

264114

灌溉区潛水水位变化預測

A. B. 列別捷夫 著

65

地質出版社

苏联地質保矿部
全苏水文地質工程地質科学研究所

灌溉区潛水水位变化預測

(水文地質計算)

A.B. 列別捷夫 著

地質出版社

1960·北京

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ИНСТИТУТ ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ
ГЕОЛОГИИ "ВСЕГИНГЕО" МИНИСТЕРСТВА
ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

А. В. ЛЕБЕДЕВ
ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ
УРОВНЯ ГРУНТОВЫХ ВОД
НА ОРОШАЕМЫХ
ТЕРРИТОРИЯХ
(ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ)
ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ
МОСКВА 1957

本書詳盡地介紹了灌溉地區潛水水位的預測方法以及各種計算方法，對我國當前研究與預測地下水動態變化有很大的參考價值。
全書由李國賢、李英荷、狄政、李文瀾同志翻譯，張志誠同志校對。

灌溉區潛水水位變化預測

著者	A. B. 列別捷夫
譯者	李國賢 李英荷 狄政 李文瀾
出版者	地質出版社
	北京四環子市大街地質部內
	北京市書刊出版業營業許可證出字第000號
發行者	新華書店科技發行所
經售者	各地新華書店
印刷者	地質出版社印刷廠
	北京安寧門外六鋪炕40號

印數(京) 1—2100册	1960年1月北京第1版
開本 850×1168 1/32	1960年1月第1次印刷
字數 147,000	印張 5 1/2 插頁 5
定價 0.94 元	

目 录

序 言	5
緒 論	7
第一章 灌溉区潛水水位預測的原始資料	10
§ 1. 灌溉区水文地質条件的判定及預測潛水动态时水文地質条件的分析	10
§ 2. 决定潛水动态和均衡的自然因素及人为因素	12
§ 3. 含水层和充气带上的水理性質	20
§ 4. 以往潛水动态的分析	22
§ 5. 現有灌溉制度的分析和拟定的灌溉制度的研究	26
第二章 灌溉区潛水水位变化預測的方法	29
以潛水变量运动有限差数方程式为基础的潛水水位变化預測	29
§ 1. 单向水流問題	29
1. 均質 含水层	29
2. 不均質 的含水层	36
§ 2. 双向水流問題	38
§ 3. 按規定的預測条件判定潛水 流入量和流走量之差	41
§ 4. 潛水极限水位的計算	43
§ 5. 潛水极限水位稳定時間 的概略計算	45
以解析变量运动微分方程为基础的潛水水位变化預測	47
§ 6. 在渠道(河流)水位上升的影响下潛水流的水位变化	48
§ 7. 渗透作用局部加剧时 潛水水位的測定	52
§ 8. 渠道(河流) 迴水和局部剧烈渗透对潛水动态共同影响的測定	55
§ 9. 潛水位极限上升時間 的計算	56
§ 10. 灌水时潛水位变化的計算	57
1. 灌水时潛水位的上升	58
2. 灌水間歇期的潛水位下降	61

以編制总的水均衡为基础的潛水位变化預測	63
灌溉区潛水位預測的簡易方法	66
§ 11. 潛水均衡要素之間的关系运用	66
§ 12. 比拟法	69
§ 13. 相互关系法	73
第三章 潛水補給值和含水岩层参数的确定	79
§ 1. 潛水補給值的計算	79
1. 潛水儲量变化值 ΔH 的計算	84
2. 潛水流流量的計算	85
§ 2. 潛水補給值計算誤差的确定 (假定水的密度相同)	92
§ 3. 計算孔附近地段水位局部升高时潛水補給值計算誤差的 确定	98
§ 4. 含水层参数的測定	101
潛水流計算厚度的測定	108
§ 5. 布置观测孔的基本要求	109
第四章 灌溉区潛水水位变化預測示例	115
§ 1. 供水量减低时潛水均衡和 水位下降值的計算	115
§ 2. 新开垦区潛水水位 变化的近似預測	133
§ 3. 按作者的簡易法預測干渠影响带以外的 潛水水位变化	135
§ 4. 按有限差数法預測灌溉区潛水位在干渠迴水和 潛水上部渗透 補給变化的共同影响下的 变化	140
§ 5. 灌水时潛水水位 短期变化之測定	150
§ 6. 采用相互关系法預測灌溉区潛水水位	155
結 論	161
参考文献	165
附表 I—Ⅱ	169

序 言

具有历史意义的苏联共产党第二十次代表大会作出的关于发展苏联国民经济的第六个五年计划的决议和苏联共产党中央委员会关于进一步发展农业的决议，提出了在实行先进的农业技术基础上提高谷物和经济作物收获量以及进一步增加牲畜头数、产品总产量和产品的商品部分的宏伟计划。

为了通过开垦荒地来扩大灌溉面积，应预先修建新的灌溉系统和改进一系列现有的灌溉系统。

就这些国民经济问题而论，水文地质部门所面临的任务是研究潜水的动态和预测水位变化，以便预防因区域充水可能产生的不良后果（土地次生盐渍化和沼泽化）。

潜水的动态是水量（涌水量，水位）和水值（化学成分，物理性质）不断变化的过程。在本书中，我们仅限于研究潜水位动态的预测及分析方法。

书中极详尽地研究了有限差数法，同时也阐明了基于解决变质量运动微分方程的方法，总水量均衡法，以及对比法等。

为了说明上述方法，在本书中研究了预测灌溉区潜水位的一些实例。采用了年潜水渗透补给动态作为解决水位预测问题而所需要的主要原始条件。这一动态按潜水现有动态的主要特征预先确定，而且要与消除灌溉时相当不利的过度灌水后的供水动态相适应。研究从灌溉实践中提出的这类问题对于灌溉、特别是对选择最合理的灌水制度以防止土地次生盐渍化和沼泽化有好处。

为了预测由于在新开垦土地上进行灌溉而引起的潜水位变化，除了基本的预测方法外（有限差数法，总水量均衡法），还

可使用近似法，这种方法是以前研究現有灌溉区的类似地段时所获得的某些潛水平衡要素为依据的。

作者在編写本書时，广泛采用了已发表的有关潛水动态和均衡的一些著作，首先是Г.Н.卡明斯基，А.Н.科斯嘉科夫，П.Я.波卢巴林諾娃-柯琴娜，Н.Н.魏尔金，М.Е.阿利托夫斯基，М.М.克雷洛夫，А.Ф.斯利德涅夫等人的著作。此外，还参考了作者的有关潛水均衡研究和动态分析方面的書籍，以及作者在1953和1954年为苏联地質部水文地質站編写的潛水水位預測暫行方法指南。

作者对苏联科学院通訊院士卡明斯基教授和И.К.吉林斯基教授所提出的宝贵意見表示衷心的謝意。

緒 論

研究灌溉区潛水动态的主要目的是确定潛水及潛水中可溶性盐类运动的基本規律，以便解决土壤改良方面的实际問題。这些問題包括：检查土地的土壤改良状况，防止土壤次生盐渍化和沼泽化的措施，为新开垦土地的灌溉設計提出根据等。

通过对潛水水位、涌水量、化学成分和温度变化的系統观测来研究潛水动态，观测結果应进行全面分析并考虑自然条件和水利条件。

在通常情况下，根据动态分析計算潛水均衡，这是研究潛水形成过程和为設計灌溉条件編制潛水动态預測的依据。

預測由于灌溉而引起的潛水动态是评价在自然因素和水利因素影响下水位、涌水量和化学成分随時間变化的綜合性問題。

綜合研究地表水、地下水和其中可溶性盐类的动态，以及这种因素及土壤与土的盐类組份的相互关系，可以圓滿地解决潛水动态的預測問題。

在說明这一問題的实际需要的同时，也应着重指出它的科学意义，因为这是地下水形成問題的最重要的一部分。

本書着重研究灌溉区潛水水位动态預測的方法。

为修改用水计划，灌水制度和采取防止次生盐渍化和沼泽化等措施必須預測灌溉区的潛水水位。因此，潛水动态預測的主要問題为：

(1) 确定潛水水面和均衡要素的年动态規律在規定之灌溉供水制度条件下将要随時間而发生的年变化；

(2) 在灌溉区水的动态基本变化的情况下，計算潛水的极限水面和其稳定時間。

在新开垦的地区，了解由于灌溉而引起的潛水水位的可能变化对于制定防止土壤次生盐渍化和沼泽化的措施，以及对制定灌溉制度和水利土壤改良分区是很重要的。

对新开垦地区，上述预测的具体任务如下：

- (1) 确定沿控制的与典型的方向綫的潛水水位的变化；
- (2) 确定灌溉的最初几年內年断面的水均衡的主要指标；
- (3) 計算潛水动态稳定前的后几年的年水位变化和评价潛水极限水位。

根据预测的延續時間和预测的詳細程度可以分为长期的和短期两种预测。

短期预测的时间按几个月計算（不超过一年）。预测的精确度取决于給水方面設計資料的可靠程度。

长期预测要进行一年以上，预测的延續時間取決潛水极限水位稳定時間的长短。当进行这种预测时，可以得出很大時間間隔內（如在一年）的水位总变化。预测的精确度在頗大程度上取決于地下逕流动态的补充预测和气象因素与其多年平均值相比較的变化。

在进行预测之前，通常还要对以往的潛水动态进行分析，这对于评价現有的水均衡和确定計算参数是必需的。

下列資料可以采用作为編制潛水水位预测的原始資料：

- (1) 詳細评价灌溉区或应灌区的水文地質条件；
- (2) 判定能决定潛水动态和均衡的自然因素和人工因素；
- (3) 制定充气带含水土层和岩层的水理性質；
- (4) 以往的潛水动态和潛水均衡研究成果；
- (5) 規定的灌溉供水制度和潛水补給随時間的相应变化，以及灌溉系統的使用情况。

由于潛水渗透补給值和其总蒸发量預先决定了在灌溉条件下潛水水位变化的基本特点，因而應該特別注意研究这些要素的測定方法。因此，分析灌溉区已观测到的潛水动态具有重要的意义。

我們采用有限差数法作为分析这种动态的主要方法；卡明斯基第一个采用了这种方法来确定达到潛水面的大气降水的渗透作用。我們发展了这一方法来編制水均衡和推荐用来进行水位計算預測。

除此以外，还采用了以变量运动微分方程为依据的潛水动态預測的一些方法（这些方法是波卢巴林諾娃-柯琴娜、魏尔金、吉林斯基等詳細制定的）以及科斯嘉科夫、克雷洛夫、斯利德涅夫的著作中提出的水均衡法和相互关系法等。

在实际工作中运用那一种方法首先决定于自然条件与水利条件、預測的精确度和是否有原始資料等。几种方法綜合起来应用常常能获得良好的效果；这样就有可能检查計算成果，而且可以較有把握地解决某些工程措施問題。

第一章 灌溉区潛水水位 預測的原始資料

§ 1. 灌溉区水文地質条件的判定及

預測潛水动态时水文地質条件的分析

为了預測灌溉区潛水动态而研究水文地質条件的任务是：

1. 查明本区属于那一种水文地質区，具有那些主要的水文地質因素（能形成地下逕流的地表水滲透，此逕流的流經地区及其溢出，地下水再次傾沒于透水层中，地下逕流与蒸发量的相对均衡等等）。

2. 闡明含水岩层、不透水层和充气帶的土壤与土的地質构造和岩性成分。

3. 評价各个含水层地下水的相互联系。

4. 确定潛水与地表水流之間的联系。

5. 評价潛水的补給、循环和逕流条件。

綜合的地質和水文地質測量資料以及鑽探工作和矿山工作的成果，是判定水文地質条件的依据。

当缺少这些資料时，可以进行两种比例尺的地質和水文地質測量：对于水文地質分区的一般結論进行比例尺 1:200,000 和 1:100,000 的綜合測量；对于个别地区（試驗地段）的水均衡的詳細研究进行比例尺 1:25,000 和 1:10,000 的綜合測量。

在为了研究潛水均衡和預測水位变化而选定的控制灌区内，要布置均衡試驗地段。这些地段的面积可以从几公頃到几百公頃以上。这些地段必須有能說明隔水层以上地表以下第一个含水层的地質构造的詳細水文地質图和断面图。

为了作出有关灌溉区均匀程度的結論和查明水均衡的某种要

素的主要作用，必須对水文地質条件进行一般的評價。

例如，当該区域属于由透水性良好的洪积层构成的山前冲积裙傾斜平原时，地下逕流对水均衡有重要意义。相反，灌溉区如属于潛水埋藏不深的微傾斜的洪积平原，而且这里的地下逕流緩慢，岩石透水性差，那末这就說明对水均衡起主要作用是蒸发，在某些情况下蒸发量可能超出地下水的流入量。

灌溉区还可能位于侵蝕网发育良好的排水区内。在这种情况下，地下水几乎不发生蒸发。大气降水对水均衡的流入部分起着主要作用，这些大气降水消耗在地表逕流和地下逕流以及蒸发上。

地形較低的未切割地段的特点是缺乏地表逕流而且地下逕流很緩慢。在自然条件未受破坏的情况下，这些地段經常遭受地表水的淹沒。此处的蒸发是水均衡的唯一消耗要素。

地質构造的制定应包括对含水层和充气带岩层的岩性成分和不均匀程度的詳細描述。判定含水层的不透层或可以作为不透水层的岩层具有重大意义。

确定地层渗透的不均匀类型（可能是双层的或多层的等等）对判定潛水均衡有着很大意义。

各含水层的地下水的相互联系可用下列几种方法确定：

第一，通过分析地質构造和岩层层理可以查明水从一个岩层或岩层綜合体明显溢流到另一岩层的地点。

第二，潛水靜止水位与承压水的受压面的比較可以說明通过相对不透水层是否有上升或下降的垂向渗透。例如，通常在山前冲积裙边缘的山間地区，深层循环的承压地下水（在洪积层底部）呈现上升运动。上述承压水渗透通过洪积冲积的亚砂土类土和亚粘土类土之后，即流入浅层的潛水。可以根据在鑽探洪积的层状地层时揭露的受压水头的互相比較說明冲积錐承压水的这种排洩形式。

第三，比較各种不同含水层的水的化学分析可以确定化学成分不同的水的汇合地段。

在比較具有不同矿化度的含水层的水位时一定要考虑水的密度（吉林斯基，1947）。

通常，只有依据潛水均衡的研究才能詳細判定該灌区的潛水补給、循环和逕流条件及其在灌溉时的变化。不过，区域的一般水文地質判定也应着重于解决这些問題。

根据一般水文地質資料，了解补給条件以及所研究的含水层的排洩途径和其特征以后，就可以評价地下逕流的水均衡的相对值，以及当潛水渗透补給值增加或者减少时的变化。

地下逕流量随时间的巨大变化与地表水流（渠道，河流）的渗漏損失有关，渗漏損失的观测結果可用于进行一般的水文地質評价。

在排水河流发生迴水时，应当預計到流入該河流的地下逕流量会减少。在潛水流下游形成地表水池时地下逕流量也有显著的减低。在灌溉系統的尾端由于排洩水的聚集經常形成的水池就是这样的例子。

当地形坡度很大和有发育的侵蝕网时，由于灌溉水渗透增大而引起潛水面的可能上升，也会使潛水的地下逕流增大。

为了判断灌溉时地下逕流条件的变化，也必须考虑到拟建的灌溉系統，灌溉渠和排水渠网随时间的发育。

因此，在分布一般水文地質条件时，阐明潛水与地表水流的相互联系具有相当重要的意义。必須查明这些時間过程，即在此过程中那一种水流补給潛水，而当时所观测的則是相反的情况。

阐明各种渠道（配水渠，灌溉渠）与潛水的水力联系对灌溉区也是很重要的。

从水位預測的观点出发，与潛水有水力联系的地表水流和水池多年的水位变化資料是很重要的。

§2. 决定潛水动态和均衡的自然因素及人为因素

除了分析一般地質和水文地質条件以外，对于能决定潛水动态和均衡的具体因素必須有明晰的概念。

潛水水位動態（即潛水位隨時間的變化）與水文氣象因素之間的聯系以下列水均衡的一般方程表示：

$$\mu \Delta H = N \Delta t - V \Delta t + Z_k \Delta t + \frac{P_1 - P_2}{10\omega} \Delta t + \frac{Q_1 - Q_2}{10\omega} \Delta t \pm D_1 \Delta t \pm D_2 \Delta t, \quad (I, 1)$$

式中 μ ——潛水位下降時含水層的給水度或水位上升時毛細帶以上的含水層的飽和差（毛細管上限高度變化範圍內或者水位變化範圍內）；

ΔH ——在時間間隔 Δt 內潛水水位的變化（毫米）；

N ——大氣降水（毫米/晝夜）；

V ——土壤表面的總蒸發量（包括植物蒸騰以及地表水流和水池的蒸發量）（毫米/晝夜）；

Z_k ——在地面上及充氣帶土中的水蒸汽的凝結（毫米/晝夜）；

P_1 ——流入該區或地段內的地表水量（米³/晝夜）；

P_2 ——從該區或地段流出的地表水量（米³/晝夜）；

Q_1 ——流入該地段的潛水量（米³/晝夜）；

Q_2 ——由該地段流出的潛水量（米³/晝夜）；

D_1 ——地表水（地表水流和水池）的儲量變化，其中包括雪層的水份變化（毫米/晝夜）；

D_2 ——充氣帶內土壤及土的水儲量的變化（在毛細管上限觀測期間由地面到最高水位）（毫米/晝夜）；

ω ——均衡地段的面積（公頃）。

當 D_1 和 D_2 為正值時，在其前面冠以（-）號，當為負值時冠以（+）號。

方程式（I, 1）的所有項均以水層厚度公厘表示。

不排洩灌水的灌溉地段的地表水流入量和流走量之差

$\frac{P_1 - P_2}{10\omega} \Delta t$ 可以依據下列等式以另一個方程來代替：

$$\frac{P_1 - P_2}{10\omega} dt = -\frac{Y_n dt}{10\omega}, \quad (I, 2)$$

式中 Y_n ——土地灌溉供水量 (米³/昼夜)。

如果均衡地段潛水向地表溢出, 并排洩在該地段范围以外时, 在方程 (I, 1) 中补充 $\frac{Y_n dt}{10\omega}$ 項。式中 Y_n ——溢出水 (米³/昼夜)。

如果根据水文观测資料确定了灌溉网 (干渠和支渠) 水的渗透損失 (f_n , 以米³/昼夜表示), 那么, 除了上述情况以外, 在

方程 (I, 1) 的右边应当再加一項 $\frac{f_n dt}{10\omega}$ 。

这样, 方程 (I, 1) 可以写成下列形式:

$$\mu \frac{\Delta H}{\Delta t} = N - V + Z_n + \frac{Y_n + Q_1 - Q_2 + f_n - Y_n}{10\omega} \pm D_1 \pm D_2 \quad (I, 3)$$

这里不考虑靠大气降水形成的地表水的流入量和流走量。

如果有由大气降水形成的地表水流入量 A_1 和流走量 A_2 , 这些数值应作为补充部分 $\frac{A_1 - A_2}{10\omega}$ 包括于方程 (I, 3) 內, 其中的 A_1 和 A_2 也以米³/昼夜計。

在方程式 (I, 3) 中, 属于能决定潛水动态的自然因素有下列水均衡要素: (1) 大气降水 N ; (2) 蒸发, 其中有土壤表面的蒸发 r_n , 地表水池和水流的蒸发 r_n' , 植物蒸騰 r_t ; (3) 地表和充气帶土壤与土的水蒸汽凝結 Z_n ; (4) 从地段流走的地下逕流 $Q_2 - Q_1$; (5) 由大气降水形成的地表逕流 (以地表水流走量 A_2 与流入量 A_1 之差来計算)。

在方程式 (I, 3) 中, 决定水均衡的最主要的人为因素有:

- (1) 土地灌溉供水量 Y_n , 除去排洩水 (如果有的話);
- (2) 灌溉网 (干渠, 支渠) 水的渗透 f_n ;

(3) 人工排水 (水平和垂直排水)。

上述水均衡因素或要素大半是在人类經濟活动 (其中包括灌溉) 的影响下, 发生变化。

下面我們指出确定这些水均衡要素的主要方法。

液体和固体状态的大气降水, 由拥有全国性气象控制网的苏联水文气象局的气象台和气象站来考虑。

在很多情况下, 必須直接在均衡地段和地下水动态研究地区布置大气降水补充观测。

为此, 应在绝对高程不同的灌溉区比較均匀地按面积設置特別奇亚科夫降水計或設置带保护的尼非尔雨量計 (使其离地表 2 米高)。

为測定土壤表面的降水量, 采用地面雨量計, 雨量計裝置在草层和各种农作物的中間, 与土壤表面差不多一样高。此种雨量計包括于 ОГГИ-500 成套的土壤蒸发器內, 与蒸发器并排安装。

在冬季和春季融雪之前, 通过积雪测量 (旬測和路綫測量) 和經常观测积雪厚度以及試驗地段的雪层密度来确定固体降水。

降水、蒸发和其他气候因素观测工作的进行以及資料的整理, 在苏联水文气象局的規程中均有闡述。

土壤表面蒸发以上述的 ГГИ-500 土壤蒸发器和土壤渗透仪一蒸发器进行观测, 这种仪器斯利德涅夫 (1941), 克雷洛夫 (1939) 和其他水文学家建議在灌溉区使用。上述蒸发器能測定土壤蒸发和植物蒸騰的总蒸发量, 以及达到潛水面的降水和灌溉水的渗透量。

以 ГГИ-500 蒸发器进行观测是把原状土样放到有网状底的内圓筒中作定期的称量。为此, 原状土样在未称量之前先从比内圓筒稍微大的外圓筒取出, 称量以后, 埋入土壤中使其与地表一样平。在外圓筒的底上装有能拿出的漏斗形容器。此容器放在内圓筒的下面蓄集通过原状土样渗漏的大气降水。

在观测延續時間 Δt 內的蒸发量 V_n , 按下列公式計算,

$$V_n = N + \frac{10}{F}(G_1 - G_2) - Y_b, \quad (I, 4)$$

式中 N ——大气降水 (毫米)；

G_1, G_2 ——观测开始和结束时的原状土样重量 (克)；

F ——原状土样的断面面积 (厘米²)；

Y_b ——渗透的降水量 (毫米)。

ГПИ-51 水压土壤蒸发器是观测蒸发量 (误差为十分之一毫米) 和水蒸气凝结 (没有降水时) 的最精确仪器。

把底和壁都不透水的内圆筒中的土壤与土的原状试样固定在浸没在水池中的浮标上, 用测微螺旋观测因蒸发而使土样重量降低时土样的浮起代替笨重而又不太精确的应用在普通蒸发器上的称量。

在未进行系统地观测之前, 根据试验载荷和土样在水池中相应的标高初步校准 ГПИ-51 蒸发器。

根据近地大气层的各种不同高度处对蒸汽张力、气温、风速的增减率观测也可以测定土壤表面的蒸发量。用这种方法可以观测各种蒸发面的蒸发量, 例如, 对各种农作物的草层。

水池和水流表面的蒸发量以浮动蒸发器测定, 这种蒸发器是由大小不同的固定在木排上的圆筒组成。其构造在苏联水文气象局的规程中有详细的阐述。

对于控制的水文气象站可设置表面 20 平方米蒸发池。通过用 ГПИ 滴定器和自记水位器定期测定水位来观测蒸发量。

为了比较评价土壤和水的不同蒸发量, 在土壤蒸发器旁边安置水面蒸发器, 其横断面面积通常为 3000 平方厘米, 埋于土壤中与地面一样平。

植物蒸腾可以植物切茎法和 10—15 分钟的反复称量来测定。切削的植物茎在野外用工业天秤称量, 每次不超过 2—3 分钟。每次称量的停歇时间把植物茎按次序放在金属丝格架上。

以此种方法观测切削的植物茎昼夜每小时的重量耗损量, 并假定在 10—15 分钟之内植物茎切削处水量蒸发时的重量平均损耗