

黄土区坡地土壤水分运动与转化机理研究进展

陈洪松^{1,3}, 邵明安^{2,3}

(1. 中国科学院亚热带区域农业研究所, 湖南 长沙 410125; 2 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101;

中国科学院
3. 水土保持研究所黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 陕西 杨凌 712100)
水 利 部

摘要: 土壤水分是作物生长、植被恢复以及生态环境建设的主要限制性因素。从降雨入渗及再分布、土壤水量转化以及土壤水分动态变化等几方面概述了黄土区坡地土壤水分运动与转化研究进展, 认为应该把坡面土壤—植物—大气作为一个物理上的连续统一体, 以大气水、地表水、植物水和土壤水相互转化过程和机制为基础, 研究坡面土壤—植被—大气界面水分运动和转化规律, 为植被恢复重建提供理论依据。

关键词: 黄土区; 坡地; 土壤水分运动; 入渗; 再分布; 水量转化

中图分类号: S 152; G 353. 11 文献标识码: A 文章编号: 1001-6791(2003) 04-513-08

以半干旱地区为主的黄土高原地区, 自然环境十分脆弱, 生态环境极端恶化, 严重的土壤侵蚀和频繁的干旱并存是其主要的特征。该区 90% 的耕地实行旱作农业, 坡耕地面积占耕地总面积的 70%, 其土壤侵蚀占总侵蚀量的 50%~60%^[1]。因此, 坡耕地退耕还林还草是减少黄土高原地区水土流失、实现该区生态系统良性循环的有效途径。但是, 大范围、大面积的退耕还林还草必须依据土壤水分在坡面的分布, 配置相应的林草植被。如果盲目退耕还林还草, 不考虑土壤水分生态条件, 人工植被建设有可能反而加剧水土流失, 导致新的生态环境恶化。显然, 土壤水分作为作物生长、植被恢复和生态环境建设的主要制约因素, 研究其运动与转化规律具有重要的现实意义。本文试图从降雨入渗及再分布、土壤水量转化以及土壤水分动态变化等几个方面概述坡地土壤水分运动与转化的研究进展, 以期实现有限水资源的最优调控和水土保持措施的优化配置, 从而促进黄土高原地区生态系统的良性循环, 保障西部大开发的顺利实施。

1 降雨入渗及再分布

土壤水分运动与转化与降雨入渗、产流以及入渗后的再分布过程密切相关。降雨入渗是土壤水分的直接来源, 而入渗后的再分布过程则决定着不同时间和不同深度土壤保持的水量, 直接影响植物的水分收支。

1.1 入渗过程及再分布

入渗是指水分进入土壤的过程, 是自然界水循环中的一个重要环节。一般降雨入渗开始时, 土壤的入渗率较高, 尤其是初始干燥的土壤, 但随后逐渐降低, 并最终趋于一个稳定值。当降雨强度大于土壤入渗率时, 地表开始积水。以地表开始积水时间为界, 可将降雨入渗过程划分为供水控制(或通量控制)阶段和土壤入渗能力控制(或剖面控制)阶段^[2]。前一阶段为无压入渗或自由入渗, 土壤入渗率等于降雨强度; 后一阶段为积水入渗

收稿日期: 2002-04-01; 修订日期: 2002-07-20

基金项目: 国家杰出青年科学基金资助项目(40025106); 国家自然科学基金资助重大研究计划(90102012); 中国科学院知识创新工程领域前沿项目(01200220055413)

作者简介: 陈洪松(1973-), 男, 湖北通山人, 中国科学院亚热带区域农业研究所博士研究生, 主要从事土壤物理和水土保持方面的研究。E-mail: hbchs@sohu.com

或有压入渗,土壤入渗率与降雨强度无关。而入渗后的再分布,是指降雨入渗停止后,在无地下水补给的条件下,水分在重力和吸力梯度的作用下继续向土壤深层移动的过程。

降雨对入渗的影响可分为直接影响和间接影响^[3]。降雨的直接影响表现为雨型、降雨强度变化过程对积水前入渗过程、开始积水的时间、积水持续时间和积水后入渗过程的影响。其中,开始积水的时间和积水后入渗率的确定是关键。在地表开始形成积水前,湿润锋运移速度与降雨强度有关,但积水后,湿润锋运移速度与剖面含水量有关而与降雨强度无关^[4]。降雨的间接影响表现在降雨使地表产生结皮,从而影响入渗过程,其中雨滴的大小组成、雨滴的终点速度和降雨强度是影响土壤结皮的关键因素。

20世纪50年代以来,山坡水文学的研究日益受到重视,许多学者对坡地降雨入渗问题进行了研究。在坡地非饱和带中,由于土壤透水性随深度增加逐渐减小,入渗雨水可能沿土层界面流动而形成壤中流,尤其在森林流域^[5,6]。壤中流是指入渗水分在土壤内的流动,包括水分在土壤内的垂直下渗和水平侧流。壤中流对水分在土壤中的再分配和流域径流产生过程有重要影响,对地表径流和地下径流的形成与变化有重要作用,是区别传统Horton入渗模型的核心^[7]。壤中流模型主要有3类,即Richards模型、动力波模型和贮水-泄流模型^[8]。其中贮水-泄流模型求解过程简单,而且精度较高,可对暴雨洪水过程进行快速预报,便于推广应用整个流域的水文计算^[9]。Richards模型虽然求解过程与结果非常复杂,需应用有限元或有限差分法求解,难以对暴雨洪水过程进行快速预报,但在求解土壤含水量时具有较高的精度,常用来求解非饱和土壤水分运动。

不考虑滞后作用的均质、各向同性二维坡地非饱和土壤水分运动基本方程为^[10]

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot (D \nabla \theta) - \frac{dK}{d\theta} \left[\frac{\partial \theta}{\partial s} \sin \gamma + \frac{\partial \theta}{\partial n} \cos \gamma \right] \quad (1)$$

式中 t 为时间; θ 为容积含水量; D 为土壤水分扩散率; γ 为坡度; K 为土壤非饱和导水率; 坐标原点位于地表, s 轴以沿坡向下为正; n 轴以垂直坡面向下为正。当初始含水量均一时,在坡地表层结皮以下某一距离处土壤含水量(包含其它一些性质)达到空间平衡,其变化与沿坡向下坐标 s 无关而仅与时间 t 和坡面法向坐标 n 有关,此时式(1)可变为^[10]

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial n} \left[D \frac{\partial \theta}{\partial n} \right] - \frac{dK}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial n} \cos \gamma \quad (2)$$

当 $\gamma < 30^\circ$ 时,坡地法向入渗可简化为一维垂直入渗。沈冰和王文焰^[4]、Jackson^[11]等得到了上述类似结论,认为降雨初期湿润锋与坡面平行,随后入渗由坡面法向逐渐变成铅垂方向。张启昌等^[12]通过挖剖面的方式,观测了降雨条件下黄土低山丘陵湿润锋的运动规律,认为湿润锋的下行深度与降雨历时和降雨强度呈正相关,土地利用方式不同,湿润锋的下行深度也不一样。对于等高线同中心且具有单一坡度的发散(divergent)、汇聚(convergent)坡或者凹、凸型坡,Philip^[13,14]研究表明,当等高线半径或坡面总曲率的倒数大于10倍特征入渗深度(characteristic infiltration length)时,可以不考虑坡型对入渗的影响,特征入渗深度 l_{grav} 可以表示为

$$l_{\text{grav}} = \frac{S^2}{(K_1 - K_0)(\theta_1 - \theta_0)} \quad (3)$$

式中 S 为吸力; θ_0 为初始容积含水量; θ_1 为土壤表面容积含水量; K_1 、 K_0 分别为对应于 θ_1 和 θ_0 的导水率。但是,上述研究结果是在初始含水量均一的均质、各向同性坡地上得到的。

分层和各向异性土壤有利于壤中流的产生,尤其是透水性强的土层位于透水性弱的土层之上时,降雨期间甚至会产生饱和侧向沿坡向下流。降雨停止后,饱和壤中流逐渐转变为非饱和壤中流,使土壤水分含量由坡顶到坡脚递增。对初始含水量均一的均质、各向同性二维坡地,Philip^[10]认为降雨入渗时毛管吸力和重力的作用会产生侧向沿坡向下流。但Jackson^[11]认为,降雨入渗时只有高各向异性的土壤才会产生侧向沿坡向下非饱和流。降雨停止后,由于土壤表面成为了一个无流量边界(忽略蒸发作用),将产生几乎平行坡面的沿坡向下非饱和流^[4,11]。沈冰和王文焰^[4]室内模拟降雨试验表明,黄土坡地由于层间土壤容重差异不大,降雨期间壤中流可以忽略不计(坡度为10%~20%时,沿坡向水流速度为2~5 mm/d)。张书函等^[15]、刘贤赵和康绍忠^[16]等研究

了天然降雨条件下坡地的土壤水分运动,并分别考虑了土壤结皮和滞后作用的影响,认为产流时坡脚积水深度大于坡顶是导致坡脚土壤水分较高的原因,但对降雨期间雨水的入渗规律以及入渗水分在坡面的再分布过程分析不够。滞后作用对土壤水分的再分布过程有重要影响,尤其在长历时的蒸发条件下,滞后作用将降低再分布过程土壤水分的迁移速率,从而推迟土壤水分再分布过程;但在降雨入渗时,滞后作用将加快入渗率,提高土壤的入渗性能^[16]。

1.2 入渗理论及模型

降雨入渗主要是非饱和土壤水分的运动过程。Darcy 通过实验提出了描述饱和土壤水分运动的基本规律,由此开始了产流机制研究的土壤物理学途径。Richards 对达西定律进行修正,认为其可以适用于非饱和条件,从而推动了非饱和土壤水分运动研究的发展。Green 和 Ampt、Kostiakov、Horton、Philip、Holtan、Smith 以及 Smith 和 Parlange 等分别建立了一定条件下的入渗模型,推动了入渗研究的发展^[2]。其中,Green Ampt 和 Philip 公式都是根据较严密的入渗理论和数值解推导出来的,但它们是在积水条件下得到的,与降雨条件下的入渗有很大的区别。对于降雨条件下的入渗,Smith 和 Smith Parlange 等提出了可以计算地表开始积水时间的入渗模型。另外,Mein 和 Larson 将 Green Ampt 模型应用于降雨入渗研究中,也导出了可以计算开始积水时间的函数表达式^[2]。Chu 提出了变雨强下入渗的计算方法,在变雨强条件下,非积水入渗与积水入渗两种状态交替发生,具体方法是将天然降雨过程按强度划分成若干时段,使各时段内雨强相对稳定,然后用 Mein Larson 方法逐时段计算,分别求取各时段的积水时间;范荣生和张炳勋用水文参数取代 Mein Larson 方程中的土壤物理参数,提出了在黄土高原地区计算入渗的模型,考虑了土壤特性和植被条件的影响^[17]。蒋定生和黄国俊^[8]在分析 Kostiakov 和 Horton 入渗模型的基础上,结合黄土高原大量野外实测资料,提出了积水条件下的入渗公式。目前,土壤水分入渗研究主要集中在 Green Ampt 模型的修正以及 Philip 和 Parlange 入渗方程的求解两方面^[19]。经过修正的 Green Ampt 模型能适用于非均质土壤或初始含水量不均一的情况,但是仍然难以确定湿润锋处的土壤水势。

尽管人们对降雨入渗进行了大量的研究,并提出了各种计算公式,但主要局限于单点入渗的研究,没有涉及到径流运动的基本条件,也没有考虑降雨及入渗的空间变异性等问题^[17]。

1.3 坡地产流

坡地产流(常指地表径流)与降雨入渗密切相关,是下垫面对降雨的再分配过程。产流机理主要有3种:超渗产流、蓄满产流以及两者混合的产流理论。黄土高原地区由于土层深厚,地下水埋藏深,因而常为超渗产流。国内外众多学者主要从水土保持和水文学的角度出发,对坡地产流过程及机理进行了大量野外观测和试验研究。

Dunne 对坡面径流现象、坡面流速等作了系统论述,描述了坡地径流形成过程和各种现象,为坡地水文研究奠定了基础;Freeze 系统提出了坡地水文数学模型,该模型主要包括坡面漫流和壤中流两个部分,推动了山地水文研究的进展^[7]。国内20世纪80年代以来,降雨-入渗-产流研究日益受到重视。贾志军等^[20]认为坡耕地产流时间随土壤前期含水量的增加呈幂函数衰减,径流系数与土壤前期含水量呈线性正相关;土壤前期含水量越高,非稳定产流速率愈大,达到稳定产流速率的时间愈早。王玉宽等^[21]利用室内人工模拟降雨试验,研究了黄土高原坡面降雨产流起始时间和入渗率与降雨强度的关系,以及入渗率随时间的变化规律,得到了不同坡度下黄绵土裸地降雨产流过程的回归方程,并用该方程推算了陕北纸坊沟小流域坡面的产流过程及产流量,计算值与实测值相当吻合。张光辉和梁一民^[22]运用野外人工模拟降雨方法研究了黄土丘陵区人工草地径流起始时间与降雨强度、草地覆盖度以及土壤前期含水量之间的关系,认为当有植被覆盖时,径流起始时间与降雨强度和草地覆盖度密切相关;无植被覆盖时,径流起始时间则与降雨强度和土壤前期含水量有关。沈冰等^[23]分析了短历时降雨强度对黄土坡地径流形成的影响,认为产流过程取决于雨强和入渗率的关系,局部面积汇流时雨强与坡面漫流量呈非线性关系,全面汇流时二者呈线性关系。贺康宁等^[24]通过分析晋西黄土残塬沟壑区水土保持林坡面的产流规律认为,径流的发生主要取决于雨强和土壤性质,降雨量与径流量的关系不明显。袁建平等^[25]通过野外人工降雨试验比较系统地分析了影响坡地降雨产流起始时间的各种因子,认为林地

影响产流起始时间的主要因子为承雨强度和植被覆盖度,农地、裸地则为承雨强度、坡度和土壤初始含水量,并建立了可以由植被覆盖度、承雨强度、坡度和土壤初始含水量预测不同土地利用方式下产流起始时间的回归方程。黄明斌等^[26]分析了坡地农田和草地降雨产流过程,提出了一种利用降雨产流资料计算坡地单元平均入渗率的方法,认为坡地单元平均入渗率随坡度的增加呈指数衰减。

坡面产流研究虽有很长历史,但对它的数学求解还只有 30 多年。60 年代后期 Woolhiser 和 Liggett 将运动波模型引入坡面水流研究,大大简化了计算工作,促进了坡地产流研究的发展。由于坡面流的运动波波数一般远大于 10,所以运动波模型在坡面产流研究中得到了广泛的应用。运动波模型最初只适宜描述均质坡面上的一维流,忽视了坡面土壤物理特征的空间变异性。Zhang 和 Cundy^[27]建立了一个考虑土壤物理特征空间变异性(包括地表糙率、入渗以及微地貌)的二维坡地产流模型,认为微地貌是影响径流深度、流速以及流向空间变异性的主要因素。近来,运动波理论日趋完善,成为目前国际上研究坡面径流过程、流域水文过程等常用的一种方法。一定坡度、坡宽和粗糙度斜坡上的地表流和侧向饱和渗透流可用运动波方程描述为^[15, 16, 28]

$$\begin{cases} \frac{\partial h}{\partial t} + V \frac{\partial h}{\partial s} + b \frac{\partial V}{\partial S} = bR_a(t) - f(s, t), & R_a(t) \neq f(s, t) \\ V = \frac{1}{n_e} \sqrt{\sin \gamma} h^{2/3} \\ h = 0, \quad V = 0, \quad R_a(t) = f(s, t) \end{cases} \quad (4)$$

式中 h 为坡面径流深; V 为坡面径流流速; n_e 为坡面的有效糙率; $R_a(t)$ 为坡面承雨强度; $f(s, t)$ 为坡面入渗率; b 为植被截留衰减系数; s 坐标沿坡面向下为正; n 坐标垂直坡面向下为正。杨建英等^[28]基于运动波理论的基本方程分析坡面产流机制,推导出某一时刻坡面任一点的运动波方程的理论解析解。沈冰和王文焰^[29]基于运动波理论建立了考虑植被影响的黄土坡地降雨漫流数学模型,并成功地求解了有效糙率,提出了通过优选确定其量值的途径。王百田和王斌瑞^[30]应用坡面流的运动波理论,分析了黄土坡面施加防渗剂、拍光和自然坡面的产流过程,并确定了模型参数。张书函等^[15]、刘贤赵和康绍忠^[16]运用运动波原理简化圣·维南方程组,建立了坡面产流模型。陈力等^[31]利用运动波理论和两次改进的 Greer-Ampt 入渗模型建立了坡面降雨入渗产流的动力学模型,并得到了实验资料的良好验证。但是,上述研究中产流量为整个坡面末端的结果,没有反映径流沿坡面的变化过程。目前,坡地产流理论虽然有了很大的发展,但坡地降雨入渗和产流的研究还处于初始阶段,对入渗和产流的过程及机理还缺乏深入的认识。

2 土壤水量转化

土壤水量转化是以土壤-植物-大气连续统一体(SPAC)为基础的,主要指入渗(降雨或灌溉)水分在土壤内的运动和转化过程,如水分下渗补充地下水、地表蒸发和植被蒸腾等。在黄土高原地区,由于地下水位深,一般可以不考虑入渗水分与地下水之间的相互作用。因此,土壤水量转化通常以研究地表蒸发、植被蒸腾以及根系吸水为主。

地表蒸发和植被蒸腾是坡地水量转化和水量平衡中的一个重要内容,也是研究工作的难点:一是蒸腾、蒸发的直接测定比较困难;二是常用的半理论半经验公式有其固有的局限性,如:经验公式建立在大量观测资料的基础上,具有计算方便、操作简便的优点,但代表性差,式中参数一般均随地域而变化,而理论模型通常建立在质量守恒和能量平衡的基础上,物理概念明确,适应性强,但都需要一定的气象观测资料;三是受局部小气候的影响大,需要引入不少标定函数。由于作物的棵间蒸发和植株蒸腾是互为消长和难以分开的,因此常将二者结合起来考虑,统称为腾发量或蒸散量。关于腾发的理论与计算方法可分为水量平衡法和能量平衡法、紊流扩散法、模式综合法和经验方法等,各种理论与方法都有其适用条件和局限性^[32]。刘昌明和窦清晨^[33]按蒸发和蒸腾的的机制对其过程进行了分解,并通过 SPAC 模型分别模拟了蒸发和蒸腾过程,得到了比较符合实测

过程的计算结果。康绍忠等^[34]在 SPAC 水分传输机理研究的基础上,建立了包括根区土壤水分动态模拟、作物根系吸水模拟和蒸发蒸腾模拟 3 个子系统的 SPAC 水分传输动态模拟模型,不仅能求出土壤含水量(或基质势)的时空分布规律,而且还能得到根系吸水分布,作物蒸腾、土壤蒸发的变化规律,具有一定的精度。

根系吸水是 SPAC 水分传输的一个重要环节,与植物蒸腾强度密切相关,是连接土壤水和大气水的纽带。根系吸水的数学模型有两种:微观模型和宏观模型^[35]。微观模型又称单根径向流模型,常假定植物根系分布是均匀的,在根系层中的水吸力也是均匀分布的,多用于根系吸水机制的研究,很难应用于根系吸水的定量研究。宏观模型又叫根系统模型,不考虑单根的吸水作用,而是将根系作为一个整体考虑,认为根系在同一土层深度内均匀分布,根系吸水为土层深度的函数。该模型是在土壤水分运动基本方程的基础上加一个根系吸水项而得到。因此,提出和改进宏观模型的实质在于用不同的吸水项(吸水函数)来刻画根系吸水。根系吸水项中大多数是以 Vanden Honert 假定为基础的,这些公式的物理学和生物学意义是明确的,但由于包含有根阻力、根水势及有效根密度等一些难于测定的参数,不便于实际应用;另一些方法是由蒸腾在根系层垂直方向上消耗水量的分布来估算根系吸水项;还有一些研究者假定根系吸水项与土壤含水量或基质势成比例^[32]。邵明安等^[36]在定量分析植物根系吸水物理过程的基础上,提出了根系吸水宏观数学模型,比较完满地解决了以往研究中存在的不足:根系吸水速率的上下限没有明确规定;影响根系吸水的因素没有予以较全面的定量考虑等。在上述研究的基础上,邵明安^[37]提出了既能在较大程度上反映吸水机理又方便应用的简化模型,包括影响根系吸水的 3 大主要因素,土壤水分、有效根密度以及植物的蒸腾速率。康绍忠等^[34]通过分析根系吸水强度与土壤含水量、根系密度分布以及作物蒸腾的关系,建立了土壤剖面含水量分布不均匀且不充分湿润时的作物根系吸水模型。邵爱军和李爱昌^[38]通过有限差分法,利用野外实测土壤剖面基质势资料计算根系吸水速率,然后利用非线性多元回归的方法,建立了包含作物腾发量的根系吸水模型。由于根系吸水速率无法实际测定,根系吸水模型通常以模拟含水量(或基质势)与实测值的吻合程度来进行验证。左强等^[39]研究表明,含水量(或基质势)剖面实测值与模拟值的对比不足以论证根系吸水模型的正确与否。当含水量变化较均匀且根系层与下部土层的水分交换量较小时,有限差分法、隐式差分法以及数值迭代法模拟获得的根系吸水率剖面非常接近;但当含水量变化较为剧烈时,只有数值迭代法才能获得较好的效果。但数值迭代法的准确性、稳定性、收敛性以及适用性等问题,还有待于进一步探讨。

根系吸水问题研究的发展将主要是从根系吸水的物理过程出发提出其函数表达式,同时应当更加简便实用^[32, 35]。目前,根系吸水几乎都以农作物作为研究对象,林草植被根系吸水问题的研究基本上处于空白状态^[32]。

3 土壤水分动态变化

降雨入渗后,土壤中的水分参与 SPAC 水分循环,其动态变化是气候波动和植被时空动态变化的直接反映。土壤水分的收支随深度的变化具有明显的层次,根据各层土壤水分测定值的标准差和变异系数可以划分土壤水分的剖面层次^[40-42]。土壤剖面水分的变幅一般随土层深度的增加而变小,大致可划分为 3 个层次:①速变层(0~30 cm),土壤和大气的边界,受大气降水和蒸发作用土壤水分最为敏感,水分交换剧烈;②活跃层(30~100 cm),植物根系因分布较密而耗水较多,尤其浅根系作物,该层土壤贮水较低;③相对稳定层(100 cm 以下),对浅根系作物该层土壤贮水较多,对深根系作物该层耗水较多,土壤水分长期亏缺后雨季也难以得到补偿恢复。土壤水分动态变化主要受降水和蒸散年内变化的影响,地形(地貌类型、坡度、坡位以及海拔高度)和土地利用也是重要的影响因素^[40, 44, 45]。由于降雨在坡面上再分配的影响,沿坡各部位土体内贮蓄的水量有较大差异,一般坡的中下部水分交换最活跃,土壤贮水量最大^[40]。因此,山顶宜种植抗逆性较强的牧草或灌木,需水较多的农作物或果树配置在坡的中下部较为合适。不同坡向的土壤湿度差异也较大,土壤贮水量以北坡为最高,其次为西向坡与南向坡。邱扬等^[45]分析了土壤水分时空分异与环境因子的关系,认为在丰水年,土壤水

分垂直变化的主要影响因素是土地利用与地形; 土壤水分季节变化的主要影响因素为降雨与地形。由于各地气候、植被类型以及土地利用的差异, 土壤水分年内变化规律有一定的区别, 但一般可分为 3 个主要阶段: 旱季严重亏缺期、雨季补偿恢复期和冬春相对稳定期^[42, 46, 47]。

关于土壤水分的动态模拟方面, 近来也取得了一些进展。康绍忠^[48]在假定土壤水分的变化序列符合时间序列的通用加法模型的基础上, 对土壤水分的动态变化进行了随机模拟, 但在应用该方法时要注意选择正确的有效谐波数和自回归模型的阶数。卢玉邦^[49]和罗毅等^[50]分别建立了预测作物根层储水量动态变化的数学模型, 可以进行田间墒情预报。周维博^[51]和任理等^[52]分别对降雨条件下野外层状土壤的水分动态进行了数值模拟。姚德良等^[53]和王绍辉等^[54]分别建立了考虑根系吸水的模拟土壤水分动态变化的数值模型。但是, 这些模型都基于垂向一维土壤水分入渗方程, 难以应用于坡地土壤水分的动态模拟。张兴昌和卢宗凡^[47]认为坡耕地土壤贮水量动态变化可用双曲线模型来描述, 但这显然难以反映降雨和蒸散的综合影响。李细元和陈国良^[55]针对黄土丘陵沟壑区人工草地深层土壤水分严重亏缺问题, 利用系统生态学原理及计算机仿真手段, 建立了休闲草地土壤水分系统动力学模型, 并利用该模型预测了宁夏固原上黄试区休闲草地不同水文年深层土壤水分恢复年限, 为人工草地合理轮作提供了理论依据。对于较大尺度土壤水分的动态变化, 黄冠华和沈荣开^[56]在假定土壤参数和土壤水分变量的随机扰动均为小扰动的条件下, 通过对小尺度非饱和土壤水分运动的数学模型进行平均处理, 推导出描述大尺度非饱和土壤水分运动宏观特征的数学模型。傅伯杰等^[43]建立了预测黄土丘陵区小流域土壤水分空间变化的数学模型, 但该模型没有考虑土壤特征对降雨入渗和土壤水分运动的影响, 只适宜土壤特征较为均一的坡地流域。

4 结 语

坡地是介于点和流域之间的一种中等尺度系统, 以坡地为对象研究降雨入渗、产流以及入渗水分再分布有利于揭示土壤水分运动与转化规律, 为植被恢复重建提供理论依据。尽管国内外对坡地土壤水分运动与转化进行了大量研究, 并取得了很多成果。但是, 以往研究主要侧重于室内人工降雨条件下初始含水量均一的均质、各向同性坡地的表层土壤水分运动。野外虽也进行了这方面的研究, 但对降雨期间坡面水分的入渗规律以及入渗后的再分布过程分析不够, 而且大部分研究没有将降雨入渗与坡面产流以及土壤水分的动态变化过程结合起来, 没有综合考虑土壤性质的空间变异性、滞后作用、地表结皮、植被截留以及根系吸水等的影响。如何把坡面土壤-植物-大气作为一个物理上的连续体, 以大气水、地表水、植物水和土壤水相互转化过程和机制为基础, 研究坡面土壤-植被-大气界面水分运动和转化规律, 并进行尺度转换是一个值得深入探讨的问题^[57, 58], 对当前植被恢复重建也具有重要的现实意义。今后, 应该进一步加强野外长期定位试验研究, 系统研究各气候带、各种土地利用类型下降雨入渗产流机制、降雨入渗的补偿深度, 并结合根系吸水分析土壤干层的形成机理以及土壤水分沿坡面的再分布规律, 为退耕还林还草、确定合理的植被类型以及种植密度提供理论依据。

参考文献:

- [1] 邵明安, 上官周平, 康绍忠, 等. 坡地水分养分动力学研究的基本思路[A]. 邵明安. 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业[C]. 西安: 陕西科学技术出版社, 1999. 3-9.
- [2] 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传. 土壤水动力学[M]. 北京: 清华大学出版社, 1988. 121-131.
- [3] 刘贤赵, 康绍忠. 降雨入渗和产流问题研究的若干进展及评述[J]. 水土保持通报, 1999, 19(2): 57-62.
- [4] 沈冰, 王文焰. 降雨条件下黄土坡地表层土壤水分运动实验与数值模拟的研究[J]. 水利学报, 1992, (6): 29-35.
- [5] 于维忠. 论流域产流[J]. 水利学报, 1985, (2): 1-11.
- [6] 张志强, 王礼先, 余新晓, 等. 森林植被影响径流机制研究进展[J]. 自然资源学报, 2001, 16(1): 79-84.
- [7] Kirkby M J. Hillslope hydrology[M]. Norwich: A Wiley Interscience Publication, 1978.
- [8] 裴铁璠, 李金中. 壤中流模型研究的现状及存在的问题[J]. 应用生态学报, 1998, 9(5): 543-548.

- [9] 李金中, 裴铁璠, 牛丽华, 等. 森林流域坡地壤中流模型与模拟研究[J]. 林业科学, 1999, 35(4): 2-8.
- [10] Philip J R. Hillslope infiltration: planar slopes[J]. Water Resour Res, 1991, 27(1): 109-117.
- [11] Jackson C R. Hillslope infiltration and lateral downslope unsaturated flow[J]. Water Resour Res, 1992, 28(9): 2533-2539.
- [12] 张启昌, 孟庆繁, 兰晓龙. 黄土低山丘陵湿润锋运动的实验研究[J]. 土壤侵蚀与水土保持学报, 1996, 2(4): 84-88.
- [13] Philip J R. Hillslope infiltration: divergent and convergent slopes[J]. Water Resour Res, 1991, 27(6): 1035-1040.
- [14] Philip J R. Infiltration and downslope unsaturated flows in concave and convex topographies[J]. Water Resour Res, 1991, 27(6): 1041-1048.
- [15] 张书函, 康绍忠, 蔡焕杰, 等. 天然降雨条件下坡地水量转化的动力学模式及其应用[J]. 水利学报, 1998, (4): 55-62.
- [16] 刘贤赵, 康绍忠. 黄土区考虑滞后作用的坡地水量转化模型[J]. 土壤学报, 2000, 37(1): 16-23.
- [17] 余新晓. 降雨入渗及产流问题的研究进展和评述[J]. 北京林业大学学报, 1991, 13(4): 88-94.
- [18] 蒋定生, 黄国俊. 黄土高原土壤入渗速率的研究[J]. 土壤学报, 1986, 23(4): 299-305.
- [19] 马履一. 国内外土壤水分研究现状与进展[J]. 世界林业研究, 1997, (5): 26-31.
- [20] 贾志军, 王贵平, 李俊义, 等. 土壤含水率对坡耕地产流入渗影响的研究[J]. 中国水土保持, 1987, (9): 25-27.
- [21] 王玉宽, 王占礼, 周佩华. 黄土高原坡面降雨产流过程的试验分析[J]. 水土保持学报, 1991, 5(2): 25-31.
- [22] 张光辉, 梁一民. 黄土丘陵区人工草地径流起始时间研究[J]. 水土保持学报, 1995, 9(3): 78-83.
- [23] 沈冰, 王文焰, 沈晋. 短历时降雨强度对黄土坡地径流形成影响的实验研究[J]. 水利学报, 1995, (3): 21-27.
- [24] 贺康宁, 张建军, 朱金兆. 晋西黄土残塬沟壑区水土保持林坡面径流规律研究[J]. 北京林业大学学报, 1997, 19(4): 2-6.
- [25] 袁建平, 蒋定生, 甘淑. 影响坡地降雨产流历时的因子分析[J]. 山地学报, 1999, 17(3): 259-264.
- [26] 黄明斌, 李玉山, 康绍忠. 坡地单元降雨产流分析及平均入渗速率的计算[J]. 土壤侵蚀与水土保持学报, 1999, 5(1): 63-68.
- [27] Zhang W H, Cundy T W. Modeling of two dimensional overland flow[J]. Water Resour Res, 1989, 25(9): 2019-2035.
- [28] 杨建英, 赵廷宁, 孙保平, 等. 运动波理论及其在黄土坡面径流模拟中的应用[J]. 北京林业大学学报, 1993, 15(1): 1-11.
- [29] 沈冰, 王文焰. 植被影响下黄土坡地降雨漫流数学模型[J]. 水土保持学报, 1993, 7(1): 23-28.
- [30] 王百田, 王斌瑞. 黄土坡面地表处理与产流过程研究[J]. 水土保持学报, 1994, 8(2): 19-24.
- [31] 陈力, 刘青泉, 李家春. 坡面降雨入渗产流规律的数值模拟研究[J]. 泥沙研究, 2001, (4): 61-67.
- [32] 余新晓. 土壤动力水文学问题的研究及其在防护林体系建设中的应用[J]. 世界林业研究, 1995, (3): 27-33.
- [33] 刘昌明, 窦清晨. 土壤-植被-大气连续体模型中的蒸散发计算[J]. 水科学进展, 1992, 3(4): 256-263.
- [34] 康绍忠, 刘晓明, 高新科, 等. 土壤-植物-大气连续体水分传输的计算机模拟[J]. 水利学报, 1992, (3): 1-12.
- [35] 邵明安, 陈志雄. SPAC 中的水分运动[J]. 中国科学院/水利部西北水土保持研究所集刊, 1991, 13: 3-12.
- [36] 邵明安, 杨文治, 李玉山. 植物根系吸收土壤水分的数学模型[J]. 土壤学报, 1987, 24(4): 295-305.
- [37] 邵明安. 植物根系吸收土壤水分的一个简化模式I 模式[J]. 中国科学院/水利部西北水土保持研究所集刊, 1991, 13: 33-37.
- [38] 邵爱军, 张爱昌. 野外条件下作物根系吸水模型的建立[J]. 水利学报, 1997, (2): 68-72.
- [39] 左强, 王数, 陈研. 反求根系吸水速率的方法探讨[J]. 农业工程学报, 2001, 17(4): 17-21.
- [40] 蒋定生. 黄土高原水土流失与治理模式[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 1997. 198-206.
- [41] 张仁陟, 李小刚, 胡华, 等. 甘肃黄土地区农田土壤水分变异规律研究[J]. 土壤侵蚀与水土保持学报, 1998, 4(4): 53-59.
- [42] 贾志清, 宋桂萍, 李清河, 等. 宁南山区典型流域土壤水分动态变化规律研究[J]. 北京林业大学学报, 1997, 19(3): 15-20.
- [43] 傅伯杰, 杨志坚, 王仰, 等. 黄土丘陵坡地土壤水分空间分布数学模型[J]. 中国科学(D辑), 2001, 31(3): 185-191.
- [44] 王军, 傅伯杰. 黄土丘陵小流域土地利用结构对土壤水分时空分布的影响[J]. 地理学报, 2001, 55(1): 84-91.
- [45] 邱扬, 傅伯杰, 王军, 等. 黄土丘陵小流域土壤水分时空分异与环境关系的数量分析[J]. 生态学报, 2000, 20(5): 741-747.
- [46] 余优森, 林日暖, 邓振镛, 等. 人工草地土壤水分周年变化规律的研究[J]. 土壤学报, 1992, 29(2): 175-182.
- [47] 张兴昌, 卢宗凡. 坡地水平沟耕作的土壤水分动态及增产机理研究[J]. 水土保持学报, 1993, 7(3): 58-66.
- [48] 康绍忠. 土壤水分动态的随机模拟研究[J]. 土壤学报, 1990, 27(1): 17-24.

- [49] 卢玉邦. 土壤水分预报模型的研究[J]. 土壤学报, 1989, 26(1): 51- 56.
- [50] 罗 毅, 雷志栋, 杨诗秀. 一个预测作物根系层储水量动态变化的概念性随机模型[J]. 水利学报, 2000, (8): 80- 83.
- [51] 周维博. 降雨入渗和蒸发条件下野外层状土壤水分运动的数值模拟[J]. 水利学报, 1991, (9): 32- 36.
- [52] 任 理, 李春友, 李韵珠. 层状粘性土壤水分动态新模型的应用[J]. 中国农业大学学报, 1998, 3(1): 57- 62.
- [53] 姚德良, 邱克俭, 冀 伟, 等. 在植物耗水条件下土壤水分动态的数值模拟[J]. 土壤学报, 1993, 30(1): 111- 116.
- [54] 王绍辉, 任 理, 张福墁. 日光温室黄瓜栽培条件下土壤水分动态的数值模拟[J]. 农业工程学报, 2000, 16(4): 110- 114.
- [55] 李细元, 陈国良. 人工草地土壤水系统动力学模型与过耗恢复预测[J]. 水土保持研究, 1996, 3(1): 166- 178.
- [56] 黄冠华, 沈荣开. 大尺度非饱和土壤水分运动的随机模型及有效参数的结构分析[J]. 水利学报, 1997, (11): 39- 48.
- [57] 刘昌明, 孙 睿. 水循环的生态学方面: 土壤- 植被- 大气系统水分能量平衡研究进展[J]. 水科学进展, 1999, 10(3): 251 - 259.
- [58] 刘昌明. 土壤- 植被- 大气系统水分运行的界面过程研究[J]. 地理学报, 1997, 52(4): 366- 373.

Review on hillslope soil water movement and transformation mechanism on the loess plateau^{*}

CHEN Hong-song^{1, 3}, SHAO Ming-an^{2, 3}

(1 Institute of Subtropical Agriculture, Chinese Academy of Sciences, Changsha 410125, China;

2 Institute of Geographical Science and Natural Resources, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;

3 State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on the Loess Plateau, Institute of Soil and
Water Conservation, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Resources, Yangling 712100, China)

Abstract: Soil water is the primary limiting factor for crop growth, vegetation rehabilitation and eco environment construction. Hillslope soil water movement and transformation is reviewed, including rainfall infiltration and soil water redistribution, soil water transformation, and soil water dynamic change. For a successful project of vegetation rehabilitation, soil plant-atmosphere on the hillslope should be considered to be a physical continuum, and its interfaces of water movement and transformation should be studied based on the processes and mechanisms of atmospheric water, surface water, plant water, and soil water.

Key words: loess plateau; hillslope; soil water; infiltration; redistribution, water transformation

^{*} The project is supported by National Natural Science Foundation of China(No. 90102012).