

西安白鹿塬黄土渗透性与含水条件

赵景波^{1, 2}, 邵天杰¹, 牛俊杰¹

(1 陕西师范大学旅游与环境学院, 陕西 西安 710062;

2 中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室, 陕西 西安 710075)

摘要: 为查明黄土与古土壤入渗特征和地下水富集条件, 对西安白鹿塬中更新世黄土与古土壤进行了 10 个层位 30 余个实验点的入渗实验、孔隙度、磁化率与 CaCO_3 含量的测定。结果表明, 黄土层含水空间发育好, 入渗率较大, 利于构成含水层; 黄土层与古土壤层入渗率与含水空间的差别主要是当时气候与成壤作用不同决定的。 CaCO_3 结核具有致密的结构, 常常是非常好的隔水层。将任家坡剖面渗水实验数据用三种入渗公式分别进行拟合得出, 经常采用的三个经验公式中考斯加可夫能普遍适用于描述 50 万年来发育的黄土和古土壤层的入渗规律, 计算结果为水文和农业部门应用黄土入渗经验公式提供了重要参考值。本文的研究拓宽了第四纪气候变化理论应用的新领域, 表明更新世气候变化在黄土地层土壤水和地下水资源富集条件、富集规律和水资源开发利用研究中有重要应用价值。

关键词: 白鹿塬黄土; 入渗速率; 含水层与隔水层; 地下水富集规律

文章编号: 1000-0585(2009)05-1188-09

引言

自 20 世纪 80 年代以来, 人们对黄土地层土壤水、地下水来源和水入渗运移特点进行了许多研究^[1~4], 取得了许多重要研究成果。现已认识到黄土地下水主要来源于大气降水, 赋存类型为孔洞-裂隙水和孔隙水^[4, 5]。在一定程度上解决了黄土包气带水分来源、运移和赋存空间等一些问题, 但关于包气带中多层黄土地下水富集的具体层位和规律、对含水层与隔水层类型、含水空间发育强弱、差异原因与古气候变化的关系研究少。过去对黄土和其中的地下水的研究是以黄土作为沉积物而开展研究的^[6~9], 没有认识到黄土实际上是土壤。这一研究对揭示黄土地层土壤水与地下水运移特点、富集规律、富存类型等均具有重要意义。在国外, 虽然对土壤渗透性和黄土进行许多研究, 但多是侧重地表土壤渗透性^[10, 11]和黄土对气候变化的记录方面^[12, 13], 对黄土剖面水分入渗运移规律研究较少。

根据对西安白鹿塬任家坡剖面第 5 层古土壤之上黄土地层渗透性的大量渗水实验, 并结合孔隙度、磁化率、 CaCO_3 含量等几项反映土壤物理性质指标的分析测定, 探讨黄土地层土壤水、地下水富集条件、富集规律及其控制因素等问题, 为开发利用黄土地下水提供科学依据。

收稿日期: 2009-02-16; 修订日期: 2009-06-10

基金项目: 国家自然科学基金项目 (40672108); 中国科学院黄土与第四纪地质国家重点实验室项目 (SKLLQG0606)

作者简介: 赵景波 (1953-), 男, 山东滕州人, 博士, 教授, 博士生导师。从事第四纪与地理研究。

1 研究区概况及实验地点的选择

1.1 研究区概况

白鹿塬位于西安东郊, 西北- 东南走向, 东北侧为灞河, 西南侧为浐河, 海拔一般为 610~ 780m, 最高 803. 9m。白鹿塬长约 28km, 宽 6~ 10km, 面积约为 263km², 是西安附近最大的黄土塬, 地处关中平原南部边缘, 近邻秦岭, 属暖温带半湿润大陆性季风气候, 多年平均气温 13. 1℃, 降水量 600 mm。塬北与灞河高差 260~ 350 m, 塬南与浐河高差 150~ 200 m。白鹿塬区出露的地层主要是第三系河湖相沉积和第四系黄土堆积。由于塬边斜坡高差不同, 出露地层也有差异, 灞河一侧斜坡高差大, 从全新统到第三系均有出露; 浐河一侧仅有第四纪地层出露, 白鹿塬潜水类型为黄土层孔隙裂隙潜水。含水层为下更新统的午城黄土 (Q₁) 及中更新统的离石黄土 (Q₂)。白鹿塬区主要接受大气降水补给, 塬面平坦开阔, 有利于降雨入渗。

1.2 研究区实验地点、土层、采样与方法

实验与采样剖面处在关中平原的中南部 (图 1), 距西安市中心约 18km。位于灞桥区狄寨镇北约 3 km 的任家坡附近。剖面中黄土地层出露清楚, L₁~ S₅ 土层发育很好, 在黄土高原南部具有很好的代表性, 各层厚度见表 1。研究表明, L₁~ S₅是在距今约 1 万~ 50 万年之间发育的^[14]。运用渗水实验研究黄土水理性质是本文研究的重点, 实验点选在出露好的 L₁~ S₅层位。为对比及减少实验的误差, 在每个层位上选择 2~ 4 个点进行实验, 最后选择实验结果相近的两组数据作为最终结果。对厚度大的土层实验点选在该土层的中部, 厚度小的土层, 为了保证渗水过程只发生或主要发生在该层中把实验点选择在顶部。由于坡向不同也可能造成实验结果的不一致, 所以把实验点都选择在阴坡, 避免阳光直射引起较强水分蒸发。另在 L₁~ S₅层位的每层采集 4~ 6 个孔隙度测定样品, 并以 10 cm 间隔采集 CaCO₃和磁化率测定样品, 共采集 CaCO₃和磁化率测定样品 300 个。

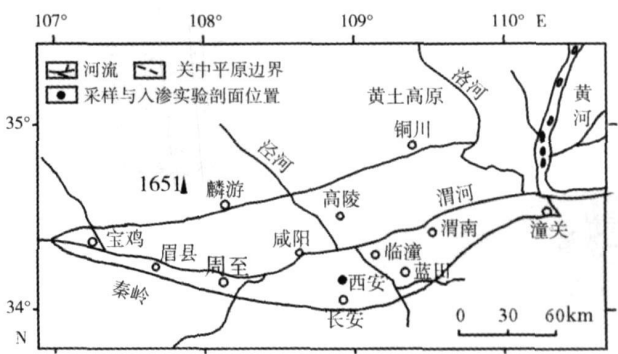


图 1 实验与采样剖面位置图

Fig. 1 Location of experimental and sampling section

表 1 白鹿塬任家坡 L₁~S₅ 土壤厚度

Tab 1 Soil thickness of L₁~S₅ at Renjiapo in Bailu tableland

层位	L ₁	S ₁	L ₂	S ₂	L ₃	S ₃	L ₄	S ₄	L ₅	S ₅
厚度 (m)	1.5*	2.0	6.4	2.5	2.2	2.0	2.9	1.3	4.1	4.8

* 由于人为耕作等因素致使 L₁上部缺失。

入渗实验采用了目前通用的双环入渗法^[15]。具体操作是在选定点表面挖出一个直径 1m 左右的近圆形平坦面, 将高 20cm、直径 30cm 和 60cm 的两个圆形铁环放置在待实验土层平坦面上, 并将铁环下端埋入土层 5cm, 最后在坑底铺垫一层 3~ 5cm、直径约 1cm 的细砾石, 以防止加水时冲击土层而影响水的入渗。双环放好后, 向两环内同时加水至 5cm 高度, 并标注记号, 作为以后每次实验加水的标准刻度。之后记录每 5 分钟、10 分钟、

20 分钟入渗的水量，实验过程中始终保持水面在标准刻度上。当最后连续 3 个 20 分钟入渗的水量都相同时，说明入渗速率已达到稳定状态，即可结束实验。 CaCO_3 含量用气量法测定，磁化率用磁化率仪测定。

2 实验结果

2.1 黄土与古土壤入渗实验结果

对西安白鹿塬任家坡剖面 $L_1 \sim S_5$ 及 S_4 结核层 11 个层位进行了实验，每个层位实验重复 2~4 次，我们对各层为的现将重复性较好的 22 组实验数据介绍如下。根据实验结果的变化特点可知，入渗过程的前 10 分钟一般很快，之后入渗变慢，在 140~170 分钟达到入渗稳定状态。黄土层入渗率一般较古土壤层高（图 2，图 3）。我们将前 10 分中的入渗率作为初渗率，并按照初渗率、稳定前平均入渗率和稳定入渗率代表性数据列于（表 2）。

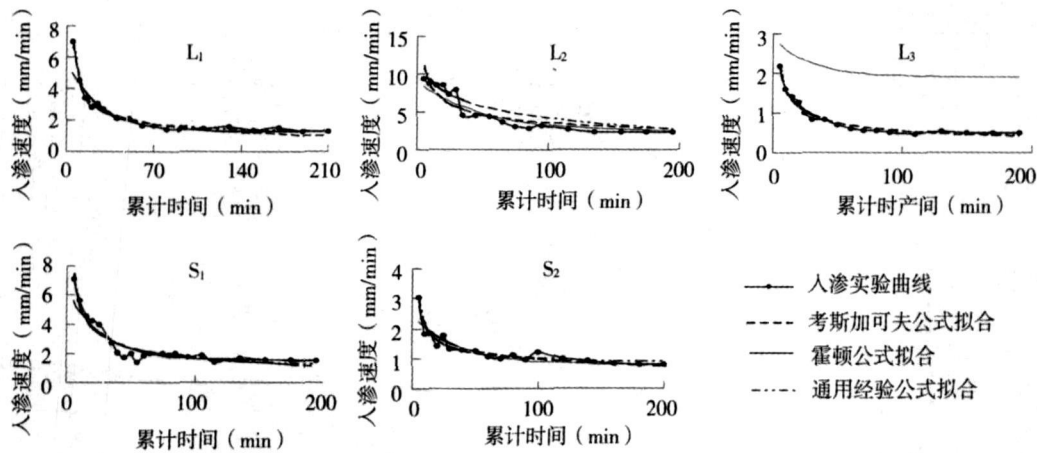
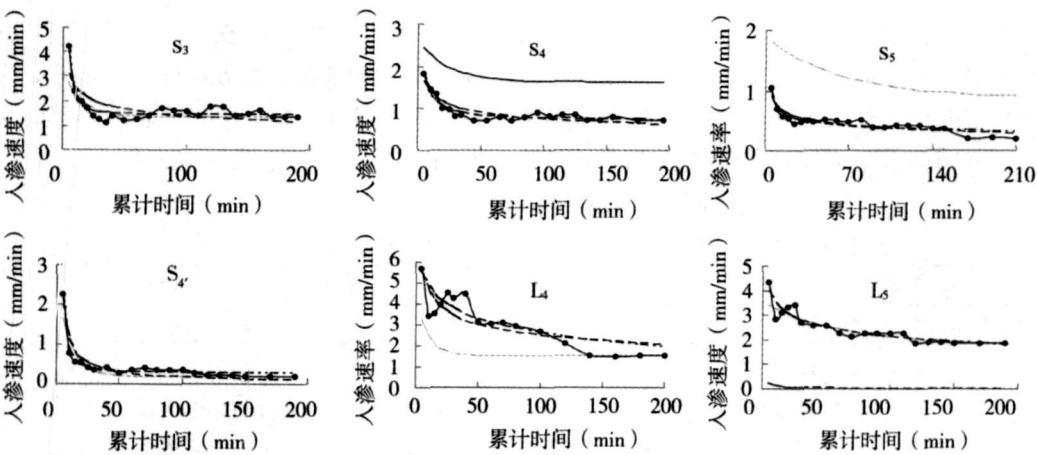


图 2 西安任家坡剖面 $L_1 \sim S_3$ 入渗速率与 3 种方程的拟合曲线

Fig. 2 Infiltration rate and estimated curves by three empirical equations from L_1 to S_3 at Renjiapo



注：图中 S_4' 为 S_4 层 CaCO_3 结核层的入渗曲线，图例同图 2。

图 3 西安任家坡剖面 $L_4 \sim S_5$ 入渗速率与 3 种方程的拟合曲线

Fig. 3 Infiltration rate and estimated curves by three empirical equations from L_4 to S_5 at Renjiapo

表 2 任家坡剖面 L₁— S₅ 土壤入渗率

Tab 2 The infiltration rate of L₁— S₅ in loess section at Renjiapo

层位	L ₁	S ₁	L ₂	S ₂	L ₃	S ₃	L ₄	S ₄	L ₅	S ₅	S ₄ 结核
a	5.77	6.37	9.05	2.45	1.90	3.32	4.53	1.64	3.57	0.88	2.55
b	1.93	2.24	4.12	1.14	0.76	1.63	2.81	0.87	2.43	0.42	0.43
c	1.27	1.49	2.33	0.79	0.50	1.34	1.52	0.71	1.84	0.21	0.19

注: a 为初渗率 (mm/min), b 为稳定前平均入渗率 (mm/min), c 为入渗系数 (mm/min)

2.2 入渗实验结果的拟合

根据白鹿塬渗水实验数据用如下 3 种入渗经验公式^[16, 17]进行拟合。考斯加可夫 (Koctakob) 公式: $f(t) = at^{-b}$, 式中 $f(t)$ 为入渗速率 (mm/min), t 为入渗时间 (min), a 、 b 为经验参数。霍顿 (Horton) 公式: $f(t) = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt}$, 式中 f_0 和 f_c 分别为初渗率和稳渗率, k 为经验参数, t 为入渗时间 (min)。通用经验公式: $f(t) = a_1 + b_1t^{-n}$, 式中 a_1 、 b_1 和 n 均为经验参数, t 为入渗时间 (min)。通过用以上 3 种入渗公式进行回归分析, 得出表 3 中的结果。

表 3 3 种入渗经验公式中参数的回归分析结果

Tab 3 The experiential coefficients in three infiltration equations

层位	考斯加可夫计算结果			霍顿公式计算结果				通用经验公式计算结果			
	a	b	R^2	f_c	f_0	k	R^2	a_1	b_1	n	R^2
L ₁	15.17	0.51	0.97	1.27	4.50	0.038	0.87	0.93	20.95	0.77	0.99
S ₁	16.66	0.50	0.93	1.49	4.87	0.036	0.90	0.14	17.01	0.52	0.93
L ₂	21.09	0.39	0.83	2.33	6.72	0.020	0.90	-731.3	745.7	0.00	0.90
S ₂	4.87	0.35	0.91	0.79	1.66	0.027	0.80	0.70	6.85	0.69	0.94
L ₃	4.74	0.47	0.98	0.50	1.40	0.034	0.91	0.07	4.88	0.51	0.98
S ₃	4.88	0.28	0.52	1.34	1.98	0.068	0.62	1.43	53.26	1.82	0.91
L ₄	8.60	0.27	0.70	1.52	3.00	0.110	0.77	-957.7	964.74	0.00	0.77
S ₄	2.58	0.27	0.81	0.71	0.93	0.044	0.806	0.67	4.89	0.86	0.91
L ₅	1.00	0.95	0.87	1.84	1.73	0.018	0.82	-1.25	6.75	0.15	0.87
S ₅	1.53	0.31	0.81	0.21	0.67	0.016	0.57	0.27	2.09	0.65	0.83
S ₄	7.536	0.82	0.88	0.20	2.35	0.093	0.82	0.28	30.61	1.71	0.98

注: R^2 为决定系数, S_4 为 S_4 碳酸钙结核层。

从表 3 中可以看出, 白鹿塬任家坡剖面实验曲线用考斯加可夫公式拟合时的 a 值变化范围较大, 为 1.530~ 21.085, 它与黄土初始含水率和土壤容重有关; b 值变化范围为 0.270~ 0.952, 它反映了入渗率递减状况, b 值越大, 入渗率随时间减小越快, 反之相反。因此, 在任家坡剖面中, L_5 的入渗率递减最快, L_4 的入渗率递减最慢。用霍顿公式拟合时, $f_0 \sim f_c$ 变化在 0.672~ 6.72 之间, L_2 的初渗率和稳渗率相差最大。通用经验公式中 a_1 实质上相当于稳渗率^[17], 也表明 S_3 的稳渗率最大。 S_1 、 L_3 、 L_5 层的入渗实验曲线与考斯加可夫公式拟合以及 L_2 、 L_4 层的入渗实验曲线与霍顿公式拟合都较好。通用经验公式与各层入渗实验曲线的拟合都很好, 适用于描述 50 万年来发育的黄土和古土壤层的入渗规律, 所以一般情况下多选用该公式对入渗实验曲线进行拟合。不同土层的入渗参数 (经验公式中的经验参数) 的差异主要是由于土层性质不同引起的。对于研究水循环过程和农田灌溉而言, 人们关心的主要是经验公式中经验参数的具体采用数值, 为此, 我们通

过计算获得了三个经验公式各个经验参数的均值和标准差 (表 4)。这个结果对水文和农业部门在应用黄土入渗经验公式 (不能够判断黄土层特性) 有重要参考价值, 其中的均值可以作为经验参数的具体取值, 标准差能够用来估计经验公式计算结果的可能离散范围。

表 4 入渗公式中经验参数的均值和标准差

统计参数	考斯加可夫公式		霍顿公式			通用经验公式		
	a	b	f_c	$f_0 \cdot f_c$	k	a_1	b_1	n
均值	8 057	0 466	0 778	1 733	0 010	- 153 251	168 879	0 697
标准差	6 363	0 180	0 385	0 983	0 003	329 414	327 198	0 575

2 3 黄土与古土壤空隙度

空隙度是描述土壤为空气所占据的空间多少的一个重要指标, 也是黄土地下水富集的一个必要条件, 其大小由黄土孔隙、裂隙、孔洞等决定。当具有充足含水空间的土层中有地下水的补给和隔水层发育时, 就能形成地下水富集层^[18]。经过对 44 个土壤空隙度样品的测定 (图 4) 可知, 所研究的 10 层土壤的平均空隙度是 46.21%, 其中, 5 层黄土平均空隙度为 47.37%, 5 层古土壤的平均空隙度为 45.06%, 两者相差约 2.31%。不同黄土层和不同古土壤层孔隙度差异较大 (表 5), 如 L₅ 与 S₄ 两者相差 6.80%。空隙度测定结果指示黄土层含水空间比古土壤层发育好。

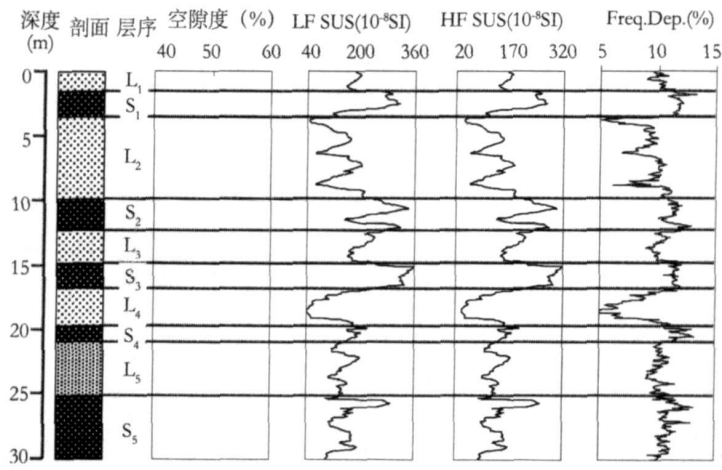


图 4 白鹿塬任家坡黄土剖面 L₁-S₅ CaCO₃ 含量、孔隙度及磁化率

Fig 4 The CaCO₃ content, porosity and susceptibility from L₁-S₅ of loess section in Renjiapo

2 4 黄土与古土壤 CaCO₃ 含量与磁化率变化

对白鹿塬任家坡剖面 300 个样品的 CaCO₃ 测定得知, 整个剖面的 CaCO₃ 含量变化范围为 0~20.72%, 自上而下含量变化明显 (图 4, 表 5)。结果表明, 黄土层中 CaCO₃ 含量较高, 古土壤粘化层中 CaCO₃ 含量很低 (图 4), 黄土和古土壤的过渡层 CaCO₃ 含量也较低。CaCO₃ 含量变化是指示气候环境变化的重要指标^[19]。如后所述, CaCO₃ 含量能为确定黄土与古土壤水理性质产生原因提供重要依据。

由白鹿塬任家坡剖面磁化率测定结果 (图 4) 可知, 黄土层低频磁化率分布范围在 44~241.5 (10⁶SI) 之间, 高频磁化率分布范围在 41~225.6 (10⁶SI) 之间。古土壤层低

频磁化率分布范围在 98.5~356.3 (10^6 SI) 之间, 高频磁化率分布范围在 92~315.5 (10^6 SI) 之间。剖面中磁化率变化特点是古土壤层高, 过渡层也较高, 黄土层低 (图 4), 差别显著。磁化率能够敏感指示气候环境的变化^[20], 可为我们查明黄土与古土壤水文地质性质差异的原因提供重要依据。

表 5 任家坡黄土剖面 L₁~S₅ CaCO₃ 含量

Tab 5 The CaCO₃ content from L₁~S₅ of loess section in Renjiapo

层位	平均值 (%)	变化范围 (%)	层位	平均值 (%)	变化范围 (%)
L ₁	11.43	4.90~18.79	S ₁	1.76	0.05~5.31
L ₂	6.56	0.09~20.72	S ₂	1.80	0.05~8.55
L ₃	5.57	0.02~14.84	S ₃	1.10	0.04~2.69
L ₄	0.10	0~0.19	S ₄	0.06	0~0.37
L ₅	2.47	0~17.53	S ₅	0.27	0~3.00

3 讨论

3.1 黄土与古土壤稳定入渗率差异与变化趋势

根据我们所做入渗实验资料可知, 黄土与古土壤稳定入渗率差异明显。一是稳定入渗率的差异, 在所研究的 L₁、L₂、L₃、L₄和 L₅黄土的稳定入渗率或渗透系数较大, 分别为 1.27mm/min、2.33mm/min、0.50mm/min、1.52mm/min 和 1.84mm/min, 5 个层位平均值为 1.49mm/min。S₁、S₂、S₃、S₄和 S₅古土壤渗透性较弱, 稳定入渗率较小, 分别为 1.49mm/min、0.79mm/min、1.34mm/min、0.71mm/min 和 0.21mm/min, 5 层平均值为 0.91mm/min。计算表明, 所实验的 5 层黄土平均稳定入渗率比 5 层古土壤大 0.58mm/min。

对比白鹿塬任家坡剖面 L₁~S₅各层的平均入渗速率和渗透系数可知, 从 L₁到 S₅入渗速率和入渗系数总体呈现减小的趋势 (图 5), 但也存在异常变化, 主要表现是 L₃、S₃ 的入渗率和入渗系数很小, 之下的层位又增大。古土壤层中 S₁入渗速率最大, S₅最小。S₄结核层的平均入渗速率和渗透系数是所有实验点中最小的。

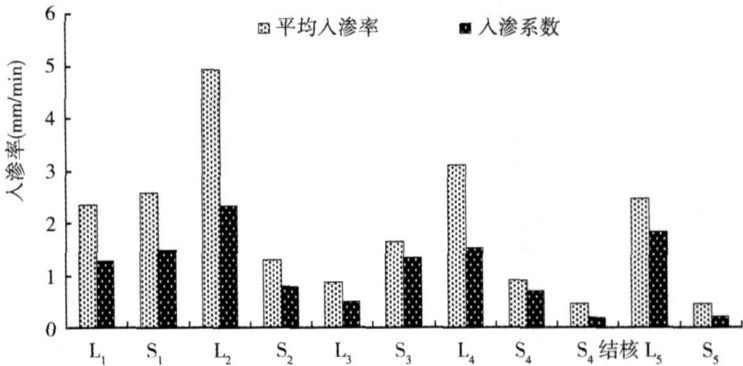


图 5 任家坡土层平均入渗速率和入渗系数对比

Fig 5 Comparison of average infiltration rate and infiltration coefficient of soil layers at Renjiapo

3.2 黄土与古土壤入渗过程的差异

黄土与古土壤入渗过程长短存在一定的差异, 古土壤达到稳定入渗率需要的时间比黄

土层要长,黄土层达到稳定入渗的时间一般为 80~140 min,古土壤达到稳定入渗的时间一般为 120~160 min。古土壤达到稳定入渗的时间比黄土层明显长主要是由结构差别引起的。古土壤的结构不如黄土层均一,主要表现为古土壤棱柱状结构发育好。在西安白鹿原,古土壤棱柱体长度多在 20~40 cm 之间,横切面直径一般为 1~2 cm,棱柱体之间为垂向的微裂隙。黄土层结构差异小,该区的黄土具有团粒状和团块状结构,裂隙很少,比古土壤结构明显均一。不均一的土层结构使得水分入渗时快时慢,导致土层达到稳定入渗需要的时间较长(图 2,图 3)。

3.3 黄土层含水空间、含水层与形成因素

黄土层含水空间类型包括粒间孔隙^[21,22],植物根孔与动物虫孔隙大孔隙和宏观垂向裂隙。在这几类含水空间中,粒间孔隙是最小一类孔隙,也是最主要的含水空间。粒间孔隙通常在显微镜下才能观察到^[20]。植物根孔与动物虫孔在黄土含水空间含量中占第二位,它们是通常所说的大孔隙,其中以根孔为主,虫孔少量。根孔多呈垂向分布,长度多为 20~40 cm,直径多在 0.5~2 mm 之间。黄土层中的宏观垂向大裂隙长度一般为 2~4 m,宽度多为 2~3 cm,间距多为 2~3 m。由于宏观垂向裂隙数量很少,它不是黄土中含水空间的主要类型。含水层的特点是含水空间发育好,所以含水空间发育好的黄土利于构成含水层。由于黄土中粒间孔隙和植物根孔是黄土含水空间中占优势的类型,所以下面我们主要讨论这两类含水空间的形成因素。

因为黄土是沙尘暴搬运的粉尘经过成壤作用形成的,它的发育过程处在非常有利的土壤化的环境中碳酸盐褐色土,黄土的本质是土壤,所以黄土层中的含水空间实际上是土壤的含水空间。研究表明,关中平原地区黄土的主要土壤类型是灰钙土、黑垆土、碳酸盐褐色土^[23]。因此,黄土层含水空间形成因素实际上是灰钙土、黑垆土、碳酸盐褐色土的含水空间形成因素。土壤发育的因素有五种但主要是气候与植被,这是黄土含水空间形成的主要因素。在灰钙土、黑垆土和碳酸盐褐土的发育区为干旱与半干旱偏冷气候,年降水量在 350 mm 左右,年平均气温为 7~10℃,植被主要由草本植物和少量木本植物构成的草原和森林草原。因此,降水量少的干旱与半干旱气候是黄土粒间孔隙含水空间形成的主要因素。本文中的 CaCO_3 含量与磁化率测定显示黄土形成于相对冷干的气候条件下。在这种气候条件下,粘土化作用弱,粉砂颗粒之间缺少粘土胶结物和化学胶结物,导致粉砂颗粒间微小孔隙型含水空间的发育。黄土层中的植物根孔类的含水空间显然是草本与木本根系生长作为动力产生的。黄土形成后会受到重力作用的影响,但由于本文研究的土层位于黄土剖面的上部,受重力作用小,不是主要的因素。

3.4 古土壤隔水性与形成因素

黄土地层中的古土壤比黄土空隙度低,渗透系数小,这是其具有隔水性和能够成为隔水层的主要原因。古土壤层空隙度低的主要原因是其粘粒含量高^[9,24],粉砂含量比黄土少。粘粒含量的增加和其胶结作用使得古土壤空隙度降低,从而导致隔水性增强。因此,产生粘土物质的因素就是古土壤隔水性产生的因素。大量研究表明,黄土中的古土壤发育在较温湿的森林草原和森林植被条件下,较高的温度和较多的降水是发生粘土化作用的根本原因。本文的 CaCO_3 含量与磁化率测定表明,古土壤 CaCO_3 含量很低,磁化率高,显示古土壤发育在温湿气候条件下。因此,较高的温度和较多的降水是产生古土壤隔水性的因素。

4 结论

综上所述, 可得出以下结论:

(1) 西安白鹿塬任家坡剖面 $L_1 \sim L_5$ 黄土层平均稳渗速率为 1.49 mm/min , $S_1 \sim S_5$ 古土壤层平均入渗速率为 0.91 mm/min , 表明黄土层渗透性比古土壤强。 CaCO_3 结核层的稳渗速率最小。

(2) 西安白鹿塬任家坡剖面 $L_1 \sim L_5$ 黄土层达到稳定入渗的时间较短, 通常在 $80 \sim 140 \text{ min}$ 之间, 而古土壤层达到稳定入渗的时间较长, 一般 $120 \sim 160 \text{ min}$ 之间。

(3) 黄土层含水空间发育较好, 透水性较强, 利于成为含水层。古土壤层孔隙度较低, 透水性较弱, 利于构成隔水层。由于 CaCO_3 结核透水性最弱, 所以常常是很好的隔水层。

(4) 将任家坡剖面渗水实验数据用三种常用的入渗公式进行拟合得出, 三个经验公式中考斯加可夫能普遍适用于描述 50 万年来发育的黄土和古土壤层的入渗规律。通过计算获得的世界范围内 3 个经验公式各参数的均值和标准差为水文和农业部门应用黄土入渗经验公式提供了重要参考值。

(5) 黄土层的含水空间发育好是较为冷干的气候决定的, 古土壤层的隔水性较好是温湿的气候决定的。

致谢: 参加此项研究的还有侯雨乐、吕晓虎、李岩、张霞。

参考文献:

- [1] 王德潜. 洛川黄土潜水补给特征. 水文地质与工程地质, 1982, 25(5): 1~8
- [2] 赵景波, 孙贵贞, 岳应利, 等. 关中平原人工林地的干层及其成因. 地理研究, 2007, 26(4): 763~772
- [3] 杨小雄, 林文亮, 俞尧龙. 黄土塬区潜运移规律的探讨. 水文地质工程地质, 1982, (1): 1~7.
- [4] 牛俊杰, 赵景波. 论山西褐土区土壤的干燥化问题. 地理研究, 2008, 27(3): 519~526
- [5] 薛根良. 黄土地下水的补给与赋存形式探讨. 水文地质工程地质, 1995, (1): 38~39
- [6] 李佩成, 刘俊民, 魏晓妹, 等. 黄土原灌区三水转化机理及调控研究. 西安: 陕西科学技术出版社, 1999 126~135
- [7] 阎太白, 王德潜. 洛川塬黄土潜水补给机制及黄土含水特征. 地质论评, 1983, 29(5): 418~425.
- [8] 安芷生, 吴锡浩, 汪品先, 等. 最近 130ka 的古季风—古季风记录. 中国科学(B 辑), 1991, 21(10): 1076~1081
- [9] 鹿化煜, 安芷生. 黄土高原黄土粒度组成的古气候意义. 中国科学(D 辑), 1998, 28(3): 278~283
- [10] Sheikh V, Visser S, Stroosnijder L. A simple model to predict soil moisture: Bridging Event and Continuous Hydrological (BEACH) modelling. Environmental Modelling & Software, 2009, 24(4): 542~556
- [11] Gvirtzman H, Shalev E, Dahan O, *et al.* Large-scale infiltration experiments into unsaturated stratified loess sediments: Monitoring and modeling. Journal of Hydrology, 2008, 349(1-2): 214~229
- [12] Hartmann K, W nneemann B. Hydrological changes and Holocene climate variations in NW China, inferred from lake sediments of Juyanze palaeolake by factor analyses. Quaternary International, 2009, 194(1-2): 28~44
- [13] Osterrieth M, Madella M, Zurro D, *et al.* Taphonomical aspects of silica phytoliths in the loess sediments of the Argentinean Pampas. Quaternary International, 2009, 193(1-2): 70~79
- [14] 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985 106~110
- [15] 杨金玲, 张甘霖, 袁大刚. 南京市城市土壤水分入渗特征. 应用生态学报, 2008, 19(2): 363~368
- [16] 王经民, 吴钦孝, 韩冰, 等. 陕北黄土区土壤入渗模型比较探讨. 农业系统科学与综合研究, 2004, 20(4): 288~290

- [17] 吕刚, 吴祥云. 土壤入渗特性影响因素研究综述. 农业工程科学, 2008, 24(7): 494~ 499
- [18] 赵景波, 董心刚, 张晓龙, 等. 长安县杨湾剖面黄土含水条件研究. 陕西师范大学学报(自然科学版), 2002, 30(3): 109~ 113
- [19] 赵景波, 顾静, 杜娟. 关中平原第5层古土壤发育时的气候与土壤水环境研究. 中国科学(D 辑): 地球科学, 2008, 38(3): 364~ 374
- [20] 邓成龙, 刘青松, 潘永信, 等. 中国黄土环境磁学. 第四纪研究, 2007, 27(2): 193~ 209
- [21] 赵景波, 陈云. 黄土的孔隙与湿陷性. 工程地质学报, 1994, 2(2): 76~ 83
- [22] 雷祥义. 中国黄土的孔隙与湿陷性. 中国科学(B 辑), 1987, (12): 1309~ 1316
- [23] 赵景波. 黄土的本质与形成模式. 土壤学报, 2002, 39(4): 459~ 465
- [24] 徐芹选, 赵景波, 祁晓丽. 黄土孔隙度及粒度组成关系初探. 西安工程学院学报, 2000, 22(1): 67~ 70

Permeability and water-bearing conditions of loess in Bailu tableland in the eastern suburbs of Xi'an

ZHAO Jing-bo^{1,2}, SHAO Tian-jie¹, NIU Jun-jie¹

(1 College of Tourism and Environment Science, Shaanxi Normal University, Xi'an 710062, China;

2 State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Earth Environment Institute, CAS, Xi'an 710075, China)

Abstract: This paper studied seeping characteristics of loess, paleosol and the enrichment condition of groundwater by seeping experiments at 30 experimental points, magnetic susceptibility analysis, porosity and CaCO_3 determination of 10 loess and paleosol layers in Middle Pleistocene on Bailu tableland. The result showed that loess layers with greater porosity developed well in water bearing space and were prone to form water-bearing layers. The paleosol with less porosity did not develop well in water bearing space and was prone to form a water-resisting layer. The difference between loess and paleosol in permeability and water bearing space is attributed to climatic difference and pedogenesis. Generally, CaCO_3 concretion layer is a good water-resisting layer with its compact structure. The Koctakob formula in the three experience formulas is more fit for describing seeping rule loess and paleosol developed since 500 ka BP by seeping experience data of Bailu tableland. The average and standard deviation for every parameter of three experience formulas can provide important reference for hydrological and agricultural sector using the seeping experience formula. This study broadened a new application field of climatic change theory in Quaternary period. It is showed that studied results in climate change of the Pleistocene had important application value in soil and groundwater enrichment condition and rule, and utilization of water resources.

Key words: loess in Bailu tableland; infiltration rate; water-bearing layer and water-resisting layer; enrichment regularity of groundwater