

# 苏联水平衡研究

汪秉仁

一、水平衡研究的意义与作用 水平衡能够定量的揭示和反映自然界水分循环的规律和气候因素与下垫面相互作用的结果。它同热量平衡一起,是研究流域水文气象规律的物理基础。也是科学地评价水资源的理论依据和基本的计算方法。

水平衡要素资料及研究成果正利用于下列方面:

- 1、拟订水量平衡,全面地评价水资源与人类经济活动对水资源和水循环的影响;
- 2、制作径流计算和预报方法;
- 3、进行农业气象和农田灌溉预报;
- 4、建立水量平衡和河川径流形成的数学模式。

二、苏联水量平衡研究范围与时段 近几十年来,苏联对水平衡作了广泛的研究。就研究的范围而言,有世界水平衡;北半球自然带水平衡,洲、国家水平衡;大、中、小流域水平衡;区域、地段水平衡。就地貌条件论,有山区水平衡与平原区水平衡;就水体而言,有海洋、河川、湖泊、沼泽、冰川等不同水体水平衡。以时段长短,有多年平均状态的年水平衡(日历年和水文年),年内(汛期、非汛期、季、月、旬、日乃至瞬时)水平衡。水平衡方程组成要素,结构特点,因面积大小,时段长短,水体而不同。水平衡的研究方法(水平衡法、水热平衡法,经验公式法、器测法)各具特色。为了应用方便起见,现将其系统分类整理。

1、弗·叶·沃多格列茨基,奥·伊·克列斯托夫斯基,根据所研究的面积大小、复杂程度,确定集水区个别地段与农耕地、水库和湖泊各种不同的水量平衡关系。

任时段内集水区完整的水量平衡方程为 $X + K + \beta + \eta = Y + E + \gamma + \epsilon + \Delta X_a + \Delta X_a' + \Delta X_a'' + \Delta V_p + \Delta V_{noH} + \Delta W + \Delta U$ 。式中:  $X$ ——集水区的降水量。 $\beta = \beta_n + \beta_r$ ——从相临集水区流入该集水区的地表径流量 $\beta_n$ ,其中包括用于农业的调水量,以及经地下含水层进入该流域的地下水量 $\beta_r$ 。 $K$ ——集水区的水气凝结量。 $\eta$ ——进入集水区或河道的《回归水》。

$Y = Y_n + Y_r$ ——由集水区排入地表河网 $Y_n$ 和地下河网 $Y_r$ 的总径流量,  $E$ ——集水区表面总蒸发量。 $\gamma$ ——河流和集水区供给的引水量。 $\epsilon$ ——由集水区流出的地下径流量。 $\Delta X_a$ ——土壤表面雪盖、冰壳储水量的总变量。 $\Delta X_a'$ ——湖泊、池塘和水库储水量的变量。 $\Delta X_a''$ ——沼泽地和沼泽化地段中冰、水储量的变量。 $\Delta V_p$ ——河槽和沟洫河网中储水量的变量。 $\Delta V_{noH}$ ——地表洼地储水量的变量。 $\Delta W = \Delta W_1 + \Delta W_2$ ——整个土壤层及包气带厚度层储水量的变量,其中 $\Delta W_1$ ——上部最活跃层, $\Delta W_2$ ——土壤下伏层。 $\Delta U = \Delta U_1 + \Delta U_2$ ——整个含水层地下水储水量的总变量,其中 $\Delta U_1$ ——上部含水层, $\Delta U_2$ ——下伏含水层。

根据所研究自然地理区的地表性质、水文地质结构和其它特征,以及经济用水量 and 用水方式的差异,水量平衡方程中某些要素可以舍去使方程形式简化。例如当流域闭合时,没有池塘、湖泊和沼泽,水汽凝结量极小,水量平衡方程形式为:

$$X = Y + E + \Delta X_a + \Delta V_p + V_{noH} + \Delta W + \Delta U$$

在年内枯水季节,  $\Delta X_a$ 、 $\Delta V_p$  和  $\Delta V_{noH}$

等要素均可略而不计，其方程为：

$$X = Y + E + \Delta W + \Delta U。$$

对于个别不存在河床的集水区地段——坡地或农田（不灌也不排），方程为：

$$X + K = Y_n + \Delta Y_r + E + \Delta X_s + \Delta V_{non} + \Delta W + \Delta U。$$

式中： $\Delta Y_r$ ——地下水流出量与流入量之差。

对于地下水埋藏较深（10米以上）且不参与上层包气带水循环的地段（田间）其方程为：

$$X + K = Y_n + E + \Delta X_s + \Delta V_{non} + \Delta W_i + i$$

式中：i——从上部包气带渗入土层下部的的水量。

年内干热季或在热带、亚热带地段水量平衡方程为：

$$X = Y_n + E + \Delta W_i。$$

在不产生地表径流情况下方程简化为：

$$E = X + \Delta W_i + Y_i。$$

式中： $Y_i$ ——透过整个土体渗漏量。

应当指出，相对多年平均的年水量平衡方程中所有以 $\Delta$ 表示水分储量变化的要素将成为零。计算经验表明，在计算10~15年时间年水量平衡值均值，其任一形式水分储变化都是极小的约1~3毫米，但相对季节周期，水分储量变化的多年均值趋于一个常量。这是我们选择水量平衡方程、取舍某些要素项时应留意的问题。

对于具有一定水面面积的水库、活水湖泊的水量平衡方程的一般形式为：

$$V_{np} + V_{onp} + V_{oc} + V_{rp} + V_{np, \lambda o} + V_{nca} = V_{CT} + V_{B_1} + V_n + V_{\phi} + V'_{ca} + \Delta V_{o, \lambda} + \Delta V_p + \Delta V_{non, \lambda}。$$

式中水量以立方米表示，

$V_{np}$ ——主要河流入水库流量； $V_{onp}$ ——小溪和水库坡面的侧向流入量； $V_{oc}$ ——水面落水量； $V_{rp}$ ——库底进入水库的地下水水量； $V_{np, \lambda o}$ ——被经济利用的水库来水； $V_{nca}$ ——库岸冰雪覆盖水容量； $V_{CT}$ ——建筑物渗漏径流； $V_{B_1}$ ——用于经济的

水库引水； $V_n$ ——水生植物占面积、沿岸被淹没及变干面积库面蒸发耗水； $V_{\phi}$ ——经过船闸和沟床渗漏到水库集水区以外的水量； $V'_{ca}$ ——水库水量耗减时沿岸冰雪水量； $\Delta V_{o, \lambda}$ ——水库储水量变化； $\Delta V_p$ ——主要河流的河槽和河口段漫滩地储水量变化； $\Delta V_{non, \lambda}$ ——水库库底和沿岸土体中地下水储量变化。

对于苏联的夏季内陆湖泊在没有经济需水的条件下，其方程简化为：

$$V_{np} + V_{onp} + V_{oc} + V_{rp} = V_n + \Delta V_{o, \lambda} + \Delta V_p + \Delta V_{non, \lambda}。$$

相对以年为时段的多年平均情况，方程将变成最简单的形式，即流入湖泊的总水量等于总蒸发量。

对于闭合流域，以年为时段的多年平均水量平衡方程系由三部分构成，降水等于径流和蒸发。

对于陆地水量平衡方程为：

$$Z_c = X_c - Y；$$

对于海洋水量平衡方程为：

$$Z_s = X_s + Y；$$

对全球水量平衡方程为： $Z = X。$

2、B.Г.安德列亚诺夫，以水热平衡理论为指导，根据观测站水热平衡基本要素，对于苏联不同自然地理带，单一自然地理条件的小流域年内短时段（月、旬）水量平衡进行了研究。

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、土壤和地下水储量变化是相互作用相互关联的复杂的自动调节的过程。

辐射平衡（千卡/平方厘米）公式：

$$R = (Q_i + q_i) n (1 - \alpha) - I$$

式中： $n$ ——云量截留影响； $Q_i$ ——直接辐射； $q_i$ ——散射辐射； $(Q_i + q_i) n$ ——达到地面的总辐射量； $\alpha$ ——短波辐射的地表反射率； $I$ ——长波有效辐射反射系数；

其消耗基本上取决于现有水分的总蒸发

LE (E—蒸发量以毫升计, L—蒸发替热), 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之间的分配是相适应的。

蒸发量是水热平衡方程的共用项, 它一方面取决于进入集水区的太阳热量, 另一方面取决于可供蒸发的水分状况。因此, 在探讨水量平衡的数学模式时, 应包括两个方面的方程。一个

热量平衡方程:  $R = EL + P_a + B$

水量平衡方程:  $P = E + Q + \Delta S$

式中:  $Q = Q_s + Q_{gr}$ ;  $\Delta S = S_s - S_{s0}$   
 $= \Delta S_s + \Delta S_a + \Delta S_{gr}$ ;  $\Delta S_s = \Delta S_{sn} + \Delta S_p + \Delta S_{cn} + \Delta S_{rn}$ ; 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——蒸发量 (扣除凝结水之后);

$\Delta S$ ——计算时段内流域水总储量的变化;  $S_s$ 、 $S_{s0}$ ——计算时段末、始时的水储量;  
 $\Delta S_s$ 、 $\Delta S_a$ 、 $\Delta S_{gr}$ ——地表、包气带、地下水储量的变量;  $\Delta S_{sn}$ 、 $\Delta S_p$ 、 $\Delta S_{cn}$ 、 $\Delta S_{rn}$ ——相应为雪、洼地、河网、湖泊储量的变量。

为了对河川流域不同深度 (表层、包气带和地下水层) 的水分交换进行数学描述, 增加了下列水平衡方程。

(1) 表层 (土壤表面)

$P = E_p + Q_s + i_a + \Delta S_s$ 。

式中  $E_p = KP$ , K为由植物表面和土壤表面直接蒸发的降水部分;  $Q_s = Q - Q_{gr}$ , 其方程即改为:  $(1 - K)P = Q - Q_{gr} + i_a + \Delta S_s$ 。

(2) 包气带  $i_a = E_m + \Delta M + i_{gr}$ 。

由于土壤湿度观测不是整个包气带而是100厘米深度以上的土层, 当忽略100厘米到地下水位土层水分储量变化时, 即以 $\Delta M$ 代替 $\Delta S_a$ 。即

$i_a = E_m + \Delta M + i_{gr}$ 。

式中:  $E_m$ ——土壤总蒸发量;  $i_{gr}$  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:  $i_{gr} = Q_{gr} + \Delta S_{gr}$ 。

河川流域上蒸发量由 $E_p = KP$ 和 $E_m$ 两部分组成。根据试验和推导获得计算的方法:

$E_m = (E_0 - KP) \bar{M} / M_r$

总蒸发量  $E = E_p + E_m$

$= KP + (E_0 - KP) \frac{\bar{M}}{M_r}$

式中:  $\bar{M}$ ——计算时段内100厘米土层平均有效湿度, 大约等于  $\frac{M_n + M_e}{2}$ ,  $M_n$ 、

$M_e$  为计算时段始末的土壤湿度;

蒸发力  $E_0 = \rho D (q_s + q)$

式中  $\rho = 1.293 \times 10^{-3}$  克/厘米<sup>3</sup>——空气密度;  $D$ ——乱流交换积分系数以厘米/秒表示;  $q_s$ ——在下垫面温度 $Q_s$ 时的饱和空气比湿以毫米表示;  $q$ ——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  $E_0 = 17.5 (e_s - e)$  毫米/月,  $e$  值取决于 $Q_s$ , 根据马格努斯公式确定。由于下垫面植被的温度不能直接测定, 因此, 布德科提出了用空气温度和它的修正项 $Q_s - 9$ 的差值所组成的热平衡方程和马格努斯方程联立求 $e_s$ 值。作者编制了极其简明的图解分析法, 来解上述两个联立方程而确定 $e_s$ 。根据观测值 $e$ 和 $e_s$ 即求得 $E_0$ 。然后用利 $E_0$ 求

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

式中  $\sum_{i=1}^N P$ ——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 (形成地表径流和渗透)。

根试验K与P关系相当密切。制作了K

= f(p) 曲线。由 P 很容易确定 K 值。

地下水层水平衡计算可根据  $Q_{gr} = f_{(H_{gr})}$  关系曲线求得。式中  $\Delta S_{gr}$  值用计算时段内地下水动态储量变化公式确定,  $\Delta S_{gr} = -\mu \Delta H_{gr}$ ,  $\mu$  ——给水系数。

对于包含不同地形条件的流域, 水平衡各分量以及关系式中的参数应考虑每一种地形条件下垫面因素的影响, 分别加以确定。然后根据每一种地形条件所占面积比重取其均值。

3、德列尹耶尔, 契尔诺卡耶夫, 根据水量平衡要素图并选择了1400多个流域的资料, 揭示了北半球水量平衡形成的一般地带规律性及其水平衡结构特点。

作者根据水量平衡解析图, 确定水平衡系数之间的关系:

$$K_R = \frac{R}{P} \quad \text{——总河川径流系数;}$$

$$\varphi_u = \frac{U}{R} \quad \text{——地下与地表径流比率系数;}$$

$$K_u = \frac{W}{P} \quad \text{——区域土壤水总收入量系数;}$$

$$K_E = \frac{E}{W} \quad \text{——蒸发系数, 它表示区域土壤水总收入量消耗于蒸发和以地下水形式补给河流的比率。}$$

式中: P——大气降水; R——河川径流。U——地下径流; W——区域土壤水总收入量; E——区域蒸发量。

根据示意图(略)上上述系数之间的位置关系(总河川径流和蒸发), 直线 AC 和曲线 ABC 限定了这些系数相互关系的范围。直线 AC 反映方程  $K_R = 1 - K_E$ , 当不产生地表径流和仅依靠地下水补给河流时, 例如在可溶性的石灰岩地区, 有巨大的岩块和裸露的喀斯特, 这时  $U = R$ 。曲线 AABC, 反映降落到流域上降水渗透性不良的情况——地下径流进入河流水量极小以至趋近于零。

由李沃维奇方程得到:

$$K_R = 1 - K_E K_W$$

$$K_R = \frac{1 - K_E \varphi}{1 - K_E (1 - \varphi_u)}$$

借助于区域土壤水总收入量系数和径流比率系数分析研究了该区间。根据相应大陆流域的实验资料, 在示意图上, 可以区分出自然地带的界线。1 区代表干旱区水平衡结构的可能方案: 沙漠、半沙漠、干旱草原和热带草原; 2 区代表湿润区包括湿润热带草原地带和森林草原、温带、亚热带和热带混交阔叶林; 3 区代表湿润地区: 热带雨林, 热带季风和沿海森林常湿润林; 4 区代表低热量辐射平衡的冻土带和高山地区。

4、Г. Я. 卡拉琴柯, Г. М. 尼古拉也娃利用热带气象站网的资料, 对热带水量平衡进行了研究。揭示了区域水同整个自然地理景观的依赖关系包括气候、水文地质结构、地形、土壤和植被。苏联科学院地理研究所制作了水平衡评价的方程系统和最完全的水资源结构图。它反映了水、土壤和大气之间的相互关系。

为了弥补资料的不足, 采用了外推法, 根据研究区域资料对没作研究的地区进行外推。即查明总的河川径流及其地表径流或者区域水总收入量与降水的关系。这种关系不同于普通的地域性的降水径流关系。他们是考虑了径流形成的地带性条件绘制的。由于在同一自然带, 其综合景观也不是完全一致的。李沃维奇为了探索区域规律, 他研究了苏联和国外一些区域的水量平衡。在研究世界水平衡区域规律时, 对各地区区域性特性作了一定的概括。从而简化了重复出现于各个大陆的特点。

5、Г. П. 列夫切科对灌溉回归水作了研究, 分析了回归水形成的条件, 提出了根据水量平衡方程确定回归水的方法。

灌溉回归表面径流的计算, 与河川径流的水文测验法是相同的, 容易的。地下回归水的确定是比较复杂、困难的。这也是我国水平衡研究较薄弱领域。

在本著作中提出了估算这个成分的方法。根据总的水平衡方程和含水层水平衡方程解决，可分为两种情况（灌溉前和灌溉时的），其形式为：

$$\text{灌区: } X + M + Z_0 + Y_{nr} - Y_r + Y_{nn} - Y_n - E - M_{e6} + \Delta U = 0$$

$$\text{灌前: } X' + Y_{nn}' + Y_{nr}' - Y_r' - Y_n' - E + \Delta U' = 0$$

式中：X——大气降水；M——灌溉水量；Z<sub>0</sub>——干支渠道渗透量；Y<sub>nr</sub>、Y<sub>nn</sub>、Y<sub>r</sub>、Y<sub>n</sub>——分别为由灌溉农田或灌区和周围流入和流出的地下、地表水量；E——灌溉农田和没有灌溉地区的总蒸发量；M<sub>e6</sub>——排放的灌溉余水；ΔU——地面积水；ΔW——地下包气带和ΔU<sub>r</sub>地下水储量变量。在没有灌溉情况下，表示相同农田（地区周围）水量平衡要素的特征。

当有灌溉Y<sub>r</sub>和缺乏Y<sub>r</sub>'的情况下，利用这些方程可以计算农田灌溉地区和灌区周围的地下径流。很明显，在恒等的情况下，特别是在研究时期内主要气候因素没有变化时，对于这些方程，Y<sub>r</sub>和Y<sub>r</sub>'之差乃是灌溉地下径流量。并记为：

$$B_r = Y_r - Y_r' = (X + X') + (Y_{nn} - Y_{nn}') + (Y_n - Y_n') + (Y_{nr} - Y_{nr}') + (E' - E) + (\Delta U - \Delta U') + Q - M_{e6}$$

式中：Q = M + Z<sub>0</sub>——渠首引水量，回归水（B<sub>e</sub>）总量等于：B<sub>e</sub> = Y<sub>r</sub> - Y<sub>r</sub>' + M<sub>e6</sub> = (X - X') + (Y<sub>nn</sub> - Y<sub>nn</sub>') + (Y<sub>n</sub> - Y<sub>n</sub>') + (Y<sub>nr</sub> - Y<sub>nr</sub>') + (E' - E) + (ΔU - ΔU') + Q。

上式简化为差形式：

$$B_r = \Delta X + \Delta Y_{nn} - \Delta Y_n + \Delta Y_{nr} - \Delta E + \Delta U + Q + M_{e6}$$

$$B_e = \Delta X + \Delta Y_{nn} - \Delta Y_n + \Delta Y_{nr} - \Delta E + \Delta U + Q$$

估算灌区地下径流量形式：

$$B_r = Y_r - Y_r' = (\Delta U_{rp} - \Delta U_{r'p}) + (Y_{nr} - Y_{nr}') + K' + K + (J - J')$$

没有灌溉区域含水层方程计算方法为 -ΔU<sub>r'p</sub> = Y<sub>nr</sub> - Y<sub>r</sub>' - K' + J'。

对于灌溉区域同一含水层方程为

$$-\Delta U_{rp} = Y_{nr} - K + J$$

K - K'和J - J'之差相应地用ΔK和ΔJ表示。

将上式改为：

$$B_r = (\Delta U_{rp} - \Delta U_{r'p}) + \Delta Y_{nr} - \Delta K + \Delta J$$

式中：K、K'——相应于灌区和非灌区包气带地下水流量。J、J'为灌区和非灌区由于大气降水和灌溉水渗透所形成的地下水的补充储量。