

泥沙悬浮的特征长度和悬移质 浓度垂线分布

倪晋仁

王光谦

(北京大学城市与环境系, 北京 100871)

(中国科学院力学研究所, 北京 100080)

摘要 通过对紊动水流中混合掺长概念的类比, 本文引入了泥沙作悬浮运动的特征长度的概念并讨论了其表达式的确定方法, 从而在未经引入任何流速分布公式的情况下得到了一个悬移质浓度分布的统一公式, 几乎所有已有各家公式均为本公式的特例。本文所采用的方法具有许多优点, 采用本文的有关结果也便于从统一的高度来分析以往类似公式之间的内在联系、各公式的合理性及局限性。

关键词 泥沙, 特征长度, 混合掺长。

1 悬移质浓度分布研究中存在的问题

悬移质浓度垂线分布的理论研究是泥沙运动学的一个重要方面, 至今已有许多理论用于这一研究。其中, 较具代表性的主要有扩散理论、能量理论、混合理论、相似理论、随机理论等。关于这些理论及其相互关系的系统比较结果说明^[1], 各种理论虽然出发点不同, 但从其最后所得结果来看, 在二维恒定均匀流且泥沙平衡的条件下都接近或重新得到扩散方程的形式

$$\omega C + \epsilon_s \frac{dC}{dy} = 0 \quad (1)$$

只是泥沙交换系数 ϵ_s 的具体表达形式有所不同。式中 C 为体积浓度, ω 为泥沙沉速。结合已有的关于悬移质浓度垂线分布的各方面研究, 有关这一课题存在的问题可以归纳为:

(1) 由各种理论得到的各家分布公式即使在同样的悬浮指标 Z 的条件下(比如取 $Z=0.5$)也是不同的(见图 1), 这意味着如果有某实测资料与图 1 中其中一个公式相符, 则它必然要在不同

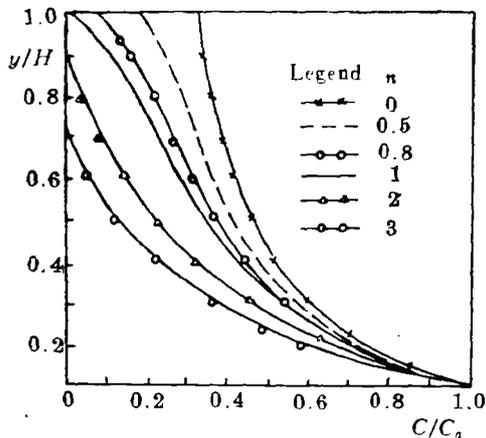


图 1 相同悬浮指标时各家浓度垂线分布公式之比较($Z=0.5$)

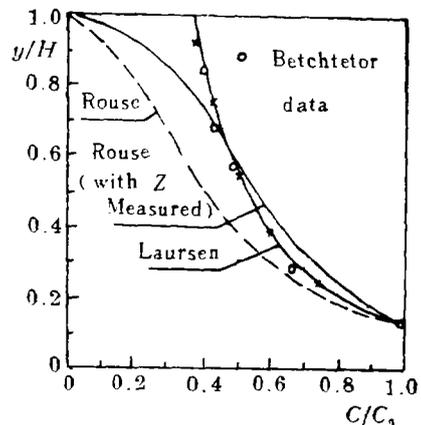


图 2 符合 Laursen 公式的实例

本文于 1991 年 1 月 14 日收到。

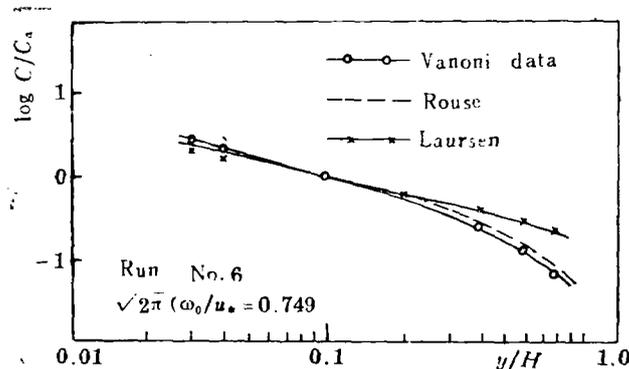


图3 符合 Rouse 公式的实例

程度上偏离其它公式。另一方面, 尽管各公式有所不同, 但正象图 2 和图 3 给出的两个例子所显示, 各公式都曾分别用实测资料验证过, 那么, 如何解释这一矛盾? 这些结果有无内在联系? 是否可能存在一个统一公式使得前述各公式都作为它的特例存在呢?

(2) 在以往研究中有许多是围绕著名的 Rouse 公式(见后)进行的, 众多学者曾致力于修正 Rouse 公式。修正的方法主要包括通过改换流速分布表达式来改善 Rouse 公式水面为零的缺点, 通过引入修正系数来改善实测分布与计算分布程度之差异, 等等。但是, 在作分析之前首先必须明确的应是: Rouse 公式的结构是否能在不同水沙条件下适用? 只有该式结构总是正确时, 修正悬浮指标才有意义。而即使是这样, 实测结果也表明难以通过寻找 $Z_{\text{实测}}$ 与 $Z_{\text{计算}}$ 的关系来达到修正 Rouse 公式的目的^[1], 更不用说不同水沙条件下 Rouse 公式结构不能适用的情形了。其次, 对细颗粒悬移质泥沙浓度分布来说, Rouse 公式只有在极近水面时才突然拐向零值, 因此, 任何企图修正该点的方法都会因谋求一点的改善而牺牲沿整个水深的良好分布特性。那么, 有什么方法可用来解决上述问题呢?

(3) 在确定 ϵ_s 时, 以往的研究者们多借助由 Prandtl 假设引入的流速分布的不同表达式来处理, 而这种假设本身存在问题且会带来一些其它问题^[2]。其次, 实际浑水流速分布规律至今仍在探索之中^[3], 这样我们就要怀疑以往的研究者们通过变换各种各样的流速分布表达式来得到不同形式的悬移质浓度分布表达式的作法。那么, 是否存在一种可能, 使得不作 Prandtl 假设也不引入任何流速分布公式来求得悬移质浓度分布公式呢?

(4) 流速分布的引入和对悬浮指标 Z 的修正使得修正后的悬浮指标 $Z = \frac{\omega}{K\beta u_*}$ (其中 K 为卡门常数, β 为修正系数, u_* 为摩阻流速) 中包含了两个含义不清的量 K 和 β 。这是因为, 为使悬移质浓度分布与实测资料相符而反算回归得到的 K 和 β 往往反倒与实测 K 和 β 不相符, 有时出入很大, 因此反算得出的 K 和 β 究竟代表什么就难以搞清了, 况且就连 K 值在挟沙水流中是否随浓度变化也是有争议的^[4]。那么, 有无办法避免这种弊病呢?

面对上述问题各执一论无助于找到问题的实质所在, 也不便集中力量来对主要问题进行研究。所有这些都暗示着可能存在, 也的确需要寻求一种新的方法将各家公式统一起来, 并为进一步的深入研究奠定基础。

2 泥沙运动特征长度与浓度垂线分布

设想泥沙在紊动水流中从高程 y_1 向高程 y_2 跳跃, 其中每个跳跃步长为 $L = y_1 - y_2$, 则 L 可

定义为泥沙在水流中作悬浮运动的特征长度。这时

若在高程 $y = \frac{y_1 + y_2}{2}$ 处取一单位面积(见图4),

则在二维恒定均匀流的条件下按泥沙质量平衡的要求可知通过该面积的因流体的垂向脉动作用引起的向上的泥沙通量应该与因泥沙重力作用引起的向下的通量相等。如果泥沙在距离 L 内的垂向平均速度(绝对值)为 $|\bar{v}'|$ 且颗粒向下的沉速为 ω , 则可很容易地得到质量平衡方程

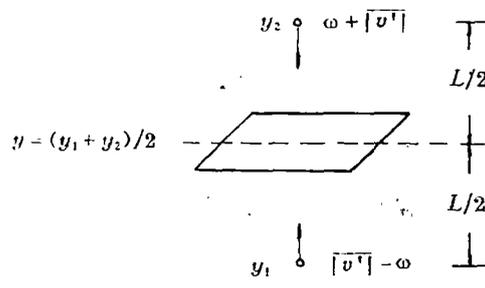


图4 泥沙运动特征长度示意图

$$\left(C - \frac{dC}{dy} \cdot \frac{L}{2}\right) \left(1 - \frac{\omega}{|\bar{v}'|}\right) = \left(C + \frac{dL}{dy} \cdot \frac{L}{2}\right) \left(1 + \frac{\omega}{|\bar{v}'|}\right) \quad (2)$$

化简得

$$\frac{dC}{dy} = -\frac{2\omega}{L|\bar{v}'|} \cdot C \quad (3)$$

可以看出, 式(3)中需要确定的量有沉速 ω , 向上垂向脉动速度的时均值 $|\bar{v}'|$ 及泥沙特征长度 L 。通常, ω 可用下式^[5]

$$\omega = (1 - C)^\alpha \omega_0 \quad (4)$$

来表示, 式中 ω_0 为泥沙在静止清水中的沉速, α 为与泥沙颗粒特性有关的指数, 在不考虑浓度对沉速影响时(即当浓度较低时) α 可取为零。关于 $|\bar{v}'|$ 的处理, 可采用下列形式。

已往的研究表明^[5] v' 服从正态分布, 即满足

$$f(v') = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_{v'}} \exp\left(-\frac{v'^2}{2\sigma_{v'}^2}\right), \quad \sigma_{v'} = \sqrt{\bar{v}'^2} \quad (5)$$

从而

$$f(|v'|) = \begin{cases} \frac{2}{\sqrt{2\pi}\sigma_{v'}} \exp\left(-\frac{v'^2}{2\sigma_{v'}^2}\right), & v' \geq 0 \\ 0, & v' < 0 \end{cases} \quad (6)$$

$$|\bar{v}'| = \int_0^\infty f(|v'|) v' dv' = \sqrt{\frac{2}{\pi}} \sqrt{\bar{v}'^2} \quad (7)$$

将式(4)和式(7)代入式(3)并在方程右边分子分母同除以 u_* 便可得到

$$\frac{dC}{dy} = -\frac{\sqrt{2\pi}\omega_0/u_* (1-C)^\alpha}{L \cdot \sqrt{\bar{v}'^2}/u_*} \cdot C \quad (8)$$

至此, 悬移质浓度垂线分布的确定问题就转化为如何给出 $L \cdot \sqrt{\bar{v}'^2}/u_*$ 的表达式了。在低浓度条件下, 对已有脉动强度的研究成果的总结说明^[5] $\sqrt{\bar{v}'^2}/u_*$ 沿垂线分布较为均匀, 可近似认为 $\sqrt{\bar{v}'^2}/u_* = 1$ 。式(8)中 α 可取为零。因此, L 的确定就成了关键问题。

泥沙运动特征长度 L 虽与流体力学中的混合掺长概念有所不同, 但在低浓度条件下二者肯定是有许多相似的地方。关于泥沙运动特征长度 L 的研究成果已有许多, Li & Shen^[6], Coleman^[7], Betchtelor & Farber^[8] 以及 Bayazit^[9] 等都对此进行过专门的研究。然而, 正象 Bayazit 经过试验和计算后所指出, 以往人们所选的各种 L 表达式无一能被合理地采用, 同样这个结论也适用于通过类比流体力学中混合掺长概念得出的各种 L 表达式。在分析这些已有研究成果的基础上, 且

考虑到对 L 表达式的探求现在仍属于一个谜, 作者认为以往各研究结果及 L 的有关特性可广义地用以下表达式来概括

$$\frac{L}{H} = A \left(\frac{y}{H} \right)^{m_1} \left(1 - \frac{y}{H} \right)^{m_2} + B \quad (9)$$

式中 H 为水深, A 、 B 为待定常数, m_1 和 m_2 为指数, 它们不仅与泥沙特性有关还可能与边界条件有关。

3 悬移质浓度垂线分布的统一公式

根据式(8)和式(9)可以得到

$$\int_{C_a}^C \frac{dC}{C(1-C)^\alpha} = - \int_a^H \frac{\sqrt{2\pi} \frac{\omega_0}{u_*}}{L} dy \quad (10)$$

并据此在低浓度条件下进一步获得已有的各种著名公式, 故式(10)的“统一公式”因此得名。式中 C_a 为 $y=a$ 处的参考点浓度, a 为参考位置坐标。

首先应该指出, 在本文的推导过程中并未引入任何一个流速分布公式, 因而也就无需确定卡门常数 K 。其次, 在以往公式中常用的反映浓度分布差异的悬浮指标 $Z = \frac{\omega_0}{Ku_*}$ 中, 对应于低浓度(甚至是高浓度^[4])情形的 K 值为 0.4, 从而有 $Z = 2.5 \frac{\omega_0}{u_*}$ 。有趣的是, 本文式(8)中的悬浮指标 $Z = \sqrt{2\pi} \frac{\omega_0}{u_*}$ 凑巧也近似为 $Z = 2.5 \frac{\omega_0}{u_*}$ 。此外, 在下列分析中我们还可看出, 虽对应于粗沙情形的水面处浓度确实象实测所显示的那样为零, 但对细沙情形由本文公式算得的水面浓度也确实为非零值, 即 Rouse 公式的这个弱点可在本文公式中自动地得到改善。

对于式(10), 我们先考虑一种最为简单的情形——均匀紊流情形。这时 L 必与 y 无关, 即式(9)中 $m_1 = m_2 = 0$, $\frac{L}{H} = A + B$, 若取 $A + B = \frac{1}{6}$, 则可由式(10)得到 Lane-Kalinske^[10] 公式

$$\frac{C}{C_a} = e^{-6\sqrt{2\pi} \frac{\omega_0}{u_*} \left(\frac{y}{H} - \frac{a}{H} \right)} \quad (11)$$

尽管认为沿整个水深 L 为常数看来并不令人信服, 但 Coleman 等根据天然河流的有关实测资料还是说明了在沿水深很大的区域内确近似为常数。

一般情况下挟沙水流不宜被看作均匀紊流来处理, 即 m_1 和 m_2 不应同时为零。若适当考虑在底壁处泥沙滑移的影响, 则常数 $B \neq 0$, 这时最简单的两种情形是取 $m_1 = 1, m_2 = 0$ 或取 $m_1 = 0, m_2 = 1$, 我们先看第一情形

$$\frac{L}{H} = A \frac{y}{H} + B = A \left(C_1 + \frac{y}{H} \right), \quad C_1 = \frac{B}{A} \quad (12)$$

则可由式(10)对应地得到

$$\frac{C}{C_a} = \left(\frac{C_1 + \frac{y}{H}}{C_1 + \frac{a}{H}} \right)^{-C_2}, \quad C_2 = \sqrt{2\pi} \frac{\omega_0}{u_*} / A \quad (13)$$

该式便是通常被人们用来粗略描述悬移质浓度分布特性的一个公式结构。

对应于上述第二种简单情形的泥沙运动特征长度是

$$\frac{L}{H} = A \left(1 - \frac{y}{H} \right) + B \quad (14)$$

相应的浓度分布公式为

$$\frac{C}{C_a} = \left[\frac{\frac{B}{A} + \left(1 - \frac{y}{H} \right)}{\frac{B}{A} + \left(1 - \frac{a}{H} \right)} \right]^{\sqrt{2\pi} \frac{\omega_0}{u_*} / A} \quad (15)$$

在大多数低浓度情况下，底部泥沙的滑移可以不考虑，因而 B 可近似视为零。当 $B=0$ 时(以下分析都将按 $B=0$ 处理)，式(15)与 Великанов^[11]公式

$$\frac{C}{C_a} = \exp \left\{ - \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} \frac{\sqrt{2\pi} \frac{\omega_0}{u_*}}{J} \int_{a/H}^{y/H} \frac{d \frac{y}{H}}{\left(1 - \frac{y}{H} \right) \ln \left[1 + \left(\frac{H}{\Delta} \frac{y}{H} \right) \right]} \right\} \quad (16)$$

极为接近。这是因为通常相对糙率 $\frac{\Delta}{H}$ 很小，故 $\frac{H}{\Delta}$ 很大，若再注意到对数本身变化不敏感的特点，则式(16)中的 $\ln \left[1 + \left(\frac{H}{\Delta} \frac{y}{H} \right) \right]$ 可近似视为常数来处理，从而可将式(16)化为式(15)在 $B=0$ 时的形式。然而，实测资料表明当 A 与河槽比降等有关时理论公式反倒与实测结果不相符合，即式(15)(或式(16))并不是理想的公式。文献[12]的专门研究充分说明，无论对粗沙还是细沙 Великанов 公式都与实测资料不符(见图5)，从而排除了取式(14)的泥沙运动特征长度的可能性。

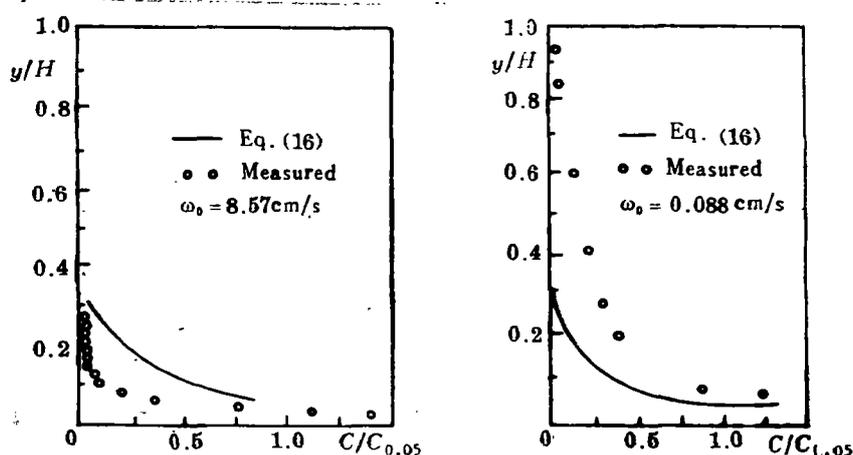


图5 实测资料与 Великанов 公式之比较

为了对式(9)中参数 A 、 m_1 和 m_2 的搭配有一深入认识，我们不妨取一种相对简单的 $m_2=1$ 的情形来分析一下，这时有

$$\frac{L}{H} = A \left(\frac{y}{H} \right)^{m_1} \left(1 - \frac{y}{H} \right) \quad (17)$$

若取 $A = \frac{1}{1+m}$ ， $m_1 = 1-m$ (其中 m 为指数流速分布公式中的指数，通常数值较小， $m = \frac{1}{6} \sim$

$\frac{1}{7}$) 则可由式(10)得到 Karim 和 Kennedy^[13] 曾验证过的数值上与 Rouse 公式较接近的公式

$$\frac{C}{C_a} = \exp \left\{ -\sqrt{2\pi} \frac{\omega_0}{u_*} \int_{a/H}^{y/H} \frac{d\frac{y}{H}}{\frac{1}{1+m} \left(1 - \frac{y}{H}\right) \left(\frac{y}{H}\right)^{1-m}} \right\} \quad (18)$$

由上面的分析看来, 将 A 和 m_1 近似取为 1 似乎是一种较为合理、简便的方法, 实质上以下的讨论将说明: 对通常的各种悬移质浓度分布来说, 取泥沙运动特征长度为

$$\frac{L}{H} = \frac{y}{H} \left(1 - \frac{y}{H}\right)^n \quad (19)$$

就已足够精确了。这种处理把错综复杂的多参数问题转化成了单参数问题, 并有助于以此线索比较大多数著名公式的异同及其内在联系, 从而使得理解本文开头提出的各问题成为可能。式中指数 n 为反映水流中泥沙对紊动尺度影响的参量。下面我们来分析一下 n 值变化时, 由式(10)得到的各种浓度分布公式。

当 $n=0$ 时, 由式(10)可求得 Laursen 公式^[14]

$$\frac{C}{C_a} = \left(\frac{z}{y}\right)^{\sqrt{2\pi} \frac{\omega_0}{u_*}} \quad (20)$$

当 $n=0.5$ 时, 由式(10)可得到 Tanaka-Sugimoto 公式^[15]

$$\frac{C}{C_a} = \left(\frac{1 + \sqrt{1 - \frac{y}{H}}}{1 + \sqrt{1 - \frac{a}{H}}} \cdot \frac{1 - \sqrt{1 - \frac{a}{H}}}{1 - \sqrt{1 - \frac{y}{H}}} \right)^{\sqrt{2\pi} \frac{\omega_0}{u_*}} \quad (21)$$

当 $n=0.8$ 时, 若注意到沿整个水深都近乎等价的关系

$$2 \left(1 - \frac{y}{H}\right) \left(1 - \sqrt{1 - \frac{y}{H}}\right) \doteq \frac{y}{H} \left(1 - \frac{y}{H}\right)^{0.8} \quad (22)$$

便可由式(10)求得 Баренблатт 从能量理论导出的公式

$$\frac{C}{C_a} = \left[\frac{\sqrt{1 - \frac{y}{H}} \left(1 - \sqrt{1 - \frac{a}{H}}\right)}{\sqrt{1 - \frac{a}{H}} \left(1 - \sqrt{1 - \frac{y}{H}}\right)} \right]^{\sqrt{2\pi} \frac{\omega_0}{u_*}} \quad (23)$$

若适当考虑含沙量的影响并结合 $0.995 < B < 1$ (由 Hunt 定义^[16]) 条件下的近似等价式 $2 \left(1 - \frac{y}{H}\right) \left(B - \sqrt{1 - \frac{y}{H}}\right) \doteq \frac{y}{H} \left(1 - \frac{y}{H}\right)^{0.8}$, 且适当考虑悬移质浓度对沉速的影响(取 $\alpha=1$) 则可求得 Hunt 公式

$$\frac{C}{C_a} \cdot \frac{1 - C_a}{1 - C} = \left[\frac{\sqrt{1 - \frac{y}{H}} \left(B - \sqrt{1 - \frac{a}{H}}\right)}{\sqrt{1 - \frac{a}{H}} \left(B - \sqrt{1 - \frac{y}{H}}\right)} \right]^{\sqrt{2\pi} \frac{\omega_0}{u_*}} \quad (24)$$

当 $n=1.0$ 时, 由式(10)可求得著名的 Rouse 公式^[17]

$$\frac{C}{C_a} = \left(\frac{a}{y} \cdot \frac{1 - \frac{y}{H}}{1 - \frac{a}{H}} \right)^{\sqrt{2\pi} \frac{\omega_0}{u_*}} \quad (25)$$

当 $n=1.5$ 时, 由式(10)导得的公式与 Zagustin 公式^[5]

$$\frac{C}{C_a} = \exp \left\{ -\sqrt{2\pi} \frac{\omega_0}{u_*} \int_{a/H}^{y/H} \frac{d\frac{y}{H}}{\frac{1}{3} \sqrt{1 - \frac{y}{H} \left[1 - \left(1 - \frac{y}{H} \right) \right]^3}} \right\} \quad (26)$$

在整个水深范围内都几乎重合, 仅在接近水面处才稍有偏离。

当 $n=2$ 时, 由式(10)可得到公式

$$\frac{C}{C_s} = \left[\frac{a}{y} \left(\frac{1 - \frac{y}{H}}{1 - \frac{a}{H}} \right)^2 \right]^{\sqrt{2\pi} \frac{\omega_0}{u_*}} \quad (27)$$

它与 Todaoki-Itakura 公式^[18]

$$\frac{C}{C_a} = \left[\frac{a}{y} \left(\frac{1 - \frac{y}{H}}{1 - \frac{a}{H}} \right)^{1+\phi} \right]^{\sqrt{2\pi} \frac{\omega_0}{u_*}} \quad (28)$$

非常相近(注意到式中指数 ϕ 的平均取值为 1)。

由此可知, 现行各公式都仅仅是式(19)中的 n 变化时的各种特例, 而实际上 n 值是随水沙条件变化的。因此, 以往各家结构不同的公式之所以“都能找到一些资料验证并都据此说明自己得到的公式优于他人得到的公式”, 恰恰是因为得到各公式的作者正好选择了对应于某种水沙条件下(这时相应地 n 取某固定值)的资料。这意味着现行各公式都在一定程度上是合理的, 但它们仅对较小范围的水沙条件适用。另一方面, 由于他们都是式(19)中 n 值取不同值时的特例, 因此以往各公式无一能被广泛地使用。通过 n 值的变化不仅可以得到已有各家公式, 还可求得许许多多的其它公式, 因为 n 值既可取为整数也可取为小数, 如当 n 取大于 1 的任意整数时就有

$$\frac{C}{C_a} = \left(\frac{a}{y} \frac{1 - \frac{y}{H}}{1 - \frac{a}{H}} \right)^{\sqrt{2\pi} \frac{\omega_0}{u_*}} \exp \left\{ \sqrt{2\pi} \frac{\omega_0}{u_*} \left[\sum_{i=1}^{n-1} \frac{1}{i \left(1 - \frac{a}{H} \right)^i} - \sum_{i=1}^{n-1} \frac{1}{i \left(1 - \frac{y}{H} \right)^i} \right] \right\} \quad (29)$$

类似地, 还可给出 n 取其它任意实数时的浓度分布公式。图 6 给出了几种不同水沙条件下对应于不同 n 值的浓度分布的理论计算与实测资料之比较结果, 从中可以大致看出 n 值确随水沙条件明显地变化着。

虽然上述统一公式为悬移质浓度分布的深入研究提供了线索, 但目前要准确地给出 n 值的变化规律还需许多系统的实测资料作补充。在这方面文献[19]中给出的 n 随水力条件变化的粗略估计可用作参考。当 n 值变化时, 泥沙运动特征长度的相应变化在图 7 中得到了显示, 而当 n 趋近于零值时由本文统一公式得到的浓度分布在水面就自动不为零值了。顺便指出, 当采用更为广泛的 L/H 表达式(9)时(即考虑泥沙在底部的滑移时)水面浓度通常也不为零。

以上讨论的仅是低浓度情形下的浓度分布, 高浓度情形的浓度分布可由式(10)中考虑 α 随泥沙特性变化的分析得到。这一工作有待于进一步开展。

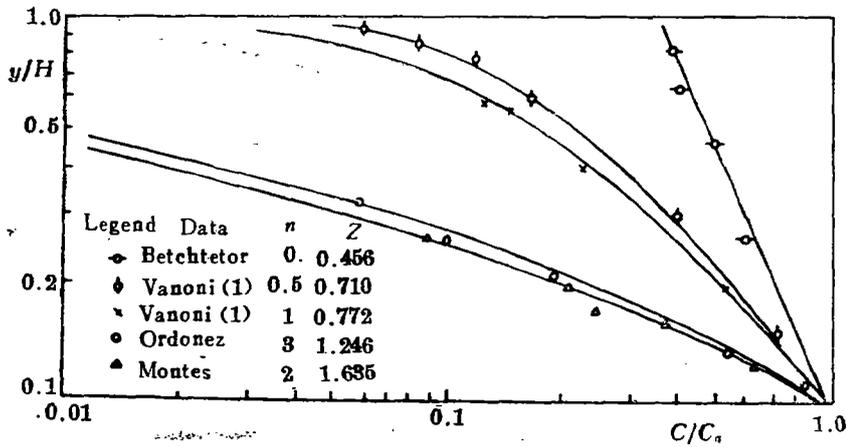


图6 理论计算与实测资料之比较

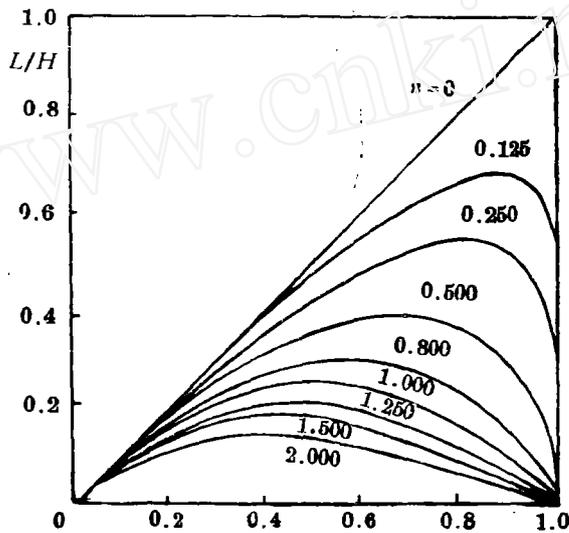


图7 不同 n 值时 L/H 沿水深的分布

4 结 论

直接利用垂向脉动速度概率分布的特性，可以不经引入任何流速分布公式而获得悬移质浓度垂线分布的统一公式。当采用式(9)的泥沙运动特征长度表达式时，可以从本文给出的式(10)中得到各种各样的悬沙分布公式。从统一公式的高度来分析现行各公式时可以清楚地看到它们都只是本文公式的一些特例，因而每个公式都仅在某些特殊条件下适用并与实测资料相符合。在其它水沙条件下，泥沙运动特征长度要发生变化，因而浓度分布的结构也必然相应变化。采用本文建议的方法有助于对悬移质浓度垂线分布的规律进行深入的探讨。

参 考 文 献

- 1 倪晋仁，惠遇甲. 悬移质浓度垂线分布的各种理论及其间关系. 水利水运科学研究, 1988; (1):83-97.
- 2 倪晋仁，王光谦. 论悬移质浓度垂线分布的两种类型及其产生的原因. 水利学报, 1987; (7):60-67.
- 3 倪晋仁，惠遇甲. 浑水流速分布与悬移质浓度分布的关系. 泥沙研究, 1988; (2):17-28.

- 4 Coleman N L. Velocity Profiles with Suspended Sediment. *Jour. Hydr. Res.*, 1981; (9):211—229.
- 5 钱宁, 万兆惠. 泥沙运动力学, 北京: 科学出版社, 1983.
- 6 Li R M, Shon H W. Solid Particles Settlement in Open Channel Flow. *ASCE, Hy 7*, 1975; 101: 917—931.
- 7 Coleman N L. Flume Studies of the Sediment Transport Coefficient, *W. R. R.*, 1970; 6(3):801—809.
- 8 Betshtelor W, Färber K. Sensitive Analysis of a Stochastic Model for Solid Particle Settlement. *Euromech Colloquium*, 1983; (156):165—171.
- 9 Bayazit M. Stochastic Methods for Motion of Suspended Grains. 15th Congress of the IAHR, 1973; 5:31—34.
- 10 Lane E W, Kalinske A A. Engineering Calculations of Suspended Sediment. *Trans., Amer. Geophys. Union*, 1941; 603—607.
- 11 Velikanov M A. Alluvial Processes. Moscow: State Publishing House for Physical and Mathematical Literature, 1958, 241—245 (in Russian).
- 12 米哈依洛娃 H A. 紊流中悬沙分布的试验研究. 河床演变论文集, 北京: 科学出版社, 1965.
- 13 Karim M F, Kennedy J F. Computer-based Predictors for Sediment Discharge and Friction Factor of Alluvial Streams. 2th Intern. Symposium on River Sedimentation, China 1983; 219—233.
- 14 Laursen E M. A Concentration Distribution Formula from the Revised Theory of Prandtl Mixing Length. First Intern. Symposium on River Sedimentation, China, 1985; 237—244.
- 15 Tanaka S, Sugimoto S. On the Distribution of Suspended Sediment in Experimental Flume Flow. *Memoirs of the Faculty of Engineering, Kobe Univ., Japan*, 1958; 5.
- 16 Hunt J N. The Turbulent Transport of Suspended Sediment in Open Channels. *Proc. Roy. Soc. Lond. A*, 1954; 224:322—335.
- 17 Rouse H. Modern Conceptions of the Mechanics of Turbulence, *Trans. ASCE*, 1937, 102:536.
- 18 Itakura T, Kishi T. Open Channel Flow with Suspended Sediments, *ASCE, Hy 8*, 1980; 106: 1325—1343.
- 19 倪晋仁. 关于悬沙浓度与浑水流速垂线分布规律的研究. 清华大学硕士学位论文, 1985.

Characteristic Length and Vertical Concentration Distribution of Suspended Sediment

Ni Jin-ren

(Department of Geography, Peking University, Beijing 100871)

Wang Guang-qian

(Institute of Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract By an analogy to the mixing length concept in fluid mechanics, the concept of characteristic length for the vertical motion of sediment particles is introduced in this paper. The relation between the characteristic length and the vertical concentration profiles are fully discussed. As a result, the existed formulae are evaluated from the present viewpoint and new generalization of those results are achieved. Based on the method presented here, the relations among the existed formulae, their applicabilities, limitations, etc. can be easily studied.

Key words sediment, characteristic length, mixing length.