

中国科学院治沙队第一次学术报告会文件

沙漠地区水分总均衡各要素的测定

叶文华 朱成洪(中国科学院地理研究所)

王伟康 (甘肃省水利厅勘测设计院)

沙漠地区水分总均衡各要素的测定。

固定和利用沙漠，根本性的办法是植林。包括灌木种草等生物固沙措施。但是林草需要水分，而沙漠地区一般雨量少，多赖地下潜水补给。它们二者的关系不仅影响到植林种草的成活，适当密度，在治沙实践上有重大意义，对于研究干旱地区水分均衡理论上也是重要的一环。

在沙漠地区研究水分总的均衡，可应用各种不同的方程式，考虑到治沙总的方针，并结合地区的具体自然条件，此中以卡明斯基——列别捷夫的潜水均衡方程式较为全面。公式如下：

$$\frac{\Delta H}{\Delta t} = N + V + Z_k - \frac{y_n + Q_1 - Q_2 + y_k - y_B + D_1 + D_2}{10 W}$$

式中

ΔH 給水度

Δt 在 Δt 時間內(一昼夜)潛水水位的变化

N 降水量

V 总蒸发量

Z_k 凝結量

y_n 向田地中的灌溉水量

Q_1, Q_2 該区单位体积内地表水的流进及流出

y_B 地下水的涌出量

D_1, D_2 在地表及充气带中水儲量的增減

W 平衡区的面积

y_k 灌溉渗入量

1500-1503
15/6/0/03 ~1~

以下將均衡各要素的測定方法提出討論。

凝結測定方法

沙漠地區空氣濕度小，且空氣經常都處於有風擾動，不穩定狀態，因而凝結的條件差，為量不會很多。而由潛水補給充氣帶的水分凝結量可能較多。

對於充氣帶中水氣凝結的測定方法，到現在為止，還沒有令人滿意的方法，現提出幾種討論。

一挖一淺井，在井壁上離地表不同的各層深度處打水平鉆孔。放置原狀土樣的深度從地表算起為0.15, 0.30, 0.50, 1.50, 2.0公尺。將包在金屬網中的岩石的樣品放入這些水平鉆孔中，按時用工業天秤稱重得出凝結量。對在相應深度的土的濕度同時進行觀測。為此將土壤溫度計放進井壁上特別打的孔穴中，這些孔穴與放原狀土樣的水平鉆孔打在同樣的高度上。井壁要用礮青敷塗以便隔熱。

二用蒸發計測定凝結水，在無降水的影響，土樣重量的增加說明其聚集凝結的水分。

三土樣置於大漏斗內，凝結水滲透往下流入承接口內，量得其凝結量。

四在丘間低地可借助於地中滲透計很容易測得埋藏不深的潛水表面的凝結作用。地中滲透計安置在與地面相平的地方，為了使地中滲透計與降水隔絕，在儀器上加一玻璃罩。在白晝和地表溫度與地下深處溫度相差很大的炎熱天氣下，凝結作用最明顯。

充氣帶水分測定方法：

目前國內採用新技术新方法測定充氣帶水分還很少，還是採用土鉅取土烘干的笨方法；同時這種方法還不能確定充氣帶中的水分移動速度和補給植物等關係。現國內有一種儀器，為二千分之一天秤，土樣放在稱的一端用紅外線照射兩三分鐘後，水分逸去，減少的重量便為土壤含水量，但這種方法仍不能解放移動和補給植物等關係。

研究充气带水分还需测定容重、比重、孔隙度、最大吸着量、最大分子持水量、毛细管上升作用、渗透系数和粒度成分等。这些去年已测定，测定方法不再赘述。

沙漠地区雨量稀少，地下水就成为当地的主要水源。地下水依靠毛细管作用的上移动的高度、速度和水量究竟是怎样？能否补给沙丘多少水分？这是很重要的问题。根据去年测定得出了经验公式。时间(t)和上升速度(V)之间存在着双曲线关系，经在双对数坐标上直线化后，求得如下经验公式：

$$V = 3.43/t^{0.52} \quad (\text{适用于 不超过 } 100 \text{ 分})$$

$$V = 4.03/t^{0.34} \quad (\text{适用于 大于 } 100 \text{ 分})$$

毛管上升高度(h_c)根据茹林公式，两者之间存在着如下关系：

$$h_c = 0.15/V$$

但平均有效孔径($2r$)难于直接求出，它是随沙粒的有效直径(D_{10})和孔隙比(e)的增加而增加。因此毛细管上升高度和沙粒的有效直径及孔隙比之间存在着如下的关系：

$$h_c \propto \frac{1}{e D_{10}}$$

$$h_c = \frac{K}{e D_{10}}$$

现晓得 $D_{10} = 0.07 \text{ 毫米}$

$$e_1 = 0.42 \quad e = \frac{e_1}{1 - e_1} = 0.725$$

$$\therefore h_c = 47 \text{ 厘米}$$

将上述各值代入则 $K = h_c e D_{10} = 67 \times 0.07 \times 0.725 = 0.238$

沙丘上沙层的水分移动形式和速度的测定可在沙层下部埋进盐分，定期在埋盐上部按一定深度测定含盐量，若盐量增加，则说明下部的盐分通过毛细管或薄膜水液态带上来的；若含盐量不变但各层水分有变化，则说明沙层内水分是以汽态运动形式。薄膜水移动根据定期测定盐分变化可确定其速度。汽态水移动速度的测定尚未解决。测定充气带水分移动需进行对潜水水温土孔隙中和大气圈土壤上部的水汽张力等进行观测。将测定充气带温度的结果制成等温线图，它们能很明显地说明充

气带中水分上升和下降的移动条件，並揭露了这种移动的原因。

充气带与大气水分交替可根据下列平衡方程式求得：

$$P \Delta H + C_2 - C_1 = (W_a + \frac{\partial q}{\partial x}) \Delta t$$

式中 P ——潜水水位变化带中土的孔隙度

ΔH ——已知的观测期间 内的潜水水位变化

C_1 ——在观测开始时充气带中从地表到潜水面水分储量

C_2 ——在观测结束时充气带中从地表到潜水面水分储量

W_a ——充气带与大气的水分交替值

$\frac{\partial q}{\partial x}$ ——地段中单位面积内潜水流流入流出之间的差数。

知道 W_a 的值是有很大的实际意义的。当此值为正值时，它就表示土壤表面的总蒸发量（包括植物的蒸腾），而如果该值为正的，则表示大气圈水分及灌溉区中藏水下渗补给充气带总量。有了关于充气带与大气的水分交替的资料，我们就可以得到按植物生长期所必需的模式来进行人工调节土壤或土的湿度的根据。

近来有不少介绍国外应用新技术研究土壤水分。近年来，同位素在科学的各个领域广泛应用以后，对研究土壤水分开辟了新途径。土壤通报 1959 年第二期朱锡健同志介绍了国外研究土壤水分的新途径，现简介如下：

1. 应用射线穿透性的原理研究土壤水分的含量。
2. 应用放射性同位素 I^{131} 研究土壤水分的运动。
3. 应用重水研究植物对土壤水分的要求。

蒸发测定方法

蒸发有各种类型，有水面蒸发、土壤蒸发、潜水蒸发以及由于植物的蒸腾。潜水蒸发多半导致充气带水分的积聚，而其它的蒸发则增加大气中的水分。

(一)水面蒸发

虽然对水面蒸发的研究已有很久的历史，但至今还没有一种通用的、令人满意的研究方法和适宜的观察仪器。现提出几种讨论：

一、蒸发皿：一般气象站上使用的蒸发皿，直径20~80公分，每日定时记录其消耗水分，求得蒸发量。但因这种蒸发皿的受热面大，测得的结果是偏大的（直径愈小影响愈明显）。

二、蒸发池：原理和蒸发皿一样，但为了取接近自然情况下的蒸发数值，把水池面积扩大到由20~100平方米，深度在1.4~1.45米，底铺20~25公分沙砾层，池边高出地面15公分。

三、应用公式计算：如由H.L. 潘孟(Panman)所提出的由计算辐射平衡和空气干燥力求求水面蒸发的方法。这个方法只须要四项标准的气象观察值（日照时间、平均气温、平均湿度和平均风速）就可计算出每昼夜的平均蒸发量。公式如下：

$$E_0 = \frac{0.5E_a + \Delta H}{0.5 + \Delta}$$

式中 E_0 —— 每昼夜的蒸发量

E_a —— 空气干燥力，由水汽张力饱和差及风速求得

Δ —— 水冷张力与温度关系曲线的斜率

H —— 消耗于蒸发和加热的能力，由热量平衡法来求得。

至于要取得流动水面的蒸发值，现今还没有这一类的仪器，只有在河道及灌溉中安装浮动蒸发计，使蒸发计和周围的自然条件及气象因子趋于一致。但要指出，即使这样，蒸发计内的水面仍然是静止的，因此得出的数据也只是接近而已。

另外，应用波利亚科夫(С.В. ПОЛЯКОВ)提出的方程式，可计算河道或灌溉流域的月总蒸发量。其式如下：

$$V = at^2 + bt^n + N(1 + \gamma)$$

式中 V —— 该时期内的蒸发量

Z —— 土壤上层厚度为一米的湿度，以公厘計

t —— 空气的月平均溫度，

N —— 整个时期的降水量

γ —— 逕流系数

a —— 参数。

(二) 土壤蒸发

水平衡的組成要素中，地面蒸发量（土壤蒸发和植物蒸腾）的精度最低，並且在水文計算中，往往也是根据計算水平衡方程式中其它各項要素的差量来确定。因为地面蒸发的过程非常复杂，变动又大，且决定于大量变动的因素及其相互間的組合。除天气条件外，还决定于土壤的水文物理性质。地下水水位、植物特征及其它許多原因。测定土壤蒸发的方法很多有直接的和間接的测定方法：

一根据反应出土壤蒸发与气象因子的关系的公式計算的方法；

二根据土壤湿度观测或根据空气湿度观测的資料来計算蒸发（間接法）

三用土壤蒸发器直接进行蒸发观测；

計算蒸发的各个公式都是根据已知的蒸发与主要气象因子（空气溫度、空气湿度、风力）相互間的关系制定的。由上述关系所得出的經驗公式只是計算出蒸发度，而不是实际蒸发量。

計算蒸发最简单的公式是 $\Gamma. M$ 謝良尼諾夫的公式

$$Q = \frac{\sum t}{10}$$

式中 Q —— 蒸发能力

$\sum t$ —— 活动积溫，即 10°C 以上气温的积溫。

間接测定土壤蒸发的方法有梯度法及根据对流交换层次規律制定的

A. A 史柯瓦 楚夫方法。

梯度法测定土壤蒸发的实质是計算单位時間內单位表面上的水气垂直流动，这种水汽垂直流动量相当于单位土壤表面的蒸发量，为了用梯度法

測定蒸发，必須有活动面上 0.5 米及 2.0 米高处的气温及空气湿度的观测資料和 1 米高处的风速資料。这些資料是为計算近地面空气中水汽垂直通量所必須的。

決定水汽通量的計算公式如下：

$$E = K_1 \frac{A}{T_1}$$

式中

E 水汽通量值 (克/厘米秒)

K_1 代表垂直交換強度为 1 米高处的乱流系数

$\frac{A}{T_1}$ 近地层绝对湿度的梯度

A. A. 史柯瓦 諾夫研究确定，在自然界里无风的天气条件下，发展着四个层次：(1)土壤层——厚度以毫米計算；(2)貼地面层——厚度为 3~4 厘米，該层次交換持續時間約 1 秒鐘；(3)近地面低气层——厚度为 2~3 米，层次交換持續時間为 40 秒；(4)近地面高气层——厚度約为 100 米，层次交換持續時間需要 3~5 分钟。由于气团增热强度不同，风速不同及其它原因，厚度也隨着变化。

在层次的破坏和恢复过程中，空气湿度的二次变化是各层次每次交換的特征：一次是水汽聚集阶段湿度的增大，这是因为地面蒸发的原因，另一次是在层次交換时空气湿度的降低。与蒸发强度有关的近地面低气层交換強度可以通过安置在 0.5 米高度上的通风干湿表上湿球溫度表的水銀柱变化的观测測定出来，水銀柱二次变化所消耗的时间將等于层次交換的时间間隔。根据近地面空气层层次对流交換的理論用下面公式來計算蒸发速度

$$V = 11 (0.28 Q_{200} + 0.52 Q_{150} + 0.52 Q_{100} + 0.37 Q_{50} + 0.20 Q_{50} + 0.10 Q_{10} + 0.03 Q_0 + 2 Q_{200})$$

式中

V ——蒸发速度

11 —— 0.5 米高度上的湿球溫度表上水銀柱变化的数值，即地面低气层交換的时间間隔。

Q——空气绝对湿度的平均值

因土壤蒸发器直接来测定蒸发量，即测定土样在一定时间内重量的变化，目前应用的有很多种；如波波夫的土壤蒸发器——渗透器、500土壤蒸发器，以及根据流淬静力学原理来称量浮在水槽里的整段土样重量的水压土壤蒸发器，已有许多书刊介绍，这里不再叙述。

目前在苏联已有利用放射性物质（放射性铯）来测定蒸发量的方法。

（三）潜水蒸发

潜水蒸发量通常用地中渗透仪来测定。

一种为潜水位保持一定的克雷洛夫地中渗透仪，测定潜水在不同深度时的蒸发量，最好按几何级数增加，如0.5米、1米、1.5米至5~6米或更深（结合各地具体情况至潜水位深度），每日定时（2或3次）由试坑中的马利奥特瓶测出不同深度的潜水蒸发值。积累资料后，并可求得埋深与蒸发二者关系画出关系曲线，以求得潜水在任何深度时之蒸发值。

另一种为使仪器中水位和天然水位变化保持一致的-A. П. 史路脱涅夫(СЛУТЕНЕВ)的地中渗透仪，这种仪器安装比上法更简单，不须要地下试坑，只在地中渗透仪附近再钻一深至潜水位之钻孔，每日定时用铅锤测钻孔及仪器中的水位深，确定需地中渗透仪中加入或抽出的水量，结合充气带、潜水带水分之测定，可分别得出充气带和潜水之蒸发值，并二者补给、渗透之关系。

（四）植物蒸腾

测定植物蒸腾的方法有若干种。其中被认为较好的有截枝称量法和稀栽称量法。前一方法认为枝叶从植物体剪下后的几分钟内加以称量，所测得的蒸腾强度和枝叶未离植物体时相接近，应用这种方法可以测出一日中每小时甚至更短时间内的蒸腾量，而缺点是由少数枝叶的蒸腾量换算为整株植物的蒸腾量以及推求整个地区草木蒸腾量时，不易得到正确的换算系数。而且工作量很大。

桶栽称量法可改装成为利用馬利奧特管讀出蒸騰量，而免去称量时搬动的不便和称量天平的誤差，其結構和測潛水蒸发的地中渗透仪相同，表面用油布或石腊塗封，杜絕土壤蒸騰，或者用二套設備，在一个上面种植枝，另一插假枝，而不封住土壤表面，以二者的差数求得植物蒸騰量。

要測得整片林地的蒸騰量，可結合在林地內設立标准观测地段，对地下水位进行观测，和另大致相同的无林地区同样进行地下水位的观测，对比求得。

应用土壤蒸发中的梯度法或 Г. Г. К. 500 土壤蒸发器、水压土壤蒸发器上栽种植株，求得总蒸发量后也可求出蒸騰值，在国外如苏联已用应用放射性同位素測蒸騰的方法。

地下水流进流出量的測定

为了研究地下水平面流（在平面图上为平行流束状的条件下的潜水平衡），至少要在平衡地区布置三个以上的观测孔，分布在順着潛水水流的方向綫上，並且要打到隔水层。这样的观测綫只要在潛水流初步調查，和編制好較广面积的地下水位等高綫就能进行，但必須注意观测孔間的距离要有几百米远，因为这样好使得邻近鉆孔中水位的絕對标高相差不小于 0.2 ~ 0.5 米。

拥有三个观测孔在一定時間間隔的中間時刻（以 $S+1$ 表示）的水位資料以及中間孔在一段時間間隔的开始時刻（ S ）和最終時刻（ $S+2$ ）的潛水水位，那么就可以按卡明斯基所推荐的变量流的有限差数方程式来计算潛水的滲入补給量。

地下水的潛水隔水层有二种情况，一为水平隔水层（如图）；二为傾斜隔水层（如图），但有时此二种情况下水流方向是一定的，有时是屬放射状流散的潛水水流（如图）。

一、在水平隔水层的情况下

$$M = \mu \frac{h_{n,S+2} h_{n,S}}{\Delta t} - \frac{k}{h_{n-1} h_{n+1}} \left(\frac{h_{n-1,S+1}^2 h_{n,S+1}}{h_{n-1,n}} - \frac{h_{n,S+1}^2 - h_{n+1,S+1}^2}{h_{n-n+1}} \right)$$

式中

w 补给量(公尺/昼夜)

$h_{n, S+2}$ 潜水流厚度, 在中間孔 中于一段时机的最終時刻
从水面算到隔水层(图)

$h_{n, S}$ 在同一孔中此段時間的开始時刻 的潜水流的厚度

$l_{n-1, n}$ 从水流上游孔 到中間孔口的距离以米計

K 含水层的渗透系数, 以公尺/昼夜計算

$l_{n, n+1}$ 中間孔口和下游孔口 之間的距离, 以米計

$h_{n-1, S+1}$ 上游剖面(鉆孔) 中, 在中間時刻
內, 由隔水层到水面的潜水流厚度, 以米計

$h_{n, S+1}$ 同上, 在中間剖面 中

$h_{n+1, S+1}$ 同上, 在下游剖面(或鉆孔) 中

μ 給水度

Δt 两个选定時刻(S 和 $S+2$)之間的時間間隔, 以昼夜
計。

二、在傾斜隔水层的情况下

$$w = \mu \frac{h_{n, S+2} - h_{n, S}}{\Delta t} - \frac{2K}{l_{n-1, n} l_{n, n+1}} \left(\frac{h_{n+1, S+1} - h_{n, S+2}}{2} - \frac{h_{n, S+1} - h_{n+1, S+1}}{2} \right)$$

式中其他符号同上

$h_{n-1, S+1}$ 、 $h_{n, S+1}$ 、 $h_{n+1, S+1}$ ——一定時間內剖面 $n-1$
和 $n+1$ 上中間時刻 $S+1$ 的潛水水位表高(图) $h_{n, S+2}$ 为最
后時刻 $S+2$ 鉆孔的中潛水水位称高。

一般情況下放射狀水流（圖 ），先查明水流方向，繪出等水位綫圖，
 沿着這個方向來布置鉆孔（ $n-1$ 、 n 和 $n+1$ ），在這種情況下，鉆孔
 是用來測定水位寬度的。沿着等水位綫並被二條選定的流綫和潛水層所局
 限垂直面就是水流的橫斷面，在選定的流綫間的水流上剖斷面的寬度等於
 通過鉆孔 $n-1$ 的等水位綫，即 b_{n-1} 的距離，與此相應經過鉆孔 n 的
 中剖斷面的寬度等於 b_n ，而水流下剖斷面 $n+1$ 側等於 b_{n+1} 。

計算放射狀水流和傾斜隔水層情況的 要按下列方程式來進行。在水平
 隔水層下此式可稍有簡化，因各 值都等於其有相應底標的 值（例
 $H_{n-1, s+1} = R_{n-1, s+1}$ ）。

$$W = \mu \frac{H_{n, s+2} - H_{n, s}}{\Delta t} \cdot 4K \cdot (b_{n-1} + 2b_n + b_{n+1}) \times \frac{R_{n-1, s+1} + R_{n, s+1}}{R_{n-1, s+1} + R_{n, s+1}} \\
- (b_{n-1} R_{n-1, s+1} + b_n R_{n, s+1}) \times \frac{H_{n-1, s+1} - H_{n, s+1}}{R_{n-1, s+1} - R_{n, s+1}} \\
- (b_n R_{n, s+1} + b_{n+1} R_{n+1, s+1}) \times \frac{H_{n, s+1} - H_{n+1, s+1}}{R_{n, s+1} - R_{n+1, s+1}}$$

（在斜隔水層的情況下放射狀水流）

按上述三種方程式就可計算出灌溉時滲透對地下潛水的補給（只要在
 測區附近布置觀測孔，進行水位的觀測，按上述方程式計算出第一時間
 的潛水滲入補給值 W 後再進行，以後時期補給值進行類似的計算。

計算得 值如正值說明降水，或灌溉水的滲入多於蒸發，如是負值就
 蒸發多於降水或灌溉水。

中滲透系數 可用抽水試驗得出，或用實驗室計算得出。

$$K = \frac{Q}{F \Delta t} = \frac{L(Q_2 - Q_1)}{F H (t_2 - t_1)} \quad (\text{在常水头时室内試驗公式})$$

式中 K ——在 $t^\circ C$ 时土的渗透系数(厘米/秒)

L ——土样长度(厘米)

F ——渗流通过的横断面(厘米²)

Q_1 及 Q_2 ——量筒内开始及終了时的流水量(厘米³)

H ——常水头高度(厘米)

t_1 及 t_2 流入开始到終了所用时间

在实际工作中为了使計算方便起见,可将水头 H 固定不变,利用固定的土壤容器以便所装土样的横断面 $<F>$ 和长度 $<L>$ 为一常数,分别的应用固定时间间隔 $t_2 - t_1$ 则: $\frac{L}{F H (t_2 - t_1)} = C$

因此上述公式为: $K_t = C(Q_2 - Q_1)$ 此式为直线方程式可将

$Q_2 - Q_1$ 与 t 关系值列表或軌跡綫表示,当測得 $(Q_2 - Q_1)$ 后可查得 K 值。

在潜水头的情况下利用卡明斯基管渗透仪其公式为

$$K = \frac{L}{t} \ln \frac{h_1}{h_2} = \frac{-\ln \ln(1 - \frac{s}{h_1})}{t}$$

式中 K ——渗透系数(厘米/秒)

L ——土样长度(厘米)

s —— $s = h_1 - h_2$ 为玻璃管内进水而在 t 秒时间降落距离(厘米)

t ——时间(秒)

h_1 ——开始时水头高(厘米)

th ——为横断面(厘米²)

式中給水度 μ 是根据一年中不同时期潜水面变动带中土的湿度和孔隙度資料来計算。

$$\mu = N - \gamma$$

式中 μ —— 给水度

N —— 飽和水容量 (孔隙度)

γ —— 最大分子水容量 (或最大分子持水量)

所划分出的潛水流入量按下列公式計算

1. 在平面水流和水平隔水层的情况下

$$q = \frac{H_{n-1.5+1}^2 - H_{n.5+1}^2}{2L_{n-1.5}}$$

2. 在平面水流和傾斜隔水层的情况下

$$q = \frac{b_{n-1.5+1} \cdot H_{n.5+1} \times H_{n-1.5+1} - H_{n.5+1}}{2L_{n-1.5}}$$

3. 在放射状水流的情况下

$$Q = K \frac{b_{n-1.5+1} \cdot H_{n-1.5+1} + b_{n.5+1} \cdot H_{n.5+1}}{2} \times \frac{H_{n-1.5+1} - H_{n.5+1}}{L_{n-1.5}}$$

式中的文字符号同前。径水流单元中流出量也是按同样的公式計算，同时以中部和下部剖面 ($H_{n-1.5+1}$ 和 $H_{n.5+1}$) 中水流的厚度相应的来代替上部和中部剖面 ($H_{n-1.5+1}$ 和 $H_{n.5+1}$) 水流的厚度。

計算出在选定单位分段上各段时间和水平衡要素 ($w = \frac{\Delta n}{\Delta \tau}$) 后，就容易算出各要素在一年期間的总值。

在測定地下水潛水補給量和流进流出量的同时，还須进行水化学成分，和水溫的測，以便寻找这方面規律，和研究地下水动态，达到預測地下水动态三目的。

为了計算和气候情况的关系同时要在施測剖面附近，設立气象观测。

地面水流进流出量的实测和計算方法。

地面水的流量測定方法有十几种，但它們都根据不同河流特性来采取不

同的实测方法，本文为了結合沙漠地区的河流特点，提出下列三种实测

方法。

一、浮标测量法：

通常在一种小河道内水深小于1米的，和没有流速仪的情况下，来采用这种浮标测流法，但这种方法必须要主要在没有风的气候，才能获得近似实际流量。

用浮标在所测量的河段上（图）测定流量时，必须有三个主要的断面：上游、中游、下游及一施放浮标的辅助断面。中游断面必须根据河床的高低变幅，设立断面标志，上游与下游两断面则与之平行。

各断面间的距离，根据下列公式确定。

$$L = 20 \text{ 至 } 40 \sqrt{V_{\text{最大}}}$$

式中 L 为上游与下游二断面间的距离， $\sqrt{V_{\text{最大}}}$ 最大为所测量河段的最高水面流速，以公尺/秒计算。

用浮标测量的工作，包括下列各项：

1. 工作开始与工作结束时，测水位的高度。
2. 工作开始和工作结束时水面的坡度（用比降水尺或水平仪）。
3. 沿中游断面测量水深。
4. 测量流速。
5. 编制工作进行其内气候和持续时间表。

在流速平稳的平原的河流上，可沿着整个河石宽度和测量的速度。在流速湍急的山地河流上，就不能沿整个河面测量，仅限于测量最高水位流速。

浮标法计算方法

断面的计算方法，计算有效浸水断面全积时应将下列概念分清：

(1) 断面全面积 ($F_{\text{全}}$) (2) 冰断面面积 ($F_{\text{冰}}$) (3) 有效浸水断面面积 ($F_{\text{有效}}$) (4) 无流速部分的面积 ($F_{\text{无流速}}$)。

① 断面全面积：包括在水位线以下的全部面积（包括冰冻时的露出

部分)。

②水断面面积：不包括結冻时的冰面积。

③有效水断面面积：等于慢水断面所有流速的面积。

④无流速处面积：为水断面的一部分，但实际是静止的，在計算时

可捨棄不用。

根据上述面积和浮标测定的各部流速后，可按西蔡公式計算流量。

$$Q = W \cdot V$$

式中 Q —— 流量

W —— 断面

V —— 流速

然后将各种不同的流量相加即为該河道的流速，在进出口地下却以种方法計算，前者大于后者，則是渗透了的或补给地下水的和水面蒸发损失总和，如后者大于前者（一般情况很少，但有时有泉水溢出）那就是地下水溢出量要大于流过該地段的损失量。

二、用銳緣堰的水文測驗确定流量。

在沙漠地区的渠道和小河流利用些一种方法，来测定地表水的流进流出量利用水力学的公式是比较准确的，通常用堰可測量 0.0005 至 10 米³ 的流量，若經常地与准确地測量流量，以計算河中的逕流，灌溉系統中的水分分布情形，以各种与研究流量和逕流的水情有关工作，用堰作为測量设备更为方便，用堰測量工作的主要内容，是使水流过一定形态的断面，当計算压头与堰口的其他持 后，即可根据堰的公式計算流量，通用堰的流量一般公式为：

$$Q = mb\sqrt{2g} H^{3/2}$$

式中 b 为堰頂寬度， H 为堰緣上的水头， g 为重力加速度

(9.81 毫米/秒²)， M 为堰口系数(可根据水力学课程应用的公式确定或在实验室中确定)。

一般通用的堰有下列几种：

(1) 矩形堰(无横向收缩的和有横向收缩的)设在出口处。

(2) 梯形堰：此种堰用得最广，设立在进口或出口处，其水平缘的长度，通常大于最大水头 $3 \sim 4$ 倍，两壁的倾度为 $1:4$ 。

(3) 三角堰：应用也比较广，其角度不同，但不小于 20° ，但一般都采用顶点为直角的堰。

以上对水分总均衡的几个要素测定方法的介绍，但是离开了必要的辅助试验和观察是不行的，因此在这同时，必须结合要素的测定建立各个气象因子的观测记录，及必要的化验室进行水土理性质的分析，在这基础上，绘出各种相关曲线，来计算水分总的均衡。

上述测定方法并不是对每一地区都适用，同时有的仪器设备笨重，精度又不高，而在苏联已逐步采用新技术，新方法。这就更需要我们在实际工作过程中，摸索经验，建立起一套完整的、精度高而又先进的测定方法。

参考文献

- | | | |
|-----|--------|-----------------|
| (1) | 阿利托夫斯基 | 地下水动态研究方法指南 |
| | 唐諾布梁采夫 | |
| (2) | 烏霍瓦也夫 | 瓦尔达依水文实验研究 |
| (3) | 方正三 | 沙地水文的初步研究 |
| (4) | 波波夫 | 地下水动态观测的组织及进行方法 |
| (5) | 江爱良 | 流动沙地水分平衡的一种计算方法 |