

I. PENDAHULUAN

A. Latar Belakang

Transpor sedimen merupakan salah satu fenomena alam yang sering dijumpai pada berbagai macam saluran terbuka, sungai-sungai alam dan reservoir (waduk). Dalam bidang rekayasa keairan, studi transpor sedimen dengan segala fenomenanya merupakan suatu hal yang sangat penting, terutama diperlukan dalam merencanakan, merancang dan mengoperasikan berbagai bangunan air dan pembuangan, misalnya bangunan irigasi, operasi waduk, instalasi penjernihan air minum (penentuan tempat pengambilan air/*water intakes*), instalasi pembuangan air limbah, dan lain-lain.

Ditinjau dari aspek fisik sedimen suspensi yang terdiri dari partikel-partikel lanau (*silt*) dan lempung (*clay*) dapat berada dalam suatu ikatan suspensi dalam periode yang cukup lama, sehingga mengakibatkan kekeruhan pada aliran, hal ini dapat diamati dengan jelas bahwa pada kondisi alam yang sesungguhnya (saluran atau sungai-sungai) sering terlihat keruh, dan partikel-partikel tersebut dapat mengendap pada suatu saat, sehingga mengakibatkan pendangkalan pada dasar saluran atau sungai tersebut, dan lebih merugikan apabila sungai tersebut bermuara ke suatu waduk yang akan mengakibatkan terjadinya pendangkalan pada dasar waduk. Oleh karena itu pengetahuan mengenai kuantitas dan karakteristik sedimen suspensi sangatlah penting dalam bidang pengembangan water resources. Misalnya diperlukan informasi mengenai debit sedimen dalam kurun waktu tertentu, profil distribusi konsentrasi sedimen suspensi dan komposisi ukuran partikelnya. Disamping itu akibat adanya muatan sedimen suspensi pada aliran akan mengakibatkan menurunnya kualitas air, yang akan berdampak negatif pada pemakaian air untuk keperluan irigasi, perikanan, penyediaan air bersih dan lain-lain, sebab pada sedimen suspensi terdapat ion-ion metal, peptisida, nutrient dan zat-zat lain yang terserap bersama ke dalam partikel-partikel sedimen yang terangkut.

Fenomena sedimen suspensi yang terjadi pada saluran atau sungai-sungai merupakan peristiwa yang cukup kompleks, karena dipengaruhi oleh fluktuasi aliran turbulen secara kontinyu sepanjang saluran. Pembahasan mengenai sifat-sifat aliran turbulen sudah ada beberapa penelitian yang terkait, misalnya pemakaian model

matematika aliran turbulen $k-\varepsilon$ pada saluran terbuka *uniform* (Kironoto, B.A., 1994). Dengan memodifikasikan model tersebut untuk menyelesaikan permasalahan pada transport sedimen suspensi, maka profil konsentrasi sedimen suspensi pada suatu tampang dapat disimulasikan, mengingat konsentrasi sedimen suspensi dipengaruhi oleh fluktuasi turbulensi aliran.

Transport muatan sedimen suspensi yang terjadi pada saluran atau sungai memerlukan waktu yang relatif lama dalam proses pengendapannya, karena sifatnya yang melayang dalam kurun waktu tertentu yang disebabkan oleh efek turbulensi arus alirannya, oleh karena keberadaannya sedemikian rupa pada aliran sehingga sering menimbulkan permasalahan tersendiri dalam pemanfaatan air sungai, maka perlu adanya prediksi distribusi konsentrasi sedimen suspensi (selanjutnya dapat dihitung transport sedimen suspensi) pada saluran atau sungai untuk tujuan-tujuan pemanfaatan air sungai.

B. Perumusan Masalah

Dari uraian fenomena sedimen suspensi di atas, dapat dirumuskan bahwa distribusi partikel sedimen suspensi dipengaruhi oleh fluktuasi turbulensi aliran, khususnya yang terjadi pada saluran atau sungai-sungai. Dengan demikian untuk memvisualisasikan profil distribusi konsentrasi sedimen suspensi pada suatu tampang vertikal dapat digunakan pendekatan model aliran turbulen (model matematika aliran turbulen $k-\varepsilon$, yang dimodifikasi dengan persamaan konsentrasi sedimen suspensi). Model yang digunakan dibatasi hanya pada jenis aliran *steady-uniform*, karena perubahan konsentrasi pada ruang dan waktu berikutnya tidak akan menunjukkan perbedaan yang berarti dengan konsentrasi sebelumnya. Seperti yang telah diasumsikan oleh Jansen *et.al.* (1979 : 125) bahwa pada jarak tertentu ($x = \infty$) konsentrasi sedimen suspensi telah mencapai kondisi keseimbangan. Dengan demikian $\int C(\infty, z) u(z) dz$ adalah sama dengan transport pada kondisi *steady*, hal ini memberikan informasi yang cukup untuk menghitung konsentrasi $C(x, a)$.

C. Tujuan Penelitian

Penelitian ini bertujuan untuk memprediksi distribusi sedimen suspensi serta distribusi kecepatan pada arah vertikal penampang saluran, sehingga diperoleh profil distribusi konsentrasi sedimen suspensi dan profil distribusi kecepatan untuk menyelesaikan permasalahan transpor sedimen suspensi pada saluran atau sungai. Selain itu juga untuk mengetahui pengaruh turbulensi aliran pada penyebaran konsentrasi partikel-partikel sedimen suspensi.

Membandingkan antara hasil pengukuran profil distribusi konsentrasi sedimen suspensi dan profil distribusi kecepatan yang diperoleh dari hasil pengukuran (laboratorium) dengan model matematika aliran turbulen $k-\varepsilon$, sehingga dapat diketahui sampai sejauh mana problema distribusi sedimen suspensi dapat didekati dengan model aliran turbulen $k-\varepsilon$ yang telah ada.

D. Manfaat yang Diharapkan

Perhitungan yang akurat dari konsentrasi sedimen suspensi pada beberapa zona tampang sungai adalah sangat penting untuk menghitung sejumlah sedimen suspensi yang ditranspor oleh air pada kedalaman tertentu. Dengan adanya suatu pola pengukuran yang dapat memprediksi profil kuantitas sedimen suspensi pada suatu tampang sungai atau saluran, maka diharapkan dapat diketahui pada wilayah mana akumulasi partikel-partikel sedimen suspensi berada, sehingga pemanfaatan air pada saluran bersedimen dapat lebih efisien. Aplikasi selanjutnya dari model aliran turbulen $k-\varepsilon$ yang telah dimodifikasi dapat membantu dalam menyelesaikan masalah transport polutan dalam rangka menjaga dan meningkatkan kualitas air sungai untuk berbagai keperluan, sehingga sejak awal dalam pemanfaatan air sungai sudah dapat dilakukan tindakan-tindakan preventif.

II. TINJAUAN PUSTAKA

A. Profil Konsentrasi Sedimen Suspensi

Mekanisme utama yang menyebabkan sedimen diangkut dalam aliran air adalah adanya kecepatan fluida dan tegangan geser serta tegangan normal yang dihasilkan dari turbulensi aliran. Tegangan gesek akibat fluktuasi turbulen atau tegangan gesek Reynolds ini bekerja pada air dan sedimen, sehingga perilaku dinamik dari aliran fluida ini kemudian dihitung sebagai profil konsentrasi sedimen suspensi. Pengaruh kecepatan fluida dan turbulensi aliran pada transpor sedimen adalah dominan bila sedimen terdiri dari partikel-partikel halus. Bhattacharya *et al.* (1992) telah menggunakan persamaan konservasi massa dan momentum untuk air dan sedimen bersama-sama dengan tegangan turbulen yang digunakan untuk menurunkan profil konsentrasi sedimen. Fenomena lain yang penting dalam menyajikan model ini adalah model aliran turbulen. Dalam formulasi ini kondisi aliran diasumsikan *steady* dan *uniform* serta pada arah dua dimensi, sehingga persamaan konservasi massa dan momentum diturunkan untuk sedimen dan aliran pada arah x dan y . Model ini kemudian diverifikasi dengan data hasil eksperimen Coleman, dari analisis regresi untuk data kecepatan diperoleh bahwa persamaan logaritmis memberikan *fitting curve* terbaik, perbedaan dalam perhitungan koefisien penentu (*coefficient of determination- r^2*) sangat kecil, yaitu berkisar antara 0.001 sampai 0.003 dan besarnya koefisien tersebut untuk persamaan logaritmis ini selalu lebih besar dari 0.99. Profil konsentrasi sedimen yang diselesaikan secara numerik dengan metode Runge-Kutta dengan proses *iterasi trial and error*, menunjukkan bahwa parameter χ_2 (suatu konstanta yang sama dengan konstanta Von Karman tetapi untuk partikel sedimen) adalah bervariasi. Dari hasil model diperoleh bahwa jika massa sedimen sedikit/rendah solusi dengan Runge-Kutta memberikan suatu profil yang sama dengan data hasil eksperimen Coleman, nilai χ_2 diperoleh berkurang dengan bertambahnya muatan sedimen. Dari hasil penelitian Bhattacharya *et al.* (1992) diketahui bahwa nilai χ_2 dipengaruhi secara langsung oleh parameter kemiringan profil konsentrasi pada bidang referensi (C_0'), konstanta Von Karman (χ) dan jarak di atas dasar (y_0) dimana $C = C_0'$. Hasilnya memperlihatkan χ_2 dan C_0' bertambah, yang menunjukkan bahwa apabila pencampuran dekat dasar

adalah rendah, maka konsentrasi sepanjang kedalaman tidak menunjukkan perubahan yang berarti. Hal ini juga menunjukkan bahwa panjang campur (*the mixing length*) untuk partikel-partikel sedimen berlaku sama dengan panjang campur untuk sedimen bermuatan air. Kemudian diungkapkan bahwa variasi χ_2 dengan χ adalah linier, jika χ_2 berkurang maka χ juga akan berkurang. Demikian pula jika y_0 berkurang, χ_2 akan bertambah, yang berarti bahwa untuk χ_2 kecil (banyak sedimen dekat dasar) sumber sebenarnya profil kecepatan terjadi dan kecepatan menjadi lebih kecil dalam wilayah dasar yang tertutup. Oleh karena itu konsentrasi sedimen suspensi selalu lebih besar pada wilayah dasar ini, hal ini dapat disimpulkan bahwa χ_2 berperilaku sama dengan χ jika pengurangan keduanya sebagai penambahan sedimen suspensi. Sebagai kesimpulan dari penelitian ini dinyatakan bahwa konservasi massa dan momentum dapat berperan penting dalam menentukan profil konsentrasi sedimen suspensi pada saluran terbuka dengan hasil yang cukup baik bila dibandingkan dengan data hasil eksperimen. Khususnya dapat disimpulkan beberapa hal diantaranya : Model turbulen pada sedimen dapat dipertimbangkan sama dengan model turbulen pada fluida dalam faktor panjang campur; Membandingkan profil konsentrasi sedimen yang diperoleh dari hasil numerik (metoda Runge-Kutta) dengan data eksperimen Coleman (1986), bahwa model cocok dengan baik untuk kasus massa sedimen kecil; Konservasi massa dan momentum pada fluida dan sedimen mempunyai satu set bentuk persamaan yang dapat menjelaskan beberapa proses sedimen, serta konsep panjang campur untuk sedimen sama dengan panjang campur untuk fluida (air).

B. Model Matematika Aliran Turbulen k- ϵ

Karakteristik sedimen suspensi sangat dipengaruhi oleh adanya turbulensi aliran, suatu model matematika k- ϵ untuk memprediksi aliran turbulen pada saluran terbuka tanpa sedimen untuk kondisi aliran *steady-uniform* dua dimensi telah digunakan oleh Kironoto, B.A. (1994), oleh karena itu dalam upaya memprediksi profil konsentrasi sedimen suspensi, suatu model matematika k- ϵ untuk aliran turbulen tersebut dapat dimodifikasi dengan aliran yang bermuatan sedimen. Pada prinsipnya model ini menyelesaikan secara numeris persamaan-persamaan pembentuk aliran,

seperti persamaan momentum, kontinuitas dan persamaan transpor (energi kinetik, k dan energi disipasi/*rate of dissipation*, ϵ). Agar persamaan ini dapat diselesaikan diperlukan persamaan pendukung yang menyatakan hubungan antara energi kinetik (k) dengan energi disipasi (ϵ), sehingga model ini lebih dikenal sebagai model matematika k - ϵ .

Hasil penelitian ini mengungkapkan bahwa model matematika k - ϵ dapat digunakan untuk memprediksi struktur turbulen (distribusi kecepatan, tegangan geser Reynolds, viskositas turbulen dan panjang campur) pada aliran tanpa sedimen (air jernih dan dasar rata) dengan memuaskan. Dengan model yang sama dapat diterapkan untuk kondisi aliran bermuatan sedimen. Apabila dasar bergelombang (*ripple*), maka nilai k_s (kekasaran dasar) yang digunakan adalah nilai k_s yang ekuivalen dengan tinggi gelombang (*ripple*) tersebut.

C. Kajian Data Eksperimental

1. Distribusi Kecepatan

Einstein *et. al.* (1955), dengan berdasarkan pendekatan eksperimental dan teoritik mencoba memodifikasi persamaan logaritmik yang berlaku untuk aliran air jernih, diterapkan pada aliran air bermuatan sedimen. Menurutnya distribusi kecepatan pada aliran bermuatan sedimen perlu dibagi menjadi dua zona, yaitu zona yang berada di dekat dasar yang memiliki konsentrasi sedimen sangat besar dan disebut sebagai *heavy-fluid zone*, dan zona di atasnya yang memiliki konsentrasi sedimen relatif kecil, disebut sebagai *light-fluid zone*. *Heavy-fluid zone* berperilaku sebagai filter yang akan mengurangi level turbulensi, karena sebagian dari energi turbulen digunakan untuk menggerakkan partikel sedimen suspensi pada zona tersebut. Distribusi untuk aliran air jernih dapat dinyatakan sebagai berikut.

$$\frac{u}{u_*} = 5.75 \log \left(30.2 \frac{y}{k_s} \right) = 5.75 \log \left(\frac{y}{k_s} \right) + 8.5 \dots\dots\dots (2.1)$$

dengan k_s adalah koefisien kekasaran dasar menurut Nikuradse. Persamaan 2.1 diperoleh dengan mengasumsikan bahwa distribusi tegangan geser dapat dinyatakan sebagai.

$$\tau = \rho \varepsilon_m \frac{du}{dy} \dots\dots\dots (2.2)$$

Untuk aliran dengan sedimen, Einstein mengusulkan rumus tegangan geser berikut.

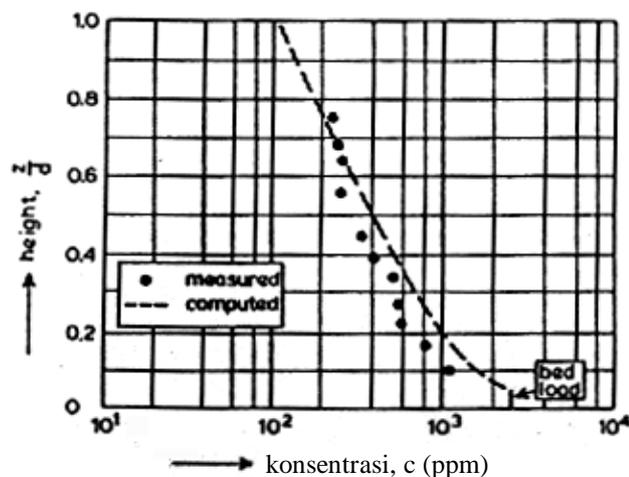
$$\tau = \left(1 + \frac{\rho_s - \rho}{\rho} C \right) \rho \varepsilon_m \frac{du}{dy} \dots\dots\dots (2.3)$$

Di dalam *light-fluid zone* yang memiliki nilai konsentrasi kecil ($C \propto 0$), persamaan 2.3 akan menjadi persamaan 2.2. Berdasarkan kondisi yang sama untuk air jernih (persamaan 2.1), tetapi dengan nilai konstanta numerik yang berbeda, diharapkan dapat diaplikasikan pada aliran bermuatan sedimen, berdasarkan hasil eksperimental Einstein *et al.* diperoleh hubungan berikut.

$$\frac{u}{u_*} = \frac{2.3}{\kappa} \log \left(\frac{y}{35.45 k_s} \right) + 17.66 \dots\dots\dots (2.4)$$

2. Konsentrasi Sedimen Suspensi

Profil konsentrasi sedimen suspensi dari hasil eksperiment Barton-Lin (Van Rijn, 1984), salah satunya ditunjukkan pada Gambar 2.1, pengukuran konsentrasi sedimen suspensi dilakukan pada Enoree River, Mississippi River dan pada suatu estuari di Netherland (Eastern Scheldt); dengan kedalaman yang bervariasi dari 0.1 - 25 meter, variasi kecepatan antara 0.4 - 1.6 m/s dan ukuran butiran sedimen dari 180 - 700 μm . Dari hasil pengukuran tampak bahwa konsentrasi sedimen suspensi pada dasar lebih besar bila dibandingkan dengan konsentrasi di permukaan, demikian juga hasil perhitungannya menunjukkan fenomena yang sama. Sedangkan konsentrasi pada dasar atau dekat dasar sekali tidak terdapat data hasil pengukuran, hal ini disebabkan pada dasar sungai fenomenanya sudah merupakan angkutan bed load, sehingga sulit diperoleh data sedimen suspensi.



Gambar 2.1 Profil konsentrasi hasil eksperimen Barton-Lin.

(Van Rijn, 1984 : 1628).

D. Gerakan Sedimen Suspensi

Untuk menjelaskan fenomena sedimen-suspensi ini diawali dengan persamaan umum transport dan persamaan keseimbangan pada pergerakan sedimen-suspensi. Dalam beberapa kasus umum pergerakan sedimen-suspensi yang menjadi parameter pokok adalah adanya variasi/perubahan pada konsentrasi sedimen terhadap ruang dan waktu. Pada saluran *alluvial* pergerakan sedimen-suspensi adalah dianggap *steady* dan *uniform*, sehingga diperoleh kondisi berikut.

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial C}{\partial x} = 0 \dots\dots\dots (2.5)$$

dengan C = konsentrasi sedimen dan x = arah utama aliran.

Pada instalasi buatan untuk pengendapan, dengan maksud untuk mempertahankan sedimen-suspensi yang sebenarnya, perubahan terhadap waktu adalah $\partial C / \partial t = 0$ dipertahankan dan pengendapan diasumsikan uniform yaitu $\partial C / \partial x = \text{konstan}$, atau dalam perhitungan bahwa,

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial C}{\partial x} \right) = 0 \dots\dots\dots (2.6)$$

kondisi akan menjadi,

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial C}{\partial x} \right) = 0 \dots\dots\dots (2.7)$$

Untuk keperluan analisa selanjutnya dalam persamaan keseimbangan, bahwa pergerakan sedimen-suspensi pada saluran dipertimbangkan sebagai kondisi pengaliran *steady uniform*.

E. Awal Gerak Suspensi

Beberapa kondisi aliran dapat menentukan awal gerak suspensi. Bagnold (dalam Van Rijn, 1984 : 1614) mengemukakan bahwa suatu partikel solid hanya akan tetap dalam suspensi bila pusaran-pusaran turbulen (*the turbulent eddies*) mendominasi komponen kecepatan vertikal yang nilainya lebih besar dari pada kecepatan jatuh partikel (W_s). Diasumsikan bahwa komponen kecepatan vertikal pusaran-pusaran (w') dinyatakan dengan intensitas turbulensi vertikal (\bar{w}). Nilai awal gerak suspensi kritik dinyatakan dengan :

$$\bar{w} = \left[\overline{(w')^2} \right]^{0.5} \geq W_s \dots\dots\dots (2.8)$$

Hasil studi lebih lanjut tentang fenomena turbulensi pada aliran lapisan batas mengusulkan bahwa nilai maksimum intensitas turbulensi vertikal (\bar{w}) adalah sama dengan kecepatan gesek dasar (U^*). Dengan menggunakan nilai-nilai ini, kecepatan gesek dasar kritikal (U^*_{cr}) untuk awal gerak suspensi adalah :

$$\frac{U^*_{cr}}{W_s} = 1 \dots\dots\dots (2.9)$$

dan dapat dinyatakan sebagai :

$$\theta_{cr} = \frac{(U^*_{cr})^2}{(s-1)gD_{50}} = \frac{W_s^2}{(s-1)gD_{50}} \dots\dots\dots (2.10)$$

yang dapat dihitung berdasarkan pada grafik Shields (Gambar 2.2).

Kriteria lain awal gerak suspensi diberikan oleh Engelund (Van Rijn, 1984) berdasarkan pada analisis stabilitas yang agak kasar, Engelund mendapatkan nilai :

$$\frac{U^*_{cr}}{W_s} = 0.25 \dots\dots\dots (2.11)$$

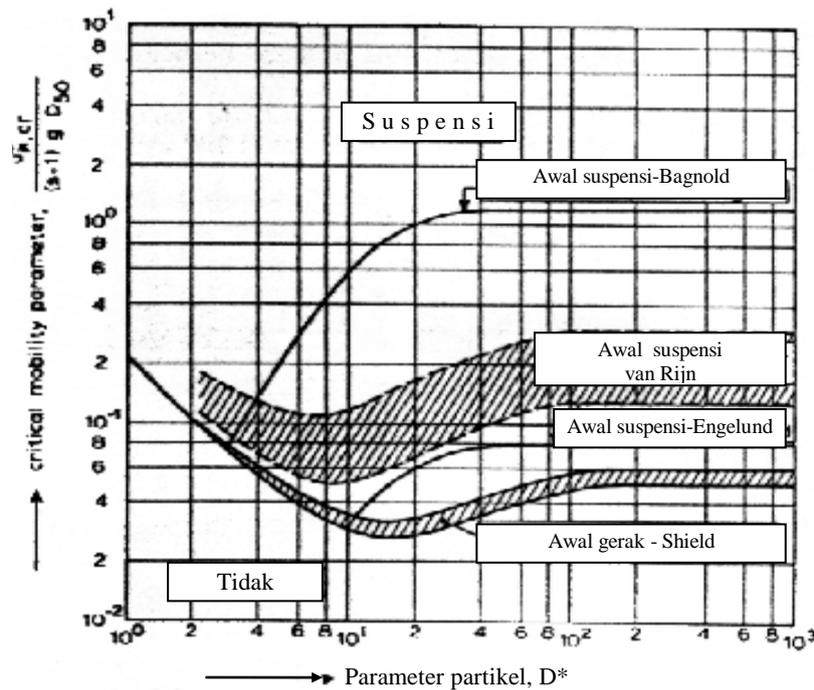
Kemudian studi eksperimental yang dilakukan di Laboratorium Hidraulik Delf oleh Leo Van Rijn menentukan kondisi aliran kritik pada pergerakan turbulen ke atas sesaat dari partikel-partikel sedimen dengan orde panjang loncatan 100 diameter partikel. Hasil eksperimentalnya adalah :

$$\frac{U^*_{cr}}{W_s} = \frac{4}{D^*} \quad \text{untuk} \quad 1 < D^* < 10 \quad \dots\dots\dots (2.12)$$

$$\frac{U^*_{cr}}{W_s} = 0.4 \quad \text{untuk} \quad D^* > 10 \quad \dots\dots\dots (2.13)$$

$$D^* = D_{50} \left[\frac{(s-1)g}{\nu^2} \right]^{1/3} \quad \dots\dots\dots (2.14)$$

dengan D^* = parameter partikel; D_{50} = diameter partikel material dasar (diameter menengah); s = densitas spesifik; g = percepatan gravitasi; ν = viskositas kinematik; W_s = kecepatan jatuh partikel.



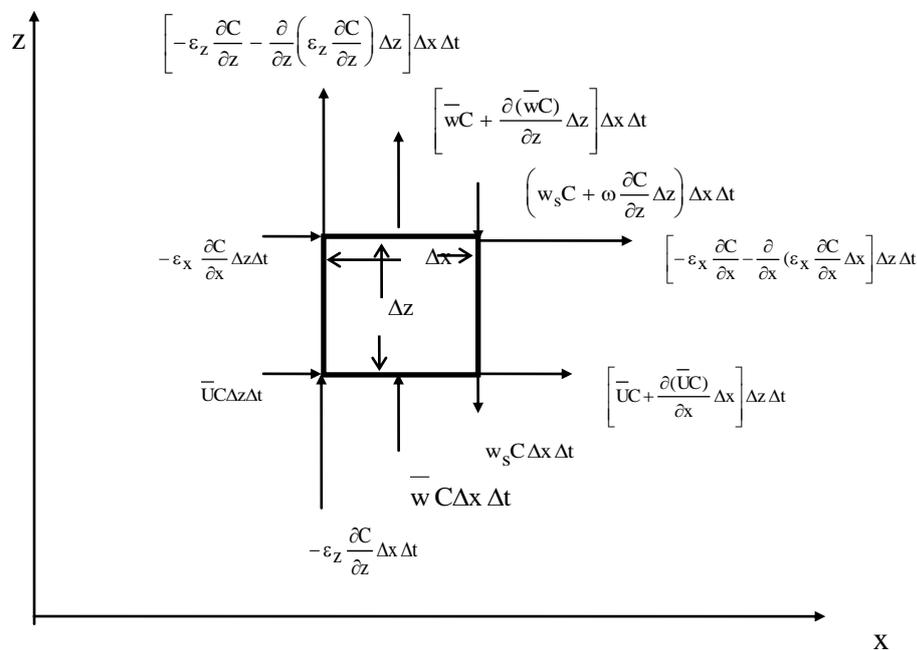
Gambar 2.2. Awal gerak dan suspensi (sumber : Van Rijn, 1984).

Dari Gambar 2.2 secara ringkas diperlihatkan bahwa kriteria Bagnold menentukan batas lebih atas dimana profil konsentrasi mulai mengembang, sementara itu kriteria

Van Rijn menetapkan tingkatan antara/menengah pada suatu turbulen lokal dimana partikel-partikel sedimen terangkat dari dasar menuju lapisan suspensi.

F. Persamaan Umum Diffusi

Penurunan persamaan untuk aliran *unsteady*, distribusi nonuniform sedimen pada suatu aliran *steady uniform* dua dimensi, pernyataannya dikembangkan dalam waktu yang singkat Δt , yaitu aliran sedimen yang masuk ke dalam elemen volume dikurangi dengan aliran yang keluar adalah sama dengan perubahan konsentrasi pada volume tersebut. Pada Gambar 2.3 menunjukkan aliran sedimen dalam waktu Δt yang masuk dan keluar elemen volume dalam arah x dan z yang diakibatkan oleh aliran air dan diffusi. Gambar 2.3 berikut menunjukkan aliran sedimen dalam waktu Δt masuk dan keluar dari elemen volume dalam arah x dan z yang disebabkan oleh aliran air dan difusi.



Gambar 2.3. Angkutan sedimen masuk dan keluar elemen volume dalam aliran dua dimensi untuk sumbu horizontal x.

Lebar elemen normal pada bidang x-z diambil sama dengan satu/unity dan sumbu-x diambil horizontal. Pada Gambar 2.3, \bar{U} dan \bar{w} adalah komponen-komponen

kecepatan aliran sejajar dengan sumbu-x dan sumbu-z, serta ε_x dan ε_z adalah koefisien difusi untuk sedimen dalam arah x dan z. Aliran sedimen karena pengendapan pengaruh gravitasi dinotasikan dengan dua term yang mengandung kecepatan pengendapan w_s . Disini tidak ada kontribusi sedimen yang melewati luas bidang sejajar dengan bidang x-z, karena kecepatan rata-rata dan gradien konsentrasi normal, keduanya nol. Persamaan diferensial untuk konsentrasi adalah dengan menyamakan kontribusi sedimen dari arah x dan z terhadap peningkatan konsentrasi dalam elemen volume pada waktu Δt (Vanoni, 1977: 72-74). Persamaan ini dapat ditulis sbb.:

$$\left[-\bar{U} \frac{\partial}{\partial x} (\bar{U}C) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) - \bar{w} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{w}C) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\varepsilon_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) + w_s \frac{\partial C}{\partial z} \right] \Delta z \Delta x \Delta t = \frac{\partial C}{\partial t} \Delta z \Delta x \Delta t \dots (2.15)$$

Jika dibagi dengan $\Delta z \Delta x \Delta t$ maka :

$$\begin{aligned} -\bar{U} \frac{\partial C}{\partial x} - C \frac{\partial \bar{U}}{\partial x} + \varepsilon_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial \varepsilon_x}{\partial x} \frac{\partial C}{\partial x} - \bar{w} \frac{\partial C}{\partial z} - C \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} + \varepsilon_z \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} + \frac{\partial \varepsilon_z}{\partial z} \frac{\partial C}{\partial z} + w_s \frac{\partial C}{\partial z} &= \frac{\partial C}{\partial t} \\ -\bar{U} \frac{\partial C}{\partial x} - \bar{w} \frac{\partial C}{\partial z} - C \left(\frac{\partial \bar{U}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} \right) + \varepsilon_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial \varepsilon_x}{\partial x} \frac{\partial C}{\partial x} + \varepsilon_z \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} + \frac{\partial \varepsilon_z}{\partial z} \frac{\partial C}{\partial z} + w_s \frac{\partial C}{\partial z} &= \frac{\partial C}{\partial t} \end{aligned}$$

dengan catatan bahwa persamaan kontinuitas : $\frac{\partial \bar{U}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} = 0$, maka :

$$-\bar{U} \frac{\partial C}{\partial x} - \bar{w} \frac{\partial C}{\partial z} + \varepsilon_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{\partial \varepsilon_x}{\partial x} \frac{\partial C}{\partial x} + \varepsilon_z \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} + \frac{\partial \varepsilon_z}{\partial z} \frac{\partial C}{\partial z} + w_s \frac{\partial C}{\partial z} = \frac{\partial C}{\partial t} \dots \dots \dots (2.16)$$

Jika distribusi sedimen adalah steady dan uniform, dan aliran rata-rata adalah horizontal yaitu pada arah x, maka $\frac{\partial C}{\partial x} = 0$, $\bar{w} = 0$ dan seluruh turunan yang berkaitan dengan x adalah nol. Dalam kondisi ini pada persamaan di atas dengan $\varepsilon_z = \varepsilon_s$, maka persamaan menjadi ;

$$\varepsilon_s \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} + \frac{\partial \varepsilon_s}{\partial z} \frac{\partial C}{\partial z} + w_s \frac{\partial C}{\partial z} = 0, \text{ orde kedua dapat diabaikan maka :}$$

$$\frac{\partial \varepsilon_s}{\partial z} \frac{\partial C}{\partial z} + w_s \frac{\partial C}{\partial z} = 0, \text{ integrasi terhadap z menghasilkan :}$$

$$C w_s + \varepsilon_s \frac{\partial C}{\partial z} = 0 \dots \dots \dots (2.17)$$

Persamaan 2.17 ini merupakan deskripsi matematis profil konsentrasi sedimen suspensi yang dipengaruhi oleh diffusi dan kecepatan jatuh . Kecepatan jatuh partikel pada fluida yang jernih (*clear*) dari sebutir partikel pasir yang ukurannya lebih kecil dari 100 μm (*Stokes-range*) dapat digambarkan dengan :

$$w_s = \frac{1}{18} \frac{(s-1)g D_s^2}{\nu} \dots\dots\dots(2.18)$$

Untuk partikel-partikel pasir suspensi berada pada rentang 100 - 1000 μm, berikut ini tipe persamaan yang dapat dipakai sebagaimana yang diajukan oleh Zanke (Van Rijn, 1984).

$$w_s = 10 \frac{\nu}{D_s} \left\{ \left[1 + \frac{0.01(s-1)g D_s^3}{\nu^2} \right]^{0.5} - 1 \right\} \dots\dots\dots (2.19)$$

Untuk partikel-partikel yang lebih besar dari 1000 μm persamaan sederhana berikut dapat digunakan.

$$w_s = 1.1 [(s-1)g D_s]^{0.5} \dots\dots\dots (2.20)$$

Pada persamaan di atas, parameter D_s menggambarkan diameter partikel yang mewakili dari partikel-partikel sedimen suspensi, yang mungkin lebih kecil sekali dari D_{50} dari material dasar (*the bed material*).

Hasil eksperimen dengan kadar konsentrasi sedimen yang tinggi, menunjukkan adanya pengurangan yang besar pada kecepatan jatuh partikel yang diakibatkan adanya partikel-partikel disekitarnya. Untuk kondisi aliran normal dengan rentang partikel antara 50 - 500 μm pengurangan kecepatan jatuh partikel dapat dijelaskan dengan persamaan Richardson-Zaki (Van Rijn, 1984) berikut.

$$w_{s,m} = (1-c)^4 w_s \dots\dots\dots (2.21)$$

dengan $w_{s,m}$ adalah kecepatan jatuh partikel pada suatu campuran antara fluida-sedimen, yang dapat disubstitusikan dengan mengganti w_s pada persamaan 2.17.

Koefisien diffusi yang biasa digunakan adalah diffusi momentum fluida (ϵ_f), yang digambarkan dengan distribusi parabolic melalui seluruh kedalaman aliran (d).

$$\epsilon_f = \frac{z}{d} \left(1 - \frac{z}{d} \right) \kappa u_* d \dots\dots\dots(2.22)$$

Dari hasil analisis suatu distribusi *parabolic-constant*, artinya suatu parabolic berdistribusi dalam setengah bagian bawah dari kedalaman aliran dan suatu nilai konstan dalam setengah bagian atas dari kedalaman aliran, hal ini sering digunakan karena dapat memberikan deskripsi profil konsentrasi sedimen terbaik. Distribusi parabolic-constant ini dapat dibaca dari persamaan berikut (Van Rijn, 1984).

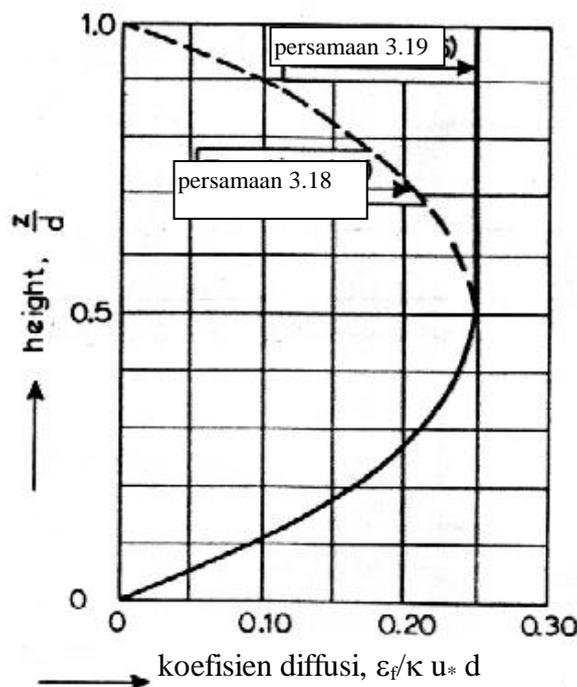
$$\begin{aligned} \epsilon_{f, \max} &= 0.25 \kappa u_* d && \text{untuk } \frac{z}{d} \geq 0.5 \\ \epsilon_f &= 4 \frac{z}{d} \left(1 - \frac{z}{d}\right) \epsilon_{f, \max} && \text{untuk } \frac{z}{d} < 0.5 \end{aligned} \dots\dots\dots (2.23)$$

Persamaan 2.22 dan 2.23 diperlihatkan dalam Gambar 2.4. Hubungan antara Diffusi partikel sedimen (ϵ_s) dengan diffusi momentum fluida dapat diformulasikan sebagai :

$$\epsilon_s = \phi \beta \epsilon_f \dots\dots\dots (2.24)$$

Faktor β menjelaskan perbedaan dalam diffusi partikel sedimen tertentu dan diffusi suatu partikel fluida yang diasumsikan konstan pada seluruh kedalaman. Menurut hasil penelitian Coleman, β dapat dihitung dengan persamaan berikut.

$$\beta = \frac{\epsilon_{s, \max}}{\epsilon_{f, \max}} = \frac{\epsilon_{s, \max}}{0.25 \kappa u_* d} \dots\dots\dots (2.25)$$



Gambar 2.4. Koefisien diffusi fluida (Van Rijn, 1984).

Beberapa peneliti menyimpulkan bahwa $\beta < 1$ karena partikel-partikel sedimen tidak dapat merespon secara penuh fluktuasi kecepatan turbulen. Alasan lain bahwa pada suatu aliran turbulen gaya sentrifugal dari partikel-partikel sedimen (*density* menjadi lebih tinggi) akan lebih besar dibandingkan pada partikel tersebut, dengan demikian mengakibatkan partikel-partikel sedimen menjadi terlempar keluar pusaran (*eddies*) dengan konsekuensi meningkatnya panjang campur efektif dan laju diffusi, dan menghasilkan $\beta > 1$. Untuk damping turbulen (faktor- ϕ) relatif kecil, faktor- β dapat dihitung sebagai :

$$\beta = 1 + 2 \left[\frac{w_s}{u_*} \right]^2, \text{ untuk } 0.1 < w_s / u_* < 1 \dots\dots\dots (2.26)$$

G. Teori Aliran Turbulen

Pada dasarnya keadaan atau sifat aliran saluran terbuka ditentukan oleh pengaruh kekentalan/viskositas dan gravitasi sehubungan dengan gaya-gaya inersia aliran. Pengaruh dari kekentalan ini dapat mengakibatkan aliran bersifat laminar, turbulen dan transisi. Aliran bersifat laminar bila gaya kekentalan relatif besar dibandingkan dengan gaya kelembaman/inersia, sehingga pengaruh kekentalan besar terhadap sifat aliran. Dalam aliran laminar partikel-partikel fluida seolah-olah bergerak menurut lintasan tertentu yang teratur atau lurus, dan selapis cairan yang sangat tipis seperti menggelincir di atas lapisan di sebelahnya.

Aliran adalah turbulen bila gaya kekentalan relatif kecil dibandingkan dengan gaya kelembamannya. Pada aliran turbulen partikel-partikel fluida bergerak menurut lintasan yang tidak teratur, tidak lancar dan tidak tetap, walaupun partikel-partikel dalam aliran tersebut secara keseluruhan tetap menunjukkan gerakan maju. Aliran disebut bersifat peralihan (transisi) apabila keadaan alirannya bersifat suatu campuran antara keadaan laminar dan turbulen.

Pengaruh kekentalan terhadap kelembaman dinyatakan dengan Bilangan Reynolds (Re) dan didefinisikan sebagai berikut.

$$Re = \frac{u \cdot L}{\nu} \dots\dots\dots (2.27)$$

dengan u = kecepatan aliran; L = panjang karakteristik (pada saluran terbuka dianggap sama dengan jari-jari hidraulis R) ν = kekentalan kinematik (m^2/det);

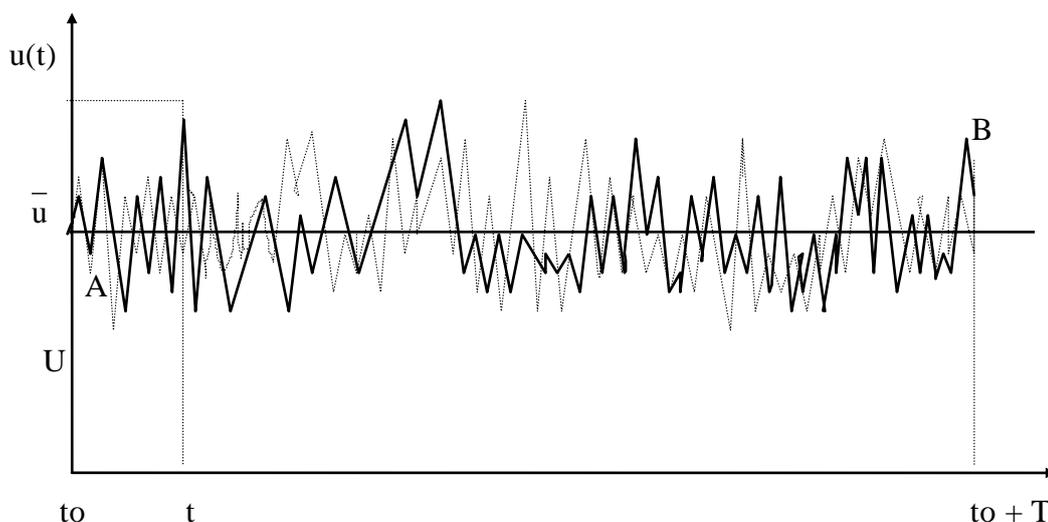
$$\nu = \frac{\mu}{\rho}; \mu = \text{kekentalan dinamik dan } \rho = \text{rapat massa fluida.}$$

Bila bilangan Reynolds kecil, aliran saluran terbuka bersifat laminar, sebaliknya aliran adalah turbulen jika Re besar. Nilai-nilai berikut merupakan batasan sifat aliran fluida dalam aliran saluran terbuka.

$Re \leq 500$: aliran la miner
$500 < Re \leq 12500$: aliran transisi
$Re > 12500$: aliran turbulen

1. Fluktuasi Turbulen

Karakter aliran turbulen sangat berbeda dengan aliran laminar. Pada aliran turbulen sangat sulit untuk menentukan kecepatan pada suatu titik dalam waktu tertentu. Hal ini disebabkan karena vektor kecepatannya tidak konstan. Kecepatan dan tekanan selalu berfluktuasi terhadap ruang dan waktu. Hanya saja nilai rata-rata dari elemen-elemen fluktuasi ini bisa dihitung. Sebagai ilustrasi gambar berikut menunjukkan fluktuasi turbulen pada suatu aliran.



Gambar 2.5. Fluktuasi Aliran Turbulen Dalam Dua Set Pengukuran.

Komponen fluktuasi kecepatan rata-rata didefinisikan sebagai.

$$\bar{u} = \frac{1}{T} \int_{t_0}^{t_0+T} u(t) dt \dots\dots\dots (2.28)$$

dengan T adalah periode waktu yang diperlukan untuk melakukan pengukuran. Kecepatan rata-rata \bar{u} juga dapat ditetapkan dengan membagi luas bidang [to,A,B,(to+T)] pada Gambar 2.5 dengan T. Dengan catatan bahwa dua set pengukuran kecepatan pada gambar 2.5 tersebut, luas dibawah set pengukuran pertama sama dengan luas di bawah set pengukuran ke dua. Selisih antara kecepatan pada saat t, u(t) atau u_i dengan kecepatan rata-rata, \bar{u} , [$|u_i - \bar{u}|$], disebut fluktuasi komponen kecepatan (*fluctuating component of the velocity*). Sehingga untuk tiap arah dapat ditulis sebagai berikut.

$$u_i = \bar{u} + u_f ; v_i = \bar{v} + v_f ; w_i = \bar{w} + w_f ; p_i = \bar{p} + p_f \dots\dots\dots (2.29)$$

dengan u_i, v_i, w_i dan u_f, v_f, w_f berturut-turut adalah komponen-komponen kecepatan sesaat dan fluktuasi komponen-komponen kecepatan dalam arah x, y dan z. Sedangkan p_i tekanan sesaat, \bar{p} nilai tekanan rata-rata dan p_f adalah fluktuasi komponen tekanan.

Secara matematik fluktuasi komponen kecepatan diberikan dengan persamaan 2.29 di atas. Jumlah fluktuasi masing-masing adalah nol sehingga.

$$\bar{u}_f = \frac{1}{T} \int_{t_0}^{t_0+T} u_f(t) dt = 0 \dots\dots\dots (2.30.a)$$

$$\bar{v}_f = \frac{1}{T} \int_{t_0}^{t_0+T} v_f(t) dt = 0 \dots\dots\dots (2.30.b)$$

$$\bar{w}_f = \frac{1}{T} \int_{t_0}^{t_0+T} w_f(t) dt = 0 \dots\dots\dots (2.30.c)$$

$$\bar{p}_f = \frac{1}{T} \int_{t_0}^{t_0+T} p_f(t) dt = 0 \dots\dots\dots (2.30.d)$$

meskipun $\bar{u}_f = 0$, tetapi $\overline{u_f u_f} \neq 0$, sehingga :

$$\overline{u_f^2} = \frac{1}{T} \int_{t_0}^{t_0+T} u_f(t)^2 dt \neq 0; \quad \overline{v_f^2} \neq 0; \quad \overline{w_f^2} \neq 0; \quad \overline{p_f^2} \neq 0 \dots\dots\dots (2.31)$$

Ekspresi bar di atas menunjukkan nilai rata-rata dari masing-masing komponen. Term $\overline{u_f^2}$, $\overline{v_f^2}$, $\overline{w_f^2}$ dan $\overline{p_f^2}$ adalah ukuran besarnya turbulensi aliran atau intensitas turbulen yang merupakan nilai *Root Mean Square* (RMS) dari fluktuasi kecepatan, besarnya intensitas turbulen arah longitudinal u' dan vertikal v' dihitung dengan persamaan berikut.

$$u' = \sqrt{\sum_{i=1}^N (u_i - \bar{u})^2 / (N-1)} \quad \text{dan} \quad v' = \sqrt{\sum_{i=1}^N (v_i - \bar{v})^2 / (N-1)} \dots\dots\dots (2.32)$$

2. Distribusi Kecepatan Turbulen Untuk Aliran Seragam

Persamaan kecepatan Prandtl-Von Karman dalam bentuk :

$$u = \frac{u_*}{\kappa} \ln z + c \dots\dots\dots (2.33)$$

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln z + c \dots\dots\dots (2.34)$$

dengan c adalah konstanta integrasi. Salah satu asumsi dari Prandtl menyebutkan bahwa dengan mempertimbangkan u_* sebagai konstanta menghasilkan solusi sederhana dari persamaan 2.34 Untuk $z = d$, kecepatan mencapai nilai maksimumnya, sehingga :

$$\frac{u_{maks}}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln d + c \dots\dots\dots (2.35)$$

Kombinasi persamaan 2.34 dengan 2.35 menghasilkan :

$$c = \frac{u}{u_*} - \frac{1}{\kappa} \ln z$$

$$\frac{u_{maks}}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln d + c \dots\dots\dots (2.36)$$

$$\frac{u_{maks}}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln d + \frac{u}{u_*} - \frac{1}{\kappa} \ln z$$

$$\frac{u_{maks} - u}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{d}{z} \dots\dots\dots (2.37)$$

Persamaan terakhir ini merupakan hukum kecepatan universal yang diusulkan oleh Prandtl. Distribusi kecepatan dalam aliran turbulen diberikan dengan persamaan 2.34.

Disini konstanta c ditentukan pada $z = z_0$ dan dapat disamakan pada suatu jarak tertentu dari dinding dimana aliran turbulen tidak berlaku lagi, sehingga :

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln z + c; \text{ pada } z = z_0 \text{ maka } c = - 1/\kappa \ln z_0, \text{ jadi :}$$

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln z - \frac{1}{\kappa} \ln z_0 \text{ atau } \frac{u}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0} \dots\dots\dots (2.38)$$

Asumsi Brooks (1963) mengemukakan bahwa tegangan geser pada lapisan turbulen adalah konstan dengan mengesahkan persamaan 2.35. Kemudian dengan mengintegrasikan persamaan berikut :

$$\tau = \rho \kappa^2 z^2 \left(\frac{du}{dz} \right)^2 \text{ atau } \frac{du}{dz} = \frac{\sqrt{\tau/\rho}}{\kappa z}$$

dengan kondisi batas $u = u_m$ pada $z = d$ maka diperoleh :

$$u = u_m + \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{d} \dots\dots\dots (2.39)$$

dengan u = kecepatan pada suatu titik $u(z)$; u_m = kecepatan pada permukaan ($z = d$); u_* = kecepatan gesek; d = kedalaman aliran; z = sumbu vertikal arah z .

Dengan mengintegrasikan lebih lanjut kedalaman untuk menentukan kecepatan aliran rata-rata, persamaan 2.39 dapat ditulis sebagai :

$$u = U + \frac{u_*}{\kappa} + \frac{2.3 u_*}{\kappa} \log \frac{z}{d} \text{ atau } u = U + \frac{u_*}{\kappa} + \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{d}, \text{ jadi :}$$

$$u(z) = U + \frac{u_*}{\kappa} \left(1 + \ln \frac{z}{d} \right) \dots\dots\dots (2.40)$$

H. Perhitungan Sedimen Suspensi

Profil distribusi konsentrasi sedimen suspensi $c(y)$ dapat dihitung dengan menggunakan konsep difusi untuk sedimen suspensi sebagaimana diekspresikan dalam persamaan 2.17. Pada kondisi aliran *steady dan uniform* akan terjadi keseimbangan antara butiran sedimen yang bergerak ke bawah yang dipengaruhi gravitasi dan difusi ke atas yang digabungkan dengan fluktuasi turbulen (Zyserman, 1994) dan dapat diekspresikan dalam persamaan berikut.

$$w_s c + \epsilon_s \frac{\partial c}{\partial y} = 0 \dots\dots\dots (2.41)$$

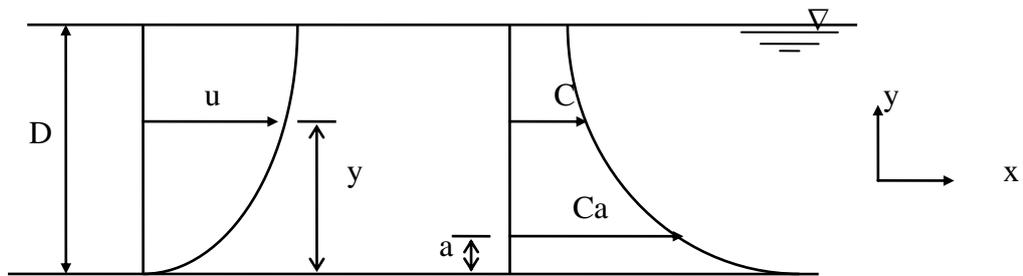
Persamaan differensial ini adalah untuk menghitung distribusi material suspensi pada arah vertikal. Dengan cara mengintegrasikan persamaan tersebut maka dapat diperoleh distribusi relatif. Persamaan 2.41 dapat ditulis sebagai berikut.

$$\frac{dC}{C} = -\frac{w_s}{\epsilon_s} dy \dots\dots\dots (2.42)$$

persamaan ini dapat diintegrasikan antara batas a dan y yang memberikan,

$$\ln \frac{C}{C_a} = -\int_a^y \frac{w_s}{\epsilon_s} dy \dots\dots\dots (2.43)$$

dengan C dan Ca mewakili konsentrasi sedimen suspensi pada jarak y dan a dari dasar (Gambar 2.6).



Gambar 2.6. Ilustrasi definisi profil kecepatan dan konsentrasi.

Ungkapan pada sisi kanan persamaan 2.43 dapat diintegrasikan jika variasi dari w_s dan ϵ_s terhadap y diketahui. Sebagai pendekatan dapat diasumsikan bahwa kedua nilai tersebut dipertahankan konstan terhadap y , sehingga ;

$$\ln \frac{C}{C_a} = -\frac{w_s}{\epsilon_s} (y - a) \text{ atau } \dots\dots\dots (2.44)$$

$$\frac{C}{C_a} = \exp \left\{ -w_s (y - a) / \epsilon_s \right\} \dots\dots\dots (2.45)$$

Cara ini pertama dipakai oleh Schmidh. Sejak hal ini diketahui bahwa koefisien transfer momentum bervariasi terhadap y , asumsi bahwa ϵ_s adalah konstan pada arah vertikal menjadi jelas. Walaupun variasi ϵ_m terhadap y diketahui (untuk aliran air bersih), tetapi variasi ϵ_s terhadap y tidak diketahui. Oleh karena itu hal ini dapat diasumsikan sebagai pendekatan, bahwa ϵ_m dan ϵ_s mempunyai nilai yang sama ($\epsilon_m = \epsilon_s$). Namun Rouse memodifikasi asumsi ini menjadi $\epsilon_m = \beta \epsilon_s$, dengan β adalah faktor proporsional yang nilainya mendekati satu untuk sedimen halus dan cenderung

berkurang dari satu dengan bertambahnya ukuran partikel. Untuk mengevaluasi koefisien transfer momentum ϵ_m , dapat didasarkan pada teori panjang campur (*mixing length*) oleh Prandtl sebagai berikut.

$$\epsilon_m = \tau / \rho_f (du/dy) \dots\dots\dots (2.46)$$

Sedangkan tegangan geser bervariasi secara linier terhadap jarak dari dasarnya.

$$\tau = \tau_o (1 - y/D) ; \text{ dengan } \tau_o = \gamma_f D S \dots\dots\dots (2.47)$$

kombinasikan persamaan (2.46) dan (2.47), ϵ_m dapat diungkapkan sebagai.

$$\epsilon_m = \frac{\tau_o}{\rho_f} \left(\frac{D-y}{D} \right) \frac{1}{du/dy} \dots\dots\dots (2.48)$$

kemudian gradien kecepatan du/dy dapat diperoleh dari hukum kecepatan Karman's untuk saluran terbuka, yaitu :

$$\frac{u - u_{max}}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{y}{D} \dots\dots\dots (2.49)$$

$$\frac{du}{dy} = \frac{u_*}{\kappa} \frac{1}{y} \dots\dots\dots (2.50)$$

u_{max} adalah kecepatan lokal maksimum dan κ adalah konstanta Karman untuk aliran air bersih (≈ 0.04), kombinasikan persamaan (2.50) dan (2.48) diperoleh :

$$\epsilon_m = u_* \kappa y \left(\frac{D-y}{D} \right) \dots\dots\dots (2.51)$$

asumsikan $\epsilon_m = \epsilon_s$ dan substitusikan persamaan (2.51) kedalam (2.41) diperoleh :

$$\frac{dC}{C} = - \frac{w_s}{u_* \kappa} \frac{D dy}{y(D-y)} \dots\dots\dots (2.52)$$

$$\ln \frac{C}{C_a} = - \frac{w_s}{u_* \kappa} \int_a^y \frac{D dy}{y(D-y)} \dots\dots\dots (2.53)$$

dengan mengambil nilai $z = \frac{w_s}{\kappa u_*} \dots\dots\dots$
(2.54)

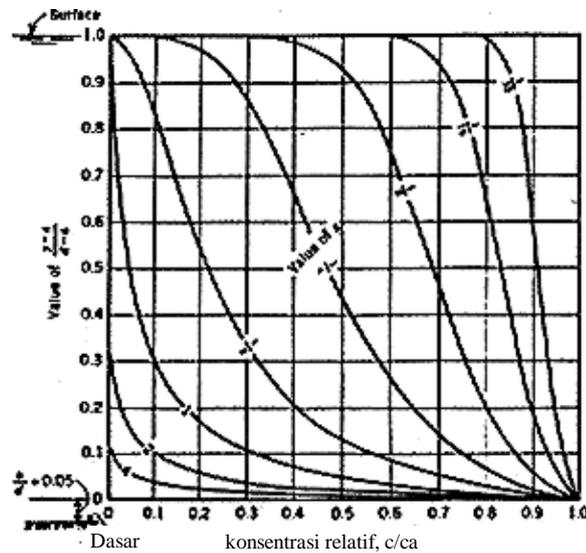
$$\ln \frac{C}{C_a} = z \int_a^y \frac{D dy}{y(D-y)} \Rightarrow \ln \frac{C}{C_a} = \int_a^y d \left[\ln \left(\frac{D-y}{y} \right) \right]^z dy = \ln \left[\left(\frac{D-y}{y} \right) \right]^z$$

$$\ln \frac{C}{C_a} = \ln \left(\frac{D-y}{y} \right) - \ln \left(\frac{D-a}{a} \right) = \ln \frac{\left(\frac{D-y}{y} \right)}{\left(\frac{D-a}{a} \right)} = \ln \left(\frac{D-y}{y} \frac{a}{D-a} \right)^z$$

disederhanakan persamaan tersebut menjadi : $\frac{C}{C_a} = \left(\frac{D-y}{y} \frac{a}{D-a} \right)^z$ atau

$$C = C_a \left(\frac{D-y}{y} \frac{a}{D-a} \right)^z \dots\dots\dots (2.55)$$

Persamaan ini pertama dipublikasikan oleh Rouse, sehingga z sering disebut sebagai parameter Rouse atau *Rouse number*, besarnya parameter tersebut $z = \frac{W_s}{\kappa u_*}$; dengan w_s kecepatan jatuh sedimen suspensi, C konsentrasi sedimen suspensi, C_a konsentrasi referensi pada level $y = a$, y adalah koordinat vertikal yang diukur ke atas dari dasar, D kedalaman air, ϵ_s koefisien difusi untuk sedimen suspensi, u_* kecepatan gesek , β suatu konstanta numerik dan z adalah *parameter Rouse*.



Gambar 2.7. Distribusi konsentrasi sedimen suspensi menurut Rouse (Vanoni, 1977).

Menurut persamaan 2.55 untuk nilai $y = 0$ yaitu pada dasar saluran, secara matematis persamaan tersebut memberikan nilai C tak terhingga ($C = \infty$), pada kenyataannya hal ini tidaklah mungkin. Bahwa sangat dekat dengan dasar sedimen suspensi tidak terdefiniskan, secara fisik dapat dipahami, karena sangat dekat dengan

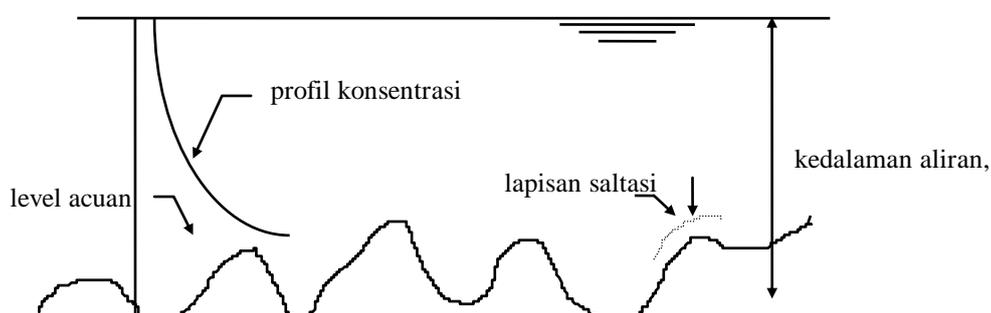
dasar sedimen yang bergerak lebih mencerminkan angkutan sedimen dasar (*bed load*) dari pada angkutan sedimen suspensi (*suspended load*). Hal ini diperkuat dengan pernyataan dari Einstein (1950), bahwa sedimen suspensi tidak mungkin terjadi di daerah yang biasa dikenal sebagai lapisan dasar (*bed layer*), yaitu lapisan yang tebalnya kurang lebih dua kali ukuran butiran.

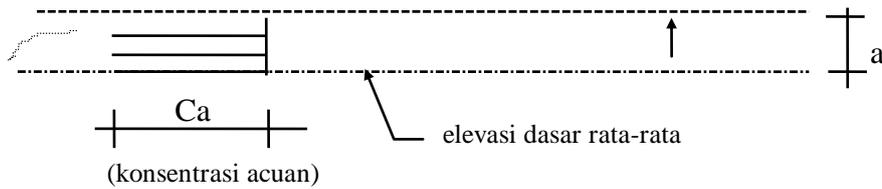
Pada Gambar 2.7 memperlihatkan grafik persamaan Rouse untuk beberapa nilai eksponen z . Untuk nilai z yang kecil, tampak bahwa distribusi konsentrasi sedimen suspensi cenderung mendekati seragam pada seluruh kedalaman, sedangkan untuk nilai z yang besar, distribusi konsentrasi sedimen suspensi tidak seragam, dimana makin mendekati muka air nilai konsentrasi sedimen suspensi makin rendah dan dekat dasar relatif besar. Mengacu pada persamaan 2.54 terlihat bahwa untuk suatu nilai tegangan geser tertentu, yaitu dalam suatu aliran pada waktu tertentu, z adalah proporsional dengan kecepatan jatuh partikel w_s , sehingga untuk partikel yang kecil akan mempunyai nilai z yang kecil pula dan berdistribusi relatif seragam pada seluruh kedalaman saluran, dan untuk partikel yang mempunyai nilai z besar akan terkonsentrasi dekat dasar.

I. Konsentrasi dan level Acuan (Ca dan a)

Seperti yang telah diuraikan terdahulu, bahwa konsentrasi sedimen suspensi pada dasar ($y = 0$) menurut persamaan Rouse secara matematis nilainya adalah tak terhingga. Pada kondisi riil hal ini tidaklah realistis, yang berarti bahwa persamaan distribusi sedimen suspensi adalah tidak benar pada dasar. Lebih lanjut di dekat dasar konsentrasi sedimen suspensi, material sedimen yang bergerak secara melayang, sulit untuk didefinisikan.

Pendekatan level acuan (a) dalam hubungannya dengan tinggi bentuk dasar dapat dilihat pada Gambar 2.8 berikut.





Gambar 2.8. Sketsa definisi konsentrasi acuan.

Eksperimen yang dilakukan oleh Balton-Lin (dalam Van Rijn, 1984) menghasilkan persamaan yang terbaik diantara data yang dikumpulkan dalam mengukur dan menghitung profil konsentrasi sedimen suspensi untuk menentukan nilai konsentrasi acuan C_a , yaitu dengan menghasilkan persamaan empiris untuk sebuah nilai konsentrasi reference, yaitu :

$$C_a = 0.015 \frac{D_{50}}{a} \frac{T^{1.5}}{D_*^{0.3}} \dots\dots\dots (2.56)$$

dengan, C_a = konsentrasi acuan dalam term volume partikel solid per satuan volume fluida atau dalam satuan kg/m^3 setelah dikalikan dengan densitas sedimen ρ_s ; D_{50} = diameter partikel material dasar ; T = parameter tingkat angkutan; a = level acuan; D_* = parameter partikel.

$$D_* = D_{50} \left[\frac{(s - 1) g}{v^2} \right]^{1/3} \dots\dots\dots (2.57)$$

T adalah parameter karakteristik yang merupakan asumsi dasar dalam menentukan angkutan muatan dasar. Persamaannya dapat ditulis sebagai berikut.

$$T = \frac{(u'_{*})^2 - (u_{*cr})^2}{(u_{*cr})^2} \dots\dots\dots (2.58)$$

dengan $u'_{*} = \sqrt{g} / C' \bar{U}$; yaitu kecepatan gesekan pada dasar sehubungan dengan butiran; $C' = 18 \log \frac{12 R_b}{3D_{90}}$; yaitu koefisien Chezy sehubungan dengan butiran; R_b

= jari-jari hidraulik dalam kaitannya dengan dasar; \bar{U} = kecepatan aliran rata-rata; dan u_{*cr} = kecepatan gesekan dasar kritik yang dapat dihitung secara analitis maupun grafis menurut Shield. Parameter karakteristik kedalaman R_b perlu dipertimbangkan apabila kekasaran *perimeter* seluruh tampang berbeda, seperti halnya pada flume dengan material dasar pasir dan dinding glass. Radius hidraulik yang berkaitan

tidak diketahui. Untuk pertimbangan ketelitian, dapat diambil nilai minimum yaitu $a = 0.01 d$, jadi $a = 0.5 \delta$ atau $a = k_s$; dan $a_{\min} = 0.01 d$.

J. Hipotesis

Profil distribusi konsentrasi sedimen suspensi, kecepatan, energi disipasi, energi kinetik dan diffusivity pada aliran yang bermuatan sedimen dapat diprediksi dengan model matematika aliran turbulen $k-\varepsilon$, dengan demikian perilaku dinamik dari aliran fluida yang bermuatan sedimen dapat disimulasikan.