

* 入渗与蒸发条件下土壤水盐运移的研究 *

吕殿青 王文焰 王全九

(西安理工大学水资源所 西安 710048)

摘 要 土壤水盐运移规律的研究是目前土壤物理学、农田灌溉学研究的一个重要方面,也是防治盐碱化、改良盐渍土的核心问题。为此,根据各国学者对土壤溶质、水盐运移的研究成果,评述了土壤水盐运移基本理论和入渗、蒸发条件下的土壤水盐动态规律,为进一步的研究提供指导。

关键词 入渗 蒸发 土壤溶质 水盐运移

Transport of Soil Salt and Water in Processes of Infiltration and Evaporation

Lu Dianqing Wang Wenyan Wang Quanjiu

(Institute of Water Resources, Xi'an University of Technology Xi'an 710048)

Abstract To recognize features of transport of soil water and salt is an important research content for soil physics and irrigation of farm land and a key problem to soil reclamation. The basic theories and transport features of soil solute in different conditions are reviewed based on research results related to soil solute and water transport at home and abroad in order to provide some information for further studies on transport of soil water and solute.

Key words infiltration evaporation soil solute transport of soil water and solute

前 言

在灌溉区,由于灌水方法不当,管理不善,土壤盐渍化面积正以每年 100 万 hm^2 的速度发展,土壤盐渍化已成为一个世界性的问题。它与人类面临的人口、资源、环境、粮食等问题密切相关。随着世界人口的增长,合理利用开发有限的土地资源成为当今世界各国关心的问题之一。而土壤盐渍化的防治和盐渍土的改良则是这一问题的核心,要解决这一核心问题,土壤水盐运移机理的研究就显得尤为重要。它既是研究盐渍土发生和改良利用的理论基础,也是干旱、半干旱地区农业和生态环境保护及国土整治的主要依据。在积水入渗条件下,土壤盐分通过淋洗下移,使得根区土壤脱盐,减少盐分对作物的威胁。因此,积水入渗条件下土壤水盐动态规律的研究是研

* 收稿日期: 1999- 04- 15

* 国家自然科学基金、土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室资助项目。

究盐渍土的形成、冲洗、排水、种稻改良措施的理论基础,为确定合理的改良措施提供依据。在干旱、半干旱地区强烈蒸发条件下,土壤盐分或地下水可溶性盐类通过水的垂直或侧向运动向地表累积,这是土壤积盐过程最为普遍的形式,也是发生盐渍化的主要原因。蒸发条件下土壤的水盐运移机理的研究将对盐渍土形成与盐分分布进行深入探讨,从而为盐渍土改良提供可靠理论基础并用此来指导生产实践,改善盐渍土资源,促进农业的发展,使盐渍土资源更多更快地转化为社会财富。

1 土壤水盐运移的基本理论

溶质在土壤中的运移规律是研究土壤水盐动态的基础。土壤中溶质的运动是十分复杂的,溶质随着土壤水分的运动而迁移,且也会在自身浓度梯度的作用下运动,部分溶质可以被土壤吸附,或为植物吸收,或浓度超过了水的溶解后会离析沉淀^[1]。溶质在土壤中还有化合分解、离子交换等化学变化。因此土壤中的溶质处在一个物理、化学、生物的相互联系和连续变化的系统中。土壤中溶质迁移的物理过程包括:对流、溶质分子扩散、机械弥散过程、土粒与土壤溶液界面处的离子交换吸附作用以及溶质随薄膜水的运动^[2]。溶质运动的研究开始于19世纪,随着灌溉农业的发展,出现了土壤次生盐渍化的威胁。国内外学者通过认识溶质在土壤的物理过程,根据不同土壤环境研究目的和溶质迁移理论,建立了多种多样的数学模型。这些数学模型可分为:宏观水文盐渍化模型(水盐平衡模型)、对流弥散传输模型、考虑汇源模型、传递函数模型、随机模型等。

以区域到流动为单位的宏观水文盐渍化模型的特点是进行大量的野外定点观测,根据观测资料找出规律,绘出变化曲线,求出经验公式来描述水盐运动^[3]。它以水盐平衡为基础,宏观地从盐分的各种来源表示了水盐动态变化,进行盐渍化的预报,使人们对其复杂的大范围水盐运动的认识进一步深化和定量化,但是它需要进行大量的试验观测工作,选择完全封闭的平衡区,且要在特定的条件下建立,缺乏普遍性和一般性的指导意义,也不能反映水盐在土壤—植物—大气连续系统中运移的物理过程及揭示水盐运移的实质。

对流—弥散传输模型一般只考虑溶质在土壤中的对流弥散作用,有时也伴随着溶质被吸收与分解的过程。以对流为主的溶质迁移模型把土壤在吸水过程中的溶液运移处理为对流为主形式,只适用于不考虑任何物理、化学作用及溶质与土壤作用很微弱的离子^[3,4,5]。以动力弥散为主的溶质运移模型把土壤中溶质运移处理为以动力弥散为主的形式,未考虑任何物理化学作用。水稳态、伴有吸附或分解的一维对流—弥散土壤溶质迁移模型^[2]比对流弥散方程多加入了吸附项,可理解为具有离子吸附或交换情况下的溶质运移,比较适合模拟田间的实际情况。但是这一模型往往要受到田间条件的限制,有一定的局限性。两区模型^[3,4,6]是在对流—弥散模型的基础上,以物理非平衡模型(一部分水是运动的,另一部分水是静止的)为依据,考虑了土壤中不动水体的影响的可动水—不可动水模型。在两区模型中,Van Genuchten 视溶质在可动水与不动水两孔隙中,且还在两个区域间相互运移,考虑了可动水、不动水区的作用及相互影响,更为切合实际。它可以用来描述盐分在砂土柱的运移,以及存在吸附情况下的溶质在壤土中的运移。

Nielson D. R., Vom. T. H., Nuchten G. C., Bigger J. W. (1986) 提出考虑汇源^[3](土壤矿物分解、溶解、植物吸收、养分还原反应、放射性衰减、沉淀)的非饱和土壤溶质迁移数学模型综合考虑了土壤中溶质迁移的各种现象,反映了土壤溶质迁移的物理、化学、生物等过程,更为完善。但是由于它假定用线性吸附来表示汇源项,水流为恒定流,故上式对于实验室扰动土柱和田间相对均匀的土壤,并涉及到不相互作用和弱相互作用溶质时是适用的,而对于强吸附及粘性较强的土壤

是不适用的。

活塞流渗漏模型^[2]基于一种溶液下渗就象活塞在汽缸中运动一样, 将土壤孔隙中另一溶液挤走的假定, 适于模拟砂性土壤中的非吸附溶质的入渗。Rao 等人发现此模型可以较好地估计砂土中的溶液下渗的前锋位置。Wild 及 Babiker 则发现其在估计硝酸盐的运移时, 由于忽略了土壤团粒的作用, 其值偏大。半解析模型^[2]以对流—弥散方程为基础, 假定不存在溶质吸附和交换和最初为矩形脉冲的溶质流, 可获得土壤溶质的分布。传递函数模型^[2, 3, 4] (Transfer Function Model) 是设所研究的是一个具有单位质量的溶质质点, 无论该溶质质点在所研究的土体的运移过程受何种运移机制的支配, 总可以通过两个非负的时间变量来描述: 所研究的溶质质点进入所研究土体的时间 t_1 , 离开所研究土体的时间 t_2 , 在土体空间停留时间 $t = t_2 - t_1$ 。对于任一确定的溶质运移过程, 总可以通过随机变量 t_1 和 $t_2(t_1)$ 定义的联合概率密度函数 $p(t_1, t_2)$ 来描述, 则 $p(t_1, t_2)$ 可表示为:

$$p(t_1, t_2) = Q_{in}(t_1)g(t_2, t_1) = Q_{in}(t_1)g[(t_2 - t_1)/t_1] \quad (1)$$

式中: $Q_{in}(t_1)$ ——溶质输入时间 t_1 的分布密度函数; g ——溶质在所研究的土体内的停留时间 t 对溶质输入时间 t_1 的条件概率密度函数。

同理, 在 $[0, t]$ 时段内溶质从所研究土体边界上的累积出流量 $Q_{out}(t)$ 可表示为:

$$Q_{out}(t) = \int_0^t Q_{in}(t_1)g[(t - t_1)/t_1] dt_1 \quad (2)$$

此模型的条件概率密度函数体现了所研究土体内复杂运移机制及其溶质运移过程的作用和影响, 从实际角度出发, 根据所研究溶质运移特性, 自然环境及自然条件下通过试验观测资料推求, 该模型最大特点是便于考虑空间变异性及土壤各向异性问题, 对田间溶质迁移研究是十分方便的。

野外实际土壤在形成和发展过程中, 受多种因素的影响, 土壤的孔隙结构在空间上分布极不均匀, 土壤结构空间变异性导致了土壤含水量和含盐量在空间上的变化。Melsen DR and J. Bcum d (1985)^[7]引入土壤空间变异理论, 提出了如何确定土壤参数平均值, 方差及其相关尺度的理论和方法。这种理论将土壤参数视为平稳随机空间变量, 通过分析野外测量结构空间矩得到均值、方差等统计参数, 从而确定出土壤参数在随机场中的统计结构, 将所求的随机参数代入水分运动或溶质运动方程中, 在一定初始条件和边界条件下, 确定出随机微分方程的结果, 进而求得含水量和溶质浓度分布的均值和方差。后来, 许多学者建立随机对流弥散模型的随机对数对流传递模型, 求得其溶质运移速度概率分布函数, 平均浓度分布。这种模型适用于野外非饱和土壤溶质运移的研究, 有较好的结果, 但是缺乏实测资料验证, 还需进一步完善改进。

总之, 土壤中溶质和运移是一个十分复杂的过程, 受到多种物理机制的支配, 同时土壤物理化学参数均是时间与空间的随机变量, 土壤水力特性空间变异性大, 又有多种外界因素的影响, 因此国内外学者从宏观模型发展到微观模型(对流—弥散, 传输—化学平衡, 函数模型), 又逐渐发展到随机模型, 为土壤溶质领域内的研究打下坚实的理论基础。

2 积水入渗条件下非饱和土壤水盐运移规律研究状况

近几十年来, 人们就应用数学模型对土壤溶质运移进行研究。目前较多的数学模型是用来描述土壤剖面垂直一维盐分运动的, 并且大多数忽略盐分在土壤中的化合分解、溶解沉淀、吸附解吸等作用。Gardner (1957) 提出淋洗过程中盐分移动的数学模型, Bresler (1967) 根据土壤中盐分

平衡建立了灌溉过程中盐分移动的数学模型,只考虑由于排水所引起的盐分的向下的运动,忽视水分蒸发时盐分向上的运动,而Burns则考虑了向上和向下两种的运动。经实验证明:Bresler模型只适用于不产生表面结壳的沙壤土,而Burns模型在沙壤土中是不适用的,两模型对黏土也不适用的。

在Nislen提出土壤溶质运移对流弥散方程后,人们开始应用它进行数学模拟土壤水盐运动,并求得数值解。HESham(1992)、Kanoil Westerink and Shea(1989)和陈启生、戚隆溪(1996)分别利用有限差分、二阶Petrov-Galerkin有限元方法、特征差分法求解对流弥散方程,模拟出不同时期的土壤水盐的浓度分布。Jury等(1982)把土壤看作动力系统,并引入滞留时间分布(RTD),并运用两区模型模拟多孔介质中线性吸附溶质的非平衡运移^[8]。史海滨、陈亚新(1996)考虑了研究蒸发与入渗条件下的溶质运移,得出在入渗淋洗条件下土壤吸附作用的影响较明显,不动水体的影响较小,蒸发条件恰好相反。沈荣开、杨诗秀等考虑对流、弥散、吸附、降解、硝化作用研究了氮素、农药在非饱和土壤中的运移。叶自桐(1990)假定盐分的输入过程具有平稳特征,盐分的出流过程与输入过程是两个独立的随机过程,对传递函数模型(TFM)进行了简化,提出适用研究入渗条件下土壤盐分对流传移的传递函数修正模型,根据田间不同矿化度水灌溉入渗实验结果,得到了盐分0~60 cm土层时的时间概率密度函数^[3]。由于土壤空间变异性大,人们开始应用随机模型。Gregl Butters运用随机对流弥散模型以及随机对流对数传递函数模型研究了溴在非饱和土壤中的田间运移,成功的预测了3 m处的浓度平均穿透曲线^[9]。杨金忠、叶自桐(1994)进行野外均匀入渗条件下非饱和土壤溶质运移试验,分析了溶质运移速度的空间变异性。根据流速对数正态分布特征,用随机的对流模型,对流-弥散模型,得到浓度方差与浓度梯度成正比,与孔隙弥散系数成正比,方差最大值分布在浓度峰面附近^[7, 10, 16]。Georgial, Postouni(1995)在研究各向异性土壤地下水结合系统中溶质运移是采用随机模型,确定非饱和土壤中的对流溶质传输时间概率密度函数来表达溶质穿透曲线^[11]。

3 蒸发条件下非饱和土壤水盐运移规律研究状况

3.1 蒸发条件下水盐运动规律的研究

贾大林^[12, 13](1979)利用放射性同位素方法对松沙土蒸发过程中盐分移动状况研究表明,当土体中存在有盐分时,地下水在蒸发过程中将溶解土体中的盐分上移,造成下部土壤脱盐上部逐步积盐。贾大林的结果表明地下水中的盐分并没有参与松沙土中盐分的运移,因而其结论和数学模型适用于没有地下水的情况。

刘亚平^[14](1984)使用盐分传感器监测沙壤土中盐分运动的过程及盐峰前进的情况,把蒸发条件下的土壤盐分运动大致分为三个阶段:(1)盐分从潜水位上升,逐渐接近地表;(2)盐分到达地表后,表层浓度不断增加,而表土下的几个厘米内出现盐分浓度的反弯型;(3)反弯型的盐分浓度消失,盐分在表层开始积累,盐分浓度呈T型分布。这表明地下水中的盐分参与了盐分在土壤中的运移,因而表层积盐较多。他还分析稳定蒸发条件下地下矿化度(C)、蒸发时间、初始含盐量/潜水埋深(H)、潜水蒸发量(W_E)对土壤盐分运动的影响。(1)地下水矿化度 C_0 对土壤盐分状态的影响:任一地下矿化度的盐分浓度分布 $C = C_0 \bar{C}(z, t)$ 即:地下矿化度为 C_0 时土壤剖面各点盐分浓度是地下水矿化度为单位浓度时土壤剖面相应点盐分浓度的 C_0 倍。地下水矿化度越大,土壤盐分浓度越大。(2)蒸发时间对土壤盐分状态的影响:土壤盐分状况主要是指潜水位以上土体平均含盐率(\bar{S})和总盐量(S)的变化。假定初始盐分剖面各点浓度为零,地下水矿化度为单位浓

度, S 与 t 呈直线关系, 蒸发强度(E)越大, 土壤积盐越快。随着 H 的增加, 土壤中 \bar{S} 的下降, 当 H 增加到一定程度时, E 的变化对 \bar{S} 的影响减小。一般是 H 不变, E 越高, \bar{S} 也越高。(3) 初始含盐量的影响: 初始含盐量不为零时, 某一时刻的 S 值近似等于初始含盐量等于零时同一时刻的 S 值与初始含盐量之和。(4) 潜水位埋深 H 对土壤盐分状况的影响: \bar{S} 与 H 呈指数关系, $\bar{S} = A e^{-BH}$, 在蒸发积盐条件下 \bar{S} 随 H 的增加而迅速衰减, 当 H 增加到一定程度时, 不同 E 下的 \bar{S} 趋于同一数值。这说明 H 大于临界埋深时土壤不会积盐。(5) 潜水蒸发量(W_E)对土壤盐分状况的影响: $S - W_E$ 呈直线关系即 $S = \beta(W_E)$ 说明对流作用远远大于扩散作用。而在非稳态条件下, 王福利(1991)运用数值模拟方法分析也得到 $\bar{S} - H$ 的指数关系, 积盐量随潜水矿化度增加而增加, 基本为线性关系。

后来许多学者研究了土壤质地、土壤构型对水盐状况的影响。土壤质地决定了土壤毛管水上升高度和速度以及水的入渗性能, 从而直接影响地下水蒸发速度和水盐运动特征。在相同条件下, 轻壤质土的表层积盐高于中壤质和重壤质。从轻壤质到黏土, 质地愈黏重, 土壤盐渍化越轻。土体构型对土壤盐分运动也有重要影响, 特别是黏土层, 它不仅阻滞水盐的长升, 也程度不同地影响着水分的下渗和盐分的淋洗, 黏土设置深度与厚度不同, 影响程度也不同。国内外学者对其做了大量的研究。刘有昌(1962)提出如黏土层厚度大于 30 cm 其底面距地下水又大于 50 cm 时, 水盐运行就受到强烈抑制。罗焕炎等(1965)认为当黏土夹层位于砂性土的毛管水饱和带以内, 有抑制毛管水上升速度的作用。位置越高, 则抑制作用越大。如超过此饱和带, 对同一高程的砂性土而言, 反起促进作用。对蒸发率的影响亦然。袁剑舫等(1980)根据室内风干扰动土柱试验, 黏土层离地下水位远者, 地下水达到某一高度的速度要较近者为高。得出与上相反的结论, 认为水位相同时, 黏土层离地下水位愈近, 阻水作用越大, 地表不易返盐。Gardner W. R (1958), Willis, W. O (1960)曾对粗细质地相接的二层土的蒸发率进行了研究, 并提出粗质土壤在细质地土壤之上时, 对蒸发影响大, 其程度随粗质土壤的厚度而增加, 而细质地土壤在粗质土壤之上时与均质地土壤相似。W. O. Willis 并指出砂与壤土的导水率, $k(h)$ 。曲线呈交叉型, 交叉点在 10^5 Pa 左右, 即细质地土壤在吸力高时具有较高的导水率。Amoo Hadas(1972)等和 F. A. Hessian 在研究层状土壤时指出了层间土壤的阻抗作用的存在。李韵珠等^[15](1982)研究在非稳态蒸发条件下黏土层对土壤水盐运移的影响, 在黏土导水率始终低于壤土的情况下, 则黏土层离地下水愈近, 水分上升受阻愈明显, 地下水补给率降低, 积盐微少, 如两种土壤的 $k(h)$ 曲线有交叉现象, 则黏土层位于一定高度后预计会出现地下水补给率仅比层位低的土壤为高的现象。他还得出地下水补给率与黏土层层位和厚度的关系为:

$$Q_g = 9.52389D^{-1.3855}H^{-0.7919} \quad (3)$$

式中: Q_g ——地下不稳定补给率(cm/d); D ——黏土层厚度(cm); H ——黏土层与地下水的距离。可见黏土层的厚薄对土壤盐分运移的影响超过了层位的作用。刘福汉等(1993)以全剖面轻壤土, 轻壤土夹黏层和表层夹黏土的室内模拟试验, 对不同潜水位蒸发条件下的土壤水盐运动进行了研究, 得出黏粒的存在会降低毛管水上升的速度, 减少潜水蒸发量, 有抑盐作用。但是黏土层位的高低对土壤水盐运移的影响, 尚有不同的观点, 还需进一步研究。

蒸发条件下的水盐运动要受到多种因素的影响, 而现今只对其中的部分因素进行了分析, 有的观点不一, 这就需要进一步进行综合研究。

3.2 蒸发条件下土壤水盐运移模型的研究

贾大林(1979)利用放射性¹³¹I和³⁵S研究松沙土土壤水盐运动中认为: 浓度及温度对土壤渗

透性能的影响与含水率相比可忽略不计,把土壤水盐运动问题分为渗流问题及溶质运移问题^[12,13]。在土壤盐渍化形成过程中起决定作用的几种易溶盐主要是通过对流和弥散作用而迁移,国内外学者从土壤水分理论和多孔介质中的溶质运移理论出发,通过Richard方程、溶质对流弥散方程以及相应的边界、初始条件建立蒸发条件下的土壤水盐运移模型,并获得土壤水分剖面分布以及土壤盐分剖面分布。

各国学者对模型求解做了大量的工作,得到了一条件下的解析解、近似解或数值解。刘亚平(1984)^[14]根据Darcy定律其水分控制方程求得了稳定蒸发条件下的土壤水分和盐分一维运动的解析解,与实测结果吻合较好。随着蒸发的进行,到一定时间后盐分浓度剖面上大下小呈T型分布。盐分因对流作用向上运移,与盐分的扩散作用正好相反,若这两种作用能相互抵消,则形成一稳定的盐分剖面。当土壤中的盐分运动达到稳定状态时,盐分浓度只是 z 的函数而与 t 无关,可以得到土壤盐分运动的稳定解。贾大林对其渗流方程应用隐式差分法,求得不同时刻的压力水头 h ,含水量 θ 和渗流体积通量 q 的分布,又对浓度与固态盐分方程采用二阶差分近似,共同求得不同时刻的浓度及固态盐分含量分布。王福利(1991)将对流—弥散问题分解为纯对流和纯弥散问题,用有限差分分解水分运动问题和纯弥散问题,用单步反向粒子追踪法解纯对流问题,并模拟长时间的土壤水盐动态过程。王金平(1989)、周维博(1991)也对层状土壤水分运动进行了数值模拟。

4 结 论

较系统地综述了土壤溶质运移理论模型,概述了入渗、蒸发条件下土壤水盐运移的研究成果和模型应用,为盐渍土的进一步改良提供依据。

参考文献

- 1 雷志栋,杨诗秀,谢森传.土壤水动力学.北京:清华大学出版社
- 2 随红建,饶纪龙.土壤溶质运移的数学模拟研究—现状及展望.土壤学进展,1992(5)
- 3 王全九.土壤溶质迁移特性的研究.水土保持学报,1993(2)
- 4 同延安,王全九等.土壤—植物—大气连续体系中水运移理论与方法.西安:陕西科学技术出版社
- 5 Garrison Sposito et al, Foundation Theories of Solute Transport in Porous Media: A Critical Review, Advances in Water Resources, 1979, Vol 2, June
- 6 D. R. Nielsen et al, Water Flow and Solute Transport Processes in the Unsaturated Zone, Water Resources Research, 1986, 22(9)
- 7 杨金忠,叶自桐.野外非饱和土壤水流运动速度的空间变异性及其对溶质运移的影响.水科学进展,1994(1)
- 8 M. Sardin and D. Schweich et al, Modeling the Nonequilibrium Transport of Linearly Interacting Solutes in Porous Media: A Review, Water Resources Research, 1991, 27(9)
- 9 Greg L. Butters and William A. Jury, Field Scale Transport of Bromide in an Unsaturated Soil 2D Dispersion Modeling, Water Resources Research, 1989, 25(9)
- 10 杨金忠,叶自桐等.野外非饱和土壤溶质运移的试验研究.1993
- 11 Georgia Destouni et al. Solute Transport Through an Integrated Heterogeneous Soil Groundwater System, Water Resources Research, 1995, 31(8)
- 12 贾大林,傅正泉.利用放射性¹³¹I和³⁵S研究松沙土土体和地下水盐分运动.土壤学报,1979(1)
- 13 贾大林,傅正泉,刘正英.利用同位素示踪和数值模拟研究土壤水盐运动.土壤学报,1979
- 14 刘亚平.稳定蒸发条件下土壤水盐运动的研究.1984
- 15 李韵珠,陆锦文,黄坚.蒸发条件下粘土层与土壤水盐运移.1982
- 16 叶自桐.利用盐分迁移函数模型研究入渗条件下土层的水盐动态.水利学报.1990(2)