

最后,应当指出,为了从根本上改善河川流域水热平衡形成过程和水文气象动态的研究在各要素(雪和土壤湿度、下垫面温度,反射率、辐射平衡、大气乱流热交换等等)观测实践中必须尽快采用航空遥感的手段(包括红外波段,可见光波段、辐射仪、 γ 射线仪等等)这些航空象片依据水准点和在某些点的地面观测资料,能够研究上述要素在面上的变异性,(用绘制这些要素等值线图的方法)并使流域面积上这些要素的平均值更加精确,以及研究这些要素与下垫面的相互关系。

汪秉仁译自《ТРУДЫ IV ВСЕСОЮЗНОГО ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО СЪЕЗДА
“ТОМ 2 ВОДНЫЙ РЕСУРСЫ И ВОДНЫЙ БАЛАНС” > 1976Г.刘恩宝校

应用格林—安布普特模型解决地表

水深随时间变化的入渗问题

D.L. 弗伦伯 J.W. 里德尔 J.B. 富兰津 I. 雷姆森

(美国斯坦福大学)

格林—安布普特模型

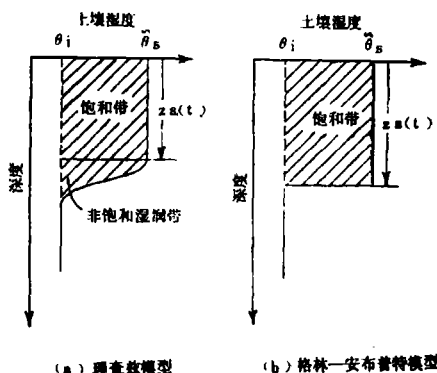


图1 表面水深不为零的入渗期间土壤湿度纵剖面图

与简单的人渗模型的消退曲线相比较,格林—安布普特最早提出的模型非常清楚地考虑了表面水深的影响及其对短小河渠的应用。对于纵剖面不连续线以上的饱和带以及其下处于初始含水量状况下的半无限区域里,格—安方程假定土壤含水量纵剖面线是阶跃函数(图1)。把达西定律应用到饱和层,并设因地表积水形成的地表压力水头 H ,湿润锋面上的有效水头 h_e ,对于均质土壤可得:

$$f = k_s \left[1 + \frac{(h_e + H)(\bar{\theta}_s - \theta)}{F} \right] \quad (1)$$

式中: K_s —不连续剖面线以上的水力传导度; h_e —有效吸力势; H —表面水深; $\bar{\theta}_s$ —残余空气饱和状况下的土壤体积含水率; θ —均匀的初始土壤体积含水率; F —运动锋面以上总土壤含水量的净变化, 等于 $\int_0^t f dt - k_i t$; t —时间; k_i —初始含水状况下的水

力传导度。

包括在F公式里的 $K_i t$ 表示在均匀初始含水率条件下的t柱水流。由于

$$f = \frac{dF}{dt} + K_i \quad (2)$$

所以(2)是一个把F作为独立变量t的函数,它与一般方程不同。当表面水深H是常数时,可以通过(2)式的直接积分得到格——安入渗方程,其中F是t的隐函数。然而,当F是t的任意函数时,式(2)中F和t是不可分割的,则模拟格——安方程的分析解是不可用的。

由于格——安方程既简单而又能满意地解决形形色色的水文问题,所以在最近若干年内,它已成为许多研究的主题。它不但应用到稳定降雨的均匀土壤入渗,而且也应用到不稳定降雨的均质土壤入渗,并已被推广应用到具有不均匀初始含水率、分层土壤、硬盖土壤的入渗问题,但至今还没有一个能系统地研究表面积水,特别是表面积水随时间变化的情况。

一个有联系的模型

除了假设明显的纵剖面的形状外,格——安方程在推导过程中采用了一些与理查兹方程非常类似的假定。在理查兹方程中假定空气流与水流无关。为了试图满意地解释格——安方程的性能,Morel—Seytoux与Khanji考虑到空气流与水流两方面,证明了在涉及到纵剖面一组简单的但有根据的假定条件下,理论上更完善的入渗方程,它具有与格——安方程完全相同的形式:

$$f = \frac{K_s}{\beta} \left[1 + [(h_f + H) (\bar{\theta}_s - \theta_i)] \int_0^t f dt \right] \quad (3)$$

式中 K_s 为土壤饱和时的水力传导度; β 是粘滞校正系数, h_f 为:

$$h = \int_{\psi_i}^0 f \omega d\psi$$

式中的 $f\omega$ 是部分流函数

$$f\omega = 1 / \left[1 + \frac{k_{ra}}{k_{rw}} \frac{\mu_a}{\mu_w} \right]$$

式中 k_{ra} 与 k_{rw} 是空气与水流的相对渗透率,而 μ_a 与 μ_w 分别为它们的动力粘滞度。

考虑到表面水深,Morel Seytoux与Khanji的分析指出了 h_f 及 β 与表面水深无关,因此,水深对简化的两相水流模型的影响,是以与格——安同样的方法来表明的,后者通过式(3)中H来表明。因此,变化表面水深的这两个模型在性质上是相同的。

模型参数的估算

方程1的最大优点是它具有使用参数对试验资料足够的拟合能力,与室内实验结果的比较将有助于评定表面水深变动时模型的性能,由于大量有意义的变数以及实际实验的限制,因此提出更有效的比较方法是类似于土壤水流的详细数学模型。例如,对于一维单相流、均质土壤等温水流及不变形无滞后作用的土壤,理查兹模型在这里被作为一个土壤水流的参照模型使用。尤其是,业已证明,理查兹模型能满意地描述实验室情况下的观测水流,包括在迅速变化水深的条件下,下渗到分选很好的碎沙中的水流。此外,所需要的各种土壤的水分特性曲线,能迅速地在文献中查到。

在前面的讨论中已指出,格——安方程与理查兹方程所基于的许多假定是一致的,这

进一步证明了选择理查兹方程作为比较的标准的可行性。

最佳有效吸力函数

在水深为 $H(t)$ 时, 由入渗产生的典型土壤水分剖面, 正如理查兹模型所予计的那样 (如图 1 所示), 无论何时, 表面水流深度都大于零, 并存在一个深度为 $Z_s(t)$ 的饱和带以及其下的非饱和带。饱和带的深度以及非饱和湿润带土壤水分纵剖面的形状是初始、边界条件与土壤水分特征的复什函数, 然而, 入渗率即地表的水分通量可以用达西公式表示:

$$f(t) = \tilde{K}_s \left[1 + \frac{H(t)}{Z_s(t)} \right] \quad (4)$$

应注意到, 假定忽略空气的存在, 地表至 $Z_s(t)$ 处的压力水头成线性变化, 即由 $H(t)$ 到零, $Z_s(t)$ 是 $\Psi = 0$ 的深度。

由图 1 (b) 表示的格—安纵剖面线与图 1 (a) 是等效的, 它意味两者具有相同的入渗量, 即两个剖面线的阴影面积是相同的。格—安纵剖面线的入渗率可以写成

$$f(t) = k_o \left[1 + \frac{H(t) + h_o(t)}{Z_g(t)} \right] \quad (5)$$

式中 $l_g(t)$ 是湿润锋面的深度。最佳有效吸力势函数 $h_o(t)$ 可定义为 h_o 。所以, 对所有时间, 格—安方程可以得到与理查兹方程一致的结果。由式 (4) 与式 (5) 相等, 得到:

$$h_o(t) = Z_g(t) \left[\frac{\tilde{k}_s}{k_o} - 1 \right] + H(t) \left[\frac{\tilde{k}_s}{k_o} \frac{Z_g(t)}{Z_s(t)} - 1 \right] \quad (6)$$

取 $k_o = \tilde{k}_s$, 简化后得:

$$h_o(t) = H(t) \left[\frac{Z_g(t)}{Z_s(t)} - 1 \right] = H(t) \left[\frac{\Delta Z(t)}{\Delta Z_s(t)} \right] \quad (7)$$

式中 $\Delta Z(t) = z_g(t) - z_s(t)$ 。以前提出的格—安的有效吸力势 h 为土壤水分特征与初始含水率的函数, 而与时间和水深无关, 格—安模型的使用取决于与时间无关的 h 值的假定。对于指定的土壤与初始条件, 最佳 h_e 的选择将要求 h_o 不是一个常数, 而是时间和表面水深的函数。根据以前说到的 h_o 的定义, 在格—安方程中可用 $h_o(t)$ 来表示, 重新整理式 (1) 可得到 $h_o(t)$ 的表达式:

$$h_o(t) = \frac{F^* (f^* - \tilde{k}_s)}{(\theta - \theta_s) \tilde{k}} - H(t) \quad (8)$$

式中 F^* 与 f^* 可以看作由理查兹方程的有限差解所得到的 F 和 f , 而 k_o 取作 \tilde{k}_s (\tilde{k} 为剩余空气饱和状况下的水力传导度)。由于 F^* 与 f^* 是真正 F 与 f 的近似值, 所以由式 (8) 得到的 $h_o(t)$ 也是近似值。

式 (8) 常用来估算 h_o , h_o 通常是时间、表面水深、初始含水率与土壤类型的函数。

通过比较, 说明过去提出的有效吸力常数 h_e 通常都落在最佳吸力势 $h_o(t)$ 的范围内, 尤其适用于开始一段时间。但是, 当选择一个单一的常数时, 评定那一个最适合是很困难的。的确, 适当的 h_e 值取决于应用格—安模式的各个具体问题。

有效吸力常数

当使用常数 h_e 时, 格一安方程的实际应用性取决于合理地再现观测资料的能力, 因此, 重要的问题是, 当计算不同初始条件与变化水深的入渗时, 由引入 h_e 为一常数所产生的误差的大小。

针对耶洛轻粘土, 在初始含水率为0.2345的使用几个不同的 h_e 值的情况下, 比较理查兹与格一安模型, 表面水深保持在 $H = 0$ 厘米, 两个方程预报的入渗率在1650分钟一致, 而此时总入渗量的误差为7%; 表面水深为100厘米, 相对误差相当小, 误差范围也压缩了, 这一点可以由式(2)得到解释, 由于表面水深支配着达西公式中水力梯度的大小, 从而减少了选择不同 h_e 的影响。

图2表示了具有对称三角形深度过程线的耶洛轻粘土的入渗率、累计入渗与相对误差曲线, 上述对称三角形过程线在3333分钟时出现峰值。入渗率是连续减少的, 但入渗率曲线的坡度在深度峰值点上是不连续的, 如所预料的那样, 在过程线的中点, 入渗率相对误差的大小和范围达到最小值, 因为此时大的水深支配着水力梯度, 在这一点上, 由选择不同的 h_e 所产生的误差是很小的。

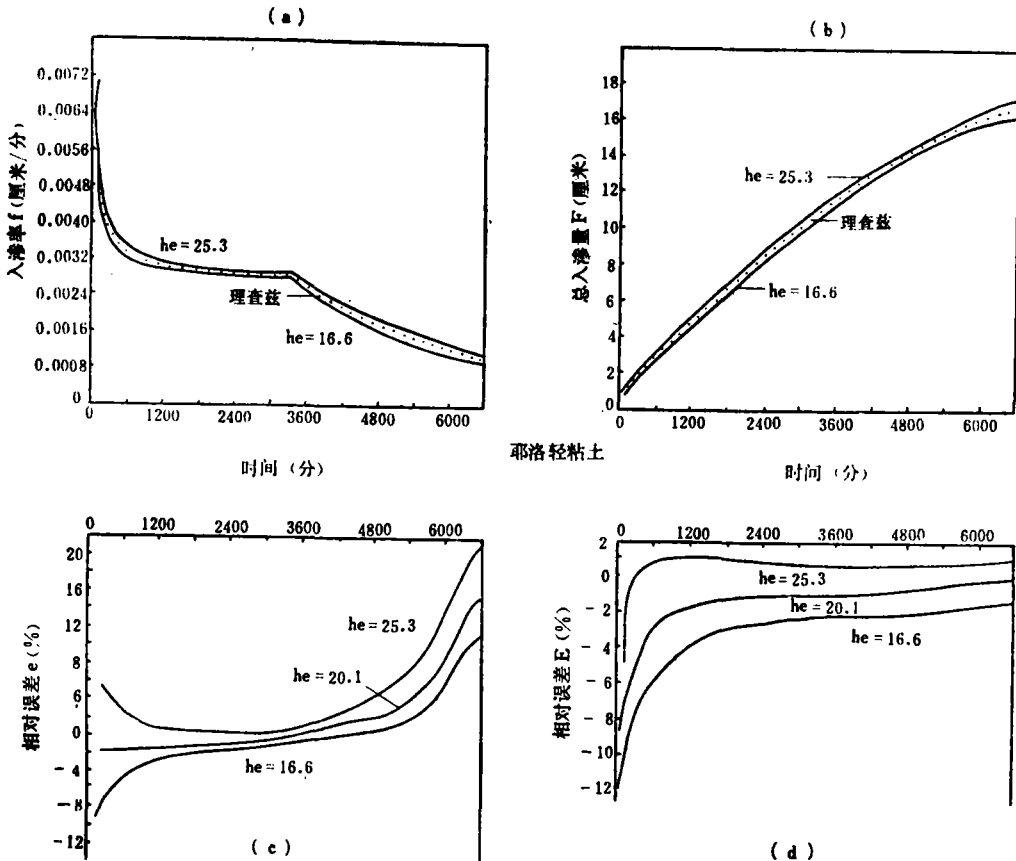


图2 具有三角形表面水深过程线, 利用不同的 h_e 计算的格林—安布普特入渗累计入渗量及相对误差与理查兹模式计算值比较图 (耶洛轻粘土)

任鸿遵摘译自《Water Resource Research》1980, V.6, 王广德 校