar per kedalaman (*W/D ratio*) yang rendah, beban dasar yang tinggi dan laju transport sedimen terlarut sangat tinggi.

2. Menentukan morfologi sungai

Berikut ini adalah skema langkah-langkah yang digunakan dalam menentukan morfologi sungai menurut teori Dave Rosgen :

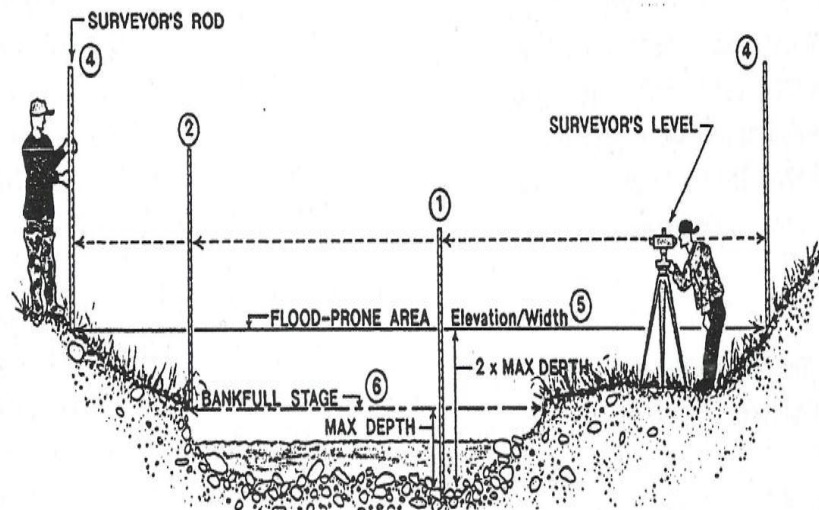


Gambar 3.3 Skema alur penggambaran morfologi (Rosgen, 1996)

Dalam menentukan morfologi sungai, maka harus diketahui beberapa faktor yang menjadi ciri khas pada sungai tersebut. Data yang diperlukan adalah lebar aliran (W_{bkf}), kedalaman aliran (d_{bkf}), lebar aliran banjir (W_{fpa}), kedalaman maksimum aliran (d_{bkf}), sinousitas (belokan sungai), kemiringan aliran (*slope*), dan material dasar sungai (d_{50}).

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 untuk melakukan pengukuran.



Gambar 3.4 Cara pengukuran *Entrenchment Ratio* (Rosgen, 1996)

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

$$\text{Entrenchment Ratio} = \frac{\text{lebar aliran banjir (} W_{fpa} \text{)}}{\text{lebar aliran sungai (} W_{bkt} \text{)}} \dots\dots\dots(3.1)$$

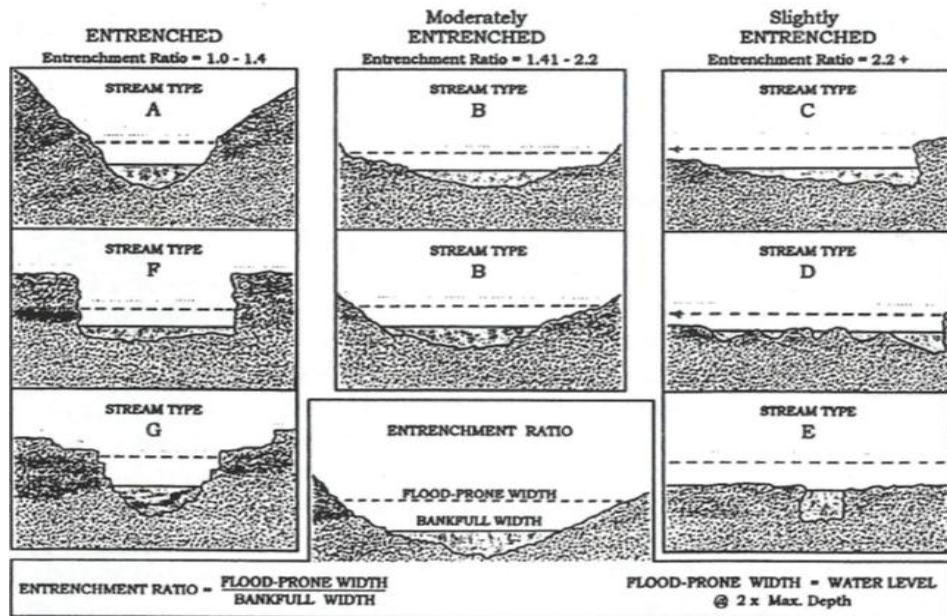
Keterangan :

W_{fpa} = lebar aliran banjir (*flood – prone area width*)

W_{bkt} = lebar aliran sungai (*bankfull surface width*)

Entrenchment Ratio pada sungai dibagi menjadi tiga kriteria yaitu:

1. Aliran berparit besar 1-1,4 mewakili tipe sungai A, F dan G.
2. Aliran berparit tengah antara 1,4-2,2 mewakili tipe sungai B.
3. Aliran berparit sekitar 2,2 ke atas mewakili tipe sungai C,D, dan E.



Gambar 3.5 *Entrenchment Ratio* mewakili tipe sungai (Rosgen, 1996)

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

Width/Depth Ratio(*W/D Ratio*) adalah rasio hubungan antara lebar antara sungai (W_{bkf}) terhadap kedalaman sungai (d_{bkf}). Adapun rumus yang digunakan adalah :

$$\text{Width/depth Ratio} = \frac{\text{lebar aliran sungai } (W_{bkf})}{\text{kedalam aliran sungai } (d_{bkt})} \dots\dots\dots(3.2)$$

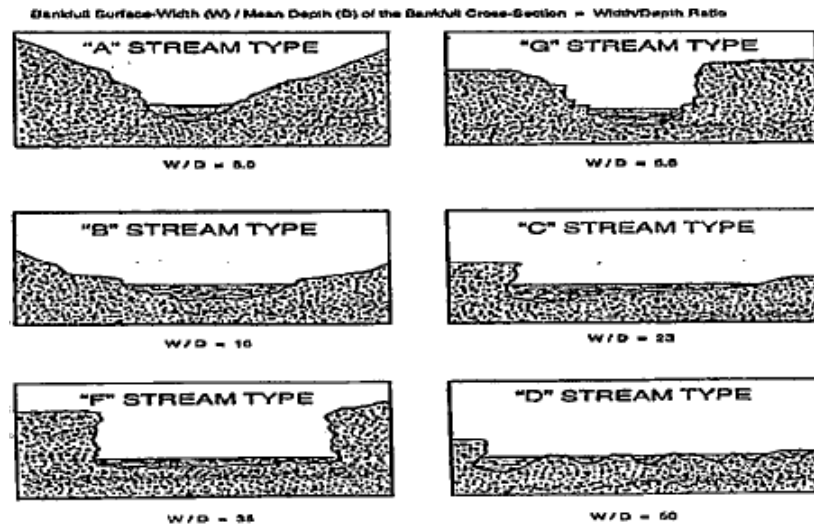
Keterangan :

W_{bkf} = lebar aliran sungai (*bankfull surface width*).

d_{bkt} = kedalaman sungai (*bankfull mean depth*).

c. *Width/Depth* di sungai terbagi 4 kriteria yaitu :

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

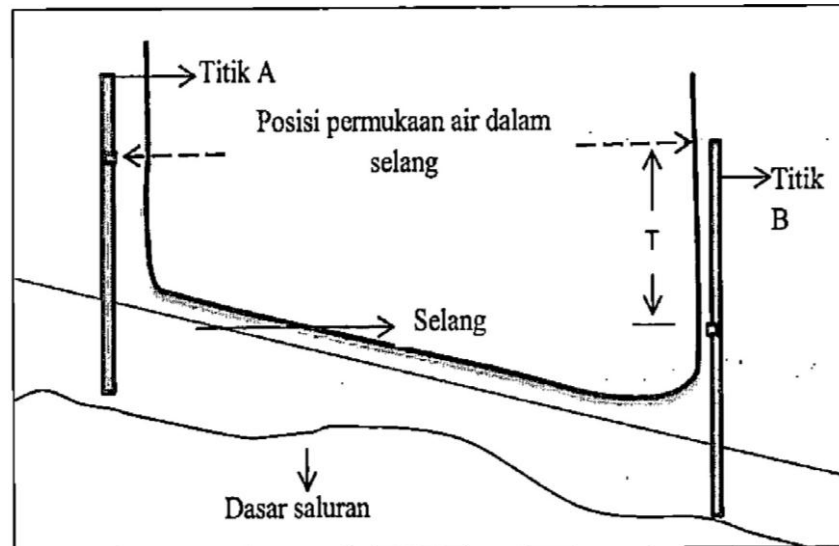


Gambar 3.6 Contoh *W/D Ratio* mewakili tipe sungai (Rosgen, 1996).

3. Kemiringan Alur Sungai (*slope*)

Kemiringan alur sungai merupakan salah satu faktor utama dalam menentukan tipe sungai. Setelah tipe sungai diketahui maka dapat diketahui morfologi dan hubungannya terhadap sedimentasi, fungsi hidrolis, dan fungsi ekologi. Pengukuran kemiringan sungai menggunakan metode selang, antara lain sebagai berikut :

1. Alat yang digunakan antara lain dua buah tongkat yang sama panjangnya dan diberi tanda sama tingginya, selang kecil dengan panjang sesuai kebutuhan dan kondisi dilapangan, dan meteran tangan.
2. Ditentukan jarak yang akan di ukur kemiringan alur sungainya, semakin jauh maka semakin baik.
3. Kedua tiang di tempatkan pada titik awal dan titik akhir, tempatkan ujung selang yang telah di isi dengan air pada kedua tiang dan posisi permukaan air pada tiang pertama tepat pada tanda.
4. Ukur ketinggian antara permukaan air dalam selang dengan tanda tiang kedua.



Gambar 3.7 pengukuran *slope* menggunakan selang.

4. Kemiringan alur sungai menurut Rosgen (1996), bentuk sungai secara memanjang dibedakan menjadi tujuh tipe yaitu, tipe A, B, C, D, E, F, dan G. Tipe tersebut akibat pengaruh kemiringan memanjang dan bahan penyusun dasar sungai. Berdasarkan kemiringan dominannya, sungai dapat dibagi menjadi :
 1. Sungai dengan kemiringan dominan diatas 10%, umumnya dimiliki oleh sungai bertipe Aa+
 2. Sungai dengan kemiringan dominan antara 4% sampai dengan 10% umumnya dimiliki oleh sungai bertipe A.
 3. Sungai dengan kemiringan dominan antara 2% sampai dengan 4% umumnya dimiliki oleh sungai bertipe B dan G.
 4. Sungai dengan kemiringan dominan lebih kecil dari 2%, umumnya dimiliki oleh sungai bertipe C, E dan F.
 5. Sungai dengan kemiringan dominan lebih kecil dari 4%, umumnya dimiliki oleh sungai bertipe D.
 6. Sungai dengan kemiringan dominan lebih kecil dari 0,5%, umumnya dimiliki oleh sungai bertipe DA.

Berikut ini merupakan rumus untuk menghitung kemiringan sungai :

$$\text{kemiringan sungai} = \frac{\text{elevasi atas} - \text{elevasi bawah}}{\text{panjang}} \times 100\% \quad (3.3)$$

Keterangan :

Elevasi bawah = elevasi di titik bawah yang di amati.

Elevasi atas = elevasi di titik atas yang di amati.

Panjang = jarak antara 2 titik yang di amati.

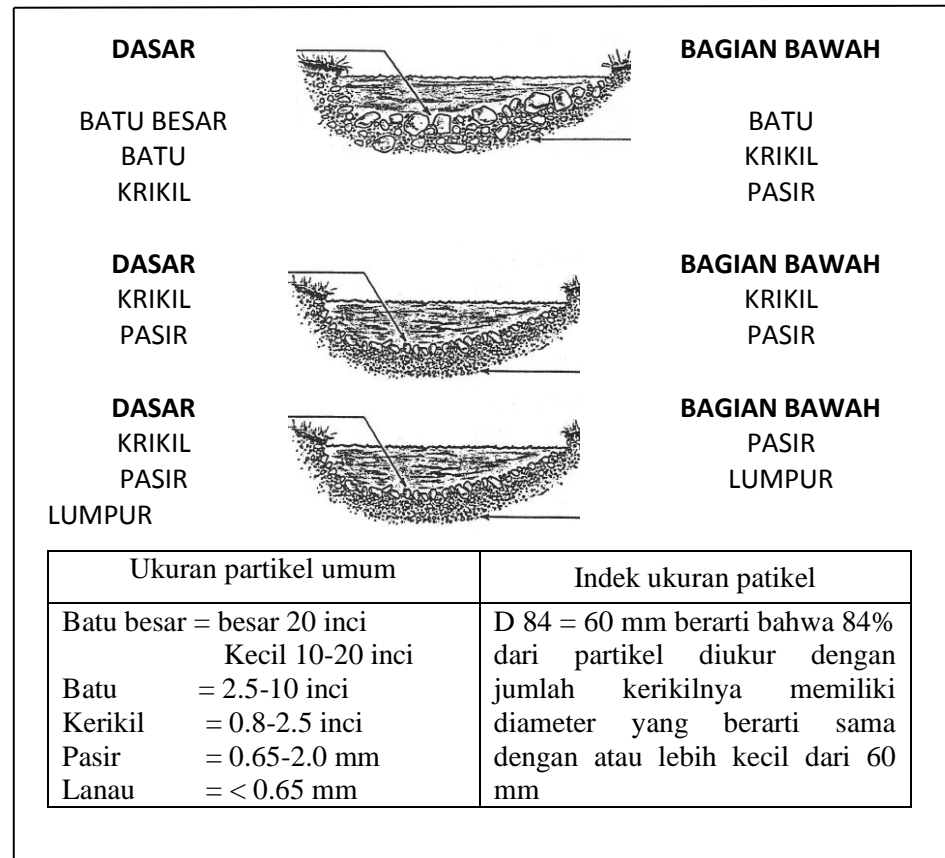
d. Material Dasar Sungai

Pengamatan dan pengambilan material dasar sungai yang digunakan untuk mengetahui bahan penyusun dasar sungai, untuk mengetahui ukuran material dasar sungai dilakukan pengambilan sampel dan pengujian distribusi ukuran butiran menggunakan ayakan. Adapun beberapa ukuran partikel dasar sungai yaitu :

Tabel 3.1 Ukuran partikel penyusun dasar sungai (Winditiatama,2011)

A partikel	Ukuran	Sedimen
Boulder / bongkah	>256 mm	Gravel
Cobble / kerakal	64-256 mm	Gravel
Pebble / kerikil	2-64 mm	Gravel
Sand / pasir	1/16-2 mm	Sand
Slit / lanau	1/256-1/16 mm	Slit
Clay / lempung	<1/256 mm	Clay

Untuk menentukan material dasar sungai maka di ambil material yang paling dominan. Ukuran partikel dominan merupakan jumlah yang terbesar dari ukuran partikel yang di amati. Selain itu, dapat juga di tentukan dengan d50. d50 adalah 50% dari populasi sampel yang diamati sehingga mewakili diameter sampel yang diamati yang diperoleh dari grafik distribusi ukuran butiran (3.1).



Gambar 3.8 Material penyusun dasar sungai (Rosgen,1996)

B. Hidrometri

Hidrometri adalah cabang ilmu (kegiatan) pengukuran air, atau pengumpulan data dasar bagi analisis hidrologi (Harto,1993). Dalam pengertian sehari-hari, kegiatan hidrometri pada sungai 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 merupakan komponen aliran yang sangat penting. Hal ini disebabkan oleh pengukuran debit secara langsung pada suatu penampang sungai tidak dapat dilakukan (paling tidak dengan cara konvensional). Kecepatan ini diukur dalam dimensi satuan panjang setiap satuan waktu, umumnya dinyatakan dalam meter/detik (m/d). pengukuran kecepatan aliran

dapat dilakukan dengan berbagai cara salah satunya adalah pengukuran dengan pelampung (float). Pelampung digunakan sebagai alat pengukur kecepatan aliran apabila diperlukan kecepatan aliran dengan tingkat ketelitian yang relatif kecil. Pengukuran dilakukan dengan cara :

- a. Sebuah titik (tiang, pohon atau tanda lain) ditetapkan disalah satu sisi sungai, dan satu titik disisi lain sungai, sehingga kalau ditarik garis semu antara dua titik tersebut, maka garis akan tegak lurus searah aliran sungai.
- b. Ditetapkan jarak (L) tertentu, misalnya 5m, 10 m, 20 m, atau 50 m (tergantung kebutuhan dan keadaan) antara kedua titik tersebut, semakin besar kecepatan, sebaiknya jarak semakin panjang.
- c. Memanfaatkan sembarang benda yang dapat mengapung apabila pelampung khusus tidak tersedia.
- d. Pelampung tersebut dilemparkan beberapa meter disebelah hulu garis pertama (titik mulai) dan gerakannya dikuti, apabila pelampung tersebut melewati garis pertama (di sebelah hulu), maka tombol *stopwatch* ditekan, dan pelampung tersebut diikuti terus, ketika pelampung sampai dititik kedua (titik selesai) maka *stopwatch* kembali ditekan. Dengan demikian, maka waktu (t) yang diperlukan aliran untuk menghanyutkan pelampung dapat diketahui.
- e. Kecepatan aliran (v) dapat dihitung dengan :

$$v = \frac{L}{t} (m/d) \quad (3.4)$$

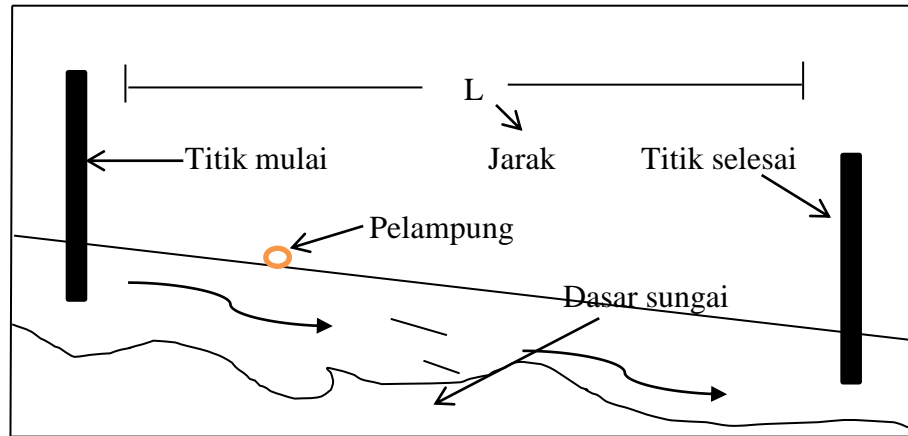
Keterangan :

L = jarak

T = waktu

- f. Perlu diketahui disini bahwa kecepatan yang diperoleh adalah kecepatan permukaan sungai, bukan kecepatan rata-rata penampang sungai tersebut. Untuk mendapatkan kecepatan rata-rata penampang sungai, mash harus dikalikan dengan faktor koreksi C. besar C berkisar antara 0,85-0,95 (Harto,1993)
- g. Hal lain yang perlu diperhatikan bahwa pengukuran cara ini tidak boleh dilakukan sekali, karena distribusi kecepatan aliran permukaan tidak

merata. Oleh sebab itu, dianjurkan paling tidak dilakukan tiga kali percobaan, yaitu sepertiga kiri sungai, bagian tengah, sepertiga kanan sungai. Hasil yang diperoleh kemudian dirata-rata.



Gambar 3.9 Metode pengukuran kecepatan aliran dengan pelampung (*float*)

2. Pengukuran debit

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

$$Q = A \cdot v \quad (3.5)$$

Keterangan :

Q = debit (m^3/d).

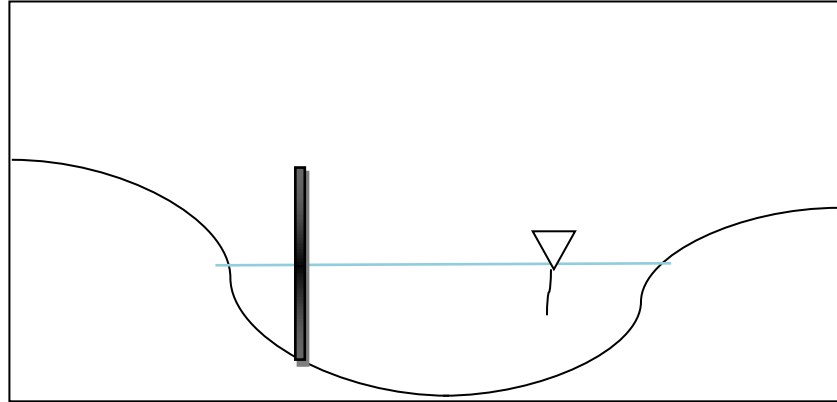
A = luas penampang (m^2).

v = kecepatan aliran rata-rata (m/d)

3. Pengukuran kedalaman air atau tinggi muka air

Cara memperoleh data tinggi muka air di stasiun hidrometri, dapat digunakan papan duga biasa (*manual staff gauge*) yang setiap saat dapat dibaca dengan mudah dan teliti. Berikut ini jenis papan duga yang digunakan yaitu papan duga tunggal. Papan duga ini dipergunakan apabila

penampang sungai relatif baik dan mudah diamati baik pada keadaan muka air rendah maupun pada saat muka air tinggi (Gambar 3.9).



Gambar 3.10 Papan Duga Tunggal

4. Pengukuran penampang sungai.

Pengukuran penampang 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 berbentuk segitiga dan trapesium, sehingga dapat diketahui luas pada masing-masing bagian segmen tersebut.

$$L \text{ segmen 1} = 1/2 \cdot d_1 \cdot x_1 \dots \dots \dots \text{Persamaan 3.6}$$

$$L \text{ segmen 2} = (d_1 + d_2) / 2 \cdot x_2 \dots \dots \dots \text{Persamaan 3.6 a}$$

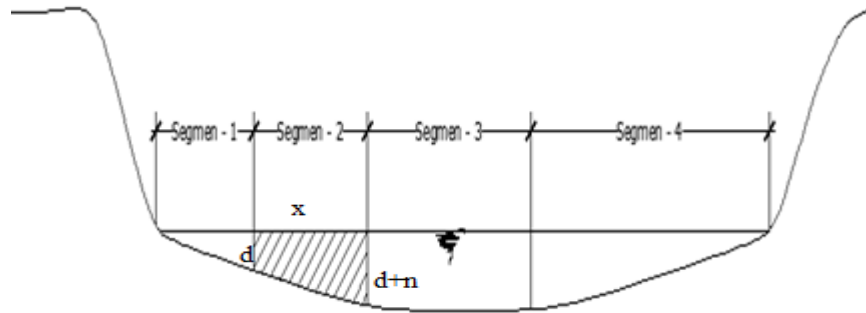
$$L \text{ segmen 3} = (d_2 + d_3) / 2 \cdot x_3 \dots \dots \dots \text{Persamaan 3.6 b}$$

$$L \text{ segmen 4} = 1/2 \cdot d_3 \cdot x_4 \dots \dots \dots \text{Persamaan 3.6 c}$$

Keterangan :

A = Total luas segmen.

= Luas segmen 1 + Luas segmen 2 + Luas Segmen 3 + Luas
Segmen 4



Gambar 3.11 Sketsa Penampang Melintang Sungai

C. Klasifikasi Distribusi Ukuran Butiran (*Grain size analysis*)

Tanah mempunyai bermacam-macam bentuk dan ukuran. Untuk mengelompokkan tanah berdasarkan ukuran dan bentuknya maka dilakukan analisis gradasi butiran. Analisis butiran merupakan dasar tes laboratorium untuk mengidentifikasi tanah dalam sistem klasifikasi teknik. Sedangkan analisa saringan agregat adalah penentuan presentase berat butiran agregat yang lolos dari satu set saringan kemudian presentase digambarkan dalam grafik pembagian butir (SNI 03-1968-1990).

Agregat adalah butiran mineral alami, cara membedakan jenis agregat yang paling banyak dilakukan adalah dengan didasarkan pada ukuran butirnya. Agregat yang mempunyai ukuran berbutir besar disebut agregat kasar dan agregat yang berbutir halus disebut agregat halus. Dalam pelaksanaannya di lapangan umumnya agregat dikelompokkan menjadi 3 kelompok ,yaitu sebagai berikut :

- a. Batu, untuk ukuran butiran lebih dari 40 mm.
- b. Kerikil, untuk ukuran butiran antara 5 mm sampai 40 mm.
- c. Pasir, untuk ukuran butiran antara 0,15 mm sampai 5 mm.

Menurut Rosgen (1996), jenis dan ukuran partikel penyusun dasar sungai dibedakan menjadi patahan (≥ 2048 mm), batu besar (256 mm sampai 2048 mm), batu (64 mm sampai 256mm), kerikil (2 mm sampai 64 mm), pasir (0,062 sampai 2 mm), lempung/lumpur ($\leq 0,062$ mm). Setiap tanah memiliki grafik tertentu karena antara tanah yang satu dengan yang lainnya memiliki butir-butir yang ukuran, bentuk dan distribusinya tidak pernah sama. Cara menentukan gradasi adalah:

1. Analisis Saringan

Menurut Muntohar (2006), penyaringan merupakan metode yang biasanya secara langsung untuk menentukan ukuran partikel dengan didasarkan pada batas batas 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 diatas yang kecil. Contoh tanah akan lolos melalui susunan saringan setelah saringan digetarkan. Tanah yang tertahan pada masing masing saringan ditimbang dan selanjutnya dihitung presentase dari tanah yang tertahan pada saringan tersebut. Bila W_i adalah berat tanah yang tertahan pada saringan ke $-i$ (dari atas susunan saringan) dan W adalah berat tanah total, maka presentase berat yang tertahan adalah :

$$\% \text{Berat tertahan pada saringan} = \frac{W_i}{W} \times 100\% \dots\dots\dots \text{Persamaan 3. 7}$$

Dengan:

W_i = berat tertahan

W = berat total tertahan

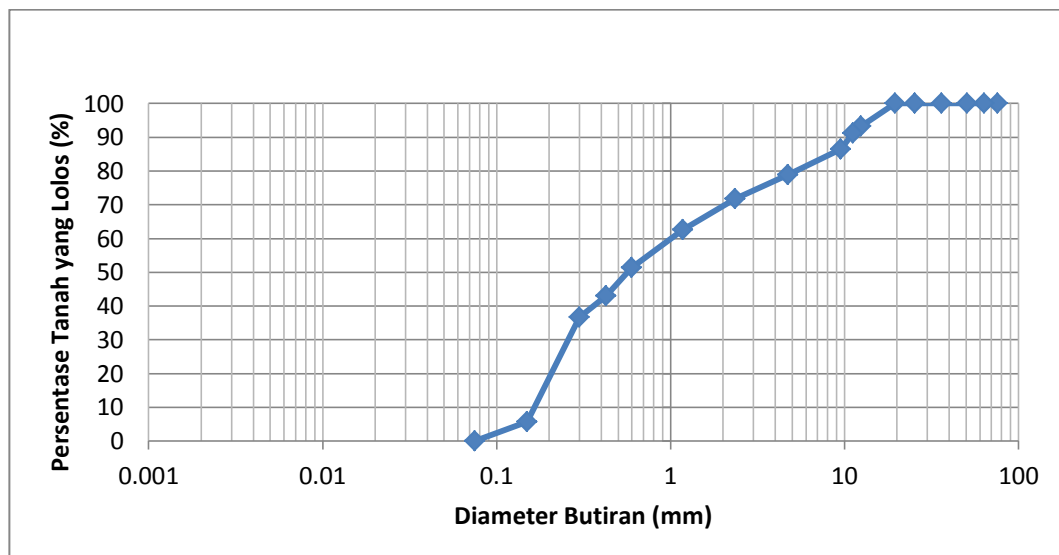
Tabel 3.2 Pengujian analisa saringan agregat halus dan kasar

Saringan	Ukuran Butiran (mm)	Berat Tertahan Saringan (Gram)	% Tertahan (Gram)	% tertahan Komulatif (Gram)	% Lolos Komulatif
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				

Sumber: (SNI 03-1968-1990)

Kemudian hasilnya digambarkan pada grafik prosentase partikel yang lebih kecil dari pada saringan yang diberikan (partikel yang lolos saringan) pada sumbu vertikal dan ukuran partikel pada sumbu horizontal (dalam skala logaritma). Grafik ini dinamakan dengan kurva distribusi ukuran partikel atau kurva gradasi seperti ditunjukkan pada Gambar 3.12.



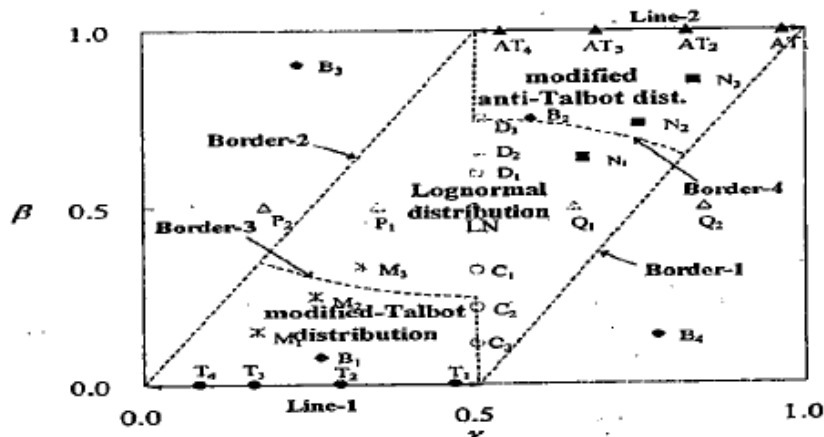
Gambar 3.12 Contoh Kurva distribusi butiran

D. Porositas Sedimen

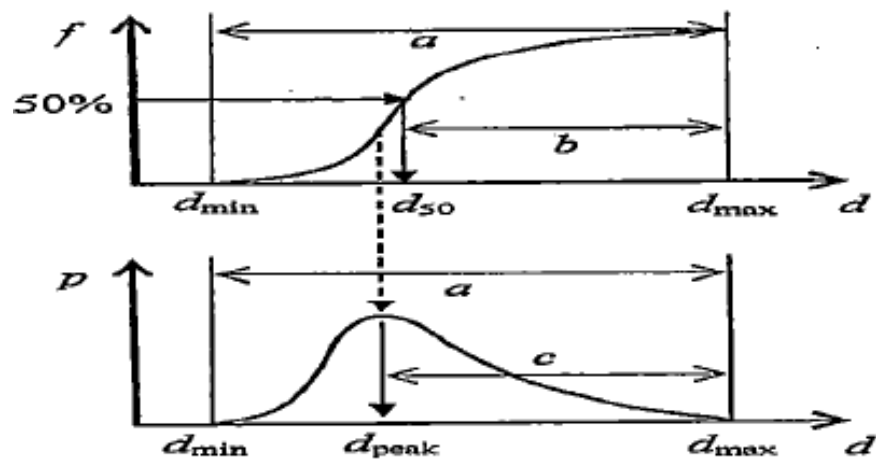
Menurut Sulaiman (2008), untuk menghitung nilai porositas sedimen dasar sungai dilakukan dengan langkah-langkah berikut. Pertama, material dasar di setiap titik yang mewakili bagian atas, tengah dan bawah diayak untuk mendapatkan distribusi ukuran butir, selanjutnya, jenis distribusi ukuran butir ditentukan berdasarkan nilai parameter γ dan β , yang dihitung dengan persamaan berikut :

$$\gamma = \frac{\log d_{max} - \log d_{50}}{\log d_{max} - \log d_{min}} \dots \dots \dots \text{persamaan (3.8)}$$

$$\beta = \frac{\log d_{max} - \log d_{peak}}{\log d_{max} - \log d_{min}} \dots \dots \dots \text{persamaan (3.9)}$$



Gambar 3.13 Grafik hubungan γ dan β dengan tipe distribusi ukuran



Gambar 3.14 indikasi geometrik γ dan β (Sulaiman, 2008)

Keterangan :

γ dan β = parameter geometrik

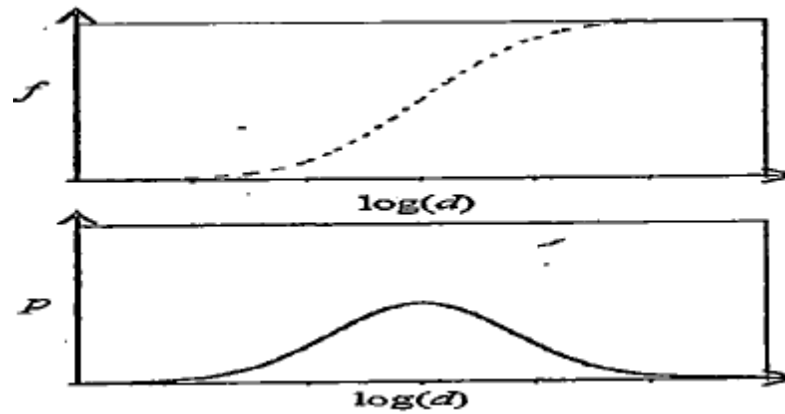
d_{max} = diameter maksimal

d_{min} = diameter minimal

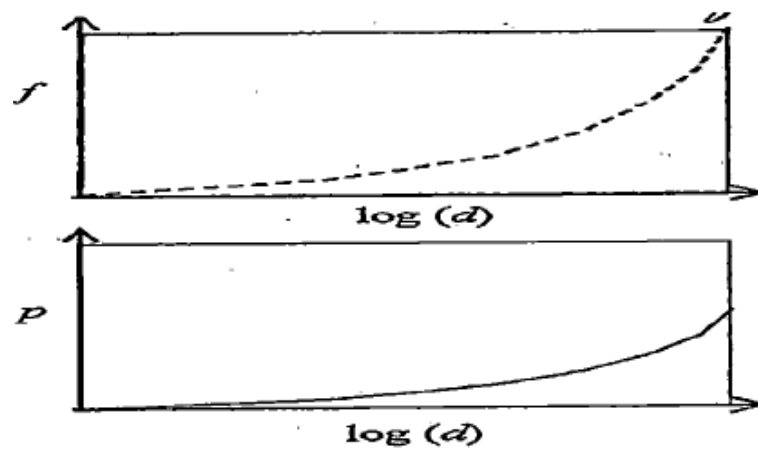
d_{peak} = ukuran butir puncak

d_{50} = 50% populasi sampel yang di amati

setelah nilai-nilai γ dan β diketahui, jenis distribusi ukuran butir dapat ditemukan dengan menggunakan diagram diusulkan oleh Sulaiman (2008).



Gambar 3.15 diagram tipe log normal distribusi (Sulaiman, 2008).



Gambar 3.16 Diagram Tipe Talbot distribusi (Sulaiman, 2008).

Selanjutnya , nilai porositas dihitung dengan persamaan berikut :

1. Distribusi lognormal

$$\sigma_1^2 = \sum_{j=1}^N (Ind_j - Ind)^2 P_{sj} \dots \dots \dots \text{persamaan (3.10)}$$

Dengan ketentuan :

$$\gamma = (0,1561 \text{ jika } 1 < \sigma) \dots \dots \dots \text{persamaan (3.10a)}$$

$$\gamma = (0,0465\sigma) + (0,2258 \text{ jika } 1,25 < \sigma < 1,5) \dots \dots \dots \text{persamaan (3.10b)}$$

$$\gamma = (-0,141\sigma) + (0,3445 \text{ jika } 1 < \sigma < 1,25) \dots \dots \dots \text{persamaan (3.10c)}$$

$$\gamma = (-0,105\sigma) + (0,3088 \text{ jika } 0,75 < \sigma < 1,0) \dots \dots \dots \text{persamaan (3.10d)}$$

$$\gamma = (-0,1871\sigma) + (0,3698 \text{ jika } 0,5 < \sigma < 0,75) \dots \dots \dots \text{persamaan (3.10e)}$$

dengan :

- σ = standar deviasi
- d = diameter butir
- j = kelas ukuran butir
- psj = proporsi kelas j
- γ = porositas

Tipe distribusi ukuran butir log normal adalah yang sering terjadi pada kondisi sungai yang masih alamiah. Dan material dasar sungai umumnya didominasi oleh pasir dan material halus.

2. Distribusi talbot

$$n_T(x\%) = \frac{\ln(f(D_{x\%}))}{\ln\left(\frac{\log D_{x\%} - \log D_{\min}}{\log D_{\max} - \log D_{\min}}\right)} \dots\dots\dots \text{persamaan (3.11)}$$

$$n_T = \frac{n_T(16\%) + n_T(25\%) + (50\%) + n_T(75\%) + n_T(85\%)}{5} \dots\dots\dots (3.11a)$$

dengan ketentuan :

$$100 < d_{\max}/d_{\min} = \gamma = 0,0125 n_T + 0,3 \dots\dots\dots \text{persamaan (3.11b)}$$

$$100 \leq d_{\max}/d_{\min} = \gamma = 0,0125 n_T + 0,3 \dots\dots\dots \text{persamaan (3.11c)}$$

$$d_{\max}/d_{\min} 1000 \geq = \gamma = 0,0125 n_T + 0,15 \dots\dots\dots \text{persamaan (3.11d)}$$

Dengan :

$$f(d) = \text{persen kumulatif butiran halus.}$$

$$n_T = \text{angka Talbot}$$

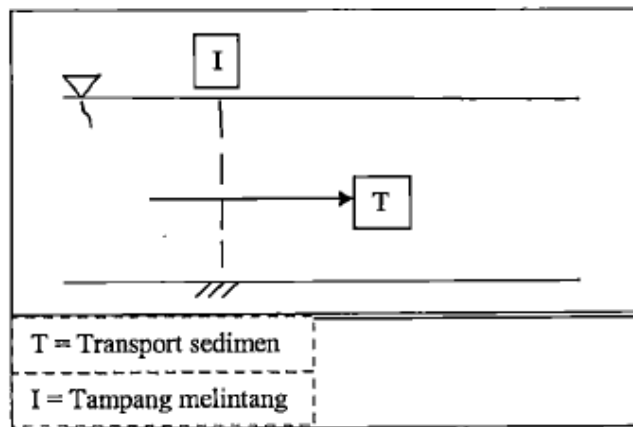
Tipe distribusi M Talbot sering terjadi di sungai vulkanik dimana material dasar sungai umumnya didominasi oleh material kasar.

E. Transport Sedimen

Angkutan sedimen atau *transport sediment* merupakan suatu peristiwa terangkutnya material oleh aliran sungai. Sungai-sungai membawa sedimen dalam setiap alirannya. Bentuk, ukuran dan beratnya partikel material tersebut akan menentukan jumlah besaran angkutan sedimen. Angkutan sedimen dalam

penelitian ini adalah angkutan sedimen dasar (*bed load*) dan diperoleh dengan menggunakan persamaan Einstein (1950).

Menurut Kironoto, (1997) banyak transport sedimen (T) dapat dikarenakan dari perpindahan tempat netral sedimen yang melalui suatu tampang melintang selama periode waktu tertentu. Pengetahuan transport sedimen untuk mengetahui keadaan seimbang, erosi, dan pengendapan.



Gambar 3.17 transport sedimen

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

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

Viskositas merupakan ukuran ketahanan sebuah cairan terhadap deformasi atau perubahan bentuk. Viskositas di pengaruhi oleh temperatur, tekanan, kohesi

dan laju perpindahan momentum molekulnya. Viskositas zat cair cenderung menurun dengan seiring bertambahnya temperatur, hal ini disebabkan gaya-gaya kohesi pada zat cair bila dipanaskan akan mengalami penurunan dengan semakin bertambahnya temperatur pada zat cair yang menyebabkan berturut-turutnya viskositas dari zat cair tersebut. Pengaruh viskositas terhadap temperatur seperti yang ditunjukkan dalam tabel 3.3.

Tabel 3.3 Pengaruh viskositas terhadap temperatur

Temperatur (°C)	Viskositas ($\times 10^3$ N.s/m ²)
0	1,79 x 10 ³
5	1,51 x 10 ³
10	1,31 x 10 ³
15	1,14 x 10 ³
20	1,00 x 10 ³
25	8,91 x 10 ³
30	7,96 x 10 ³
35	7,20 x 10 ³
40	6,53 x 10 ³
50	5,47 x 10 ³
60	4,66 x 10 ³
70	4,04 x 10 ³
80	3,54 x 10 ³
90	3,15 x 10 ³
100	2,82 x 10 ³

Langkah 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 dibawah ini

Tabel 3.4 Contoh gradasi ukuran butiran hasil analisis saringan

Interval ukuran butiran (mm)	Ukuran butiran rata-rata (mm)	% Material
19,1 – 4,75	11,517	18% = 0,18
2,35 – 0,425	1,138	58% = 0,58
0,3 – 0,075	0,1755	24% = 0,24

Sumber : Hasil Analisis Penelitian (2012)

Kemudian angkutan sedimen dasar dapat dihitung menurut persamaan 3.30 dengan menggunakan rumus sebagai berikut :

1. Kecepatan gesek akibat kekasaran butiran

$$u_* = \sqrt{g \cdot Rb' \cdot S} \dots\dots\dots \text{persamaan (3.12)}$$

dengan :

u_* = kecepatan gesek akibat kekerasan butiran

g = gravitasi

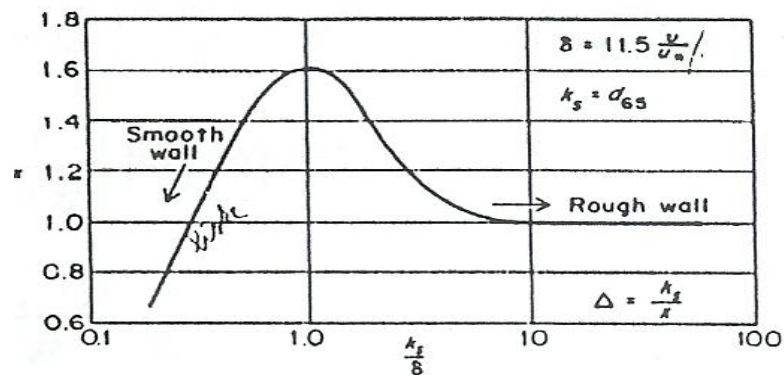
Rb' = jari-jari hidraulik akibat pengaruh kekasaran butiran
(*grain roughness*)

S = kemiringan dasar saluran

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

$$\delta' = \frac{11,6 \cdot \nu}{u_*} \dots\dots\dots \text{persamaan (3.13)}$$

$$\frac{k_s}{\delta'} = \frac{d_{65}}{\delta'} \dots\dots\dots \text{persamaan (3.13a)}$$



Gambar 3.18 Faktor koreksi dalam persamaan distribusi kecepatan logaritmik.

$$\Delta = \frac{d_{65}}{\delta'} \dots\dots\dots \text{persamaan (3.13b)}$$

$$\frac{\Delta}{\delta'} = (\dots) < \text{atau} > 1,8 \rightarrow x \dots\dots\dots \text{persamaan (3.13c)}$$

dengan :

δ' = tebal lapisan sub-viscous

ν = viskositas

υ' = kecepatan gesek akibat kekasaran butiran

k_s = diameter butiran

Δ = kekasaran dasar saluran

X = karakteristik ukuran butiran tidak seragam

dengan:

$$X = 0,77 \Delta \text{ untuk } \Delta/\delta' > 1,8$$

$$X = 1,39 \delta' \text{ untuk } \Delta/\delta' < 1,8$$

3. Kecepatan aliran rata-rata dihitung dengan persamaan logaritmik, untuk menentukan nilai x di peroleh dari Gambar 3.18 :

$$V = 5,75 \cdot \upsilon' \cdot \text{Log} \left(12,27 \frac{Rb'x}{k_s} \right) \dots \dots \dots \text{persamaan (3.14)}$$

dengan :

V = kecepatan aliran rata-rata

υ' = kecepatan gesek akibat kekasaran butiran

k_s = diameter butiran

4. Intensitas aliran

$$\Psi = \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} \frac{d^{35}}{S \cdot Rb'} = 1,65 \frac{d^{35}}{S \cdot Rb'} \dots \dots \dots \text{persamaan (3.15)}$$

dengan :

Ψ = intensitas aliran

d = diameter butiran

S = kemiringan dasar saluran

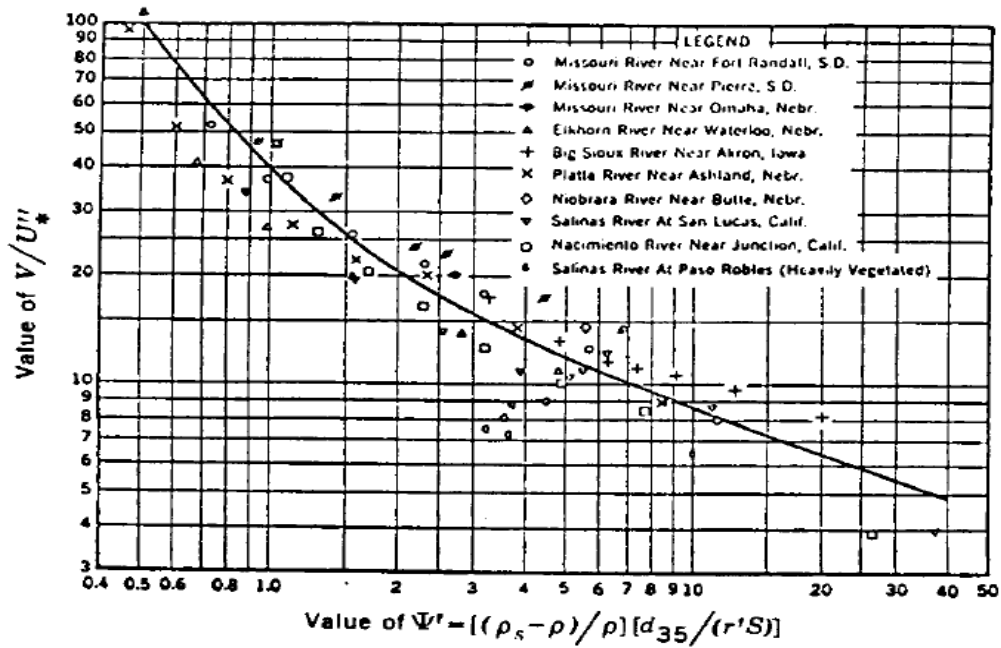
Rb' = jari-jari hidraulik akibat pengaruh kekasaran butiran

γ_s = berat spesifik air

γ = berat spesifik sedimen

Untuk ψ peroleh berdasarkan Gambar 3.19 (Einstein dan Barbosa,1952)

Diperoleh nilai $\frac{V}{\upsilon'}$:



Gambar 3.19 Grafik Einstein dan Barbarossa (1952)

$$\frac{V}{U_*'} = \rightarrow U_*' \dots\dots\dots \text{persamaan (3.16)}$$

dengan :

U_*' = kecepatan gesek akibat konfigurasi dasar

V = kecepatan aliran rata-rata

5. Jari-jari hidraulik akibat konfigurasi dasar

$$Rb'' = \frac{(U_*')^2}{gS} \dots\dots\dots \text{persamaan (3.17)}$$

Jari- jari hidraulik total diperoleh :

$$Rb = Rb' + Rb'' \dots\dots\dots \text{persamaan (3.17a)}$$

$$Rb = \frac{Bh}{B+2h} \rightarrow h \dots\dots\dots \text{persamaan (3.17b)}$$

dengan :

Rb'' = jari-jari hidraulik akibat konfigurasi dasar

U_*' = kecepatan gesek akibat konfigurasi dasar

g = gravitasi

S = kemiringan dasar saluran

6. Control hitungan debit

$Q = AV = (B h U')$persamaan (3.18)

dengan :

- Q = debit
- A = lebar saluran sungai
- V = kecepatan
- B = lebar saluran sungai
- h = tinggi jari-jari hidraulik terhadap aliran
- U' = kecepatan gesek akibat konfigurasi dasar

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

$\Psi_s = \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} = \frac{d}{S.Rb'}$ persamaan (3.19)

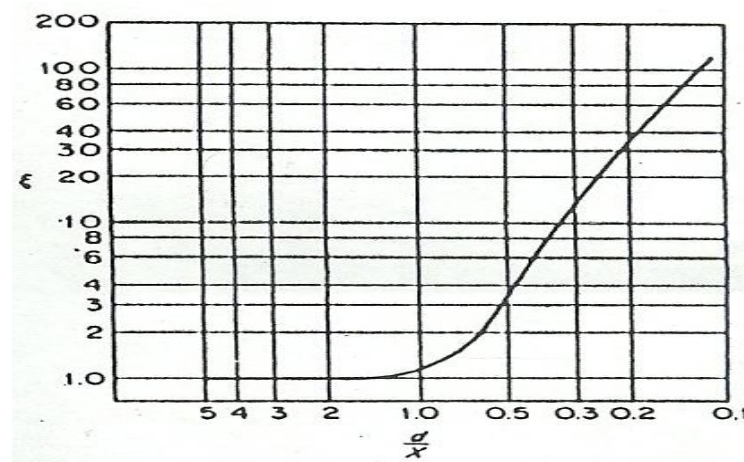
dengan :

- Ψ = intensitas aliran
- d = ukuran butiran rata-rata
- S = kemiringan dasar saluran
- Rb' = jari-jari hidraulik akibat pengaruh kekasaran butiran

Untuk ukuran fraksi butiran, $d = d \times 10^{-3}$ m

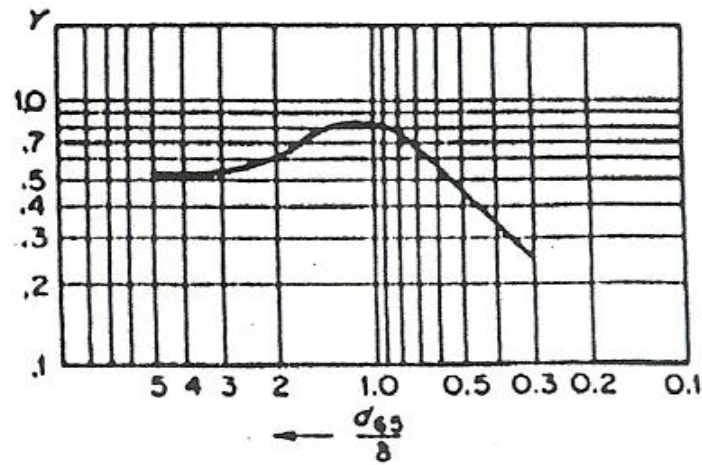
$\frac{d}{x} =$ persamaan (3.20)

Untuk $\frac{d}{x}$ dari Gambar 3.20, diperoleh nilai *hiding factor* ζ



Gambar 3.20 Nilai *hiding factor* ζ

Untuk $\frac{d_{65}}{x}$ dari Gambar 3.21, diperoleh nilai koreksi gaya angkat, Y



Gambar 3.21 Grafik nilai koreksi gaya angkat, Y

Intensitas aliran yang telah dikoreksi dapat diperoleh :

$$\left[\frac{\beta}{\beta'}\right]^2 = \left[\frac{\log(10,6)}{\log(10,6 \frac{x}{\Delta})}\right]^2 \dots\dots\dots \text{persamaan (3.21)}$$

$$\Psi_{,i}' = \xi Y \left[\frac{\beta}{\beta'}\right]^2 \Psi_{,}' \dots\dots\dots \text{persamaan (3.22)}$$

dengan :

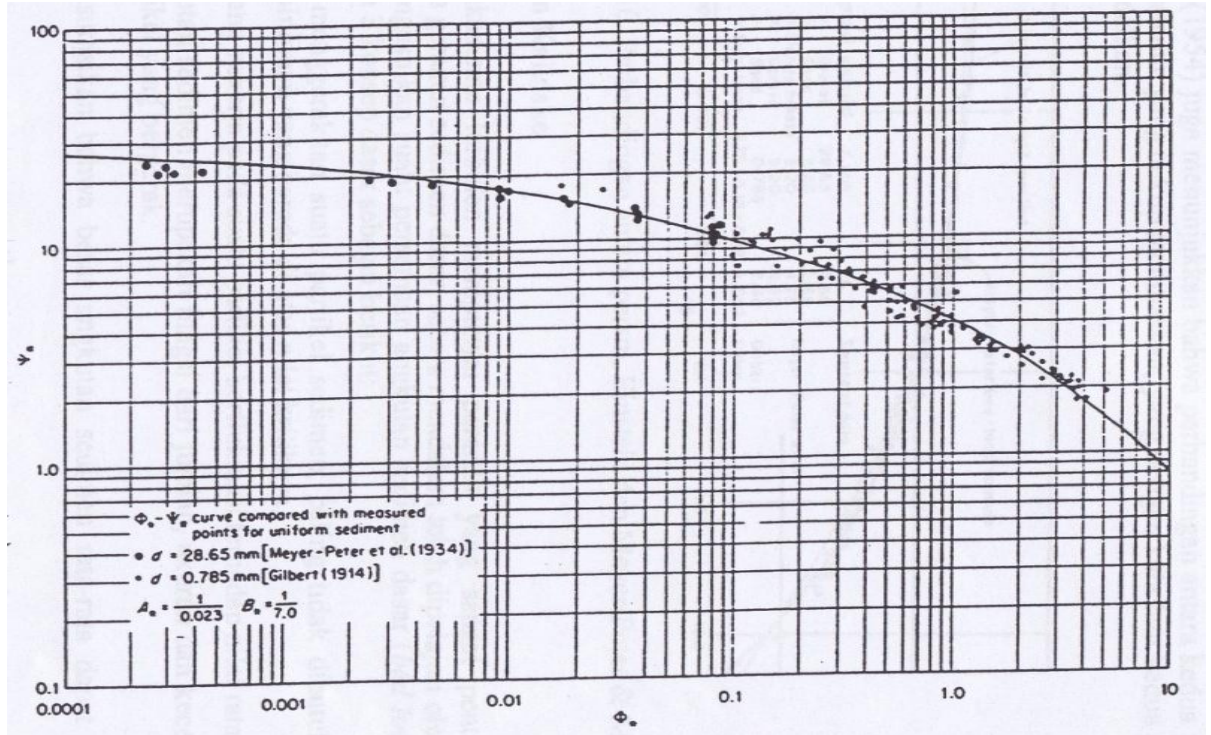
$\Psi_{,i}'$ = intensitas aliran yang telah dikoreksi

ξ = nilai *hiding factor*

Y = nilai koreksi gaya angkat

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

Untuk $\Psi_{,}' = (..)$ dari Gambar 3.22 (Grafik Einstein) diperoleh nilai θ ., jika nilai θ berada di luar kurva maka dianggap nilai $\theta = 0,0$



Gambar 3.22 Grafik Einstein

7. Besar angkutan sedimen suspensi untuk fraksi butiran berukuran d
 $(i_b q_b) = i_b \theta \cdot \gamma_s (g d)^{3/2} (\psi)^{1/2}$ persamaan (3.23)

dengan :

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

i_b = nilai % material

θ . = nilai derajat kemiringan pada grafik Einstein

g = gravitasi

$\gamma_s \rightarrow \frac{p}{g}$ = perbandingan antara berat partikel dalam air dengan gaya angkat hidrodinamik sesaat

d = ukuran butiran rata-rata

ψ = intensitas aliran

perhitungan selengkapnya untuk menghitung angkutan sedimen dasar sungai diperlihatkan pada Tabel 3.5 berikut ini :

Tabel 3.5 Perhitungan Angkutan Sedimen

	d(mm)	i_b (%)	R_b' (m)	Ψ_s'	d/x	ξ	Y	$\Psi_{s,i}'$	θ	$(i_b q_B)$ (kg/ms)
1										
2										
3										
Σ										

Jadi besar angkutan sedimen dapat dihitung dengan persamaan 3.24:

$$q_B = (\Sigma i_b q_b) \times 60 \text{detik} \times 60 \text{menit} \times 24 \text{jam} \times B \dots\dots\dots \text{Persamaan 3.24}$$

dengan:

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

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

B = lebar saluran/sungai

60 detik = per menit

60 menit = per jam

24 jam = per hari