西安地区 S₄古土壤剖面中古水分指标与水环境研究

赵景波^{1,2)},马延东¹⁾,罗小庆¹⁾,邵天杰¹⁾,刘瑞³⁾

1) 陕西师范大学旅游与环境学院,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,西安,710075;

3) 武警工程大学基础部,西安,710086

内容提要:通过野外调查和实验分析,在西安蓝田安村黄土剖面 S₄古土壤剖面中发现了具有指示当时土壤水 分含量、地下水富集和水分循环的铁锰结核、针铁矿[α-FeO(OH)],在西安地区确定了风化淋滤黄土层和显著迁出 了土壤黏化层的 CaCO₃结核淀积层。针铁矿呈褐黄色薄膜分布于土体表面,含量可达 3.3%。铁锰结核呈黑褐色 球形,电镜下多呈结晶粒状,铁锰成分含量很高。针铁矿和铁锰结核富集层厚 0.6m,形成于紧靠地下水的位置。 通过研究提出了铁锰结核和风化淋滤黄土层及 CaCO₃结核淀积层可作为恢复土壤古水分含量的重要指标。针铁 矿、铁锰结核和风化淋滤黄土层的形成以及 CaCO₃结核与红色铁质胶膜的迁移深度指示,在 S₄古土壤发育时期,西 安地区为亚热带气候,当时年平均气温为 15~16℃,年平均降水量在 900~1000mm 之间。那时秦岭失去了亚热带 与温带气候分界线的作用。在 S₄古土壤发育时期,西安地区土壤重力水分布深度达到了 3.3m,当时土壤水在经过 蒸发与蒸腾消耗之后,3.3m 深度范围内剩余的土壤平均含水量一般为 25%左右,在针铁矿和与铁锰结核发育层位 含水量接近饱和(50%左右)。当时土壤水分非常充足,水分循环正常,水分平衡为正,有较多水分补给地下水,适 于茂盛森林植被发育。本文所确定的古含水量指标为国内外第四纪土壤含水量、水分存在形式与水循环研究提供 了标准和方法。

关键词:S4古土壤;铁锰结核与针铁矿;古水循环;含水量指标;水分平衡;西安地区

人们对第四纪河湖相沉积与环境(Pang Qiqing et al., 2015; Yang Jilong et al., 2015)、构造与环境(Ma Dan et al., 2014; Qi Xin et al., 2015)进行了许多研 究,这些沉积物没有黄土对环境变化的反应敏感,记 录的内容也没有黄土地层丰富,因此黄土地层成为公 认的全球第四纪气候变化研究的三大支柱之一。中 国黄土的研究为揭示全球古环境变化做出了重要贡 献(Liu Tungsheng et al., 1985; An Zhisheng et al., 1991; Guo Zhengtang et al., 1998; Kang Shugang et al., 2013; Peng Shuzhen et al., 2014; Li Xiangling et al., 2015; Huang Fen et al., 2016)。陕西关中地区 的黄土和古土壤发育良好,对研究第四纪气候变化有 重要作用。目前已对关中地区的西安(Lin Benhai et al., 1992; Zhao Jingbo et al., 2012)、渭南(Guo Zhengtang et al., 1998)和宝鸡(Lü Houyuan et al. 1996)等地的黄土剖面开展了许多研究,取得了许 多重要成果。有的学者对 S4古土壤研究认为,关中平

原的 S₄古土壤形成于亚热带温湿气候条件下,当时年 均温可能较现在该区高 4~6℃,年降水量多 200~ 300 mm(Guo Zhengtang et al., 1998)。也有的研究 者认为,位于黄土高原南部的关中平原典型间冰期古 土壤发育时的植被是森林草原(Lin Benhai et al., 1992)。

S₄古土壤相当于深海沉积氧同位素曲线的第 11 阶段(Ruddiman et al., 1989)。在欧洲的捷克 (Kukla et al., 1977),德国(Pecis et al., 1987), 美洲美国(Kukla et al., 1987),亚洲的中亚 (Bronger et al., 1995; Dodonov et al., 1995)和澳 洲新西兰(Eden, 1989)等也有 S₄古土壤的发育。虽 然过去对黄土与古土壤所代表的环境变化进行了很 多研究,但在国内外的黄土与古土壤中尚未见有发 现铁锰结核的报道,未见有对古土壤发育时的土壤 含水量和水分循环研究的成果发表。尽管过去对黄 土与古土壤中的针铁矿与气候干湿进行过研究

注:本文为陕西省自然科学基础研究计划项目(2015JM4153)、中国地质调查局西安地质调查中心项目(水[2016]4、中国科学院黄土与第 四纪地质国家重点实验室项目(SKLLQG1626)资助的成果。

收稿日期:2015-06-29;改回日期:2016-01-22;责任编辑:黄敏。

作者简介:赵景波,1953年生。博士,教授,博士生导师,第四纪地质专业。Email: zhaojb@snnu.edu.cn。

(Balsam et al., 2004; Ji Junfeng et al, 2007; Liu Xiuming et al., 2010; Yan Xiaoli et al., 2012),但 也没有发现富集呈层的宏观可见的针铁矿,没有发现铁锰结核及风化淋滤黄土层,也没有分析确定这 些指标与土壤古含水量的关系。本文根据在西安地 区 S₄古土壤剖面中新发现的针铁矿和铁锰结核的 研究以及化学成分迁移的研究,探讨针铁矿、铁锰结 核、风化淋滤黄土层与土层含水量的关系,揭示该区 S₄古土壤发育时的土壤含水量、重力水分布和水循 环,为恢复当时的气候与植被提供新的科学依据。

1 研究地区概况与方法

西安市位于关中盆地中部,处在北纬 33°42′~ 34°44′,东经 107°40′~109°49′。西安地区属暖温带 半湿润季风气候,年平均气温为 13.1℃,年平均降 水量为 600mm (Geographical Department of Shaanxi Normal, 1988),四季冷暖干湿分明。西安 地区黄土与黄土地貌发育较好,东郊和南郊分别有 黄土构成的白鹿塬和少陵塬,白鹿塬第四纪黄土与 古土壤发育齐全,黄土剖面厚度约 120m。安村剖面 位于蓝田县城西约 5km 的白鹿原最东端塬坡上部, 距安村北约 1km(图 1)。任家坡剖面位于西安市东 郊白鹿塬西段(图 1),距西安市中心约 15km。双竹 村剖面位于西安南郊少陵塬北段,距长安韦曲镇南 约 2km(图 1)。





本文采用的研究方法包括野外调查和观测,电 镜观察,能谱分析和 X-射线衍射分析。在双竹村和 任家坡 S₄古土壤剖面中以 20cm 间隔采集 CaCO₃含 量分析样品,在安村剖面 S₄古土壤中以 25cm 间隔 采集 CaCO₃分析样品,3 个剖面共采集 CaCO₃含量 分析 79 个。在铁锰结核层以 3cm 间隔采集结核样 品与针铁矿样品,分别采集这两类样品各 12 个。电 镜观察是首先把样品制成直径 5 mm 左右厚度 2 mm 左右的薄片,之后喷金,然后在电镜下观察。X-射线衍射分析是首先把样品研磨成粉末,用直径 0.05 mm 铜筛选出小于 0.05 mm 的颗粒样品,之后 用 X-射线衍射仪进行分析。X-射线衍射电压为 40 kV,电流为 200 mA。电镜观察分析是在陕西师范 大学完成的,X-射线衍射是在西安地质矿产研究所 进行的。能谱分析是在电镜下利用能谱仪对喷金的 样品进行化学成分分析。利用气量法分析 CaCO₃ 含量。

2 观察与实验结果

2.1 西安地区第4层古土壤剖面分层

野外观察发现,西安地区 S₄古土壤淀积层有两 种类型,第一种类型剖面分层由上向下第1层是厚 约1.4m的红褐色的黏化层(Bts),第2层是厚约 1m 的含红色铁锰胶膜的风化淋滤黄土层(Cs),第3 层是厚约 0.6m 不含铁质胶膜的风化淋滤黄土层 (Cl), 第4层是厚约 30cm 的 CaCO₃ 结核淀积层 (Ck),第5层是未受风化淋滤的黄土母质层(C)(图 2a)。可见 S4古土壤的这种淀积层不是分布在紧靠 黏化层底部,而是分布在黏化层之下约 2m 深处的 黄土母质层中(图 2a)。这种淀积层分布类型是该 区主要分布类型,是淋溶性土壤的特征(Xiong Yi et al., 1987; Zhu Hejian et al., 2001)。S4古土壤第 二种剖面分层的第1层也是厚约1.4m的黏化层 (Bts),第2层是厚约3.5m的含铁质胶膜的风化淋 滤黄土层(Cs),第3层是厚约0.6m含有针铁矿和 铁锰结核的风化淋滤黄土层(Ce),再向下是第5层 红褐色古土壤。第二种类型剖面中的 CaCO₃ 全部 流失,没有 CaCO₃ 淀积层发育,代之出现的是铁锰 胶膜和铁锰结核的沉淀。铁锰氧化物的迁移和铁锰 结核的形成代表了更强烈的淋溶作用,是酸性土壤 的突出特征。

2.2 S₄古土壤剖面风化淋滤黄土层与淋滤裂隙 密度

观察发现,在西安地区 S₄古土壤剖面中普遍发 育了厚约 1.6m 的风化淋滤黄土层(图 2a 的 Cs 层 和 Cl 层),在蓝田安村剖面,风化淋滤黄土层厚度达 3.5m(图 1b 的 Cs 层)。在风化淋滤黄土层中,垂向 淋滤裂隙密集(图 2)。通过观测和测量,我们认识 到风化淋滤黄土层可作为恢复土层水分等古气候环 境的重要新指标。风化淋滤黄土层是经过了该层古 土壤 发育长达 5 万年时间过程形成的(Liu Tungsheng, 1985)。宏观可见的风化淋滤黄土层



图 2 西安地区第 4 层古土壤剖面分层

Fig. 2 Subdivisions of fourth paleosol in Xi'an area

(a,b)一分别为西安南郊双竹村和西安蓝田安村 S₄古土壤剖面;Bts一为黏化层;Cs一为含红色铁质胶膜的裂隙发育风化淋滤黄土层;

Cl一为不含铁质胶膜的风化淋滤黄土层;Ce一为含针铁矿和铁锰结核的土层

 $(a, b)-S_i$ paleosol section at Shuangzhucun in the southern suburbs of Xi'an and at Ancun in Lantian of Xi'an respectively; Bt—argillic horizon; Cs—weathered and leached loess layer with red ferruginous argillans and leached fractures; Cl—weathered and leached loess layer without red ferruginous argillans; Ce—loess layer with iron-manganese concretions and goethite

易于观察识别,是土层物理与化学性质发生了大变 化的结果,这一大变化也为后述化学分析所显示的 该层中 Fe₂O₃和 CaCO₃发生了明显迁移所证实。因 此,风化淋滤黄土层应该是比微观指标更可靠的古 环境指标。

为了统计风化淋滤裂隙密度变化,我们选择双 竹村、任家坡村和安村3个S₄剖面30m宽度范围进 行风化淋滤裂隙统计。结果表明,在这3个剖面的 古土壤黏化层中淋滤裂隙密度最大,裂隙间距一般 在1~2cm之间;在风化淋滤黄土层(Cs 层和 Cl 层) 中风化淋滤裂隙间距居中,一般在5~18cm之间; 在 Cl 层之下的未风化淋滤黄土层中裂隙间距最大, 一般在25~40cm之间。统计结果表明,风化淋滤 黄土层受到了显著淋溶作用。

2.3 S₄古土壤剖面 CaCO₃含量

由西安南郊少陵塬双竹村 26 个样品的 CaCO₃ 含量分析(表 1,图 3a)可知,S₄古土壤 0~1.4 m 黏 化层中 CaCO₃含量变化在 0.0~1.2%之间,平均含 量为 0.2%。在 1.5~2.4 m 之间的风化黄土层中 CaCO₃含量变化在 0.0~0.4%,平均含量为 0.1%。 在 2.5~3.0 m 之间的风化淋滤黄土层中 CaCO₃含 量变化在 0.3% ~3.6%,平均含量为 2.2%。在 3.1~3.3m 之间的 CaCO₃ 淀积层中 CaCO₃含量变 化在 37.2% ~51.3%,平均含量为 45.1%。在 3.3 ~4.0 m 之间的母质层中 CaCO₃含量变化在 12.5%~14.7%;平均为 13.8%。

表 1 西安市双竹村与任家坡剖面 S₄古土壤剖面 CaCO₃含量(%) Table 1 CaCO₃ content (%) in S₄ paleosol sections at Shuangzhucun and Renjiapo in Xi'an

土壤分层	Bts 层含量范围	Bts 层平均含量	Cs 层含量范围	Cs 层平均含量	Cl 层含量范围	Cl 层平均含量	Ck 层含量范围	Ck 层平均含量
双竹村	0.0~1.2	0.2	0.0~0.4	0.1	0.3 ~3.6	2.2	$37.2 \sim 51.3$	45.1
任家坡	0.0~1.4	0.6	0.0~0.9	0.3	0.6~3.7	2.7	33.6~56.1	53.6

由西安东郊白鹿塬任家坡剖面 27 个样品的 CaCO₃含量分析(图 3b)得知,S₄古土壤 0~1.4m 黏 化层中 CaCO₃含量变化在 0.0~1.4%,平均含量为 0.6%。在 1.5~2.4m 之间的含红色铁质胶膜风化 淋滤黄土层中 CaCO₃含量变化在 0.0~0.9%,平均 含量为 0.3%。在 2.5~3.0m 之间的风化淋滤黄土 层中 CaCO₃含量变化在 0.6%~3.7%,平均含量为 2.7%。在 3.1~3.3m 之间的 CaCO₃ 淀积层中 CaCO₃含量变化在 33.6% ~ 56.1%, 平均含量为 53.6%。在 3.4 ~ 4.0m 之间的黄土母质层中 CaCO₃含量变化在 11.9% ~ 13.5%, 平均含量 为 12.7%。

位于西安蓝田白鹿塬东端的安村剖面 26 个样 品的 CaCO₃含量分析(图 3c)表明,在 S₄古土壤 0~ 1.4m 黏化层中 CaCO₃含量变化在 0.0~1.3%,平 均含量为 0.2%。在 1.5~5.5m 之间含铁质胶膜的



图 3 西安地区 S₄古土壤 CaCO₃含量变化

Fig. 3 CaCO₃ content change in S₄ paleosol in Xi'an

(a)一双竹村剖面;(b)一任家坡村剖面;(c)一安村剖面;1一S₄古土壤的黏化层;2一含红色铁质胶膜的风化淋滤黄土层;

3一不含铁质胶膜的风化淋滤黄土层;4一CaCO3结核淀积层;5一第5层黄土;6一针铁矿与铁锰结核层

(a)—Shuangzhucun section; (b)—Renjiapo section; (c)—Ancun section; 1—argillic horizon of S_4 ; 2—weathered and leached loess layer with red ferruginous argillans; 3—weathered and leached loess layer without red ferruginous argillans; 4—illuvial layer of CaCO₃ concretions; 5 fifth loess layer; 6—loess layer with goethite and iron-manganese concretions

风化淋滤黄土层中 CaCO₃含量变化在 0.0~0.3%, 平均含量为 0.1%。在 5.5~6.0m 之间 CaCO₃含 量变化在 0.2%~0.6%,平均含量为 0.4%。该剖 面风化淋滤很强,包括 S₄古土壤及其下伏整个第 5 层黄土层都受到了很强的风化和淋滤作用,CaCO₃ 含量非常低。

从上述 3 个剖面野外观察到的 CaCO₃ 淀积层 的分布(图 2)和 CaCO₃含量分析(图 3)可知,S₄古土 壤中的 CaCO₃迁移深度远远超出了 S₄古土壤黏化 层的厚度,在蓝田安村剖面 CaCO₃已经流失,没有 CaCO₃淀积层发育,指示该区 S₄古土壤的 CaCO₃都 显著迁出了古土壤的黏化层,具有南方亚热带地区 中酸性黄棕壤的特点(Xiong Yi et al., 1987; Zhu Hejian et al., 2001)。

2.4 S₄古土壤剖面中的针铁矿与铁锰结核分布

虽然过去对黄土一古土壤序列进了大量研究 (Liu Tungsheng et al., 1985; An Zhisheng et al., 1991; Guo Zhengtang et al., 1998; Peng Shuzhen et al., 2014),但在黄土高原的黄土地层中,还未有 发现铁锰结核与宏观可见的针铁矿与铁锰结核存在 的报道。我们的野外观察得知,在降水偏多的西安 蓝田地区,有的剖面中可见针铁矿与铁锰结核分布 在 S_4 古土壤黏化层底界之下深约 $3.4 \sim 4.0.$ m 深度 之间的第 5 层黄土的底部。针铁矿呈褐黄色薄膜状 分布于土体表面,呈不规则无定型的形态(图 4a, b)。铁锰结核多呈黑褐色球形和椭球形(图 4c,d)。 在针铁矿与铁锰结核分布的层位之上到 S₄ 黏化层 底界之间的 L₅ 黄土层中,风化淋滤裂隙发育,裂隙 密集,裂隙间距为约 10~20cm,在裂隙发育的土体 表明,有大量红褐色铁质胶膜(图 4e,f)出现,从上向 下胶膜含量略有减少,表明 S₄ 古土壤中的红褐色铁 锰质胶膜迁移到了整个第5 层黄土中。在针铁矿和 铁锰结核分布层位,土层致密坚硬,显示黏化作用明 显。在针铁矿与铁锰结核发育层位,由于红色铁质 胶膜大多已转化为针铁矿,所以红色胶膜较少存在。 在针铁矿与铁锰结核发育层位之上的淋滤黄土层 中,次生氧化铁以红褐色赤铁矿的形式出现。

2.5 铁锰结核矿物结晶形态和超微结构

电镜观察并结合能谱分析可知,铁锰质结核主 要以胶体形式出现,但铁锰质结核中也可见到少数 结晶较好的铁锰矿物晶体。结晶较好的铁锰矿物主 要呈较规则的颗粒状(图 5a,c),集合体呈球形。另 一种结晶的球形集合体形态呈菊花状(图 5b)。晶 体颗粒非常细小,在 5000 倍的电镜下才能看清楚微 小的晶体颗粒。未结晶的铁锰结核几乎都呈无定形 的胶体形态,呈条带状具有一定的定向分布特点(图 5d)。

2.6 铁锰结核的矿物组成

6个铁锰结核样品的 X-射线衍射结果(图 6,表 1)表明,铁锰结核样品中以石英为主,含量在 61.1%~66.8%之间。其次为斜长石,含量为 9.7%~16.4%。钾长石含量为 3.5%~6.0%。黏



图 4 西安蓝田 S4古土壤之下的褐黄色针铁矿、铁锰结核、铁质胶膜形态

Fig. 4 Yellow-brown goethite, iron-manganese concretions and iron film under S₄ paleosol in Xi'an area
(a)、(b)—褐黄色薄膜状针铁矿; (c)、(d)—黑褐色铁锰结核; (e)、(f)—铁锰结核层位之上第5层黄土中的红色铁质胶膜(a),(b)—yellow-brown membrane of goethite; (c),(d)—dark brown iron-manganese concretions;
(e),(f)—red ferruginous argillans in the fifth loess layer located on the iron-manganese concretion layer

土矿物伊利石含量也较高,在 6.0%~15.5%之间。 另有 2%~5%的高岭石和少量蒙脱石。

铁锰结核中含有 0.9%~3.5%的针铁矿(表 2, 图 6),这是铁锰结核样品与黄土及古土壤样品最显 著的差别。由于 X-射线衍射确定的成分属于结晶 的矿物,而铁锰质结核主要是未结晶胶体物质,所以 X-射线衍射确定的铁锰矿物含量不高。

表 2 X-射线衍射确定的铁锰结核的矿物组成(%)

Table 2 Mineral composition of ferromanganese nodules determined by X-ray diffraction (%)

样品号	石英	斜长石	钾长石	铁白云石	针铁矿	蒙脱石	伊利石	高岭石
XA01	61.1	12.8	6.0	0.6	3.0	-	11.5	5.0
XA02	61.8	10.0	3.8	0.6	3.3	_	15.5	5.0
XA03	62.7	16.4	3.9	0.6	0.9	6.0	6.0	3.5
XA04	66.6	13.0	4.9	0.6	0.9	5.0	7.0	2.0
XA05	60.4	10.7	4.3	_	3.5	4.5	12.3	4.2
XA06	66.8	9.7	3.5	_	2.7	_	13.0	4.3

2.7 铁锰结核的化学组成

8 个样品的能谱分析(表 3,图 7)表明,铁锰结 核中 Fe₂O₃和 MnO 的含量较高,Fe₂O₃含量通常大 于 30%,最高含量可达 47.1%,平均含量为 30.8%。MnO 的含量变化很大,在 4.2%~75.2% 之间,最高含量达 75.2%,平均含量为 29.9%。除 Fe₂O₃和 MnO 之外,SiO₂含量较高,但含量变化较 大,在 7.7%~46.4%之间。Al₂O₃也有一定含量, 变化在 2.8%~15.8%之间。另有少量的 K₂O、 CaO 和 BaO 等。能谱分析表明,野外观察到的铁锰 结核中,Fe₂O₃或 MnO 含量很高,显示这些结核确 实为铁锰结核。过去在南方亚热带黄棕壤中发现的 铁锰结核中 Fe₂O₃或 MnO 含量一般都低于 20% (Xiaong Yi et al.,1987),这是过去分析的样品为结 核全样有关。能谱分析是针对较纯的铁锰结核的晶 体或铁锰氧化物高度集中的样品点进行的成分分



图 5 西安蓝田 S₄古土壤的针铁矿和铁锰结核超微结构

Fig. 5 Ultra microstructure of goethite and iron-manganese concretions of S_i paleosol in Lantian of Xi'an
(a)、(c)一铁锰结核内铁锰矿物超微粒状晶体形态;(b)一铁锰锰结核内呈菊花形的晶体形态;(d)一铁锰质结核内胶体形态的超微结构
(a)、(c)—ultrafine crystal granular of iron-manganese mineral in iron-manganese concretions; (b)—ultra miscrostructure in the form of chrysanthemum of iron-manganese mineral in iron-manganese concretion;(d)—ultra miscrostructure in the form colloid of iron-manganese mineral in iron-manganese concretion; (d)—ultra miscrostructure in the form colloid of iron-manganese mineral in iron-manganese concretion;





析,更能证实铁锰结核的存在。

3 讨论

3.1 S₄古土壤下部铁锰结核与针铁矿的形成条件

人们对黄土地层中铁矿物变化对磁化率的影响和进行了许多研究(Torrent et al., 2007; Liu

Qingsong et al., 2007; Liu Xiuming et al., 2010), 对针铁矿在黄土中代表的干湿变化进行了一定研究 (Balsam et., 2004; Ji Junfeng et al., 2007; Liu Xiuming et al., 2010; Yan Xiaoli et al., 2012;), 但对针铁矿与含水量的关系以及与地下水的关系研 究很少。多数学者认为,铁锰结核是在土壤渍水还

表 3 能谱分析确定的西安 S₄古土壤铁锰结核化学成分(%)

		-		0					• •••	
样品号	SiO_2	$\mathrm{Fe}_2\mathrm{O}_3$	MnO	Al_2O_3	K_2O	CaO	BaO	F_2O	CoO	其他
Xa01	40.0	47.1	4.2	6.6	2.3	_	—	—	-	_
Xa02	8.4	30.8	48.0	4.0	1.1	1.8	5.7	—	-	_
Xa03	13.1	—	75.2	4.9	—	—	—	—	-	6.0
Xa04	46.4	34.5	-	15.1	3.7	—	—	—	-	_
Xa05	10.8	34.1	42.8	4.8	_	—	4.3	2.1	1.1	_
Xa06	33.3	46.1	8.1	8.5	3.4	0.6	—	_	_	_
Xa07	46.3	33.0	_	15.8	4.0	—	—	—	1.0	_
Xa08	7.7	20.6	60.6	2.8	_	0.4	7.4	_	_	_

Table 3 Chemical composition (%) of iron-manganese concretions of S₄ paleosol in Xi'an determined by energy spectrum





原条件下,铁锰氧化物还原形成 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} ,在 MnO₂的催化作用下, Fe^{2+} 快速氧化并沉积在 MnO_2 的表面,土壤进一步变干,周围的活性 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} 又被氧化沉积在 MnO_2 表面,干湿交替和氧化还原 反复进行,形成铁锰结核(Fu Hua et al., 1995; Li Xue et al.,2001; Tang Jiansheng et al., 2010)。

国外研究(Driese et al., 1995; Keith et al., 1996)表明,铁锰物质的运移、富集要求温湿的气候 和土壤饱水一干燥过程。雨季土壤富水时,铁锰还 原成2价,随地下水运移到地下水面附近(Driese et al., 1995),旱季时地下水位下降,土壤透气性良 好,铁锰氧化成高价氧化物,聚集而成各种结核。

由此可见,铁锰结核的形成需要还原和氧化交 替的条件,这种条件一般出现紧靠地下水位附近,有 时为地下水所饱和,处于还原条件,有时位于地下水 位之上,处于氧化环境。S₄古土壤铁锰结核中针铁 矿的普遍存在也表明当时有饱和水分的出现。针铁 矿是分布较广的一种水合铁氧化物,针铁矿化学组 成为[α -FeO(OH)]。一般情况下,针铁矿是其他 铁矿物在风化作用条件下就形成了的。在 S₄古土 壤铁锰结核形成的层位,也是铁锰胶膜大量减少的 层位,表明铁锰结核是铁锰胶膜转变而成的。在没 有水分饱和的包气带土层中,S₄古土壤的铁锰胶体 物质常聚集在裂隙和孔隙内,一般呈薄膜状不规则 形态(图 3e,f)。因此,S₄古土壤剖面下部铁锰结核 是铁锰氧化物迁移到了地下水位附近并处于还原与 氧化交替的环境条件下形成的,代表了雨季土层为 水分饱和与旱季土层水分含量也很高的条件。

3.2 S₄古土壤发育时的土壤水含量与存在形式

过去国内外对黄土与气候变化研究很多

(Chlachula et al., 1997; Liu Tungsheng et al., 1998; Liu Yong et al., 2012), 对冰期与间冰期季 风与降水循环也进行了研究(Guo Zhengtang et al., 2012),对土壤空气湿度也进行了个别研究(Jia Rongfen et al., 2004),但对古土壤发育时土壤含 水量和水分存在形式几乎未开展研究。土壤水存在 形式有重力水和薄膜水,根据土壤剖面中 CaCO3 迁 移和含量变化以及风化淋滤黄土层分布深度,可以 确定 S₄发育时的水分存在形式。研究表明,黄土和 古土壤中始终含有薄膜水(Wang Deqian, 1982),厚 层黄土区的大气降水也是通过薄膜水补给地下水的 (Wang Deqian, 1982)。土壤薄膜水是吸附水,随着 薄膜水的水膜厚度增大,当水膜厚度超过了土壤吸 附力时就转化为受重力作用而流动的重力水。由于 不同粒度组成的土壤吸附力不同,所以薄膜水转化 为重力水的水膜厚度或含水量多少也就不同。粉砂 为主的土壤的薄膜水转化为重力水的含水量标准是 20%左右(Yang Wenzhi et al., 2000; Zhao Jingbo et al., 2015)。薄膜水含量低,运移非常缓慢,人们 看不到其流动。重力水含量较高,运移较快,人们常 能够观察到其流动。

在西安地区3个S4古土壤剖面中,CaCO3都迁 出了土壤黏化层底界之下 1.6m 左右或更大深度 (图 2,图 3),从土壤黏化层顶界计算的迁移深度都 达到了 3.3m 或更深(图 3)。S₄古土壤形成于距今 40 万年前(Liu Tungsheng, 1985), 在该层古土壤形 成之后经历了 40 万年左右的大气降水补给地下水 的薄膜水的作用,可是该层古土壤剖面中的黏化层 和淋滤黄土层中 CaCO₃ 含量仍然保持当时接近零 的很低的含量,淀积层中 CaCO3保持很高的含量。 在西安地区发育好的第5层古土壤中,CaCO3含量 特点与 S₄基本相同,黏化层和淋滤黄土层中 CaCO₃ 含量都保持当时接近零的含量很低的特征(Zhao Jingbo et al., 2014; Zhao Jingbo et al., 2015), 而 淀积层中保持很高的含量特征。这都充分表明,在 古土壤形成之后的漫长的薄膜水作用过程中,土层 中的 CaCO₃含量没有受到影响。由此可见,这些古 土壤剖面中的 CaCO₃ 迁移和沉淀是重力水作用的 结果,能够指示重力水的分布和变化。

在西安地区 S₄古土壤剖面中,铁锰质胶膜常迁 移到土壤黏化层底界之下 1m 深的黄土中(图 2,图 3a,图 3b),有时迁移深度达到了 5.5m(图 3c)。铁 锰质胶膜属于不可溶解的胶体物质,他们的迁移除 了要求酸性的条件和较强重力水的推动。这就充分 证明,在蓝田 S₄土壤发育时期,重力水的分布深度 达到了 5.5m。如上述,关中平原地区黄土层中的重 力水是含量大于 20%的水分(Yang Wenzhi et al., 2000)。对于铁锰胶体物质迁移来说,略大于 20% 的水分是很难使其迁移的,只有含量较高的重力水 才能使得铁锰胶体物质迁移。如含水量 23%表明 只有 3%的水分为重力水。由于铁锰胶体物质的迁 移需要较强的水动力,所以它们在土壤中的大量存 在至少代表当时土壤水分含量为 25%左右,而且在 雨季主要以重力水的形式存在。在重力水带之下为 薄膜水,由于重力水向薄膜水的变化是逐渐进行的, 所以在重力水带之下 1m 左右深度范围内薄膜水的 含量较高,一般为约 17% (Chen Baoqun et al., 2006; Zhao Jingbo et al., 2011)。

S₄古土壤黏化层之下到 CaCO₃结核淀积层之 间的风化淋滤黄土层的发育(图 2)也证明了重力水 的存在。风化淋滤黄土层的发育不仅与 CaCO₃淋 滤有关,它的形成与土层受到了黏化和土体收缩有 关,是重力水风化淋滤作用的综合表现。风化淋滤 黄土层中发育的较密集的垂向淋滤裂隙(图 2)是重 力水直接作用的结果。

3.3 西安地区 S₄古土壤发育时的土壤水分循环和 平衡

国内外对现代土壤水循环以及土壤水和气候变 化的关系进行了大量研究。根据过去的研究,林地 土壤水分平衡方程为 W = P - I - R - E (Yang Wenzhi et al., 2000), 式中W为土壤储水量, P为 年降水量(mm),I为树冠截流量(mm),R为地表径 流量(m³)。E 为土壤总蒸发量「土壤水蒸发量 (mm)和植物蒸腾量(mm)之和]。前人的多年观测 表明,在地表平坦年平均降水量 600 mm 左右条件 下的黄土高原地区,林地土壤总蒸发量与年降水量 基本保持平衡(Yang Wenzhi et al., 2000),即土壤 年总蒸发量与年均降水量基本相等,在这种情况下 没有剩余的水分渗入地下。在年降水量多于 600 mm的年份土壤水量平衡值为正值,即经过蒸发、蒸 腾、树冠截留及地表径流损失之后仍有剩余的水分 渗入地下。在年均降水量少于 600 mm 的年份土壤 水量平衡值为负值(Yang Wenzhi et al., 2000),即 在经过蒸发、蒸腾、树冠截留及地表径流损失之后没 有剩余的水分渗入地下。

识别水分平衡的另一指标是重力水分布深度, 依据是在降水经过蒸发与蒸腾之后进入土层的重力 水分布深度明显超过了蒸发作用影响的深度就表明 土壤水分为正平衡,重力水分布深度小于蒸发作用 影响的深度指示土壤水分为负平衡。超过了蒸发影 响深度的重力水是能够有效补给地下水的水分,是 大气降水明显有剩余的最重要的表现。关中平原蒸 发作用影响的深度为 2m (Yang Wenzhi et al., 2000),重力水分布深度大于 2m 指示土壤水分为正 平衡。S₄土壤化学成分迁移深度和风化剖面特征是 指示重力水分布深度和水分平衡的直接证据。土壤 化学成分迁移深度越大,指示的降水量越多,化学成 分迁移达到了一定深度就能够指示年降水量大于土 壤总蒸发量,能够指示水分平衡为正(Xiong Yi et al., 1987; Zhu Hejian et al., 2001)。土壤的 CaCO₃ 淀积层和红色铁锰质胶膜迁移深度代表了重 力水分布深度。前述的西安南郊和东郊 S4 土壤的 CaCO₃ 淀积层分布深度达到了 3.3m, 蓝田安村 S₄ 土壤的铁锰质胶膜迁移到了近 5.5m 深,充分证明 S4古土壤发育时重力水分布达到了 3.3m,有的地方 更深,具有水分正平衡的突出特点。由此可以确定, 在S₄发育时期,西安地区年降水量显著大于年土壤 总蒸发量,土壤水分为显著正平衡,每年一般会剩余 较多的大气降水补给地下水。

3.4 西安地区 S₄古土壤发育时的气候与植被类型

根据西安东郊和南郊 S₄古土壤的 CaCO₃ 淀积 层迁移深度至少达到了 3.3m、红色铁质胶膜迁移深 度为 2.5m 和风化淋滤黄土层的厚度为 1.6m 分布 深度得知,这三项指标均超过了我国现今南方亚热 带江苏泗洪、陕南汉中地区黄棕壤的发育深度(图 8),略小于江苏六合黄棕壤这三项指标的发育深度。 而位于降水量较多的白鹿塬东端的蓝田安村 S₄古 土壤的 CaCO₃ 淀积层和红色铁质胶膜迁移深度以 及风化淋滤黄土层的厚度均超过了江苏六合黄棕 壤,与江苏句容黄棕壤发育特点接近。这表明西安 地区 S₄古土壤具有清楚的亚热带黄棕壤的明显特 点。江苏泗洪和六合现今年平均气温分别为 15℃ 和 16℃,年平均降水量分别为 900 mm 和 1000 mm 左右。因为 S4古土壤呈现明显的红色,比我国北方 南部地区灰黄色为主的褐色(Xiong Yi et al., 1987; Zhu Hejian et al., 2001)发育温度明显高,显 然该层古土壤发育在温暖的亚热带气候条件下。由 此能够确定,西安地区 S4古土壤发育时的年平均气 温在 15~16℃, 年平均降水量在 900~1000mm 之 间。由于西安地区当时为亚热带气候,那时亚热带 与温带的分界线在西安更北,所以当时秦岭失去了 亚热带与温带气候分界线的作用,夏季风能频繁越 过秦岭山脉,并给该区带来了丰富的降水。

在 3.2 部分的讨论表明, 西安地区 S₄古土壤发 育时 3.3 m 深度范围内水分充足, 在植被生长季节 和每年的绝大部分时间里土壤含水量为 25%左右, 显然非常适于森林植被发育。虽然乔木根系分布较 深,但北方常见阔叶树如油松、白桦、辽东栎、杨和榆 树等树木主根分布深度多在 1~2 m 深度,向下逐 渐减少(Xu Liankui et al.,1956),南方亚热带乔木 根系更浅(Peng Shaolin et al.,2006)。在土层 2 m 深度范围内土壤水分充的条件下,树木对 2~4 m 深度范围的土壤水利用就很少了,所以当时土壤水 分在满足森林发育的同时,还有较多水分的剩余。 在现代年均降水量为 800 mm 多的温暖气侯区发育 的地带性植被均为阔叶森林(Xiong Yi,1987; Zhu



图 8 第 4 层古土壤和黄棕壤气候指标分布深度与降雨量关系(现代土壤资料据熊毅等,1987;S4资料据本文作者) Fig. 8 The relationship between the climate indexes and mean annual precipitation of the S4 palaeosol and yellow-brown forest soil

1一为 CaCO₃从土壤上界到淀积层下界的垂直迁移距离;2—Fe₂O₃从土壤上界到粘土胶膜分布下界垂直迁移距离; 3—风化淋滤黄土层的厚度;4—年平均降水量曲线

1-vertical migration distance of CaCO₃ from the top to the bottom of the soil; 2-vertical migration distance of Fe₂O₃ from the top of the soil to the bottom of the argillans; 3-thickness of weathered and leached losss layer; 4-curve of mean annual precipitation

Hejian et al, 2001)。S₄发育时重力水分布深度指示当时具备阔叶林植被发育的土壤水分条件。植被 对降水的利用是通过土壤水分吸收的,所以土壤水 分的含量多少是决定植被的关键因素。

在土壤重力水每年入渗能够达到3m左右深 度的水分充足条件下,由于2m深度以下的水分基 本不受蒸发作用的影响,加之每年在蒸发与蒸腾之 后剩余水分的入渗补给,所以2~3m土壤水分能 够保持每年持续性高含量,不会出现土壤水分不足 的问题。

有的研究者认为,黄土塬区间冰期植被主要是 森林草原,在年降水量达到 800mm 才会有森林植 被发育(Lü Houyuan et al., 1996)。本文研究的 S₄ 古土壤发育时的年降水量略多于 900 mm,超过了 黄土塬区森林植被发育所需要的 800 mm 的年降水 量,当时土壤水分在植被吸收之后仍然充足,所以那 时发育森林是完全可能的。还需特别指出的是,关 中平原 S₄古土壤中的红色铁质胶膜的形成和显著 迁移需要较长的时间过程,所以当时适于森林发育 的湿润气候持续过程是相当长的。

4 结论

综上所述,可得出以下结论:

(1)西安蓝田 S₄古土壤剖面中铁锰结核、针铁 矿聚集在同一层位,他们形成于紧靠地下水位附近, 能够作为指示当时的地下水位、土层含水量、水分循 环的重要指标。当时地下水位在铁锰结核层位形成 的高度波动,雨季高于铁锰结核层,旱季低于铁锰结 核层位。

(2)在西安地区 S₄古土壤黏化层底界之下普遍 发育了厚约 1.6m 的风化淋滤黄土层和较密集的风 化淋滤裂隙,CaCO₃结核淀积层分布在黏化层底界 之下 1.6~1.9m 之间,他们是含水量较高的重力水 淋滤的结果,能够指示该区在植被生长季节土层含 水量在 25%左右。当时重力水分布深度达到了 3.3m,在针铁矿和与铁锰结核发育层位含水量接近 饱和(50%左右)。那时土层水分充足,在蒸发与植 被消耗及树冠截留之后土壤仍有较多剩余水分,适 于茂盛森林植被发育。

(3) 西安蓝田 S₄古土壤剖面中风化淋滤黄土 层、迁出了土壤黏化层的 CaCO₃结核淀积层以及红 色铁质胶膜的显著迁移指示,在西安 S₄古土壤发育 时期,年降水量在 900~1000mm 之间,当时年平均 气温为 15~16℃。西安地区 S₄古土壤具有亚热带 黄棕壤的明显特点,发育时为亚热带气候,当时秦岭 失去了亚热带与温带气候分界线的作用,夏季风能 频繁越过秦岭山脉,并给该区带来了丰富的降水。

(4)在关中平原 S₄古土壤发育的最温湿阶段, 土壤水分的收入量明显大于支出量,土壤水分为正 平衡,当时大气降水能够参与地下水循环,在每年 雨季和雨季之后有较多剩余水分渗入地下,成为该 区当时地下水的补给来源。

References

- An Zhisheng, Kukla George J, Poter Stephen C.Xiao Jule. 1991. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130,000 years. Quaternary Research 36: 29~36.
- 1Balsam W, Ji J F, Chen J. 2004. Climatic interpretation of the Luochuan and Lingtai loess sections, China, based on changing iron oxide mineralogy and magnetic susceptibility. Earth and Planetary Science Letters, 223(3~4): 335~348.
- Bronger A, Winter R. 1995. Loess-paleosol sequences in Tadjikistan as a palaeoclimate record of the Quaternary in central Asia. Quaternary Proceedings (4): 69~81.
- Chlachula J, Rutter N W, Evans M E. 1997. A Late Quatenary loess-paleosol record at Kurtak, southern Siberian. Canadian Journal of Earth Sciences, 34(5): 679~686.
- Dodonov A E, Baiguzin L L. 1995. Loess stratigraphy of central Asia: Palaleoclimatic and paleoenvironmental aspects.
 Quaternary Sciences Reviews 14(7-8): 707~720.
- Driese S G, Simpson Edward L, Eriksson Kenneth A. 1995. Redoximorphic paleosols in alluvial and lacustrine deposits, 1.8 GA Lochness Formation, Mount ISA, Australia: Pedogenic processes and implications for paleoclimate. Journal of Sedimentary Research, 1995, 65(4): 675~689.
- Eden D N. 1989. River terraces and their loessial cover beds, Awatere river valley, New Zealand. Journal and Geophysics 32: $487 \sim 497$.
- Guo Zhengtang, Liu Tungsheng, Nicolas Fedoroff, Wei Lanying, Ding Zhongli, Wu Naiqin, Lü Houyuan, Jiang Wenying, An Zhisheng. 1998. Climate extremes in loess of China coupled with the strength of deep-water formation in the North Atlantic. Global and Planetary Change 18, 113~128.
- Guo Zhengtang, Zhou Xin, Wu Haibin. 2012. Glacial-interglacial water cycle, global monsoon and atmospheric methane changes. Climate Dynamics, 39(5):1073~1092.
- Huang Fen, Huang Yanmei, Yang Lichao, Bai Bing, Cao Jianhua.
 2016. Comparison on Microbial Quantity and Carbonic Anhydrase Activity in Soil under Different Vegetation in Maocun, Guilin. Geological Review, 62(1):94~102.
- Kang Shugang, Wang Xulong, Lu Yanchou. 2013. Quartz OSL chronology and dust accumulation rate changes since the Last Glacial at Weinan on the southeastern Chinese Loess Plateau.

Boreas, 42(4): 815~829.

- Keith B Miller, Thomas J Mccahon, Ronald R West. 1996. Lower Permian (Wolfcampian) paleosol-bearing cycles of the US Midcontinent: Evidence of climatic cyclicity. Journal of Sedimentary Research, 66(1): 71~84
- Kukla G J. 1977. Pleistocene land-sea correlations. Earth Science Reviews 13: 307~374.
- Kukla G J. 1987. Correlation of Chinese, European and American loess series with deep-sea sediments. In: Liu, D. S., ed. Aspects Loess Research. Beijing: China Ocean Press, 27~38. (in Chinese)
- Li Xiangling, Zhou Taofa, Yuan Feng, Wang Yinquan, Sun Yingze. 2015. Pb Enrichment and Pb Isotope Source Appointment of Soil in the Xinqiao Mining Area, Tongling, Anhui. Geological Review, 61(6):1347~1358.
- Liu Qingsong, Deng Chenglinlin, Torrent Jose, Zhu Rixiang. 2007. Review of recent developments in mineral magnetism of the Chinese loess. Quaternary Science Reviews, 26(3~4): 368 ~385.
- Liu Tungsheng, An Zhisheng, Yuan Baoyin, Han Jiarnao. 1985. The loess-paleosol sequence in China and climatic history. Episodes, 8: 21~28.
- Liu Tungsheng, Ding Zhongli. 1998. Chinese loess and the paleomonsoon. Annual Review of Earth& Planetary Science, 26: 111~145.
- Liu Xiuming, Shaw John, Jiang Jianzhong, Jan Bloemendal, Paul Hesse, Tim Rolph, Mao Xuegang. 2010. Analysis on variety and characteristics of maghemite. Science in China (Series D), 53(8): 1153~1162
- Liu Yong, Shi Zhengtao, Deng Chenglong, Su Huai, Zhang Wenxiang. 2012. Mineral magnetic investigation of the Talede loess-palaeosol sequence since the last interglacial in the Yili basin in the Asian interior. Geophysical Journal International, 190(1): 267~277.
- Lü Houyuan, Wu Naiqin, Liu Tungshengu, Han Jiamao, Qin Xiaoguang. 1996. Seasonal climatic variation recorded by phytolith assemblages from the Baoji loess sequence in central China. Science China (Series D), 39(6): 629~639.
- Pecis. 1987. The loess-paleoso and related subaereal sequence in Hungary. Geojournal 15(2): 152~162.
- Peng Shuzhen, Hao Qingzhen, Frank Oldfield, Guo Zhengtang. 2014. Release of iron from chlorite weathering and links to magnetic enhancement in Chinese loess deposits. Catena, 117: 43~49.
- Ruddiman W F, Raymo M F, Martinson D G, Clement B M, Backman J. 1989. Pleistocene evolution: Northern hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean. Paleoceanograph 4: 353 \sim 412.
- Torrent J. Liu Q S, Bloemendal J. 2007. Magnetic enhancement and iron oxides in the upper Luochuan loess-paleo- sol sequence, Chinese Loess Plateau. Soil Science Socienty of America Journal, 71(5): 1570~1578.

- Zhao Jingbo, Cao Junji, Jin Zhangdong, Xing Shan, Shao Tianjie. 2014. The fifth paleosol layer in the southern part of China's Loess Plateau and its environmental significance. Quaternary International, 334~335:189~196.
- Zhao Jingbo, Cao Junji, Shao Tianjie, Liu Rui, Yue Yingli, Du Juan. 2012. The discovery and study of silver sulfate mineral in S₅ from the eastern suburb of Xi' an. Science China, Earth Science, 55(3): 456~463.
- Zhao Jing-Bo, Luo Xiao-Qing, Ma Yan-Dong, Liu Xiu-Ming, Liu Rui, Yue Ying-Li. 2015. The reconstruction of palaeoenvironment during development of the fourth palaeosol in the southern Loess Plateau of China. Catena, 132: 21~28.

参考文献

- 陈宝群,赵景波,李艳花.2006.特大丰水年洛川人工林地土壤水分 特征研究.干旱区地理区,29(4):532~537.
- 傅桦,丁瑞兴.1995.北亚热带江淮地区白浆土铁锰结核的研究.土 壤与环境,4(2):102~106.
- 季峻峰,陈骏,Balsam W,刘连文. 2007. 黄土剖面中赤铁矿和针铁 矿的定量分析与气候干湿变化研究. 第四纪研究,27(2): 221 ~229.
- 黄芬,黄艳梅,杨利超,白冰,曹建华.2016.桂林毛村不同植被类型 土壤微生物数量与碳酸酐酶活性比较.地质论评,62(1):94 ~102.
- 李湘凌,周涛发,袁峰,王银泉,孙缨泽.2015. 安徽铜陵新桥矿区土 壤 Pb 的富集特征及 Pb 同位素源解析. 地质论评,61(6):1347 ~1358.
- 李雪,钟运鄂,朱恺军.2001. 湘南地区表生氧化锰矿地球化学行 为及成矿机理研究. 湖南地质,20(1):9~14.
- 贾蓉芬,彭先芝. 2004. 西峰剖面有机质记录的黄土高原 L₆-L₁古 湿度演变. 地理科学,24(6): 693~697.
- 林本海,刘荣谟. 1992. 最近 800 ka 黄土高原夏季风变迁的稳定同 位素证据. 科学通报, 37(18): 1691~1693.
- 刘东生. 黄土与环境. 1985. 北京:科学出版社,332~336.
- 马丹,吴中海,李家存,李跃华,蒋瑶,刘艳辉,周春景.2014.川西理 塘断裂带的空间展布与第四纪左旋走滑活动的遥感影像标志. 地质学报,88(8):817~842.
- 庞其清,翟大有,赵筑帘,张正平.2015. 泥河湾盆地晚新生代微体古 生物地层及环境演化的探讨.地质学报,89(5):817~842.
- 彭少麟,都艳茄.2006.森林演替过程中根系分布的动态变化.中 山大学学报(自然科学版),44(5):65~69.
- 齐信,陈州丰,邵长生,陈立德.2015.九江地区第四系中典型地裂缝 特征及构造意义.地质学报,89(12):2266~2276.
- 陕西师范大学地理系. 1988. 西安市地理志. 西安:陕西人民出版 社,90~109.
- 唐健生,苏春田,单海平,邹胜章,陈宏峰. 2010. 我国土壤铁锰结核 研究进展. 湖北农业科学,49(6):1488~1491.
- 唐克丽, 贺秀斌. 2004. 黄土高原全新世黄土-古土壤演替及气候 演变的再研讨. 第四纪研究, 24(2): 129~138.
- 王德潜. 1982. 洛川黄土潜水补给特征. 水文地质与工程地质, (5):1~8.
- 熊毅,李庆奎. 1987. 中国土壤. 北京:科学出版社,70~76.

徐连魁,周鸿岐,商淳,刻景西. 1956. 乔灌木树种根系的研究. 林 业科学,(2):147~166.

- 闫晓丽,杨一博,方小敏,苗运法,宋春辉. 2012. 临夏盆地晚中新世 沉积物中赤铁矿和针铁矿的含量特征及其意义. 兰州大学学报 (自然科学版),48(1):55~61.
- 杨吉龙,秦雅飞,胥勤勉,周新郢,胡云壮,杜东,孟利山. 2015. 7. 6ka 以来天津滨海地区的植被演变特征. 地质学报,89(6):1134

 $\sim 1143.$

- 杨文治, 邵明安. 2000. 黄土高原土壤水分研究. 北京: 科学出版 社, 67~89.
- 赵景波,周旗,陈宝群,杜娟,王长燕.2011.咸阳地区近年苹果林地 土壤含水量动态变化.生态学报,31(18):5291~5298.
- 朱鹤健,何宜庚. 土壤地理学. 2001. 北京:高等教育出版社,42 ~43.

The Study on the Paleowater Content Indexes and Water Environment in the Profile of S₄ Paleosol in Xi[']an Area

ZHAO Jingbo^{1,2)}, MA Yandong¹⁾, LUO Xiaoqing¹⁾, SHAO Tianjie¹⁾, LIU Rui³⁾

1) College of Tourism and Environment Sciences, Shaanxi Normal University, Xi'an, 710062;

2) State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment,

Chinese Academy of Sciences, Xi'an, 710061;

3) Foundation department of Engineering University of CAPF, Xi'an,710086

Abstract

Based on the field investigation and experimental analysis, it was found that iron-manganese concretions, goethite $[\alpha$ -FeO (OH)], which could indicate the soil moisture content, groundwater enrichment and water cycle in the profile of S₄ paleosol in An village of Lantian in Xi'an. It was also determined the weathered and leached loess layer and CaCO₃ illuvial layer that significantly migrated out of the argillic layer in Xi'an area. Goethite was distributed on the earth surface as yellow-brown filas and its content can be up to 3.3%. Iron-manganese concretions was brown-black spherical and crystal granular in the electron microscopy, and the content of iron and manganese was very high. The goethite and ironmanganese concretion layer was about 0.6 m, and formed in the position of the underground water level. According to the research, we could propose that the iron-manganese concretions, the weathered and leached loess layer and CaCO₃ illuvial layer can be used as an important index of restoring paleo-moisture content. Goethite, iron-manganese concretions, the formation of weathered and leached loess layer, the migration depth of CaCO₃ concretions and red ferrunious films shows that the climate in Xi' an is subtropical, of which the mean annual temperature was $15 \sim 16$ °C and the mean annual rainfall was between $900 \sim 1000$ mm during the development period of S₄ paleosol. At that time Qinling Mountains lost the function of the boundary between subtropics and temperate zone. In the development period of S_4 paleosol, the depth of gravity water in soil in Xi'an area was 3.3 m, then after the soil water evaporation and transpiration consumption, the rest of the soil water content in 3.3 m depth was about 25%, and it closed to the saturated moisture content (50%) in goethite and iron-manganese concretions development layer. Soil moisture was very sufficient, and normal water cycle and positive water balance occurred, there were more water to recharge the groundwater of groundwater, as it was suitable for the development of lush forest vegetation at that time. The study in this paper has broaden the Quaternary new content and indexes proposed by us can be as standards and methods in studying soil water content, soil water form and water cycle at home and abroad.

Key words: the S₄ paleosol; iron-manganese concretions and goethite; paleowater cycle; water balance; water content index; water balance; Xi'an area