

近居民的影响，引起各方面很大关心。

不是从社会学角度，而是从生物学角度出发的生态学。不求最高的经济发展，而是为了长期的稳定，努力在人与自然之间和谐的关系的基础上研究人类。他们不是把城市单纯看成经济的原动力，而是看做居住场所，要求没有污染和噪声，交通事故少，工作生活舒适的环境，这种动向，最近10年来非常显著。

如上所述，城市地理学迄今有各种各样的倾向，有的人按1—3种倾向进行研究。有的人则按一个倾向进行研究。目前

我们城市地理学的组织中，各种各样的研究课题丰富多彩地配合起来进行研究。

今天讲的虽然非常简单，但是讲述了城市地理学发展的四个时期：做为专门学科以前的时期，做为专门学科的时期，以计量化、模式化为目标的时期，对人类的价值和社会经济、政治诸问题非常关心的时期。

张文奎译自《地理》（日文），1981，第5期。

郁华 校

## 河川流域水量平衡数学模式

B.Г.安德烈亚诺夫

国民经济对在缺乏观测资料，特别是在经济活动引起人为变化情况下的径流特征值和其它水文气象要素提出了更加精确地要求，河川径流形成过程的研究在其它水平衡要素和水文要素综合体中作为一个极为重要的问题被提了出来。

在本文中所研究的问题，仅适用于单一自然地理条件的小流域某一具体年份的短时段（月、旬）。

上述问题首先可根据水热平衡基本要素专门观测站的观测资料解决，这些观测站分布在苏联不同自然地理带。由这些研究结果所确立的河川流域水平衡和水文气象动态规律以及对这些规律参数的区域概化，就能够根据一般观测站网以足够的精度来确定流域水平衡各个分量和水文气象要素的特征值，同时还可预算由于某些经济措施引起水情变化情况下的这些分量和特征值。

河川流域上的大气降水、太阳热能、蒸发、渗透、地表地下径流，地表、土壤和地下水储量的变化及其相互作用的过程是形成统一的复杂的自动调节过程的一部分。

对于具体年的短时段和具体流域，表示这一过程的数学模式应满足下列要求：

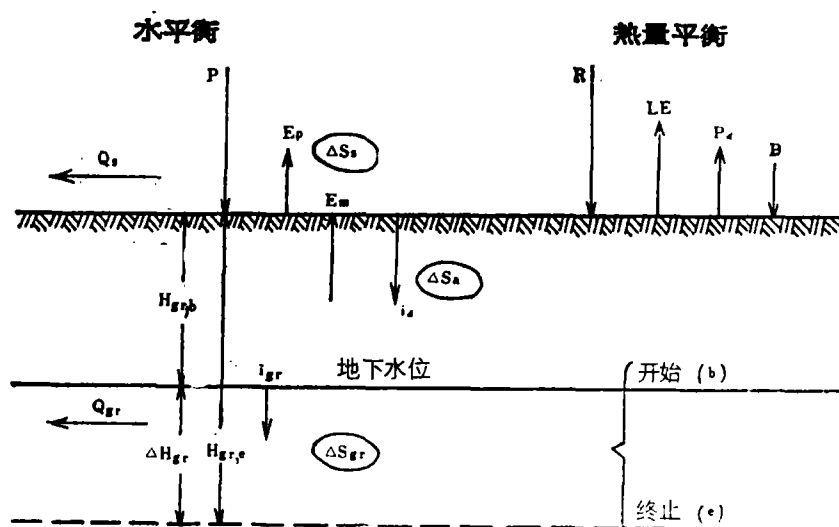
1. 建立在这一复杂过程以及它们各个组成要素及其相互作用的物理实质的正确概念基础上的；

2. 下垫面的热平衡和河川流域水平衡的严格理论方程应包括下垫面的整个活动层和它的各个层；地面、包气带和地下含水层；

3. 增添水平衡要素之间的关系式取决于影响因素——水文气象和下垫面因素；

4. 数学关系模式结构应当建立在形成过程（物理的）研究的结果上，而它的许多参数应当根据可靠的实测资料确定；

河川流域水平衡形成过程原理（物理过程）示意图（参见示意图）可以归纳于下：



河川流域水平衡形成过程原理（物理过程）示意图

考虑云量  $n$  截留的影响后，达到地面的总辐射（直接辐射  $Q_r$  和散射辐射  $q_r$ ）等于  $(Q_r + q_r)_n$ ，一部分以短波辐射方式从地表反射（即反射率）为  $\alpha$ ，以长波有效辐射系数  $I$  从下垫面反射。

辐射平衡  $R$ （千卡/平方厘米）根据公式确定

$$R = (Q_r + q_r)_n (1 - \alpha) - I \quad (1)$$

其消耗基本上取决于现有水分的总蒸发  $LE$ （ $E$ —蒸发量以毫米表示， $L$ —蒸发潜热），大气乱流热交换（ $P_a$ ），土壤热交换（ $B$ ）。

下垫面和近地层的温度和湿度变化与  $R$  在  $LE$ ， $P$  和  $B$  之间的分配是相应的。

在进入河川流域太阳辐射的作用下，降水  $P$  的一部分  $K$  由植被和土壤表面直接蒸发掉（ $E_p = k_p$ ），而降水的其余部分  $(1 - K)p$  则形成地表径流（ $Q_s$ ）和渗透到包气带（ $i_a$ ）。

进入到包气带的水分（ $i_a$ ），一部分由植物蒸腾和土壤蒸发（ $E_M$ ），一部分补充包气带水分储量  $\Delta S$ ，还有一部分（超出最小持水量或毛细管容水量的剩余部分）补给地下水（ $i_{gr}$ ）。如果这种补充量超过地下水流量（ $Q_{gr}$ ），那么，将使其储量增加（ $\Delta S > 0$ ），地下水位埋深则减小（ $\Delta H_{gr} < 0$ ）。

在土壤水分储量由于蒸发消耗而枯竭的情况下，包气带将依靠地下水补给（在  $H_{gr}$  小于毛细管上升高度时），或者最后依靠植物深部根系（特别是树木）来蒸腾。这时地下水储量减小（ $\Delta S_{gr} < 0$ ）并且地下水位埋深则增加（ $\Delta H_{gr} > 0$ ）。

蒸发量  $E$  一方面取决于进入集水面积的太阳热量，而另一方面取决于可供蒸发的水分状况，蒸发是热、水平衡方程的共用项，所以在所探讨的数学模式中，应包括两个方程。

热量平衡方程：

$$R = EL + Pa + B \quad (2)$$

式中:  $R$ —辐射平衡;  $EL$ 、 $Pa$  和  $B$ ——是它的分量为蒸发耗热、空气乱流热交换、土壤热交换〔方程(2)中所有项均用计算时段的千卡/厘米<sup>2</sup>表示例如月〕;  $E$ —蒸发量用毫米表示;  $L$ —蒸发潜热用千卡/厘米<sup>2</sup>, (当测量蒸发量用毫米时) 大约等于 0.06。

水量平衡方程

$$P = E + Q + \Delta S \quad (3)$$

$$\text{式中: } Q = Q_s + Q_{gr} \quad (3a)$$

$$\Delta S = S_e - S_B \quad (3b)$$

$$\Delta S = \Delta S_s + \Delta S_a + \Delta S_{gr} \quad (3)$$

$$\Delta S_s = \Delta S_{sn} + \Delta S_p + \Delta S_{sch} + \Delta S_B \quad (3r)$$

式中:  $P$ —大气降水;  $Q$ 、 $Q_s$ 、 $Q_{gr}$ —总径流量、地表径流量、地下径流量;  $E$ —蒸发(扣除凝结水之后);  $\Delta S$ —计算时段内河川流域水的总储量的变化;  $S_e$ 、 $S_B$ —计算时段末和始时水的储量;  $\Delta S_s$ 、 $\Delta S_a$ 、 $\Delta S_{gr}$ —地表、包气带、地下水各部分储水量的变化;  $\Delta S_{sn}$ 、 $\Delta S_p$ 、 $\Delta S_{sch}$ 、 $\Delta S_B$ —相应地为雪、洼地、河网、湖泊储量的变化。

方程式(3) — (3r) 中所有项均用集水面积上的水深毫米表示。

为了对河川流域不同深度的水分交换进行数学描述, 必须增加下列水平衡方程式。

$$1. \text{表层(土壤表面以上)} P = E_p + Q_s + i_a + \Delta S_s \quad (4)$$

考虑到表面蒸发  $E_p = KP$  ( $K$ —由植物和土壤表面直接蒸发的降水部分), 并且  $Q_s = Q - Q_{gr}$ , 因此, 可以把方程(4)改为下列形式:

$$(1 - K) P = Q - Q_{gr} + i_a + \Delta S_s \quad (4a)$$

2. 包气带

$$i_a = E_M + \Delta S_a + i_{gr} \quad (5)$$

由于通常对土壤湿度变化的观测不是整个包气带(达到地下水位)而仅仅到 100 厘米的深度, 因此, 在对这一层进行实际计算时, 只好利用如下的平衡方程式, 而忽略从 100 厘米到地下水位这一层水分储量的变化, 也就是以  $\Delta M$  代替  $\Delta S_a$  值。

$$i_a = E_M + \Delta M + i_{gr} \quad (5a)$$

在方程(5)和(5a)中的  $E_M$  为土壤总蒸发量;  $\Delta S_a$  和  $\Delta M$  为整个包气带和 100 厘米土层水分储量的变化;  $i_{gr}$  为包气带(或 100 厘米土层)与地下水之间的水分交换量。

3. 地下水层

$$i_{gr} = Q_{gr} + \Delta S_{gr} \quad (6)$$

上述水平衡数学模式的补充关系首先是蒸发对于收入太阳热能的依赖关系, 另一方面为供给蒸发所需的水分;

河流集水面积上的蒸发量应由以下两部分组成:

1. 降水的一部分直接由植物和土壤(土壤最上层几厘米内)表面蒸发  $E_p = KP$ ,  $K$ —由表面蒸发的降水部分;

2. 总蒸发  $E_M$  (即植物蒸腾和土壤蒸发), 其蒸发速度较表面直接蒸发速度小。

根据多尔戈夫(С. И. Доргов 1948年)在温室里(即在没有降水的情况下)对各种土壤温度的植物蒸腾所作的试验研究表明, 当土壤湿度等于最小持水量  $M$  时, 蒸腾量

E 达到蒸发力  $E_0$ ，而当湿度  $M$  减小时，蒸腾则以  $M/M_f$  的比例减小，当达到凋萎湿度时（即有效湿度  $M = 0$ ）蒸腾量为零。

随后，在布达科夫斯基（А. И. Будаговский 1957年）和哈尔琴科（Харченко 1959年）的著作中指出，当考虑了从表面直接蒸发的降水部分时，这一规律性可以推广并用于求总蒸发量。

很显然，土壤水分的蒸发仅能够利用扣除植物和土壤表面直接蒸发消耗  $KP$  外的那部分能量资源（蒸发能力或蒸发力  $E_0$ ）。

$$E_M = (E_0 - KP) \frac{\bar{M}}{M_f} \quad (7)$$

总蒸发量为

$$E = E_P + E_M = KP + (E_0 - KP) \frac{\bar{M}}{M_f} \quad (8)$$

式中  $\bar{M}$ —计算时段内100厘米土层平均有效湿度，大约等于  $\frac{M_n + M_0}{2}$ ， $M_0$  和  $M_n$ —计算时段末、始的土壤湿度。

为了确定公式（7）和（8）包含的蒸发力  $E_0$ ，布德科（М. И. Будыко）提出了道尔顿（Далтон）型的公式，

$$E_0 = \rho D (q_s - q), \quad (9)$$

式中  $\rho = 1.293 \times 10^{-3}$  克/厘米<sup>3</sup>—空气密度；

$D$ —乱流交换积分系数用厘米/秒表示；

$q_s$ —在下垫面温度  $\theta_0$  时的饱和空气比湿（用毫米表示）； $q$ —空气比湿。

把比湿变换为水汽压，置换物理常数并根据布德科的建议取其平均值  $D = 0.63$  厘米/秒，其最终形式为：

$$E_0 = 17.5 (e_s - e) \text{ 毫米/月} \quad (10)$$

$e$  值取决于  $\theta_0$ ，它是根据著名的马格努斯（Магнус）公式确定的。由于下垫面温度包括植被的温度不能直接测量，因此布德科提出了用空气温度  $\theta$  和它的修正项  $\theta_0 - \theta$  的差值所组成的热平衡方程和马格努斯方程联立求解  $e_s$  值。

我们编制了极其简明的图解分析法来解这两个方程，确定  $e_s$  值。根据  $e$  和  $e_s$  的观测值利用公式（10）计算蒸发力  $E_0$  值。

计算蒸发公式（7）和（8）中的参数  $K$  即在一定时段内（月、旬）直接从植物和土壤表面蒸发的降水部分，我们是根据昼夜降水量和相应昼夜的蒸发力的比较确定的。

$$k = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n [P(>E_0) - E_0]}{\sum_{i=1}^N P} \quad (11)$$

在这个公式中  $\sum_{i=1}^N P$  为  $N$  天时段内降水量总和， $\sum_{i=1}^n [P(>E_0) - E_0]$ ——在  $P > E_0$  的  $n$  天内降水  $P$  超过蒸发力  $E_0$  的总和。这部分降水形成地表径流和渗透： $Q_s + i_a$  [地表层平衡项—见公式（4）]。

根据瓦尔代（Валдай）水文实验站，杜布罗夫水文气象站、卡涅诺斯契普（Ка-

меностеп)和普里切斯扬 (Придеснян) 水量平衡站的资料研究指出, 系数K 与计算时段的降水量P关系相当密切。当P值很小 (小于10—15毫米) 时,  $K = 1$ , 当P增加时K值减小开始很快, 然后比较缓慢, 当 $P \approx 100$ 毫米时, K值达到0.25~0.30。当P进一步增加时, K值实际上不再变化。

利用 $K = f(P)$ 曲线, 尽管它的精度有某些降低, 但却很容易确定参数K。

在缺乏土壤水分储量M及其变化 $\Delta M = M_e - M_B$ 的资料或者资料不可靠的情况下, 这些数值可以同计算土壤蒸发 $E_M$ 同时计算。

融雪结束后, 第一个月开始时初值M等于最小有效持水量 $M_f$ 。而第一个月末水分储量根据如下公式确定。由水平衡方程 (3) 和计算土壤蒸发公式 (8) 联立求解得到:

$$M_e = \frac{1}{1+a} [M_B (1-a) + (1-K) P - Q - \Delta S_s - \Delta S_{gr}] \quad (12)$$

式中  $a = \frac{E_o - KP}{2 M_f}$

其次当取 $M_B = M_f$ 并按公式 (12) 确定 $M_e$ 值时, 第一时段 (月、旬) 内的蒸发可按公式 (8) 计算。

根据公式 (12) 计算出第一时段的水分储量 $M_e$ 值作为第二时段开始的水分储量, 以此类推。

冬季雪的蒸发量可根据库兹明 (П.П.Кузьмин) 公式计算。

地下水层水平衡计算可根据公式 (6) 利用地下径流量 $Q_{gr}$ 与其埋深 $H_{gr}$ 关系求得。关系曲线 $Q_{gr} = f(H_{gr})$ 为抛物线, 其参数可以根据低水位时期径流资料和相应地集水面积上 $H_{gr}$ 的平均值或者按照沃尔佛佐 (И.Б.Вольфцун) 和克列斯托夫斯基 (О.К.рестовский) 等的建议确定。

方程 (6) 中 $\Delta S_{gr}$ 值, 是计算时段内地下水动态储量的变化下公式确定:

$$\Delta S_{gr} = -\mu \Delta H_{gr} \quad (13)$$

$\mu$ 表示当地下水位下降 ( $\Delta H_{gr} > 0$ ) 时的给水系数, 或者当水位上升 ( $\Delta H_{gr} < 0$ ) 时, 饱和系数 $\mu'$ , 它取决于土壤水分物理特性。系数 $\mu$ 和 $\mu'$ 的确定方法在所提到的作品中已有说明。

在个别情况下, 当与包气带没有水分交换时,  $\Delta H_{gr} > 0$  和  $Q_{gr} = -\Delta S_{gr}$  (6a)

上述数学模式只适用于闭合集水断面地下径流完全排出的情况。当地下径流不完全排出时, 方程 (3) 和 (6) 应当增加补充项。即要增加计算向深部含水层渗透量 $i_{nd}$ 和未排出的径流量 $Q_{nd}$ 。后者的数值应根据该地区许多流域上的河川径流与流域面积 (或侵蚀深度) 的关系进行计算。因为由地下更深含水层逐年逐月的补给量是稳定的。所以对自然地理条件基本相同的地区的许多流域实际上可采用一个常数。

对于包含不同地形条件的流域, 水平衡各分量以及上述关系式中所引入的参数, 应当考虑每一种地形条件对下垫面因素的影响, 分别来确定。然后, 根据每一种地形条件所占流域面积的比重取其均值。

为了尽可能地获得年的地区综合平衡计算成果, 必须对总的方程 (3) 以及方程 (4) — (6) 中平衡要素根据地带分配的误差进行平差, 在论文 [3] 中已有叙述。今后必须依靠各种比较精确的确定平衡要素的补充计算提高其精度。

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、 $\gamma$ 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

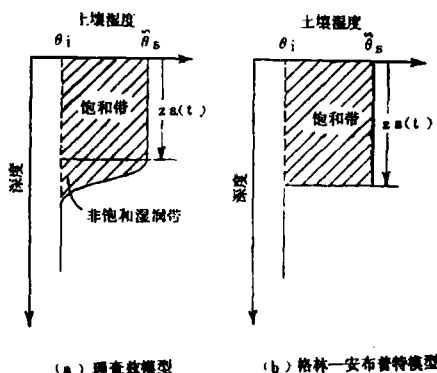


图1 表面水深不为零的入渗  
期间土壤湿度纵剖面图

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:

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

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;  $\tilde{\theta}_s$ —残余空气饱和状况下的土壤体积含水量;  $\theta$ —均匀的初始土壤体积含水量;  $F$ —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