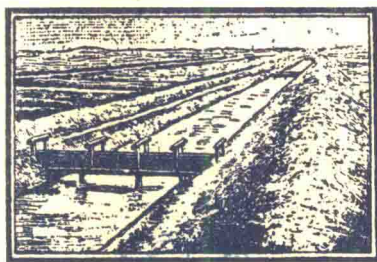


灌溉渠道与地下水

H. H. 法 沃 林 著



水利出版社

苏联科学院科学通俗丛书

灌溉渠道与地下水

H. H. 法沃林 著

水利部北京勘测设计院译

水利出版社出版

1956年5月

內 容 簡 介

本書闡明了灌溉土地地下水積聚的原因，地下水狀況的類型，地下水對土壤肥力和農作物產量的影響，確定地下水狀況的自然因素和人為因素，地下水量平衡和它對水利措施規劃及灌溉系統的正确管理的意義，此外還介紹了防止灌溉土地沼澤化和鹽漬化的主要實用措施。

本書由水利部北京勘测設計院技術處規範組丁國強同志譯，丰濟康同志校。

灌 溉 渠 道 和 地 下 水

原 書 名: Оросительные каналы и грунтовые воды
原 著 者: Н. Н. Фаворин
原 主 編: А. Н. Костяков
原 出 版 者: Издательство академии наук СССР
原 出 版 年 月: 1954 年 (莫斯科)
譯 者: 水利部北京勘测設計院技術處規範組
出 版 者: 水利出版社 (北京和平門內北新華街 35 号)
北京市出版印刷業營業許可証出字第 080 号
印 刷 者: 水利出版社印刷厂 (蚌埠市大馬路 463 号)
發 行 者: 新華書店

60 千字, 850×1168 1/32 开, 2 6/16 印張
1956 年 5 月第一版, 蚌埠第一次印刷, 印數 1~7100
統一書号: 15047.14 定价: (10)0.38 元

原 序

最近几年內，在苏联歐洲部分最主要的干旱地区內，即將完成为保証灌溉 60 万公頃和引水 195.5 万公頃所需要的水利系統的建設。

此外，由于过渡到新式灌溉系統以及合并集体農庄，还要進行許多有关改建或改善現有灌溉系統的工作。要完成这些任务，就必须以科学的觀點來对灌区的開發、最有效地利用灌溉土地、提高灌溉土地的肥力等問題加以研究，并采取必要的土壤改良措施。此外，最重要的是要闡明有关灌溉和引水渠系对于地下水状态的影响問題。在一定的土壤及水文地質条件下，渠道的滲漏能使地下水位升高，因而使灌溉土地受到了鹽漬化和沼澤化的威脅。在苏联歐洲部分和中亞細亞的某些灌区内这种現象是經常遇到的。

本書主要內容包括：闡明灌溉渠道影响範圍內以及整个灌溉土地下的地下水積聚的原因；說明地下水狀況的各种情况以及地下水对土壤肥力和農作物產量的作用和意义；分析那些确定灌溉土地地下水的性質、狀況和水量平衡的自然因素和人为因素；地下水水量平衡及其对水利措施的规划和灌溉系統的正确管理底意义。同时还敘述了有关調整灌区地下水狀況和防止灌溉土地沼澤化与鹽漬化的主要措施，也介紹了有关改善阿姆河下游灌溉系統的建議。

目 錄

原序

一、灌溉与灌溉土地的地下水·····	1
二、决定灌溉土地地下水状况的基本因素·····	14
1. 自然因素·····	14
2. 人为因素·····	23
三、灌溉渠道对地下水状况的影响·····	31
四、灌区水量平衡与地下水水量平衡·····	43
五、不同自然条件和不同水利条件灌溉土地地下水的季节状况 与多年状况的类型·····	55
六、搞好灌溉土地地下水状况的主要实用措施·····	67
参考书目·····	71

一、灌溉与灌溉土地的地下水

苏联有很多省份都属于干旱、半沙漠和沙漠地区。例如在中亞細亞、南哈薩克斯坦、南高加索的某些地区內，年降水量不超过 250~300 公厘，且往往僅 100 公厘左右；在伏尔加河左岸地区、南烏克蘭、北克里米亞、北哈薩克斯坦、南西伯利亞甚至苏联欧洲部分的中部地帶，濕潤情况常不穩定，以致在个别年份年平均降水量为 400 公厘，甚或更多的情况下，仍不能滿足農作物对水分的需要。即使在中央黑土地帶，近 70 年來也曾有 26 个旱年，而且在 1921、1928 和 1946 年內所發生的旱灾几乎就像中亞細亞曾經有过的那样嚴重。

灌溉乃是防旱的基本方法之一。如果它与适当的農業技術結合起來，就能使農作物產量提高 1~4 倍，甚至还要多些。

与農作物單位面積產量有关的各种条件，彼此之間有着相互的联系。降水及灌溉水（除去蒸發損失和地面徑流損失以外）都要進到土壤里，并浸潤土壤。隨着土壤水分的飽和，超过土壤潛蓄持水量（或称“田間最大持水量”）的多余水分便滲到底土里去了并变成了地下水，成为地下水補給的水源。

地下水通常積聚在粘土、泥灰岩、重粘壤土、無裂縫的岩石等充分不透水地層以上的透水土壤層里（礫石、卵石層、砂、砂壤土、粘壤土），并且隨着不透水層的坡度和蓄水層結構的不同，而以某种速度流向河道、侵蝕溝、荒谷和其他低地去。在这些地方，地下水可能涌出地面，可能漸漸地消失了，也可能被排走了。不透水地層的坡度愈陡，蓄水層土壤的顆粒愈大（卵石層）以及地下水愈靠

近排水道（河道、侵蝕溝、渠道等），則地下水徑流也就產生得愈快。在坡度平緩和土壤顆粒較小（如輕粘壤土、砂壤土）的情況下，地下水徑流就產生得很慢。這種緩慢的程度，往往會使地下水在實際上幾乎成為停滯的。

為了判斷岩層的透水性，我們常採用所謂滲透系數，它就是地下水滲透的速度與滲流坡降的比， $\kappa = \frac{v}{I}$ 。當滲流坡降等於1即呈鉛直滲透時，滲透系數即等於滲透速度。滲透速度等於單位時間內滲透水量除以滲透層過水断面總面積所得的商數，但它並不表示水在孔隙內運動的平均速度[●]。對於一定的岩層說來，滲透系數大致是不變的，因此它能最準確地表示出岩層的滲透性來。地下水流的面坡降（水壓坡降）取決於不透水層的坡降和蓄水層的結構。地區的排水條件愈差（也就是該地區被河道、侵蝕溝、沼澤以及其他低地地形割切得愈少），則地下水徑流的條件也就愈壞。在蘇聯的某些地區（例如阿姆河下游地區、飢餓草原、伏爾加河左岸地帶、南烏克蘭草原），地下水徑流的條件是非常壞的。這些地區，由於降水及灌溉而進到底土里的地面水的出流速度是很慢的，因而乃發生了地下水的積聚以及地下水位的抬高；地下水的積聚和地下水位抬高的強度取決於降水與灌溉水的進水量、地下水位的原來深度和蒸發情況。

圖1表示地層、地下水與地面水的相互作用及其運動的性質。從圖上可以看出，毛細管上升區位於蓄水層表面（地下水水面）之上，所謂毛細管上升區就是由於毛細管力的作用使水沿着孔隙和細縫上升而潤濕的土層。

通氣區位於地下水水面與土壤下層之間，它調節着從地面進到蓄水層里的水分。如果通氣層是由粗粒土層（砂壤土、砂）構成的，那麼水分自上而下的移動就進行得很快，在這些土壤中，毛細管上

● 孔隙內的流速可以用滲透速度除以土壤孔隙率來表示。孔隙率等於孔隙體積與土壤總體積之比。

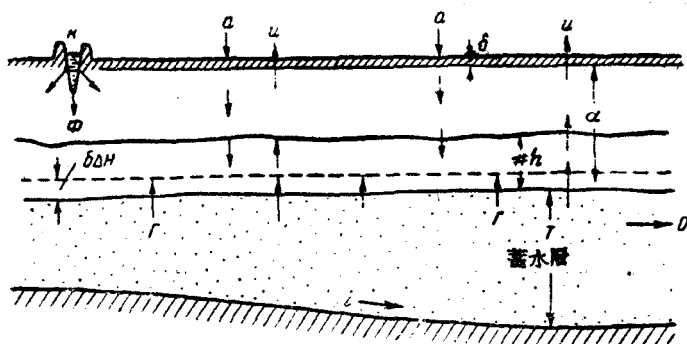


圖 1 灌溉土地的地下水層和地下水的运动略圖

- | | | |
|--------------|--------|-------------------|
| δ—土被； | α—通气区； | k—毛細管上升区； |
| T—蓄水層； | | a—灌溉水及降水； |
| u—土壤蒸發與叶面蒸發； | | Γ—地下水蒸發及沿毛細管上升的水； |
| Φ—渠道的滲漏； | | l—不透水層的坡度； |
| K—灌溉渠道； | | δΔH—地下水位的增量； |

升区是很薄的，而平均有效孔隙率 δ （或土壤持水量）則是很大的。滲下去的地面水，使得地下水位抬高到某一高度，这个高度超过滲入水層的厚度，取决于有效孔隙率的大小。如果通气区是由細粒的或細土的岩層（粘壤土、粘土）構成的，那么地面水滲到地下水里去的过程就進行得很慢，在这些土壤中毛細管上升区很厚而土壤的平均有效孔隙率很小。因此，滲下去的地面水就使地下水位大大地抬高了，抬高的高度往往超过滲入水層厚度的好几倍。

毛細管上升区愈厚以及整个通气区愈薄，則滲到底土里去的地面水与地下水連接得就愈快。地面水經過毛細管上升区以后，就和

- 原文 Коэффициент Свободной Пористости，應該是“有效孔隙比”的意思（即有效孔隙比 = $\frac{\text{在單位体積的土壤中氣體所佔的体積}}{\text{在單位体積的土壤中骨架和液体所佔的体積}}$ ）但是与原意不符，因为公式 $\Delta H = \frac{m}{\delta}$ 中， δ 應該是自由孔隙率（即有效孔隙率 = $\frac{\text{在單位体積的土壤中氣體所佔的体積}}{\text{單位体積}}$ ）——譯者。

地下水連接起來，并使地下水位抬高。地下水出流速度、滲透系數以及蒸發量愈小，則升高的地下水位就持續得愈久。如果滲到底土里的水層厚度不變，那麼通氣區土壤有效孔隙率愈小，則地下水水位抬得就愈高。當毛細管上升區直接與表土層連接起來的時候，土壤有效孔隙率是最小的；此時，下一點小雨都足以使地下水位顯著地上升，它上升的高度甚至會超過滲到底土里去的水層厚度的好幾倍。地下水位上升的高度可以用下式來確定：

$$\Delta H = \frac{m}{\delta}$$

式中 m ——滲到底土里去的水層厚度；

δ ——有效孔隙率，它的變化範圍：自 0.1 或更小（重粘壤土和粘土）到 0.3 或更大（輕粘壤土、砂壤土以及其他多孔性的土壤）。

對組成中亞細亞許多沃地的黃土性粘壤土和粘壤質層而言，當毛細管上升區很厚（5 公尺或大於 5 公尺）而地下水位很高時，有效孔隙率經常為 0.1~0.14。地下水的出流速度是不同的，它取決於土壤的性質、成分以及地下水流的坡降。在卵石、砂和礫石層里，出流速度可達每晝夜幾公尺，而在粘壤土里，每晝夜則僅幾公厘。例如在南花拉子模，地下水移動一公里需要幾年的時間，可是在瓦赫什河左岸的第四和第五台地里或者費爾干盆地的沖積錐里，地下水的出流就很快。

如果地下水位的深度小於 10 公尺，則降水會招致地下水位的上升。在蘇聯歐洲部分的中部地帶和伏爾加河左岸地帶的灌溉土地上，這種現象特別顯著（主要是受秋冬降水和春季融雪的影響）。那里，在三月至五月間地下水位就顯著地上升了，特別是在聚積降水的低地以及當融雪慢和土被很濕的時候，地下水位上升得就更快。夏季的降水，往往是在浸潤了土被以後再直接從土壤里蒸發到大氣里去了，或者由植物吸收以後借葉面蒸發作用蒸發掉了。植物葉面蒸發的水分，不僅來自土壤里，而且也來自地下水。此外，當

地下水層深度不大于3~4公尺时，地下水也往往通过土壤孔隙直接蒸發到大气里去。

田間的灌溉水，从灌溉水源進入干渠里，再由干渠沿配水渠進到灌区的各个部分里去。水由配水渠進到灌溉渠（現在把它改成每年到灌溉时期才开挖的临时渠了），然后由灌溉渠進到灌溉田地里去。在从干渠到达灌溉田地的途程上，很大部分的水被蒸發掉了，并且很大部分的水透过渠底和渠坡滲到底土里去了。这些輸水損失再加上管理上的損失往往会达到一个很大的數量——达干渠渠首進水量的50%。这样巨大數量的水，往往要比滲到底土里去的降水量大好几倍，它补充了地下水并抬高了地下水位。

渠底及渠道边坡的土壤透水性愈强，渠道情况愈坏，則渠道的滲漏損失就愈大。一年內渠道工作的時間愈長，一日內渠道的有效利用時間愈短，則滲漏損失愈大，地下水位也就將愈高。

供給田間的水量，应能达到保証該种作物獲得計劃產量所必需的水量。在植物生长期內，这种水量可按下列公式求得：

$$M = E_1 + E_0 - P - W$$

式中 E_1 ——保証該种作物發育所必需的水量（作物需水量）；

E_0 ——直接从土壤中蒸發的水分；

P ——降水量；

W ——該种作物可以利用的土壤儲水量。

土壤肥力愈高，農業技術措施水平愈高，則达到相同產量时的作物需水量 E_1 就愈小。为了節省水量和防止土壤鹽漬化，必須竭力降低土壤蒸發量 E_0 。为此，可以采用草田輪作的办法，因为它能形成减少土壤水分蒸發的土壤团粒結構；同时还可以采用正确的土壤耕作方法，并沿固定渠道营造林帶。在作物生长期內進到土壤里的降水量 P 等于降水量乘上一个系数，这个系数要看当地地形、土壤的干燥程度以及土壤的团粒化程度而定，通常在0.3~0.9的範圍內变化。在濕度不穩定地区的濕潤年份里，作物生長期間的降水以及土壤儲水量是苏联很多草原地区和森林草原地区保証作物所需水分的基本条件。在干旱地区（譬如在中亞細亞），作物生长期

間的降水所起的作用是不大的，因为在这些地区里，降水很少，并且完全被蒸發掉了。

因为土壤儲水量与地下水位深度有着密切的关系，所以任何一种農作物所能利用的土壤水分 W ，取决于土壤在作物生長初期和生長末期的儲水量以及由底土層進到表土層的水分；地下水距地面愈近，則它对土壤上層的濕度影响就愈大。在草原地区和森林草原地区当地下水位很深时，为了增加土壤的儲水量，而進行播种前的儲水灌溉（秋季的，春季的）是合理的，因为这可以减少作物生長期間的灌溉次數，或者在生長期間可以完全不再進行灌溉（例如，秋播谷类作物）。

供給田間的水量中超过作物需要和土壤蒸發的那一部分多余的水量將補給了地下水，并抬高了地下水位。因此，决不允許有这种多余的水量進到田間。進到田間的多余灌水、灌溉渠道的滲漏以及濕潤年份丰沛的秋冬降水，都是灌区地下水補給的主要來源。地下水的補給也可能來自本区以外从相鄰灌溉土地的來水，來自相鄰河道、水庫、湖泊等的滲漏水等。如果降水量和灌溉水量超过了为潤濕需要潤濕的土層所需要的水量时，那么这部分过多的降水量和灌溉水量就可能引起地下水位的升高。土壤的蒸發和灌溉給水的减少往往造成地下水水位下降的条件。

因此，根据降水与作物需水量來控制灌溉定額并進行降水徑流的調節，就能夠保證土壤所需要的濕度，并能够减少地面水進到地下水里去的數量。

在干旱地区的灌溉土地中，地下水位的抬高是很不好的甚至是危險的現象，因为它可能引起土壤上層的鹽漬化，其原因是在于：在很多的干旱或半干旱气候的灌区里，地下水往往是礦質化的。礦質化的程度主要取决于土壤里易溶性鹽类的含量和地下水位的深度（表1和表2）●

●表1和表2是根据B.A.柯夫达原著編制的（見參考書目3）。

表 1 沉積岩內地下水的礦質化程度（以克/公升計）

沉積的層位	地 区	乾沉殿物 (克/公升)	Cl	NO ₃	CaO	MgO	N ₂ O+K ₂ O
泥盆沉積	梁斯克	4.01	0.44	—	1.08	—	—
白堊沉積	南俄羅斯 舟狀盆地	0.29~3.15	≤1.16	≤0.11	≤0.35	≤0.04	0.35
白堊沉積	伏尔加河 左岸地帶	0.5~11.7	0.05~0.28	0.05~5.99	0.05~0.90	0.02~1.58	≤1.73
第三紀沉積	黑海边区	5~6.5	1.5~3.5	0.3~0.5	0.08	—	≤2.08

表 2 地下水位深度与礦質化程度的關係

地 区	地下水礦質化程度 开始加重时的深度 (公尺)	地下水礦質化程度 开始嚴重时的深度 (公尺)	地下水礦質化程度 开始極嚴重时的 深 度 (公尺)
庫 倫 金 草 原	2.5	2.5	1.3
伏 尔 加 河 下 游	3.0	2.0	1.5
阿 姆 河 下 游	3.3	3.2	2.0
飢 餓 草 原	4.0	3.0	2.0
瓦 赫 什 河 谷	4.0	3.5	2.0

由于各种自然因素的影响，在一个很長的底土層理形成的过程中，土壤里產生了鹽类積聚的情形。例如，阿姆河的新舊三角洲都是由阿姆河的泥沙沉積而形成的。阿姆河下游多年年平均徑流量約为 420 億公方/年，而在每一公方的水里約含有 4 公斤的泥沙和 516 克左右的可溶性鹽类。因此，阿姆河每年沉積在三角洲上的泥沙約有 1.68 億噸，其中約含有 0.216 億噸的可溶性鹽类，而可溶性鹽类中又約有一半或者約占河中沉積泥沙重量 6% 的有害的易溶性鹽类。这些鹽类，一小部分被帶到咸海和薩雷卡梅霍地里去了，其余的一大部分則留在了表土和底土里，因而在該地就形成了極其顯著的鹽土。

地下水溶解着这些鹽类。随着地下水位的变化，水溶性鹽类也就發生了重新的分布，并將这些鹽类局部地帶到土壤的根分布層里

表 3 阿姆河下游灌溉土地的地下水礦質化程度 (克/公升) 渠道 A, 1952 年

取水样的观测井 的位置及其编号	取水样处的深度 (公尺) 井底土壤的性质	总 硬 度 (干沉淀物) 克/公升	Cl	硫酸鹽 SO ₄	碳酸鹽 HCO ₃	Mg	Ca	K + Na	总 硬 度
第1号观测井, 靠近渠 道, 在熟荒地上	4.9 重 粘 壤 土	3.412	0.118	0.373	1.975	0.102	0.165	0.569	260.6
第6号观测井, 在距渠 道220公尺处的棉田上	6.9 为水所饱和的细 砂	3.852	0.115	0.871	1.577	0.433	0.252	0.409	537.1
第9号观测井, 在距渠 道977公尺处的稻田附 近	1.65 为水所饱和的细 砂	3.712	0.139	0.469	1.950	0.403	0.305	0.489	253.3
第11号观测井, 在距渠 道467公尺处的熟荒地 上	7.5 为水所饱和的成 层细砂	4.644	0.120	0.965	2.047	0.329	0.209	0.493	700.4
第12号观测井, 在距渠 道6,815公尺处的疏松 壤土上	8.10 流 砂	27.554	10.456	7.779	0.226	1.836	0.680	6.286	524.3
第13号观测井, 距渠道 9,640公尺, 距阿姆河 看河床的峭壁40公尺	10.70 细 砂	1.200	0.288	0.491	0.066	0.039	0.125	0.230	23.4
第14号观测井, 距渠道 9,825公尺, 在阿姆河 看河床的河底上	4.0 含云母的砂	0.504	0.015	0.097	0.205	0.057	0.022	0.068	63.0

表 4 渠道 B 兩側的觀測井斷面

取水样的觀測井的 位置及其編號	取水样处的深度 (公尺) 及井底的土壤性質	总鹽量 (干沉淀物) 克/公升	取水样的觀測井的 位置及其編號	取水样处的深度 (公尺) 及井底的土壤性質	总鹽量 (干的沉淀物) 毫克/公升
第一个觀測断面上的第 1 号觀 測井, 位于渠右 5 公尺	4.33 粘 壤 土	1.452	第二个觀測断面上的第 19 号觀 測井, 離渠 414 公尺, 位于熟 荒地上	3.18 粘 壤 土	15.272
第一个觀測断面上的第 3 号觀 測井, 離渠 55 公尺, 靠近棉田	3.01 砂	3.464	第二个觀測断面上的第 22 号觀 測井, 離渠 953 公尺, 位于溝 渠旁的熟荒地上	7.43 重 粘 壤 土	20.920
第一个觀測断面上的第 5 号觀 測井, 離渠 181 公尺, 位于 棉田上	2.80 重 粘 壤 土	0.936	第二个觀測断面上的第 23 号觀 測井, 離渠 1,032 公尺, 位于 龜裂粘土上	7.41 砂	81.092
第一个觀測断面上的第 9 号觀 測井, 離渠 483 公尺, 位于棉 田上	4.63 粘 壤 土	6.808	第二个觀測断面上的第 24 号觀 測井, 離渠 1,161 公尺, 位于棉 田旁	6.58 重 粘 壤 土	69.364
第一个觀測断面上的第 12 号觀 測井, 離渠 950 公尺	7.05 重 粘 壤 土	9.736	第二个觀測断面上的第 25 号觀 測井, 離渠 1,211 公尺, 位于棉 田上	6.68	40.448
第一个觀測断面上的第 14 号觀 測井, 位于渠左 5 公尺	3.62	3.904	第二个觀測断面上的第 26 号觀 測井, 離渠 1,470 公尺, 位于棉 田旁	7.93 砂	60.108
第二个觀測断面上的第 16 号觀 測井, 靠近渠道左岸	3.04 砂	1.960	第二个觀測断面上的第 29 号觀 測井, 離渠 2,380 公尺, 位于熟 荒地上	12.22 砂	1.960

來或上升到接近地面的地方來。表 3 和表 4 里所列举的就是灌溉土地地下水礦質化的实例。

从表 3 里可以看出，無論是在靠近或者远离渠道的观测井里，1952 年夏季地下水的含鹽量都約为 3.5~4.5 克/公升。也就是說，比渠水的含鹽量（0.6 克/公升）大好几倍。在阿姆河舊河床沙地上开鑿的第 13 号和第 14 号观测井里，地下水的礦質化程度顯著地降低了，在河床底上的第 14 号观测井里，地下水的礦質化程度接近于阿姆河河水的礦質化程度，可是在疏松鹽土上开鑿的第 12 号观测井里，地下水礦質化得就很厉害。

表 3 中所引用的观测井的基綫比表 4 里各观测井布置得靠西些。在渠道 B 的地区里，地下水的礦質化程度要比渠道 A 的地区高得多。在鹽土上的第 29 号观测井里，地下水的礦質化程度最高，而在渠道旁边及靠近舊河道的观测井里，礦質化程度最低。由于渠道滲漏的緣故，所以渠道旁边的观测井里就顯示出了渠道的淡化效应。这种淡化效应，在渠道 A 旁边的第 1 号观测井里并没有表現出來，这是由于該处渠道的滲漏很小的原故。

随着地下水位的上升并逐渐与地面接近，地下水的蒸發加强了，結果鹽类便漸漸地在地下水和土壤里積聚并沉淀下來了。

礦質化的地面水（灌溉水等）進到地下水里去也会使地下水礦質化的程度加重。

除少数例外，灌溉水的礦質化程度是比較弱的，比如阿姆河河水的含鹽量僅为 0.5~0.6 克/公升。

可是，即使是輕微礦質化的灌溉水，如果过多地灌到田地里并滲到地下水里去时，也同样能加重地下水的礦質化程度，特别是在地下水位很高、蒸發强烈以及出流很弱的地方，这种现象就更加顯著。甚至在地下水位相当低的情况下（距地面 10 公尺或深于 10 公尺），如果我们不正确地進行灌溉且灌水量过多时，也能加重地下水的礦質化程度。

在地下水天然出流量不足的地区，用大的灌水定額進行灌溉或

進行鹽漬土的沖洗，往往會招致地下水位每年都一貫地上升。在地下水位上升且地下水出流量很少的時候，土壤里所含的鹽類會很快地溶解，因而就增加了地下水的含鹽量。

不僅表土蒸發能使土壤和地下水的礦質化程度加重，植物覆蓋層也能促使土壤和地下水的礦質化程度加重；因為植物的根系吸收了水分，卻將土壤水里的以及地下水里的鹽類遺留下來了。

植物覆蓋層對地下水礦質化的有效影響可深達 5~7 公尺，而且有時還要深得多。在植物的生長期，植物通過葉面蒸發作用要吸收水分，這些水分比直接由土壤蒸發的水分要大 0.5~1 倍。可是我們必須注意，植物吸收水分，卻不吸收有害鹽類；由於土壤蒸發使鹽類隨同水分一起沿着毛細管上升，並隨着水分的蒸發而把鹽類沉積在土壤的上層了。

因此，應當盡量地減少地面的蒸發。

深根系植物（苜蓿、三葉草以及其他的牧草、森林），為了它們的生長和發育，常常需要大量的水分。因此，這一類的植物能夠降低地下水水位，牧草還能促使土壤形成團粒結構，並遮陰土壤，這樣就可以減少土壤蒸發，從而阻止土壤上層鹽類的積聚。利用植物的葉面蒸發既可以降低地下水水位，並且可以減少土壤蒸發。因此，我們建議應該沿固定渠道造林，並在輪作中播種多年生的牧草。

當地下水位距地面不超過 3~4 公尺時，地下水可以直接蒸發到大氣里去，如果超過了 3 公尺，那麼礦質化作用就要漸漸減弱並趨於終止。隨着地下水距地面深度的減小，蒸發作用即逐漸加強，而且地下水的礦質化作用也逐漸加強；如果其他的條件相同，則氣候愈乾燥，礦質化就愈厲害。

礦質化地下水的臨界水位（即土壤開始鹽漬化時的水位），在某些黃土性粘壤質土壤的灌區，通常距地面為 3~4 公尺左右；在中亞細亞的某些地區，距地面則為 2.5~3.0 公尺。如果礦質化地下水高過臨界水位，那對土壤鹽漬化來說是十分危險的。淡質的地

下水有时也很淺（距地面僅 1.5~2.0 公尺），此时，必須采用較小的灌水定額。

灌溉土地地下水位的升高，还将引起鄰近非灌溉地段地下水水位的逐漸增加，如果地下水是礦質化的，則在該地段將發生土壤的鹽漬化。自灌溉地段流向鄰近非灌溉土地的地下水天然出流，將引起灌溉地区的地下水位降低，可是却抬高了鄰近土地的地下水水位。

土地利用系數愈小，也就是該灌溉系統的实际灌溉面積与整个灌溉系統面積的比愈小，則流向非灌溉土地的地下水天然出流的作用对地下水动态的影响就愈大，因为灌溉土地地下水水位之所以較快地下降，是由于鄰近非灌溉熟荒地和生荒地的地下水水位有所上升的原故。由于含鹽地下水進到了相鄰近的土地里去，加上熟荒地和生荒地無結構土壤的土壤蒸發很强烈，野生植物的叶面蒸發又很弱，因而相鄰土地及其地下水很快地就鹽渍化了。

隨着土地利用系數的增加，也就是隨着灌区内非灌溉土地面積的減少，地下水的天然出流量就要降低，但此时的作物叶面蒸發量（或称生物排水量）增加了；因为作物覆盖面積能增加地下水耗于叶面蒸發的水量，所以作物叶面蒸發量是远远超过非灌溉土地上野生植物的叶面蒸發量的。

在地下水水量的平衡中可以看出，叶面蒸發的因素占整个地下水水量平衡的 65~80%。由此可見，提高土地利用系數并不一定使地下水水位上升，特別是在正确地管理灌溉系統、嚴格地实行定額用水和实行草田輪作的情況下，更是这样。

選擇一个什么样的土地利用系數才能使土壤改良的效果最好呢？这是一个很複雜的問題，并且通常也未必能用一般的公式來取得解决。最好的土地利用系數只能根据地下水水量平衡分析的具体情况來選擇。

为了防治土壤鹽渍化，通常多采用冲洗的办法，但冲洗必須在秋季土壤尚未凍結的时候進行，以便使因冲洗而升高的地下水水