文章编号:1000-0550(2018)03-0510-11

DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2018.054

# 古土壤:沉积环境和古气候变化的灵敏指针

陈留勤<sup>1,2,3</sup>,刘鑫<sup>3</sup>,李鹏程<sup>3</sup>

1.东华理工大学省部共建核资源与环境国家重点实验室培育基地,南昌 330013
 2.山东科技大学山东省沉积成矿作用与沉积矿产重点实验室,山东青岛 266590
 3.东华理工大学地球科学学院,南昌 330013

**摘 要** 古土壤是古代沉积环境和气候变化的灵敏记录者,可以为深刻认识地球演化历史中的重要地质事件提供有效信息,并成为当前沉积学领域的研究热点之一。国外古土壤研究已经涉及到太古代以来的几乎所有沉积地层,而国内古土壤的研究仍以第四纪地层为主,对前第四纪漫长地质时期地层记录中的古土壤研究较少。基于古土壤的识别特征及其埋藏后发生的可能变化,分析了古土壤在沉积环境解释和地层划分对比中的作用。其中,古土壤钙积层发育深度、元素地球化学、成土碳酸盐岩稳定同位素等对于合理评价成土作用过程、划分成土相及定量恢复古气候(年均降水量、年均气温和 pCO<sub>2</sub>)等方面的研究发展迅速,不同估算古气候参数的经验公式都有明显的适用性特点。近年来,国内学者对松辽、四川、胶莱盆地等的白垩系古土壤进行了很多调查研究,并取得了较好的研究成果。而包括江西、广东、浙江等在内的中国东南地区白垩系陆相红层研究结果显示,这些地层含有丰富的古土壤,总体为地表干旱氧化条件下形成的红色古土壤序列。通过对国际古土壤研究动态的综述,以期引起国内更多沉积学工作者关注前第四纪地层记录中的古土壤,为更好地认识古代地球环境变化做出更大贡献。

关键词 古土壤;古气候;沉积环境;冲积地层;定量古气候重建

第一作者简介 陈留勤,男,1983年出生,博士,副教授,沉积学专业,E-mail: liuqincheen@163.com

中图分类号 P532 文献标志码 A

# 0 引言

土壤的物理、化学特征与它们形成时期的气候和 环境条件密切相关<sup>[1]</sup>,这启发人们借助古土壤认识 古代的类似关系并提出有效的替代指标,从而在更长 的时间尺度上解释古气候条件。古土壤作为沉积地 层的一部分,在形成过程中长期与当时大气相接触, 受到大气成分变化的深刻影响,因而其中蕴含了丰富 的沉积环境和古气候信息,是重建古气候的良好载 体<sup>[2-8]</sup>。陆相冲积地层序列中的古土壤更是古气候变 化的灵敏记录者<sup>[9-11]</sup>。可以说,古土壤为更好地认识 古代沉积环境和气候变化提供了一个独特的窗口。

古土壤(paleosol 或 fossil soil)是指形成于古代地 貌景观中的土壤<sup>[9]</sup>,广泛发育在从太古代到新生代 不同沉积环境的碎屑岩<sup>[9]</sup>和碳酸盐岩<sup>[12]</sup>中,反映了 地层记录中的沉积间断或不整合<sup>[9]</sup>。古土壤是地 形、沉积物组成、母岩、时间、生物、水文、相对物源区 的盆地位置和气候的综合产物,蕴含丰富的古环境、 古气候、古植被与古水文信息<sup>[13]</sup>。因此,通过古土壤 类型和特征的研究可以反演古气候和古景观、沉积环 境变化及其控制因素<sup>[7,10-11,14-16]</sup>。中国第四纪黄土— 土壤序列研究成果显著<sup>[34,17-18]</sup>,国际上基于古土壤 的古环境和古气候研究几乎涉及从太古代到新生代 的不同地质时期,而且显示了与全球地质事件的密切 联系<sup>[19]</sup>。然而,相比之下,中国对前第四纪地层记录 中的古土壤研究成果还比较少,主要集中在松辽盆 地<sup>[20-22]</sup>、胶莱盆地<sup>[23-24]</sup>、四川盆地<sup>[25-26]</sup>及浙闽赣粤地 区的白垩系<sup>[27-30]</sup>,对其余漫长地球历史时期沉积地 层中的古土壤研究就更少了。可见,中国前第四纪沉 积地层中的古土壤研究充满了机遇。本论文即是对 古土壤研究的一个综述,旨在抛砖引玉,引起国内更 多沉积学工作者关注古代沉积地层中的古土壤,为更 好地理解古代地球环境变化提供证据。

# 1 古土壤识别特征及埋藏后的变化

古土壤代表地层记录中的沉积间断<sup>[9]</sup>,因而具

收稿日期: 2017-07-13; 收修改稿日期: 2017-09-12

基金项目: 国家自然科学基金项目(41602113),东华理工大学省部共建核资源与环境国家重点实验室培育基地开放基金(NRE1605),刘宝珺地 学青年科学基金暨山东省沉积成矿作用与沉积矿产重点实验室(山东科技大学)开放基金(DMSM2017011)[Foundation: National Natural Science Foundation of China, No. 41602113; the Open Research Fund from the State Key Laboratory Breeding Base of Nuclear Resources and Environment (East China University of Technology), No. NRE1605; the Open Research Fund from the Shandong Provincial Key Laboratory of Depositional Mineralization & Sedimentary Mineral (Shandong University of Science and Technology), No. DMSM2017011] 有地层划分对比意义[31]。地表生物活跃,所以在古 土壤中经常能观察到植物根孔和动物穴居的痕 迹<sup>[2]</sup>。古土壤还具有土壤发生层次、土壤构造及土 壤新生体和根圈等特点,显微镜下可观察到土壤垒结 结构、黏粒胶膜、成土碳酸盐岩与铁锰氧化物淀积等 特点。土壤埋藏后发生的变化主要包括:有机质分解 和潜育化、铁氧化物和氢氧化物变红、原生孔隙胶结、 压实、蒙脱石向伊利石转化、火山碎屑岩的沸石化和 绿鳞石化、泥炭煤化、干酪根成熟和裂解、碳酸盐重结 晶、变质作用等,导致许多埋藏的古土壤具有与现代 地表土壤不同的特征<sup>[13]</sup>。同时,这些变化可以使古 土壤外观发生明显变化而增加了古土壤鉴别和解释 的难度。但是,许多物理特征(如土壤发生层和根 迹)在深埋藏过程中可保存至绿片岩相变质级别<sup>[2]</sup>, 所以在古老的沉积岩序列中常可观察到土壤发生层 和根迹等特征<sup>[5,14]</sup>。

土壤埋藏后,有机质很快被分解,松软易脆的土 壤由于方解石、石膏、赤铁矿和二氧化硅等胶结物的 沉淀而转化为沉积岩石序列中坚硬的古土壤<sup>[2]</sup>。古 土壤中的成土层常被侵蚀,而 B 层一般都能被很好 地保存下来(图1),因而常被作为古土壤类型识别的 诊断层。三种常见的 B 层包括钙质淀积层(Bk 层)、 黏土层(Bt 层)和三氧化二物层(Bo 层),但它们通常 是不同成因的、相互独立存在的。B 层对古气候研究 具有十分重要的意义,许多古气候替代指标就是来自 对古土壤 B 层的研究。实际上,现代土壤和古土壤 的 B 层通常由不同类型的物质或成土构造组成,这 些特征可以用于解释土壤形成时期的气候或环境 条件。

在古土壤识别中,对土壤发生层、根迹、新生体、 微观形态等的观察是十分有用的<sup>[8,29-30]</sup>。不同的古 土壤类型形成于不同的古气候条件<sup>[32]</sup>。古土壤中的 钙质结核、淀积黏土、滑擦面、根迹、潜穴等都是古气 候解释的重要观察对象<sup>[2,13]</sup>。虽然第四纪以前的古 土壤可能经历了较长时间的风化和改造,但只要采集 到新鲜样品(比如使用凿子或刻槽取样机在古土壤 剖面上向下深挖 20 cm 以上),古土壤仍然是古气候 研究的重要对象。

在美国怀俄明州 Green River 盆地的东北部,始 新世早期 Wasatch 组形成于大型内陆古湖泊边缘的 冲积扇和河流沉积环境<sup>[33]</sup>。在该组中发育 100 余个 保存完好的浅埋藏古土壤露头剖面,可以划分为原生 土、泥质土和潜育土。其中,Honeycomb 成土类型(泥 质土)保存十分完好,成土特征完整而且在空间上十 分稳定(图 2)。Honeycomb 古土壤发育厚度 240~ 260 cm,A 层深度可达 60 cm,通常植物根迹和动物潜 穴发育,由细粒古土壤物质组成,显示浅红色调,有机 碳含量高(约 0.2%)。在有机碳含量低的淡红色—紫 色粉砂—黏土古土壤中,B层可以分为3个亚层(Bg,



图 1 典型现代土壤剖面和古土壤剖面对比<sup>[7]</sup> Bo.三氧化二物沉淀层;Bt.土壤黏化层;Bk.钙质淀积层

Fig.1 Comparison of the ideal modern soil and paleosol profiles<sup>[7]</sup>



A.生物根迹和褐色晕; B. 潜育作用; C. 黏土滑擦面; D. 钙质结核的 横切面。照片右侧的比例尺长度约 1cm

Fig.2 Paleosol profile of the Early Eocene Wasatch Formation in the Green River Basin,  ${\rm USA}^{[33]}$ 

# 2 古土壤对沉积环境变化的灵敏响应

### 2.1 沉积方式、沉积物供应和气候

陆相冲积沉积物不仅包含河流体系如何响应气候变化的信息,而且可以提供气候随时间发生变化的细节<sup>[34]</sup>。气候通过控制植被和风化作用,间接控制着源区提供沉积物的产量和性质<sup>[35:36]</sup>。一般来说,在冰期(干冷)气候条件下,因为植被减少,河流上游搬运能力下降,粗粒沉积物主要保留在源区附近,导致沉积物供应量减少、盆地位置沉积物粒度变细,在泛滥平原中显示为较少的决口砂体沉积。而在间冰期(湿热)气候条件下,植被增加,上游河流搬运能力增强,粗粒沉积物被携带到下游地区发生沉积而形成更常见的冲积层,同时在泛滥平原中决口沉积则更为发育<sup>[37]</sup>。

美国怀俄明州 Bighorn 盆地北部 Polecat Bench 地区 Willwood 组古土壤就记录了 PETM (Paleocene-Eocene Thermal Maximum)事件高分辨率气候变化过 程<sup>[11]</sup>。在 PETM 事件主体时期, 在河道以外的沉积 环境,慢速沉积物堆积和更少的砂质沉积物对应于气 温最高、最干燥及季节性干燥最明显的古气候条件。 古气候向干燥和季节性干燥的转变导致源区和沉积 盆地植被覆盖减少,从而促进侵蚀作用发生和沉积物 供应,但是由于降水量减少,源区供水降低导致多数 沉积物保留在河流体系的上游而不是搬运到盆地区。 这就形成在剖面上厚层密集的古土壤被相对稀疏的 薄层决口沉积物分隔的沉积现象。在 PETM 事件结 束之后,气候向湿润转变,源区供水量增加导致大量 沉积物搬运到盆地区发生沉积,加积速率提高,河道 决口频发,最终形成薄层古土壤被厚层决口沉积物分 隔的剖面结构<sup>[11]</sup>。

### 2.2 地层划分和对比意义

古土壤发育可以反映基准面的升降变化,它代表 一个特殊的沉积(时期)界面,是沉积环境变迁的良 好证据,因而古土壤具有地层划分和对比的重要作 用<sup>[38-46]</sup>。对于以河流动力过程为主的陆相沉积地 层,层序的低水位体系域由下切河谷中的多期河道叠 置砂体充填及河流阶地高成熟度的古土壤层组成;而 在高水位体系域形成时期,可容纳空间增长速率和泛 滥平原加积速率降低,河道砂体密度向上逐渐增大, 可以形成较多土壤层<sup>[31,47]</sup>。

Kraus<sup>[48]</sup>认为古土壤随盆地沉降速率及决口频 率和加积速率之间的关系而发生变化,她建立的模型 可以为地层结构的控制因素提供更加清晰的认识。 Mack *et al.*<sup>[45]</sup>将新墨西哥中南部下二叠统 Abo 段河 间和河流阶地古土壤与低位河流沉积物中的古土壤 进行对比研究,发现前者古土壤包括明显的成土作用 特征,与排水良好的河间或河流阶地的初始发育阶段 相吻合。由于较高的加积速率,充填于下切河谷中的 低位河流沉积物中的古土壤成熟度则较低。因此,古 土壤发育情况可以为层序界面和体系域解释提供关 键证据,进而有助于进行层序地层分析。

# 3 定量重建古气候的古土壤替代指标

古土壤不仅可以用来定性解释古环境和古气候, 还可以定量估算古代年均降水量(MAP)、年均温度 (MAT)以及大气 CO<sub>2</sub>浓度(*p*CO<sub>2</sub>)。当前古土壤学已 经从与现代土壤的对比定性研究逐渐走向定量研 究<sup>[6]</sup>。在以古土壤为载体定量恢复古气候条件时, 常用的替代指标有古土壤钙积层发育深度、元素地球 化学特征、成土碳酸盐岩(pedogenic carbonate)稳定 同位素等。

### 3.1 钙积层发育深度

在干旱、半干旱与半湿润气候条件下,碳酸盐矿物会在土壤剖面的一定深度聚集形成钙积层(Bk层),古土壤剖面中Bk层的深度与土壤形成过程中的区域年降水量之间具有密切联系。Retallack<sup>[49]</sup>基于世界不同地区807个现代土壤数据提出了Bk层深度(D, cm)与MAP(P, mm)之间的关系式: $P = 137.24 + 6.45D - 0.013D^2(R^2 = 0.52, S.E. = \pm 147 mm),得到广泛应用(如文献[50-52])。但是,该公式的古土壤数据来自高原、山区、平原和极地,没有考虑地形差异和温度变化对Bk层形成深度的影响,同时由于缺乏某些土壤类型(比如变性土)的数据,导致其不适用于变性土的MAP估算<sup>[6]</sup>。$ 

国内学者也进行了这方面的研究。赵景波<sup>[33]</sup>基 于 15 个土壤剖面的数据提出 CaCO<sub>3</sub>淀积深度(x,m) 与年均降水量(y,mm)之间的关系式:y = 305x + 168.5(r=0.96)。潘园园等<sup>[54]</sup>根据中国北方 48 个土 壤剖面的钙积层深度(D,cm)与年均降水量(P,mm) 统计数据得到关系式:P = 68.5 + 12.06D - 0.069D<sup>2</sup> (*R*<sup>2</sup>=0.73, S.E.=±89 mm),由该公式计算四川盆地 中部和辽宁金岭寺—羊山盆地早白垩世 MAP 为 193 ~376 mm(平均 270 mm),与利用 Retallack<sup>[49]</sup>的公式 计算结果(200~325 mm,平均 256 mm)接近<sup>[52]</sup>。但 是,由于潘园园等<sup>[54]</sup>的公式数据主要来自中国,因而 其结果可能更为可信,但其用于我国 MAP 估算的精 确度还有待进一步验证<sup>[55]</sup>。

### 3.2 元素地球化学特征

古土壤主量元素含量比值可以作为评价化学风 化程度和成土作用的重要指标(表 1,2)。比如  $Na_2O/K_2O指示盐化,(CaO + MgO)/Al_2O_3指示钙化,$ FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>指示氧化,Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub>指示黏土化,Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/ (CaO + MgO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)代表碱饱和度<sup>[13,19]</sup>,化 学蚀变指数(CIA)反映了含铝硅酸盐矿物风化为黏 土矿物的程度<sup>[56]</sup>。根据古土壤的成土特征和元素比 值,将在相似的古环境和古气候条件下形成的古土壤 剖面归为一种成土类型(pedotype)<sup>[13]</sup>。

古土壤样品微量元素可用于评价风化强度、淋滤 作用及物源(表1)。最常用的微量元素比值为 Ba/ Sr,它反映了风化过程中的淋滤作用,Ba/Sr 值越高, 淋滤越强<sup>[57]</sup>。在一个强烈淋滤的古土壤剖面中,下 部 Ba/Sr 值比顶部高。U 和 Th 在风化过程中相对稳定,成土过程中U 被淋滤而 Th 保留,导致古土壤上部 U/Th 值比母岩低,指示强烈风化程度和较大的氧化还原梯度;如果由于淋滤作用U 被重新分配,U/Th 值应该在 Bw 或 Bt 层最高,而且比母岩高<sup>[57]</sup>。另外,在风化过程中 Nb 是典型的难溶元素,可作为物质平衡计算的难溶指数元素,评价成土过程中其他元素的迁移<sup>[6]</sup>。

利用古土壤主量元素估算 MAP 和 MAT 是定量 评价古气候条件的重要途径(表 2)。Sheldon *et al*.<sup>[58]</sup>基于北美 126 个土壤样品的主量元素数据得到 古土壤去钾化学蚀变指数(CIA-K)与年均降水量(P, mm)之间的关系式: $P = 221.12e^{0.0197(CIA-K)}(R^2 = 0.72,$ S.E. = ±182 mm。CIA-K = 100 × Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + CaO + Na<sub>2</sub>O))。该式表明降水量越大,化学风化程度越 强烈,可适用的 MAP 范围为 200~1 600 mm。然而, 该公式不适用于 CaO 质量分数超过 3% 的古土 壤<sup>[51]</sup>。Sheldon *et al*.<sup>[58]</sup>还提出了另外两个关系式:  $P = -259.34 \ln((CaO + MgO + Na_2O + K_2O)/Al_2O_3)$ + 759.05( $R^2 = 0.66$ , S.E. = ±235 mm);针对软土,P =-130.93ln(CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) + 467.4( $R^2 = 0.59$ , S.E. =

	Table 1 A brief summary of molecular weathering and pedigenesis ratios of parcosols						
	比值	公式	基本原理	成土过程			
主量	碱性元素/Al	ΣBase/Al	<b>Σ</b> Base=Ca + Mg + Na + K; 成土作用过程中, 与铝相比, 常见的成岩碱金属 和碱土元素丢失	水解			
	碱性阳离子丢失	Base/Ti	在正常 pH 条件下的风化过程中,基本阳离子(Ca, Mg, Na, K)发生淋滤,而 Ti 增加	淋溶			
	黏土化	Al/Si	黏土矿物形成导致 Al 增加	水解			
	潜育化	$FeO/Fe_2O_3$	还原条件下 Fe <sup>2+</sup> 最常见且活动,而氧化条件下 Fe <sup>3+</sup> 不活动	氧化			
	物源	Ti∕ Al	Ti 最容易被物理风化作用搬运,而 Al 最易被化学风化作用搬运	酸化			
	盐化	(K + Na)/Al	当可溶盐不移动时碱元素增加	盐化			
微量 元素	淋溶	Br/Sr	Sr 的溶解度大于 Ba	淋溶/水解			
	母岩物质	La/Ce,Sm/Nd,U/Th	发生成土作用之前,不同的母岩物质具有不同的原始微量元素比值,风化 过程中大多难以迁移。所以古土壤中这些元素的比值与母岩相似	酸化			

表 1 古土壤分子风化作用和成土作用比值简表<sup>[6]</sup>

#### 表 2 评价成土作用过程和古气候的常见古土壤指数

Table 2 Common paleosol indices for estimation of pedogenic processes and paleoclimate

指数	计算公式	成土过程	古气候参数	
去钾化学蚀变指数(CIA-K)	$100 \times [Al/(Al + Ca + Na)]^{[61]}$	黏土矿物积累	MAP = $221.12e^{0.0197(\text{CIA-K})}$ [58]	
碱性元素	(Ca + Mg + Na + K)/Al <sup>[13]</sup>	碱土元素发生水解	MAP = $-259.3 \ln (\Sigma Bases) + 759$ [58]	
钙—镁风化指数(CALMAG)	$100 \times [Al/(Al + Ca + Mg)]^{[60]}$	黏土矿物积累	$MAP = 22.69(CALMAG) - 435.8^{[62]}$	
古土壤风化指数(PWI)	$100 \times [(4.20 \times Na) + (1.66 \times Mg) +$	碱土元素发生水解	MAT=-2.74 ln(PWI) + 21.39 <sup>[59]</sup>	
	$(5.54 \times K) + (2.05 \times Ca)$ ] <sup>[63]</sup>			
盐化指数(SAL)	$(K + Na)/Al^{[13]}$	可溶性盐积累	MAT = -18.516(SAL) + 17.298 [58]	

±156 mm)。同时, Sheldon *et al*. <sup>[58]</sup>提出 MAT 与盐化 ( $S = (K_2 O + Na_2 O)/Al_2 O_3$ )之间的关系式: T =-18.516S+17.298(S.E. = ±4.4 ℃,  $R^2 = 0.37$ ), 可适用 的温度范围为 2~20℃。但是,这几个公式在沼泽、沙 漠、风化强烈的热带地区以及人类活动影响的地区或 山区土壤中并不适用<sup>[6,58]</sup>。

近年来,一些学者对某些古土壤类型提出了专门 的 MAT 和 MAP 计算公式。Sheldon<sup>[57]</sup>针对始成土提 出 MAT 与黏土矿化( $C = Al_2O_3/SiO_2$ )之间的关系式: T = 46.94C + 3.99 (S.E. = ±0.6 °C,  $R^2 = 0.96$ ), k Sheldon et al.<sup>[58]</sup>的公式精确度更高。Gallagher et al.<sup>[59]</sup> 针对富黏土古土壤提出古土壤风化指数(PWI)与温 度(T,℃)之间的关系式:T=-2.74×ln(PWI)+21.39  $(R^2 = 0.57, S. E. = \pm 2.1$  ℃) 。其中, PWI = 100×  $[(4.20 \times \text{Na}) + (1.66 \times \text{Mg}) + (5.54 \times \text{K}) + (2.05 \times \text{Ca})]_{\odot}$ 该古温度计不适用于 PWI 超过 60 的古土壤,根据 PWI 计算的温度范围为 8 ℃ ~ 36 ℃。Nordt et al.<sup>[60]</sup> 根据 14 个变性土剖面数据(MAP=267~1 473 mm), 以钙---镁风化指数(CALMAG)代替 CIA-K 获得新的 关系式:P=22.69 CALMAG-435.8(R<sup>2</sup>=0.90,S.E.=± 108 mm)。其中, CALMAG = Al,  $O_3/(Al_2O_3 + CaO + CaO)$ MgO) ×100<sub>o</sub>

虽然古土壤专家根据实际研究案例总结出了上 述多种计算古代 MAP 和 MAT 的经验公式,为根据古 土壤替代指标进行地史时期古气候的定量评价做出 了巨大贡献。但是需要注意的是,由于地球环境变化 本身的复杂性,估算 MAP 和 MAT 的替代指标本身存 在一定的适用范围(表 3,4)。

#### 表 3 估算 MAP 的常见形态学和地球化学替代指标简表

### Table 3 Common morphological and geochemical proxies and their applicability for estimation of MAP

化仁	注田菜国	MAP 范围 参考
<b>1</b> 百个小	迫用氾固	/mm 文献
钙积层深度	除变性土以外的任何钙质土	200~900 [49]
钙积层深度校正(V)	仅钙质变性土	— [64]
钙积层深度校正(A)	仅钙积土	— [65]
石膏层深度	除变性土以外的任何石膏质土	100~1 300[66]
去钾化学蚀变指数	不适于钙积土和潜育土	200~1 600 [ 58 ]
钙-镁风化指数	仅变性土	0~1 800 [60]
CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	仅钙质变性土	300~900 [58]
碱性元素/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	不适于钙积土和潜育土	200~1 600 [ 58 ]
Fe 结核	仅变性土	700~1 500[64]

#### 3.3 成土碳酸盐岩稳定同位素

温暖气候常伴随pCO<sub>2</sub>上升,而气候变冷则与

表 4 常用的 MAT 地球化学替代指标

Table 4 Common geochemical proxies and their applicability for estimation of MAT

指标	适用范围	MAT 范围/℃	参考文献
盐化	不适于钙积土和潜育土	2~20	[58]
黏土化	仅原生土	—	[57]
古土壤风化指数	任何黏土质土壤	8~36	[59]
页硅酸盐	任何古土壤	—	[67]
针铁矿	任何铁质土壤	—	[68]

*p*CO<sub>2</sub>降低有关<sup>[13]</sup>。近年来,来自古植物和古土壤的 证据表明,白垩纪*p*CO<sub>2</sub>总体较高,具有白垩纪早期相 对较低、中期最高、晚期逐渐降低的演化趋势,期间的 几次快速变化与大洋缺氧事件和白垩纪末期生物灾 变事件有关<sup>[69]</sup>。方解石是现代土壤和古土壤中最常 见的碳酸盐矿物,常以钙质结核形式产出,是季节性 降水的良好标志<sup>[7]</sup>,其稳定同位素组成记录了碳酸 盐岩形成过程的环境信息<sup>[49]</sup>。利用成土碳酸盐岩 碳、氧同位素估算地史时期 *p*CO<sub>2</sub>的研究已经展 开<sup>[22,25,28]</sup>。该项研究需要分辨土壤中继承性碳酸盐 岩和成土过程形成的次生碳酸盐岩<sup>[70]</sup>。

目前,主要是利用 Cerling <sup>[71-72]</sup>提出的关系式计 算古大气 CO<sub>2</sub>浓度: pCO<sub>2</sub> (mg/m<sup>3</sup>) = Pr ( $\delta^{13}$ Cs -1.0044 $\delta^{13}$ Cr - 4.4)/( $\delta^{13}$ Ca -  $\delta^{13}$ Cs), Pr 为土壤呼吸 CO<sub>2</sub>浓度(mg/L), $\delta^{13}$ Cs、 $\delta^{13}$ Cr、 $\delta^{13}$ Ca 为土壤 CO<sub>2</sub>、土 壤呼吸 CO<sub>2</sub>和大气 CO<sub>2</sub>的稳定碳同位素组成。土壤 碳酸盐岩的氧同位素组成与大气降水的氧同位素组 成有关,而后者又与 MAT 相关<sup>[73]</sup>。因此, Dworkin *et al*.<sup>[73]</sup>提出古土壤中方解石的  $\delta^{18}$ Occ 与大气温度(*T*, *K*)之间的关系式:*T* = ( $\delta^{18}$ Occ + 12.65)/0.49。但是 该公式没有考虑区域降水和土壤水  $\delta^{18}$ O 的变化及蒸 发作用导致的降水  $\delta^{18}$ O 改变等因素,因而其应用受 到限制<sup>[6]</sup>。

在根据成土碳酸盐岩稳定同位素进行古气候重 建时,需要注意这几个问题:一是需要考虑沉积速率 很慢和成土碳酸盐岩沉淀于两种以上气候条件的情 况;二是土壤矿物氧同位素组成比碳同位素更易受到 成岩作用的影响;三是应该考虑沉积环境的水文学条 件,注意区分成土特征和成岩特征<sup>[9]</sup>。另外,土壤中 碳酸钙的沉淀具有明显的季节性,因而基于年均值的 假设可能是错误的<sup>[74]</sup>,在不同条件下取土壤 CO<sub>2</sub>值 为2500 mg/L 过于简单化<sup>[75]</sup>。土壤 CO<sub>2</sub>浓度变化很 大,在不同土壤和不同深度都有差别<sup>[74]</sup>。Retallack<sup>[76]</sup>提出土壤呼吸 CO<sub>2</sub>(Pr,mg/L)和 Bk 层深度

515

(Ds,cm)之间的关系式:Pr=66.7Ds + 588( $R^2$ =0.80, S.E.=±893 mg/L),它融合了土壤生产力、孔隙度及 其他变量,因而可能提供更高分辨率的  $pCO_2$  估 算<sup>[25,75]</sup>。

近年来,耦合同位素温度计(clumped isotope thermometry)的出现为利用古土壤碳酸盐岩重建成土作用时期的古海拔、古温度展示了良好的应用前景<sup>[77]</sup>。  $\Delta$ 47的温度独立于成土碳酸盐岩生长的水的同位素组成<sup>[78]</sup>,因而极大地提高了该温度计的可信度。比如,Zhang *et al*.<sup>[24]</sup>利用山东胶莱盆地晚白垩世王氏群古土壤碳酸盐岩耦合同位素( $\Delta$ 47)估算古温度为(21.6 ± 4.9) ℃,推测胶莱盆地晚白垩世(约80 Ma)古海拔大于或等于 2 000 m,进一步证实晚白垩世时期中国东部沿岸山系<sup>[79]</sup>的存在。

从以上综述可以看出,与国际研究相比,国内对 第四纪以前沉积地层中的古土壤研究较少,近年来才 开展相关工作,比如甘肃白银上泥盆统<sup>[80]</sup>、河北南部 石炭—二叠系<sup>[43]</sup>、新疆博格达南缘二叠系<sup>[81]</sup>、河南 济源上三叠统<sup>[82]</sup>。可喜的是,白垩纪陆相沉积中的 古土壤已经逐渐引起了国内沉积学家的注意,包括松 辽、胶莱和四川盆地在内的中东部地区白垩纪古土壤 研究已经取得了显著成果。例如,基于古土壤详细定 性描述的古气候讨论<sup>[14,20,27]</sup>、Bk 层深度与 MAP 估 算<sup>[52,54]</sup>、古土壤元素地球化学与 MAP 估算<sup>[26]</sup>、成土 碳 酸 盐 岩 稳 定 同 位 素 与 MAT 和 *p*CO<sub>2</sub> 估 算<sup>[23,25-26,28,52]</sup>。以古土壤为载体,这些研究说明在白 垩纪温室气候背景下发生过数次气候波动事件,为重 建该时期高分辨率古气候变化提供了重要证据。

# 4 江西上白垩统圭峰群红层中的古土壤

江西永崇(永丰—崇仁)盆地和信江盆地为中国 东南地区晚中生代地壳伸展拉张背景下形成的陆相 断陷盆地[83],晚白垩世圭峰群陆相红层自下而上划 分为河口组、塘边组和莲荷组。圭峰群三个组的沉积 体系变化,不仅与断陷盆地的构造格局和盆缘断层活 动及其导致的物源变化有关,而且与古气候变化相 关<sup>[84]</sup>。构造决定了沉积物可容纳空间和相带发育位 置,古气候则可影响沉积序列的细节(如成分、粒度、 沉积构造等)。河口组沉积时期,源区供水丰富,沉 积物供应充足,河流主导的冲积扇沉积体系反映了 Coniacian-Santonian 期半湿润的古气候条件。Campanian 时期,古气候的干旱化导致植被覆盖减少,化学 风化程度降低,粗粒沉积物供应减少,结果在塘边组 中形成细粒沉积物为主的干盐湖沉积环境,并在相邻 的信江盆地形成风成沙丘,代表了极度干燥气候条件 下的沙漠沉积体系<sup>[85]</sup>。这种沉积背景导致塘边组沉 积时期经常发生暴露,古土壤发育,保存有丰富的钙 板层、钙质结核、动物潜穴遗迹、植物根迹、浅灰绿色 晕斑、泥裂构造等(图3)。

圭峰群沉积末期(Maastrichtian 期),即莲荷组沉 积时期,古气候可能向湿冷转变,降水量增加,暴雨天 气洪水携带大量泥沙物质形成泥石流主导的冲积扇 沉积体系。同时,在泛滥平原沉积区,由于古气候的 干湿变化,也可形成钙质结核和钙板层,质地坚硬,遇



图 3 江西信江盆地晚白垩世圭峰群红层中的古土壤发育特征

A. 弋阳卧佛寺塘边组古土壤; B和C为照片A的局部放大, B上部可见2个浅灰绿色晕斑, 粗砂岩中发育潜穴遗迹化石 Skolithos; C. 潜穴 遗迹化石 Polykladichnus; D. 横峰莲荷组古土壤剖面; E和F为照片D的局部放大,发育钙板层和钙质结核(黄色箭头所示)

Fig.3 Paleosol features in the Late Cretaceous redbeds of the Guifeng Group in the Xinjiang Basin of Jiangxi province

稀盐酸强烈起泡,为古土壤淋溶淀积的产物。因此, 图 3E 为由上部黏化层和下部淀积层构成的红色古 土壤发生层,土壤黏化层底界之下即为钙质淀积层, 与广东南雄盆地白垩系红层中的古土壤<sup>[30]</sup>相似,所 以莲荷组沉积的某一时期年均降水量可能低于 600 mm。

另外,在江西信江盆地贵溪、弋阳一带的塘边组 古土壤中采集到一批钙质结核(成土碳酸盐岩)样 品,钙质含量高、质地坚硬、无裂隙充填,遇稀盐酸强 烈起泡。根据其稳定同位素测试结果估算的 pCO<sub>2</sub>为 782~1 420 mg/L,平均值为 1 181 mg/L,指示了干旱 炎热的古气候条件,以及晚白垩世 Campanian 晚期 (约 75 Ma)存在一个 pCO<sub>2</sub>高值<sup>[86]</sup>。

随着研究的深入,近期在中国东南地区的江西石 城、广东南雄白垩系陆相红层中识别出保存有大量钙 质结核和钙板层的古土壤,而改变了之前湖底沉积的 认识,研究认为古降水量不超过 600 mm,为干旱地表 氧化条件下经成土作用形成的红色古土壤序列,指示 了地表高温干旱氧化沉积环境<sup>[29-30]</sup>。这些研究结果 为更准确地认识中国东南地区白垩纪沉积环境、古气 候和古地理具有重要意义。

### 5 结论

古土壤作为沉积地层记录的一部分,广泛存在于 从太古代至第四纪的沉积序列中。古土壤保存有灵 敏的古代沉积环境和气候变化信息,对古土壤形态、 矿物组成、地球化学的研究可以获得有关气候环境变 化的定性和定量证据。因此,古土壤为揭示地球历史 时期发生的重要地质事件打开了另一扇窗户。由于 古土壤代表一个沉积作用间断面,因而它是地层划 分、对比的良好标志。基于古土壤的地层学、地质年 代学和古气候学研究可以为提高对区域或全球气候 变化历史的认识和理解。然而,在假设的某种古环境 条件下适用的那些古气候参数计算公式,未来还需要 从其他手段、方法进行验证。

中国幅员广阔,前期区域地质调查及科研院校的 研究已经基本建立了各个地区的岩石地层格架,恢复 了主要地质时期的沉积古地理面貌,为矿产资源勘查 提供了重要依据,同时也为前第四纪地层记录中的古 土壤调查及基于古土壤的古环境、古气候研究奠定了 良好的地质基础。古土壤的识别、形态描述、分类及 地球化学研究又可以为更清晰地认识地质历史时期 的沉积环境、古地理、古气候提供重要证据。古土壤 元素地球化学和成土碳酸盐岩同位素分析为定量重 建古代沉积环境和气候条件提供了重要途径,我国对 松辽、四川和胶莱盆地白垩纪古土壤和古气候研究已 经取得显著成效。因此,国内根据古土壤进行沉积环 境和古气候的研究充满机遇。

#### 参考文献(References)

- Jenny H. The soil resource, origin and behaviour[M]. New York: Springer-Verlag, 1980: 1-377.
- [2] Retallack G J. A colour guide to paleosols [M]. Chichester: John Wiley and Sons, 1997: 1-146.
- [3] Liu T S, Ding Z L. Chinese loess and the paleomonsoon [J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1998, 26: 111-145.
- Liu X M, Liu T S, Hesse P, et al. Two pedogenic models for paleoclimatic records of magnetic susceptibility from Chinese and Siberian loess[J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 2008, 51 (2): 284-293.
- [5] 黄成敏,王成善.晚第三纪以前形成古土壤的鉴别、分类及其在 古环境研究中的应用[J].地球科学进展,2006,21(9):911-917.
   [Huang Chengmin, Wang Chengshan. Identification, classification and application in paleoenvironment research of pre-Neogene paleosols[J]. Advances in Earth Science, 2006, 21(9): 911-917.]
- [6] Sheldon N D, Tabor N J. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols[J]. Earth-Science Reviews, 2009, 95(1/2): 1-52.
- [7] Tabor N J, Myers T S. Paleosols as indicators of paleoenvironment and paleoclimate[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2015, 43: 333-361.
- [8] 文星跃,黄成敏,王成善.重要环境与气候变化事件:深时古土 壤的记录与响应[J].土壤通报,2015,46(5):1272-1280.[Wen Xingyue, Huang Chengmin, Wang Chengshan. Critical events in paleoenvironmental and paleoclimatic change revealed by deep-time paleosols[J]. Chinese Journal of Soil Science, 2015, 46(5): 1272-1280.]
- [9] Kraus M J. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications[J]. Earth-Science Reviews, 1999, 47(1/2): 41-70.
- [10] Kraus M J, Mcinerney F A, Wing S L, et al. Paleohydrologic response to continental warming during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum, Bighorn Basin, Wyoming [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2013, 370: 196-208.
- [11] Kraus M J, Woody D T, Smith J J, et al. Alluvial response to the Paleocene-Eocene Thermal Maximum climatic event, Polecat Bench, Wyoming (U.S.A.) [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2015, 435: 177-192.
- Wright V P. Paleosols in shallow marine carbonate sequences [J].
   Earth-Science Reviews, 1994, 35(4): 367-395.
- [13] Retallack G J. Soils of the past: an introduction to paleopedology [M]. 2nd ed. Oxford: Blackwell Science, 2001: 1-404.
- [14] 黄成敏, Retallack G J, 王成善. 白垩纪钙质古土壤的发生学特征及古环境意义 [J]. 土壤学报, 2010, 47 (6): 1029-1038.

[Huang Chengmin, Retallack G J, Wang Chengshan. Cretaceous calcareous paleosols: pedogenetic characteristics and paleoenvironmental implications[J]. Acta Pedologica Sinica, 2010, 47(6): 1029-1038.]

- [15] Rosenau N A, Tabor N J, Elrick S D, et al. Polygenetic history of paleosols in Middle-Upper Pennsylvanian cyclothems of the Illinois Basin, U.S.A.: Part I. Characterization of paleosol types and interpretation of pedogenic processes [J]. Journal of Sedimentary Research, 2013, 83(8); 606-636.
- [16] Rosenau N A, Tabor N J, Elrick S D, et al. Polygenetic history of paleosols in Middle-Upper Pennsylvanian cyclothems of the Illinois Basin, U.S.A: part II. Integrating geomorphology, climate, and glacioeustasy[J]. Journal of Sedimentary Research, 2013, 83(8): 637-668.
- [17] 刘东生.黄土与环境[M].北京:科学出版社,1985:1-505.[Liu Dongsheng. Loess and environment[M]. Beijing: Science Press, 1985:1-505.]
- [18] An Z S. Late Cenozoic climate change in Asia: loess, monsoon and monsoon-arid environment evolution [M]. Dordrecht: Springer, 2014: 1-587.
- [19] Retallack G J. Soils and global change in the carbon cycle over geological time [C]//Holland H D, Turekian K K. Treatise on Geochemistry. Oxford: Pergamon Press, 2007: 581-605.
- [20] Du X B, Xie X N, Lu Y C, et al. Distribution of continental red paleosols and their forming mechanisms in the Late Cretaceous Yaojia Formation of the Songliao Basin, NE China[J]. Cretaceous Research, 2011, 32(2): 244-257.
- [21] Huang C M, Retallack G J, Wang C S, et al. Paleoatmospheric pCO<sub>2</sub> fluctuations across the Cretaceous-Tertiary boundary recorded from paleosol carbonates in NE China [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2013, 385: 95-105.
- [22] Gao Y, Ibarra D E, Wang C S, et al. Mid-latitude terrestrial climate of East Asia linked to global climate in the Late Cretaceous [J]. Geology, 2015, 43(4): 287-290.
- [23] 曹珂. 胶莱盆地晚白垩世辛格庄组钙质结核的碳、氧同位素特征[J]. 矿物岩石,2014,34(2):85-90. [Cao Ke. Carbon and oxygen isotopic compositions of carbon nodule in the Xingezhuang Formation of late Cretaceous, Jiaozhou-Laiyang Basin[J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 2014, 34(2): 85-90.]
- [24] Zhang L M, Wang C S, Cao K, et al. High elevation of Jiaolai Basin during the late Cretaceous: Implication for the coastal mountains along the East Asian margin [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2016, 456: 112-123.
- [25] Huang C M, Retallack G J, Wang C S. Early Cretaceous atmospheric pCO<sub>2</sub> levels recorded from pedogenic carbonates in China [J]. Cretaceous Research, 2012, 33(1): 42-49.
- [26] Li J, Wen X Y, Huang C M. Lower Cretaceous paleosols and paleoclimate in Sichuan Basin, China [J]. Cretaceous Research, 2016, 62: 154-171.
- [27] 李祥辉,陈斯盾,曹珂,等. 浙闽地区白垩纪中期古土壤类型与 古气候[J]. 地学前缘,2009,16(5):63-70. [Li Xianghui, Chen

Sidun, Cao Ke, et al. Paleosols of the mid-Cretaceous: A report from Zhejiang and Fujian, SE China[J]. Earth Science Frontiers, 2009, 16(5): 63-70.]

- [28] Li X H, Jenkyns H C, Zhang C K, et al. Carbon isotope signatures of pedogenic carbonates from SE China: rapid atmospheric pCO<sub>2</sub> changes during middle-late early Cretaceous time [J]. Geological Magazine, 2014, 151(5): 830-849.
- [29] 温昌辉,刘秀铭,吕镔,等. 江西石城盆地白垩纪地层中成壤特 征及古环境分析[J]. 第四纪研究, 2016, 36(6): 1403-1416.
  [Wen Changhui, Liu Xiuming, Lü Bin, et al. The Cretaceous redbeds in Shicheng Basin, Jiangxi province: Pedogenic and paleoenvironmental characteristics [J]. Quaternary Sciences, 2016, 36 (6): 1403-1416.]
- [30] 王文艳,刘秀铭,马明明,等. 南雄盆地白垩纪红层沉积环境分析[J]. 亚热带资源与环境学报,2016,11(3):29-37. [Wang Wenyan, Liu Xiuming, Ma Mingming, et al. Sedimentary environment of Cretaceous red beds in Nanxiong Basin, Guangdong province [J]. Journal of Subtropical Resources and Environment, 2016, 11(3): 29-37.]
- [31] Shanley K W, Mccabe P J. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata[J]. AAPG Bulletin, 1994, 78(4): 544-568.
- [32] Mack G H, James W C, Monger H C. Classification of paleosols
   [J]. GSA Bulletin, 1993, 105(2): 129-136.
- [33] Hyland E G, Sheldon N D. Examining the spatial consistency of palaeosol proxies: Implications for palaeoclimatic and palaeoenvironmental reconstructions in terrestrial sedimentary basins[J]. Sedimentology, 2016, 63(4): 959-971.
- [34] Macklin M G, Lewin J, Woodward J C. The fluvial record of climate change [J]. Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 2012, 370 (1966): 2143-2172.
- [35] Blum M D, Törnqvist T E. Fluvial responses to climate and sealevel change: a review and look forward[J]. Sedimentology, 2000, 47(S1): 2-48.
- [36] Blair T C, Mcpherson J G. Processes and forms of alluvial fans [M]//Parsons A J, Abrahams A D. Geomorphology of Desert Environments. 2<sup>nd</sup> ed. Dordrecht: Springer, 2009: 413-467.
- [37] Núdor A, Lantos M, Tóth-Makk Á, et al. Milankovitch-scale multi-proxy records from fluvial sediments of the last 2.6 Ma, Pannonian Basin, Hungary [J]. Quaternary Science Reviews, 2003, 22(20): 2157-2175.
- [38] 叶良苗,裘亦楠. 河流相古土壤及其在河流沉积地层对比中的 应用[J]. 沉积学报,1991,9(2):63-70. [Ye Liangmiao, Qiu Yinan. Fluvial palaeosoils and its application on the correlation of fluvial deposits[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1991, 9(2): 63-70.]
- [39] Ye L M. Paleosols in the upper Guantao Formation (Miocene) of the Gudong oil field and their application to the correlation of fluvial deposits[J]. AAPG Bulletin, 1995, 79(7): 981-988.
- [40] Mccarthy P J, Martini I P, Leckieb D A. Use of micromorphology

第36卷

for palaeoenvironmental interpretation of complex alluvial palaeosols: An example from the Mill Creek Formation (Albian), southwestern Alberta, Canada[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1998, 143(1/3): 87-110.

- [41] 杨利军,邵龙义,张鹏飞. 古土壤的类型及识别标志[J]. 中国 煤炭地质,2002,14(3):1-3. [Yang Lijun, Shao Longyi, Zhang Pengfei. Palaeosols: types and recognition [J]. Coal Geology of China, 2002, 14(3): 1-3.]
- [42] 魏钦廉,伊海生,肖玲. 陆源碎屑岩中的古土壤在地层分析中 的应用[J]. 古地理学报,2006,8(2):211-218. [Wei Qinlian, Yi Haisheng, Xiao Ling. Application of paleosols in terrigenous clastic rocks to stratigraphic analysis[J]. Journal of Palaeogeography, 2006, 8(2): 211-218.]
- [43] 邵龙义,何志平,罗文林,等.河北省南部石炭、二叠纪煤系土 壤特征[J].西安石油大学学报(自然科学版),2005,20(3):6-10.[Shao Longyi, He Zhiping, Luo Wenlin, et al. Characteristics of the palaeosoils in the coal measures of Carboniferous and Permian in southern Hebei, China[J]. Journal of Xi'an Shiyou University (Natural Science Edition), 2005, 20(3): 6-10.]
- [44] 杨文光,朱利东,张岩. 古土壤的分类系统及其在地质学中的应用领域[J]. 海洋地质动态,2010,26(4):36-45. [Yang Wenguang, Zhu Lidong, Zhang Yan. Classification of paleosols and their geologic applications[J]. Marine Geology Letters, 2010, 26 (4): 36-45.]
- [45] Mack G H, Tabor N J, Zollinger H J. Palaeosols and sequence stratigraphy of the Lower Permian Abo Member, south-central New Mexico, USA[J]. Sedimentology, 2010, 57(6): 1566-1583.
- [46] 陈留勤,郭福生,梁伟. 河流相层序地层学研究现状及发展方向[J]. 地层学杂志,2014,38(2):227-235. [Chen Liuqin, Guo Fusheng, Liang Wei. A review of terrestrial sequence stratigraphy
   [J]. Journal of Stratigraphy, 2014, 38(2): 227-235.]
- [47] Wright V P, Marriott S B. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage[J]. Sedimentary Geology, 1993, 86(3/4): 203-210.
- [48] Kraus M J. Basin-scale changes in floodplain paleosols: implications for interpreting alluvial architecture[J]. Journal of Sedimentary Research, 2002, 72(4): 500-509.
- [49] Retallack G J. Pedogenic carbonate proxies for amount and seasonality of precipitation in paleosols [J]. Geology, 2005, 33(4): 333-336.
- [50] Retallack G J, Huang C M. Ecology and evolution of Devonian trees in New York, USA[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2011, 299(1/2): 110-128.
- [51] Retallack G J. Global cooling by grassland soils of the geological past and near future [J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2013, 41: 69-86.
- [52] Pan Y Y, Huang C M. Quantitative reconstruction of Early Cretaceous paleoclimate using paleosol carbonates in China[J]. Carbonates and Evaporites, 2014, 29(3): 327-335.
- [53] 赵景波.风化淋滤带地质新理论: CaCO<sub>3</sub>淀积深度理论[J]. 沉
   积学报,2000,18(1):29-35. [Zhao Jingbo. A new geological the-

ory about eluvial zone: theory illuvial on depth of  $CaCO_3[J]$ . Acta Sedimentologica Sinica, 2000, 18(1): 29-35.]

- [54] 潘园园,黄成敏.中国土壤中钙积层深度与年降水量关系的定量研究[J].安徽农业科学,2010,38(35):20043-20044,20054.
  [Pan Yuanyuan, Huang Chengmin. Quantitative study on the correlation between the depth of calcic horizon in soil and annual precipitation in China [J]. Journal of Anhui Agricultural Sciences, 2010, 38(35): 20043-20044, 20054.]
- [55] 周裕,黄成敏. 古土壤定量重建古气候研究现状[J]. 安徽农业 科学,2011,39(2):1093-1095. [Zhou Yu, Huang Chengmin. Research status of quantitative reconstruction of ancient climate with ancient soil[J]. Journal of Anhui Agricultural Sciences, 2011, 39 (2): 1093-1095.]
- [56] Nesbitt H W, Young G M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites[J]. Nature, 1982, 299(5885): 715-717.
- [57] Sheldon N D. Abrupt chemical weathering increase across the Permian-Triassic boundary [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2006, 231(3/4): 315-321.
- [58] Sheldon N D, Retallack G J, TanakaS. Geochemical climofunctions from North American soils and application to paleosols across the Eocene-Oligocene boundary in Oregon[J]. The Journal of Geology, 2002, 110(6): 687-696.
- [59] Gallagher T M, Sheldon N D. A new paleothermometer for forest paleosols and its implications for Cenozoic climate [J]. Geology, 2013, 41(6): 647-650.
- [60] Nordt L C, Driese S D. New weathering index improves paleorainfall estimates from Vertisols[J]. Geology, 2010, 38(5): 407-410.
- [61] Maynard J B. Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols [J]. The Journal of Geology, 1992, 100 (3): 279-289.
- [62] Nordt L C, Driese S G. A modern soil characterization approach to reconstructing physical and chemical properties of paleo-Vertisols
   [J]. American Journal of Science, 2010, 310(1): 37-64.
- [63] Parker A. An index of weathering for silicate rocks [J]. Geological Magazine, 1970, 107(6): 501-504.
- [64] Stiles C A, Mora C I, Driese S G. Pedogenic iron-manganese nodules in Vertisols: a new proxy for paleoprecipitation? [J]. Geology, 2001, 29(10): 943-946.
- [65] Cleveland D M, Nordt L C, Atchley S C. Paleosols, trace fossils, and precipitation estimates of the uppermost Triassic strata in northern New Mexico[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2008, 257(4): 421-444.
- [66] Retallack G J, Huang C M. Depth to gypsic horizon as a proxy for paleoprecipitation in paleosols of sedimentary environments [ J ]. Geology, 2010, 38(5): 403-406.
- [67] Tabor N J, Montañez I P. Oxygen and hydrogen isotope compositions of Permian pedogenic phyllosilicates: development of modern surface domain arrays and implications for paleotemperature reconstructions [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2005, 223(1/2): 127-146.

- [68] Yapp C J, Poths H. Ancient atmospheric CO<sub>2</sub> pressures inferred from natural goethites [J]. Nature, 1992, 355(6358): 342-344.
- [69] Wang Y D, Huang C M, Sun B N, et al. Paleo-CO<sub>2</sub> variation trends and the Cretaceous greenhouse climate [J]. Earth-Science Reviews, 2014, 129: 136-147.
- [70] 黄成敏,王成善,艾南山. 土壤次生碳酸盐碳氧稳定同位素古环境意义及应用[J]. 地球科学进展,2003,18(4):619-625.
  [Huang Chengmin, Wang Chengshan, Ai Nanshan. Implication and application of stable carbon and oxygen isotopes of pedogenic carbonates in soils[J]. Advance in Earth Sciences, 2003, 18(4):619-625.]
- [71] Cerling T E. Carbon dioxide in the atmosphere; evidence from Cenozoic and Mesozoic paleosols [J]. American Journal of Science, 1991, 291(4): 377-400.
- [72] Cerling T E. Stable carbon isotopes in palaeosol carbonates [C]// Thiry M, Simon-Coincon R. Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits. Cambridge: Blackwell Science, 1999: 43-60.
- [73] Dworkin S I, Nordt L, Atchley S. Determining terrestrial paleotemperatures using the oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2005, 237 (1/ 2): 56-68.
- [74] Breecker D O, Sharp Z D, Mcfadden L D. Atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations during ancient greenhouse climates were similar to those predicted for A.D. 2100[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2010, 107(2): 576-580.
- [75] Royer D L. Fossil soils constrain ancient climate sensitivity [J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2010, 107(2): 517-518.
- [76] Retallack G J. Refining a pedogenic-carbonate CO<sub>2</sub> paleobarometer to quantify a middle Miocene greenhouse spike [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2009, 281(1/2): 57-65.
- [77] Huntington K W, Lechler A R. Carbonate clumped isotope thermometry in continental tectonics [J]. Tectonophysics, 2015, 647-648: 1-20.
- [78] Passey B H, Levin N E, Cerling T E, et al. High-temperature environments of human evolution in East Africa based on bond ordering in paleosol carbonates [J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2010, 107(25):

11245-11249.

- [79] 陈丕基.晚白垩世中国东南沿岸山系与中南地区的沙漠和盐湖化[J].地层学杂志,1997,21(3):203-213.[Chen Piji. Stratigraphic research on the lower member of the Devonian Wuzhishan Formation of Nayi, Guangxi[J]. Journal of Stratigraphy, 1997, 21 (3): 203-213.]
- [80] 郭雪莲,刘懿馨,刘秀铭,等. 晚泥盆世古土壤的辨识及其发生 学特征[J]. 亚热带资源与环境学报,2016,11(2):1-5. [Guo Xuelian, Liu Yixin, Liu Xiuming, et al. The identification of late Devonian paleosol and pedogenetic character[J]. Journal of Subtropical Resources and Environment, 2016, 11(2): 1-5.]
- [81] 冯乔,杨晚,柳益群. 博格达南缘二叠系古土壤类型及其在层序地层研究中的应用[J]. 沉积学报,2008,26(5):725-729.
  [Feng Qiao, Yang Wan, Liu Yiqun. Types of Permian paleosols and their significance in sequence stratigraphy in the southern part of Bogeda range[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2008, 26(5): 725-729.]
- [82] 尹国勋,张汉瑞. 济源上三叠统古土壤及其意义[J]. 地层学杂志,1996,20(2):128-133. [Yin Guoxun, Zhang Hanrui. Features and significance of paleosols from the Upper Triassic of Jiyuan, Henan[J]. Journal of Stratigraphy, 1996, 20(2): 128-133.]
- [83] Shu L S, Zhou X M, Deng P, et al. Mesozoic tectonic evolution of the Southeast China Block: New insights from basin analysis [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2009, 34(3): 376-391.
- [84] Chen L Q, Steel R J, Guo F S, et al. Alluvial fan facies of the Yongchong Basin: implications for tectonic and paleoclimatic changes during Late Cretaceous in SE China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2017, 134: 37-54.
- [85] Jiang X S, Pan Z X, Xu J S, et al. Late Cretaceous aeolian dunes and reconstruction of palaeo-wind belts of the Xinjiang Basin, Jiangxi Province, China [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2008, 257(1/2): 58-66.
- [86] 王凤之,陈留勤,郭福生,等. 江西信江盆地晚白垩世塘边组成 壤碳酸盐岩碳、氧同位素特征[J]. 岩石矿物学杂志,2018,37 (1):143-151.[Wang Fengzhi, Chen Liuqin, Guo Fusheng, et al. Carbon and oxygen isotopic compositions of pedogenic carbonates from the Late Cretaceous Tangbian Formation in the Xinjiang Basin, Jiangxi province[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2018, 37(1):143-151.]

# Paleosols: Sensitive Indicators of Depositional Environments and Paleoclimate

CHEN LiuQin<sup>1,2,3</sup>, LIU Xin<sup>3</sup>, LI PengCheng<sup>3</sup>

 State Key Laboratory Breeding Base of Nuclear Resources and Environment, East China University of Technology, Nanchang 330013, China
 Shandong Provincial Key Laboratory of Depositional Mineralization & Sedimentary Mineral, Shandong University of Science and Technology, Qingdao, Shandong 266590, China

3. School of Earth Sciences, East China University of Technology, Nanchang 330013, China

Abstract: Paleosols are sensitive to indicate depositional environments and paleoclimate changes. At the present days, the studies of paleoenvironment and paleoclimate based on paleosols become one of the hot scientific points in sedimentology. It is an effective and valuable approach by using paleosols to untangle major geological events during the evolution history of our planet. Many abroad studies on paleosols have dealt with almost all sedimentary records from the Archean to Quaternary Period. In contrast, some domestic work has been exclusively conducted on the paleosols of the Quaternary Period. However, few works have been done on the paleosols of the very long pre-Quaternary time in China. On the basis of a brief introduction of diagnostic features and burial alteration of paleosols, this paper analyzes the roles of paleosols in the depositional environment interpretation, and stratigraphic division and correlation. Afterwards, the emphases are put on estimation of soil-forming processes, pedo-types, and quantitative paleoclimate reconstruction (MAP, MAT, and  $pCO_2$ ) based on proxies including depth of Bk horizon, elemental geochemistry, pedogenic carbonate isotopes. In addition, the applicability of different empirical formula for paleoclimatic estimation is also summarized and discussed. In recent years, much progress has been made on the paleosols from the continental Cretaceous clastic rocks in the Songliao, Sichuan, and Jiaolai basins in China. Moreover, abundant paleosols are observed within the Cretaceous alluvial redbeds of Jiangxi, Guangdong, and Zhejiang provinces in SE China, and they were interpreted as paleosol sequences formed in the arid and oxidizing depositional environments. The goal of this synthesis is to attract attention from more domestic sedimentologists to involve in the research of paleosols preserved in the pre-Quaternary sedimentary strata to achieve more contribution for ancient environmental changes.

Key words: paleosol; paleoclimate; depositional environment; alluvial stratigraphy; quantitative paleoclimate reconstruction