

末次间冰期以来临夏地区气候变化的黏土矿物学及地球化学记录^{*}

殷 科¹ 洪汉烈^{1,2} 高文鹏¹ 梁国军¹ 王朝文¹ 张克信^{1,2} 宋鄂平^{3,4}

(1 中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074)

(2 中国地质大学地质与矿产资源国家重点实验室, 武汉 430074)

(3 中国地质大学地质调查研究院, 武汉 430074)

(4 湖北民族学院生物科学与技术学院, 湖北恩施 445000)

摘 要 临夏盆地塔湾剖面黄土-古土壤沉积物的黏土矿物学及常量元素特征分析表明, 末次间冰期以来临夏地区气候变化经历了从相对温暖湿润(Ⅰ阶段: 92.4 ~ 78.8 ka)—寒冷干燥(Ⅱ阶段: 78.8 ~ 59.8 ka)—相对温暖湿润(Ⅲ阶段: 59.8 ~ 47.7 ka)—寒冷干燥(Ⅳ阶段: 47.7 ka 以来)等 4 个阶段的演化。黄土-古土壤中黏土矿物以伊利石、绿泥石、伊/蒙混层及坡缕石等为主, 并且坡缕石在沉积物中广泛发育, 表明末次间冰期以来临夏地区总体上以相对干燥为主。 $w(\text{TiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 比值表明沉积物剖面中黄土-古土壤层可能具有相同的物源, 黄土-古土壤交替的发育特征应该为不同时期风化程度差别所致, 与当时的大气降水量及温度密切相关。在相对温暖湿润的时期, 黏土矿物相对含量、化学蚀变指数 CIA 值及 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 和 $w(\text{MgO})/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 等氧化物比率变化波动较大; 在寒冷干燥的时期, 黏土矿物相对含量、CIA 值及各氧化物比率较为稳定。黏土矿物学及常量元素变化特征共同揭示 92.4 ~ 78.8 ka 期间和 47.7 ka 以来出现明显的降温事件, 说明临夏地区末次间冰期以来气候环境的不稳定性, 可能与高原冬、夏季风的此消彼长密切相关。

关键词 临夏盆地; 末次间冰期; 黄土-古土壤; 黏土矿物学; 常量元素; 气候环境

中图分类号 S159 **文献标识码** A

末次间冰期以来的气候变化是古气候研究的热点问题, 深海冰芯^[1-4]及深海沉积物^[5-7]的研究均揭示了末次间冰期-冰期旋回千年尺度的气候突变事件, 引起了地球科学研究者和气候学家的极大关注。青藏高原东北缘作为高原向北方方向扩展的最前缘部位, 处于东部季风区、西北干旱区和青藏高原高寒区的交汇地带, 是气候变化的敏感区^[8]。临夏盆地位于青藏高原东北缘, 同时处于青藏高原与黄土高原的过渡区, 区内第四纪黄土-古土壤序列分布广泛, 是中国第四纪最典型的连续陆相沉积, 保存了丰富的埋藏时期的古气候信息^[9]。黄土-古土壤的交替堆积不仅能反映气候的冷、暖、干、湿变化及亚洲季风的演化规律^[10-13], 同时黄土-古土壤记录的多旋回气候波动与深海沉积物氧同位素所记录的全球冰量密切相关^[14]。临夏盆地塔湾剖面第四纪晚更新世黄土-古土壤沉积物地层厚约 38 m, 通过其黄土与古土壤的研究可以了解末次间冰期

以来临夏地区的古气候演化历史。近年来, 很多学者对临夏盆地黄土-古土壤的粒度、磁化率、碳同位素及伊利石结晶度等指标进行了深入的研究^[9, 15-18], 并在此基础上讨论了临夏地区末次间冰期以来的古气候变化规律, 揭示了末次间冰期-冰期气候千年尺度的不稳定性^[19-23]。然而, 关于临夏盆地黄土-古土壤的黏土矿物学及常量元素特征与古气候变化的关系研究相对较为匮乏。本文对临夏盆地塔湾剖面黄土-古土壤的黏土矿物学及常量元素地球化学特征开展深入研究, 揭示临夏地区末次间冰期以来古气候变化规律, 为中国西部及青藏高原地区古气候演变提供新的佐证。

1 材料与方法

1.1 地质背景

塔湾剖面位于甘肃临夏临洮县塔湾乡(图 1),

^{*} 青藏高原新近纪隆升过程与地质事件群研究项目(1212011121261)和国家自然科学基金项目(41072030, 40872038)资助

作者简介: 殷 科(1984—), 男, 湖北黄冈人, 博士研究生, 从事岩石矿物学方向研究。E-mail: yinke1984@qq.com

收稿日期: 2011-06-21; 收到修改稿日期: 2011-12-01

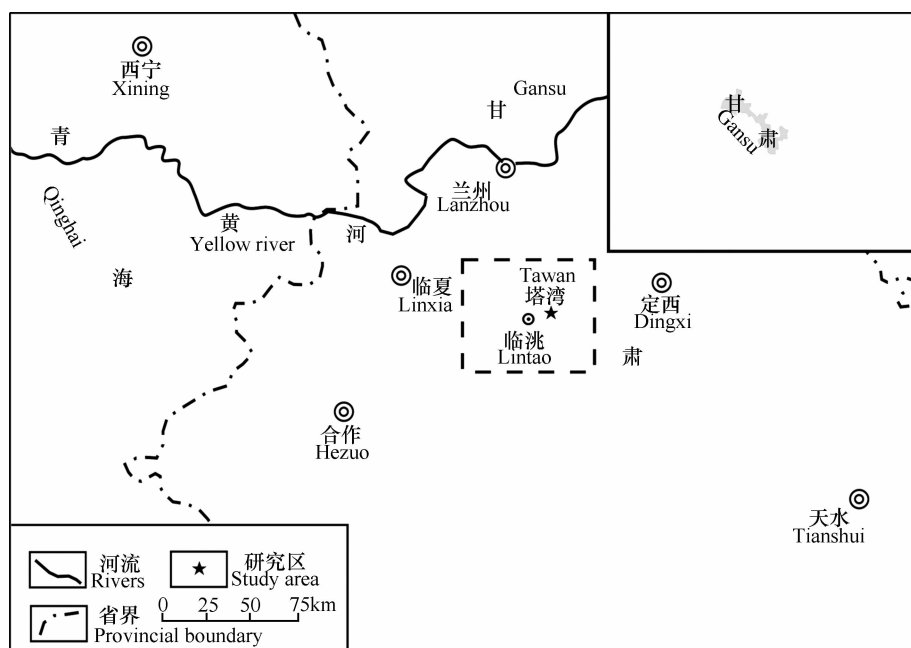


图1 研究区地理位置示意图

Fig. 1 A sketch location map of the study area

312 国道临洮-定西段公路旁,为一天然垂直的连续黄土剖面 ($103^{\circ}57.59'E$, $35^{\circ}38.16'N$)。剖面下部为新近纪甘肃群 (N_{cs}) 橘红色含砾泥岩,上部为晚更新世风成黄土,根据剖面中黄土-古土壤的分布特征可将风成黄土自上而下划分为 22 个岩性层,其中黄土有 12 层,古土壤有 9 层,还有 1 层古土壤与黄土的过渡层^[18] (图 2)。光释光年龄测定结果表明,16 层的 24.2 m 处和 20 层的 33.4 m 处的年龄分别为 48.5 ± 4.5 ka 和 31.8 ± 3.3 ka,假定沉积速度不变,根据以上 2 个年龄进行外推可确定不同部位的沉积年龄^[17]。临夏盆地塔湾剖面黄土-古土壤沉积物的时代属于晚更新世,与邻近北塬剖面、塬堡剖面、合作剖面及兰州九洲台剖面更新世黄土-古土壤沉积物岩性分布特征具有较好的对比性。其中,黄土剖面中 1~5 层相当于离石黄土上部 S_1 古土壤层,形成时代为 92.4~78.8 ka,对应末次间冰期;6~12 层相当于马兰黄土下部 L_1L_2 黄土层,形成时代为 78.8~59.8 ka,对应末次冰期早期;13~19 层相当于马兰黄土中部 L_1S_1 古土壤层,形成时代为 59.8~32.4 ka,对应末次冰期间冰段;20~22 层相当于马兰黄土上部 L_1L_1 黄土层,形成时代为 32.4 ka 之后,相当于末次冰期晚期^[24]。

1.2 样品制备与分析测定

黄土-古土壤的矿物组成和黏土矿物种属鉴定分别采用粉晶片和黏粒定向片。粉晶片采用新鲜

原样,首先将原样置于干燥箱中在 $60^{\circ}C$ 烘干,然后置于玛瑙研钵中研磨过 300 目筛,最后将过筛微米粒级颗粒置于带有凹槽的玻璃板中压实刮平即可。黏粒定向片制备具体流程如下:取 15~20 g 上述微米粒级原样颗粒于大烧杯中,加适量的蒸馏水搅拌 45 min,接着采用斯托克斯沉降法将样品静置 8 h,然后采用虹吸法获得烧杯上层 10 cm 水溶液,于离心机中分离得到粒径 $< 2 \mu m$ 的黏土样品。将其涂布于玻璃片上,自然干燥固结后得到自然定向片 (NG),将自然定向片置于干燥皿中,在 $70^{\circ}C$ 的乙二醇饱和蒸汽中饱和 3 h 可制成乙二醇饱和片 (EG)。X 射线衍射分析测试在中国地质大学 (武汉) 地质与矿产资源国家重点实验室的荷兰帕纳科 X'Pert Pro 型 X 射线粉晶衍射仪上进行,入射光源为 $CuK\alpha$ 辐射, Ni 片滤波, X 光管工作电压为 40 kV,电流为 40 mA;光阑系统为 $DS = SS = 1^{\circ}$; $RS = 0.3$ mm。使用连续扫描方式,扫描速度为 $8^{\circ}min^{-1}$, 2θ 分辨率为 0.02° 。扫描范围为 $3^{\circ} \sim 65^{\circ}$,采用超能探测器。黏土矿物半定量计算通过乙二醇饱和片完成,根据相关文献^[25]公式进行计算,分析误差约为 $\pm 5\%$ 。

从剖面采集的代表性样品中,选取小块状的试样进行表面喷铂导电处理,即可进行扫描电子显微分析,测试在武汉理工大学材料复合新技术国家重点实验室的 JSM-5610 型扫描电子显微镜上进行,加速电压为 20 kV,束流大小在 1~3 nA。黄土-古

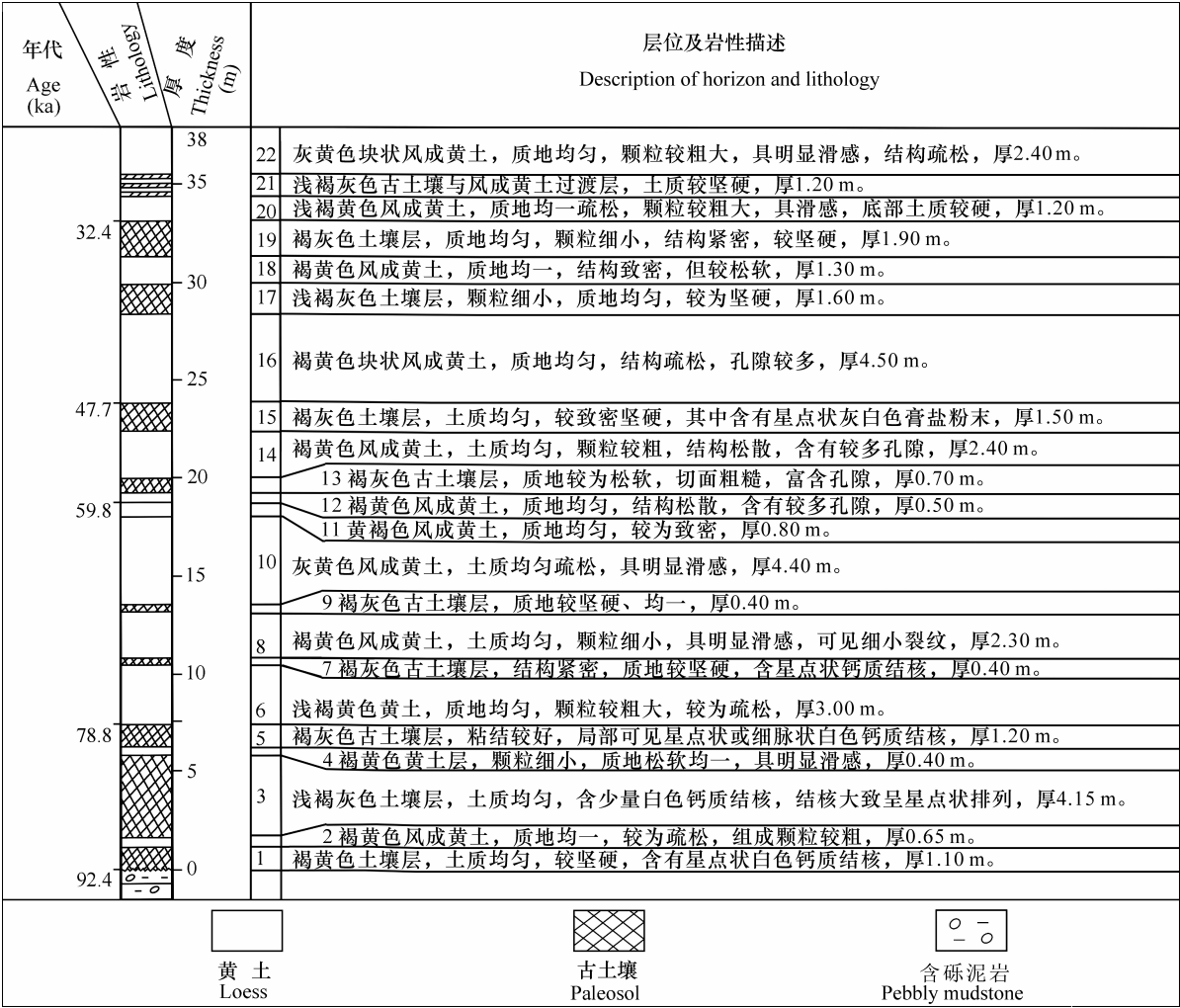


图2 剖面层位及岩性特征描述

Fig. 2 Layers of the Tawan profile and their lithological descriptions

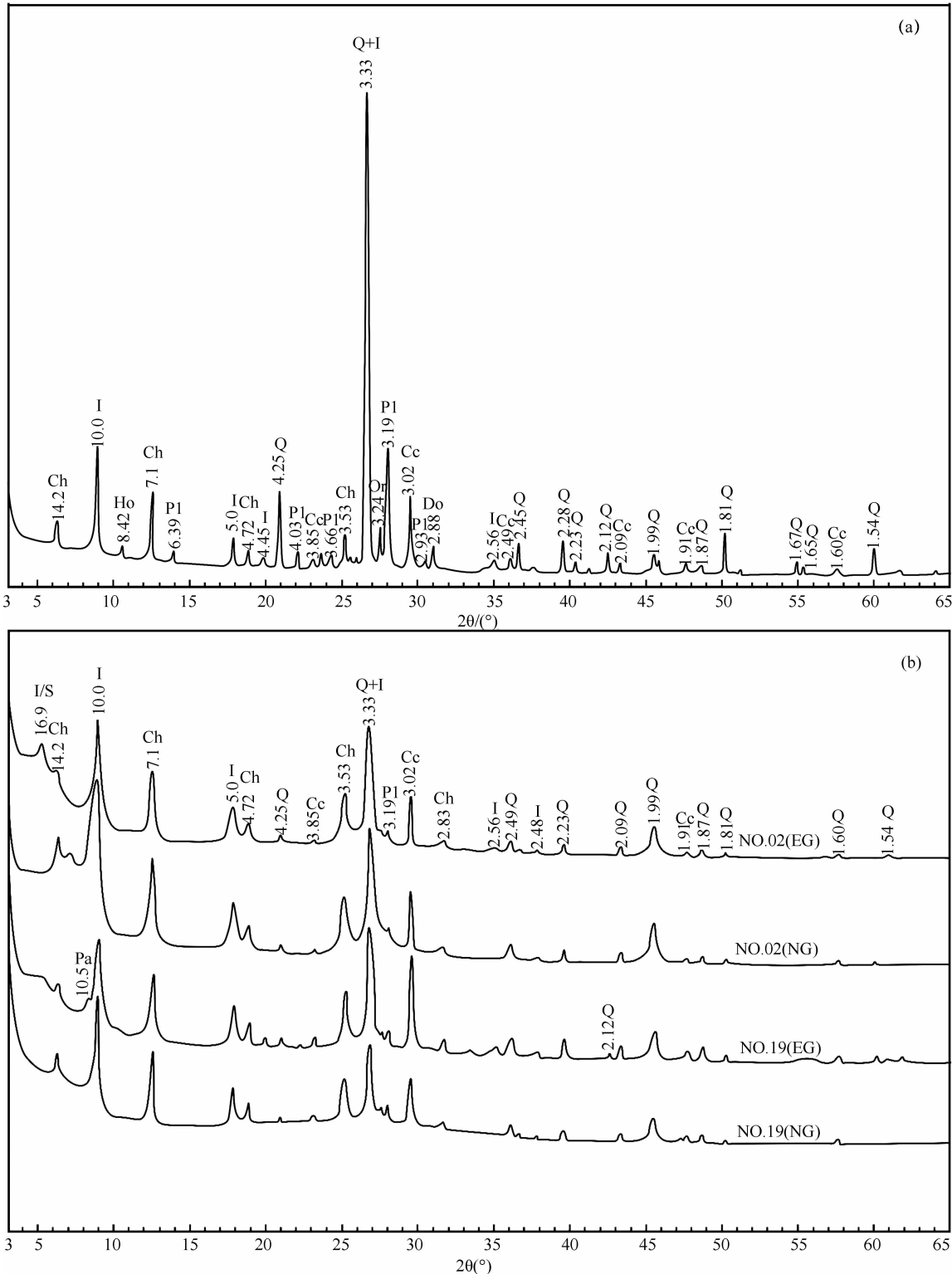
土壤样品的常量元素测试采用上述烘干微米粒级土壤原样,继续在 105℃下加热烘烤 2 h,用于制备测试所用玻璃熔片。首先,取 1.0 g 干样在 1000 ℃下加热 1.5 h,然后加入 5.0 g 无水 Li₂B₄O₇,待其均一化后,添加 4 滴 5% 的 LiBr 溶液。最后,向样品中加入 0.5 ml 聚乙烯醇溶液,10 min 后将样品置于液压机中,在 0.6 tcm⁻³ 的压力下压制 3 min 即可完成 XRF 前期制样。黄土-古土壤原样的常量元素分析在中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质教育部重点实验室的 XRF-1800 型 X 荧光光谱仪上完成,X 光管电压 60 kV,电流为 30 mA,检测限约为 0.01 wt%。

2 结果分析

2.1 黏土矿物学特征的气候变化指示

粉晶片的 X 射线衍射分析结果表明,本区黄土-

古土壤沉积物矿物组成主要有石英(4.25Å、3.33Å)、方解石(3.02Å)、长石(3.24Å、3.19Å)、角闪石(8.42Å)、白云石(2.88Å)以及黏土矿物等,但不同层位各矿物含量有所差别(图 3a)。提纯的黏土矿物试样自然定向片及相应乙二醇饱和片的 X 射线衍射结果表明,本区黄土-古土壤沉积物中黏土矿物主要有伊利石(10Å、5.0Å、3.33Å)、伊/蒙混层矿物(16.9Å)及绿泥石(14.2Å、7.1Å、4.72Å、3.53Å),以伊利石和伊/蒙混层矿物为主,绿泥石含量较低。此外,在部分岩性层(如 19 层)的衍射图中出现较明显的 10.5Å 衍射峰,揭示了坡缕石的存在(图 3b)。然而,10.5Å 衍射峰在其他样品的自然风干片及乙二醇饱和片上均不明显,可能与样品中坡缕石的含量有关,也可能是其右侧伊利石 10.0Å 衍射峰强度太高将坡缕石 10.5Å 衍射峰掩盖所致。



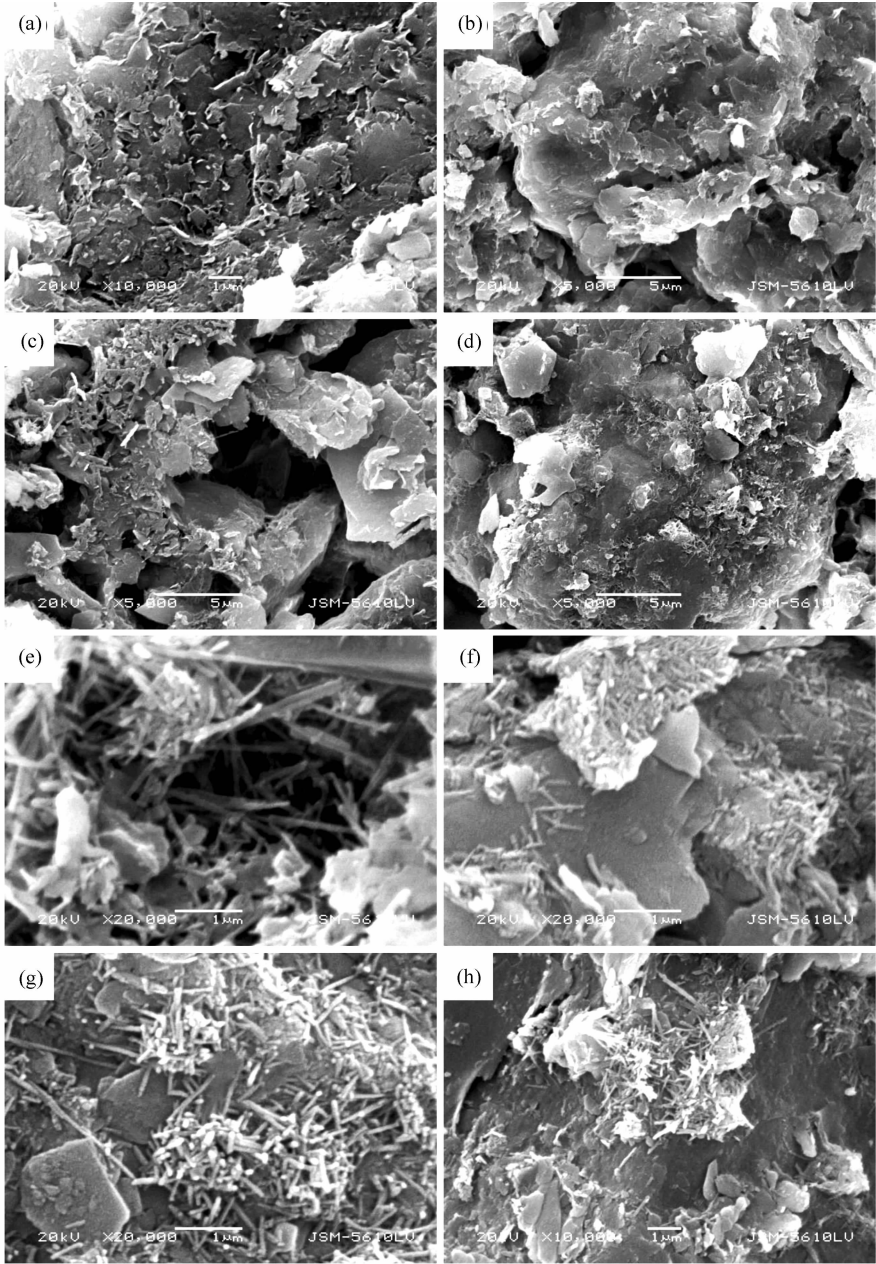
(a): 代表性粉晶片衍射图 (采自第3层); (b): 代表性黏粒定向片衍射图 (分别采自第2和19层)
Q-石英; Or-正长石; Pl-斜长石; Cc-方解石; Do-白云石; Ho-普通角闪石; I/S-伊/蒙混层矿物; Ch-绿泥石; I-伊利石; Pa-坡缕石
NG-自然黏粒定向片; EG-乙二醇饱和和黏粒定向
(a): XRD patterns of representative powder samples (from the third layer); (b): XRD patterns of representative oriented samples (from the second and nineteenth layer, separately)
Q-Quartz; Or-orthoclase; Pl-Plagioclase; Cc-Calcite; Do-Dolomite; Ho-Hornblende; I/S-Illite-smectite mixed-layer clay minerals; Ch-Chlorite; I-Illite; Pa-Palygorskite
NG-Oriented air-dried samples; EG-Oriented ethylene glycol saturated clay samples

图 3 临洮塔湾剖面代表性样品的 X 射线衍射分析图谱

Fig. 3 XRD patterns of the representative samples from Tawan section in Lintao

在扫描电子显微镜下,黄土样品中伊利石、伊/蒙混层矿物及绿泥石等黏土矿物均呈片状产出,多发育不规则的、残缺的边缘(图 4a、图 4b),晶粒厚度较小,晶面呈现较明显的弯曲现象,揭示其碎屑成因特征^[26]。古土壤样品中片状黏土矿物也发育残缺的边缘(图 4c、图 4d),晶面破碎现象较显著,片状黏土矿物颗粒明显大小不一,表明其可能经受较强的表生风化改造作用。坡缕石在黄土及古土

壤沉积物中普遍发育,大多充填在其他片状黏土矿物颗粒空隙间或附着在片状黏土矿物颗粒表面,有的甚至与其他片状黏土矿物混杂生长,均发育较好的棒状晶型(图 4e、图 4f、图 4g、图 4h)。扫描电子显微分析表明,古土壤中坡缕石含量相对较高,而黄土沉积物中坡缕石含量相对较低,在有些黄土样品中,电子显微分析发现了坡缕石(XRD 未检测到),而有的黄土样品中没有发现坡缕石的存在;并



(a)、(b)片状黏土矿物晶面弯曲,呈现不规则、残缺的边缘(分别取自第2、8层);(c)、(d)片状黏土矿物晶面破碎,晶体颗粒大小不一(分别取自第3、7层);(e)、(f)、(g)、(h)棒状坡缕石充填在片状黏土矿物空隙间或者附着在片状黏土矿物表面(分别取自第3、12、13、16层)
(a), (b) Flaky clay minerals with curvy faces and irregular and ragged edges (sampled from the second and eighth layers, separately); (c), (d) Flaky clay minerals with broken crystal faces, different in particle size (sampled from the third and seventh layers, separately); (e), (f), (g), (h) Sticky palygorskite in between flaky clay minerals and on the surfaces of the minerals (sampled from the third and twelfth and thirteenth and sixteenth layers, separately)

图 4 塔湾剖面黄土-古土壤沉积物中黏土矿物的形貌特征

Fig. 4 Typical SEM images of clay minerals loess-paleosol deposit of Tawan Profile

且古土壤和黄土样品中片状黏土矿物形态有所差别,说明古土壤与黄土形成于不同的气候条件,前者形成环境可能相对温暖湿润。坡缕石在塔湾剖面黄土-古土壤沉积物中广泛发育,表明末次间冰期以来临夏地区总体以相对干燥为主,虽然有古土壤的发育,但其总体还是处于一种干旱-半干旱的气候条件。

大量研究结果表明,伊利石和绿泥石一般形成于干冷的气候环境^[27-28],伊/蒙混层黏土矿物形成于季节性干旱暖湿的气候条件^[29],而坡缕石则形成并稳定存在于干旱、半干旱的气候环境^[30-32]。沉积物中黏土矿物的种类及其组合特征与气候条件密切相关,当气候条件发生改变时,将形成与之相适应的黏土矿物组合^[33-38]。因此,黏土矿物学特征可作为古气候变化的天然记录器,恢复年代际时间尺度的气候变化。其中,利用黏土矿物相对含量变化重建形成时期的古气候条件,已在古气候变化研究中得到了广泛的应用^[39-41]。

晚更新世塔湾剖面沉积物中黏土矿物以伊利石为主(58%~66%),并且伊利石和绿泥石相对含

量之和在 82%~88% 之间变化(图 5),表明整个晚更新世临夏地区处于寒冷干燥的气候条件。伊利石结晶度(IC)是反映短期气候变化的灵敏指标^[42],通常采用 Kübler 指数即伊利石(001)衍射峰的半高宽进行表征,Kübler 指数越小,表明伊利石的结晶程度越好,形成于低温且干燥的气候条件;反之,指示伊利石发育于温暖湿润的气候条件下^[43]。从图 5 可以明显看出,在伊利石结晶度出现高值的时间段,伊利石、伊/蒙混层及绿泥石相对含量波动变化较为显著,对应伊利石和绿泥石相对含量之和表现为较低值,表明该时间段气候条件较为温暖湿润;反之,当伊利石结晶度值较低时,各黏土矿物相对含量较为稳定,说明该时间段气候条件以冷干为主。可见,末次间冰期以来临夏地区气候变化可能经历了温暖湿润(92.4~78.8 ka)—冷干(78.8~59.8 ka)—温暖湿润(59.8~47.7 ka)—冷干(47.7 ka 以来)的转变,并且冷干期明显比湿润期持续时间长。另外,在 32.4 ka 处伊利石结晶度数值降至最低值 0.23°^[18],揭示临夏地区可能在 32.4 ka 后向更加冷干演化。

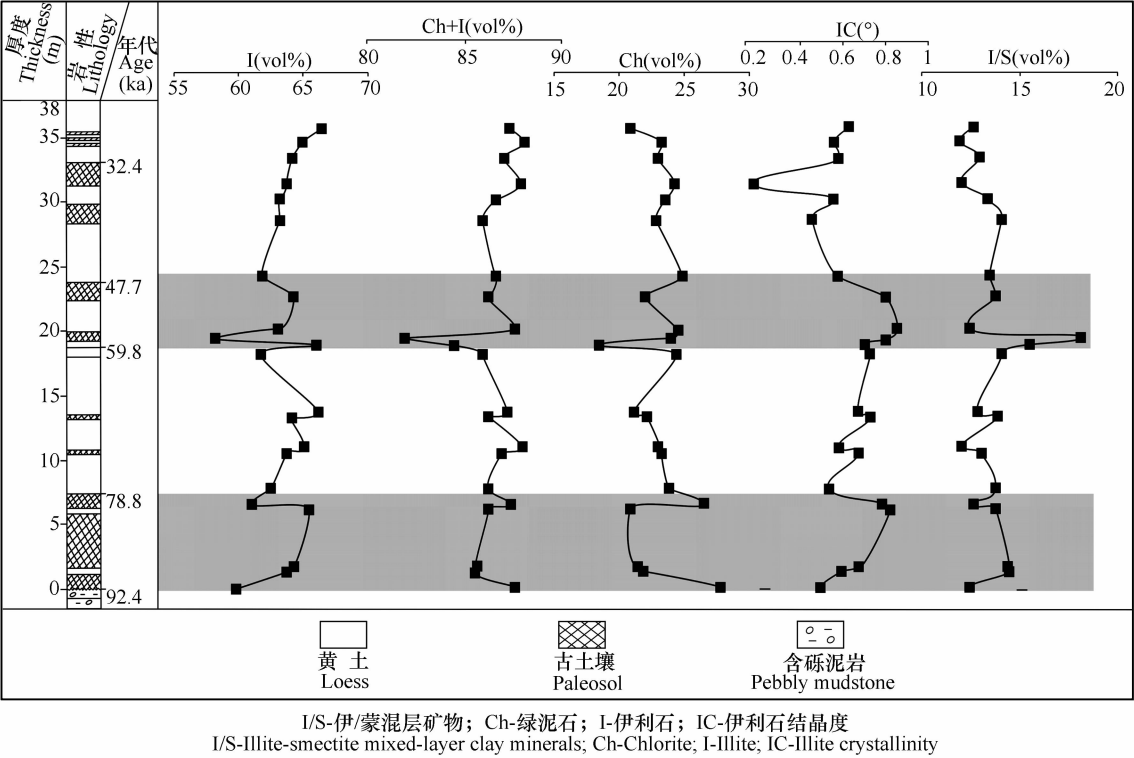


图 5 临洮塔湾剖面黏土矿物相对含量变化特征

Fig. 5 Relative proportions of clay minerals in Tawan Profile

2.2 地球化学特征对气候变化的指示

岩石的化学风化程度通常用化学蚀变指数 (CIA = [$\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$] × 100) 来描述,该值能有效反映沉积岩各矿物化学元素迁移与富集的比例^[44]。在风化壳成土过程中,Al、Si、Fe 为难迁移元素,而 Na、K、Ca、Mg 等盐基易被淋滤,故常用化学蚀变指数 CIA 来表示土壤化学风化程度。沉积物 CIA 值越大,表明风化作用越强,说明其形成于温暖湿润的气候条件;反之,表明该时段气候条件较为干冷。然而,难迁移元素 Al、Si、Fe 等在不同风化条件下也会发生浓度分异^[45],因此 Al_2O_3 、 SiO_2 及 Fe_2O_3 等氧化物的相对富集程度也可指示黄土-古土壤形成时的气候条件。沉积物氧化物比率如 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 及 $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 等被广泛应用于示踪环境条件,可以指示沉积物成土作用强度,其比值越小,表明成土作用越强,淋滤作用也较强^[14, 40]。然而, $w(\text{MgO})/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 比值不仅可以指示沉积过程中淋滤作用的强弱,还可以揭示风化过程中酸碱度的变化^[46],该比值越大,说明沉积物形成过程中碱性较强,淋滤作用较弱;反之,则表明其形成于淋滤作用较强的环境。Ti 和 Al 通常被认为是风化过程中不易迁移的元素,物源相同的情况下, $w(\text{TiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 比值在不同的原地风化过程中将保持恒定^[40, 47]。在塔湾沉积物剖面中, $w(\text{TiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$

比值始终保持稳定,仅在 0.051 ~ 0.053 之间变化,指示整个沉积物剖面的黄土-古土壤层可能具有相同的来源。在沉积物物源相同的情况下,黄土-古土壤交替的发育特征应该为不同时间段的差异性风化形成,与当时的大气降水量及温度密切相关。在不同的大气降水量和温度下,沉积物中常量元素由于迁移性的差异发生相对富集或者淋滤,因此,塔湾剖面黄土-古土壤常量元素变化特征记录了沉积物形成时的古气候演化信息。

塔湾剖面黄土-古土壤沉积物常量元素分析表明 (图 6), $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 及 $w(\text{MgO})/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 等氧化物比率与 CIA 值呈明显的负相关变化,并且各氧化物比率变化较大的时期,对应的 CIA 值波动也较大,当各氧化物比率较为稳定的时期, CIA 值也变动不大。CIA 的几个极大值均出现在其变化波动较大的时期,对应的各氧化物比率出现极小值,表明该时期临夏地区处于相对温暖湿润的气候条件;反之, CIA 值及各氧化物比率较为稳定的时期气候条件应较为寒冷干燥。因此,常量元素分析结果也表明临夏在 92.4 ~ 78.8 ka 和 59.8 ~ 47.7 ka 两个时段处于相对温暖湿润的气候条件,在 78.8 ~ 59.8 ka 及 47.7 ka 以来两个时间段气候条件较为冷干。与此同时,常量元素变化特征分析也表明 (图 6), 在 47.7 ka 之前,古土壤层位中难迁移元素 Fe、Al 相对

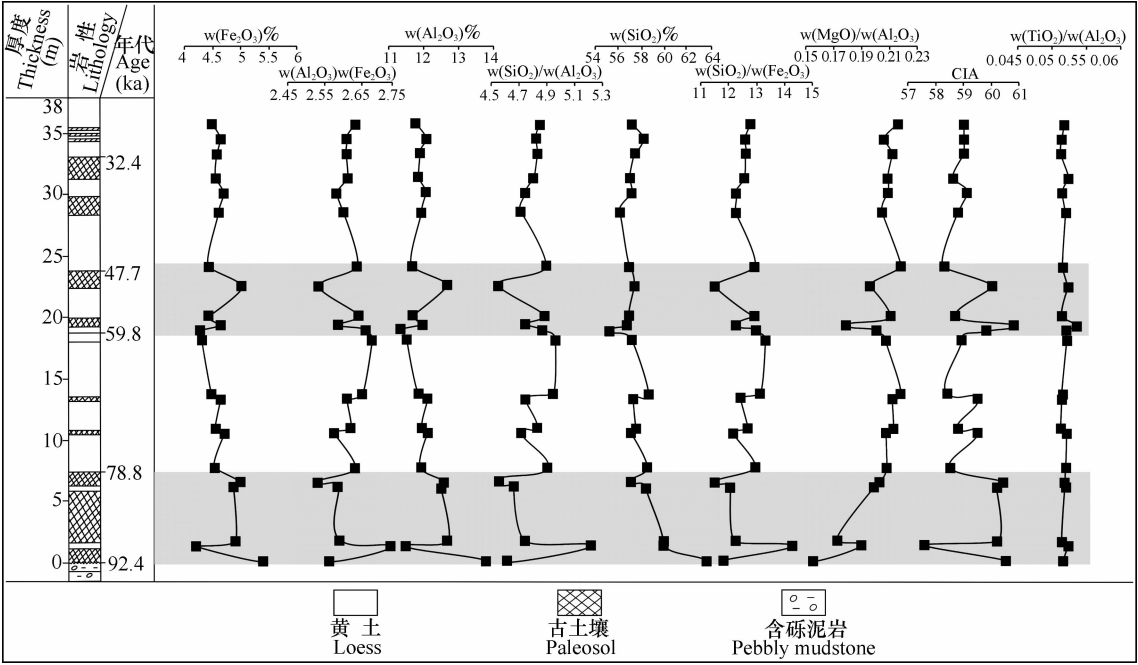


图 6 临洮塔湾剖面沉积物常量元素变化特征

Fig. 6 Chemical compositions and chemical indices of the sediments of Tawan Profile

较富集,对应 CIA 比值较大,说明易迁移元素 Na、K、Ca 等在古土壤形成过程中淋失较多,指示其发育于降水较大的相对温暖湿润的气候条件;黄土层中 Fe、Al 含量相对较低,CIA 比值普遍比古土壤低,表明黄土层形成于比较干燥的时期,与黄土-古土壤形成的古气候指示意义相吻合^[14]。然而,在 47.7 ka 之后,剖面中黄土层和古土壤层交替发育,CIA 值和各氧化物比率却始终较为稳定,沉积物中各元素的迁移与成土作用阶段步调呈现不一致性,说明 47.7 ka 之后虽然发生成土作用,但古土壤层较 47.7 ka 之前风化强度明显减弱,导致沉积物中易迁移元素没有发生明显淋滤迁移,表明 47.7 ka 之后临夏地区可能处于相对寒冷干燥的气候条件。常量元素分析结果也表明临夏地区在末次间冰期以来气候呈现相对温暖湿润-寒冷干燥交替性的变化,与上述黏土矿物学所显示的古气候信息十分吻合。由此可知,黏土矿物学特征与常量元素在揭示黄土-古土壤中蕴含的古气候信息可以相互印证和补充,进一步证明了这二个气候代用指标在古气候重建中的重要性。因此,在今后古气候的恢复重建中,将两者所揭示的古气候信息进行综合解译更能科学且全面地反映真实的信息。

3 讨 论

3.1 末次间冰期以来临夏地区古气候演化

根据黏土矿物相对含量并结合沉积物常量元素变化特征可将末次间冰期以来临夏地区的气候变化具体划分为以下 4 个阶段(图 7):

I 阶段(92.4 ~ 78.8 ka): 沉积物中伊利石相对含量在 60% ~ 65% 之间,平均值为 63%;绿泥石在 21% ~ 28% 之间,平均值为 23%;伊/蒙混层在 12% ~ 15% 之间,平均值为 14%;CIA 比值在 57.6 ~ 60.5 之间,平均值为 59.8; $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 比值在 2.52 ~ 2.73 之间,平均值为 2.59; $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 比值在 4.55 ~ 5.21 之间,平均值为 4.76; $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 比值在 11.5 ~ 14.2 之间,平均值为 12.3; $w(\text{MgO})/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 比值在 0.155 ~ 0.201 之间,平均值为 0.183。本阶段各黏土矿物相对含量、CIA 值及各氧化物比率变化波动明显,CIA 平均值大于 II、III、IV 等 3 个阶段, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{MgO})/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 及伊利石相对含量等平均值比 II、III、IV 等 3 个阶段稍低,伊/蒙混层相对含量出现一个上升

的台阶,说明本阶段沉积物风化作用较强,气候条件相对温暖湿润,夏季风效应较强,与末次间冰期气候特征相符。在 92.4 ~ 78.8 ka 的峰值处 CIA 值及伊利石和绿泥石相对含量之和降至最低,其他氧化物比率对应升至最大,表明临夏地区在末次间冰期发生一次急剧降温事件,气候环境极不稳定,与粒度及磁化率分析结果相一致^[17]。

II 阶段(78.8 ~ 59.8 ka): 沉积物中伊利石相对含量在 62% ~ 66% 之间,平均值为 64%;绿泥石在 20% ~ 24% 之间,平均值为 23%;伊/蒙混层在 12% ~ 14% 之间,平均值为 13%;CIA 比值在 58.4 ~ 59.5 之间,平均值为 58.9; $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 比值在 2.57 ~ 2.68 之间,平均值为 2.63; $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 比值在 4.72 ~ 4.96 之间,平均值为 4.85; $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 比值在 12.1 ~ 13.3 之间,平均值为 12.7; $w(\text{MgO})/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 比值在 0.207 ~ 0.217 之间,平均值为 0.210。本阶段黏土矿物相对含量、CIA 值及各氧化物比率较稳定,伊利石和绿泥石相对含量与 I 阶段基本相当,伊/蒙混层相对含量比较稳定,但 CIA 平均值较小, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 及 $w(\text{MgO})/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 平均值高于 I 阶段,说明 II 阶段临夏地区气候条件与 I 阶段相比较为寒冷干燥,表明末次间冰期向末次冰期转变后,冬季风效应增强。

III 阶段(59.8 ~ 47.7 ka): 沉积物中伊利石相对含量在 58% ~ 66% 之间,平均值为 63%;绿泥石在 18% ~ 25% 之间,平均值为 23%;伊/蒙混层在 12% ~ 18% 之间,平均值为 15%;CIA 比值在 58.3 ~ 60.8 之间,平均值为 59.5; $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 比值在 2.53 ~ 2.66 之间,平均值为 2.61; $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 比值在 4.54 ~ 4.89 之间,平均值为 4.78; $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 比值在 11.5 ~ 12.9 之间,平均值为 12.5; $w(\text{MgO})/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 比值在 0.179 ~ 0.216 之间,平均值为 0.201。本阶段伊利石相对含量、CIA 值及各氧化物比率与 I 阶段十分接近,但变化波动较 I 阶段更为明显,伊/蒙混层出现一个明显的峰值,表明 III 阶段可能比 I 阶段更加温暖湿润,与磁化率及粒度分析揭示的气候变化规律相一致^[17]。伊利石结晶度 Kübler 指数在 III 阶段也对应出现极大值^[18],也表明临夏地区进入末次冰期间冰段后气候发生大幅度回升,但在 47.7 ka 左右气候条件又逐渐趋于干冷。

IV 阶段(47.7 ka 以来): 沉积物中伊利石相对

含量在 63%~67% 之间,平均值为 64%;绿泥石在 21%~24% 之间,平均值为 23%;伊/蒙混层在 12%~14% 之间,平均值为 13%;CIA 比值在 58.6~59.1 之间,平均值为 58.9; $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 比值在 2.58~2.63 之间,平均值为 2.60; $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 比值在 4.71~4.85 之间,平均值为 4.79; $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 比值在 12.2~12.8 之间,平均值为 12.5; $w(\text{MgO})/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 比值在 0.203~0.215 之间,平均值为 0.209。本阶段沉积物 CIA 值、各氧化物比率与 II 阶段十分接近且较为稳定,但伊利石相对含量较 II 阶段稍高,伊/蒙混层相对含量在 32.4 ka 后明显降低,表明 IV 阶段临夏地区进入冰盛期后比 II 阶段更为干冷,与伊利石结晶度及孢粉学分析结果^[18, 24]相一致。

3.2 临夏地区古气候与全球气候变化的响应

前人在临夏地区也开展了一系列末次间冰期以来的气候重建工作,主要研究手段集中在孢粉学、磁化率、粒度分析及伊利石结晶度等方面^[1-18, 24, 48],在揭示末次间冰期-冰期旋回千年尺度的气候演变中取得了可喜进展。如洪汉烈等^[18]对临夏盆地晚更新世沉积物伊利石结晶度进行了深入研究,揭示临夏地区晚更新世的气候变化经历了从湿润-冷干-湿润-冷干的两个周期性的演化,并且晚期与早期相比更加湿润同时又更为冷干;路玉林^[24]根据孢粉组合分析以及磁化率测试,指出末次间冰期以来临夏地区经历了从温湿到冷干的两次周期性变化;曾方明^[17]等采用黄土-古土壤序列的粒度、磁化率两个环境代用指标将临夏晚更新世气候演变划分为 7 个阶段,认为 I 阶段相当于 MIS5 温暖期,II 阶段和 III 阶段相当于 MIS4 降温期,IV 阶段、V 阶段和 VI 阶段相当于 MIS3 的气候温暖期, VII 阶段相当于 MIS2 降温期;曹继秀等^[9]通过对临夏塬堡黄土剖面 150 ka 以来黄土磁化率的研究表明临夏地区降水量及气温均经历了从高(末次间冰期)一低(末次冰期)一高(冰后期)的转变,同时指出末次冰期晚期比早期更为干冷。以上研究均揭示临夏地区末次间冰期以来气候变化经历了相对温暖湿润(末次间冰期)一寒冷干燥(末次冰期早冰阶)一相对温暖湿润(末次冰期间冰阶)一寒冷干燥(末次冰期冰盛期)的转型,并且末次冰期从早到晚可能经历了冷干-相对温暖湿润-冷干的转变,末次冰期晚期较早期可能更为冷干。

本次塔湾剖面黄土-古土壤的黏土矿物学及常量元素特征研究也揭示了临夏地区与伊利石结晶

度、孢粉学及磁化率等代用指标相似的古气候演变信息,论证了本次研究中黏土矿物学及常量元素作为气候变化因子的可靠性。同时,塔湾剖面黄土-古土壤序列记录的末次间冰期以来的气候变化与北塬黄土磁化率^[48]、古里雅冰芯^[49]、兰州九洲台^[50]、若尔盖 RM 孔^[51]、南海西南部^[52]、银川盆地^[53]及深海氧同位素^[54]等均具极好的对比性,说明末次间冰期以来的气候变化具有全球性,但在不同地区会有所差异。例如,在临夏地区黄土-古土壤及古里雅冰芯^[49]的记录中末次冰期间冰段出现短暂强暖期,其温暖程度可能超过末次间冰期,但深海氧同位素^[54]和 Vostock 冰芯记录^[55]却显示末次冰期间冰段应为弱暖期;古里雅氧同位素^[49]显示末次冰期早冰阶平均气温低于冰盛期,极端最低温度出现在冰盛期,但塔湾剖面黄土-古土壤的黏土矿物学及常量元素特征分析结果却表明末次冰期冰盛期平均温度低于早冰阶;若尔盖地区孢粉及兰州九洲台地区的植物硅酸体分析结果^[51]与临夏地区气候演变规律基本一致,并且若尔盖地区末次间冰段晚期气温和降水量逐渐降低,与临夏地区 47.7 ka 左右的降温事件大体相吻合,但两个地区均比同期临夏地区气候偏干冷^[17](图 7)。以上差异说明气候变化的驱动因素较为复杂,大的气候变化事件在大区域内甚至全球具有一致性,但各气候事件的强度和较小的气候事件具地域性,也可能是由于地域或者气候代用指标的敏感差异性所导致。其中,临夏地区 I、II、III、IV 阶段分别对应相当于深海同位素、古里雅冰芯及北塬剖面的 MIS5 温暖期、MIS4 降温期、MIS3 温暖期及 MIS2 降温期等 4 个阶段(图 7)。

临夏盆地作为青藏高原与黄土高原的过渡地区,自然地理环境特殊^[9],盆地中形成的与高原季风效应密切相关的黄土-古土壤序列^[56]对气候变化反应极为敏感,与其他地区相比更具代表性。另外,临夏地区塔湾剖面位于黄土高原的西部,黄土-古土壤堆积较黄土高原中部及南部厚 3 倍~4 倍,黄土及古土壤亚层界线清晰,在高分辨率古气候变化研究中具独特的优越性^[11]。本区末次间冰期以来在千年尺度的气候变化中表现出显著的不稳定性,对冷、暖事件的响应都较为敏感,其气候变化也可能与高原冬、夏季风的此消彼长密切相关。现代资料分析及模拟实验表明,青藏高原可能是全球气候变化的启动区^[57],其隆升对周边地区乃至全球气候变化产生重大影响。高原的隆升与东亚季风的变迁及全球冰量的扩张存在着密切的联系^[58-60],

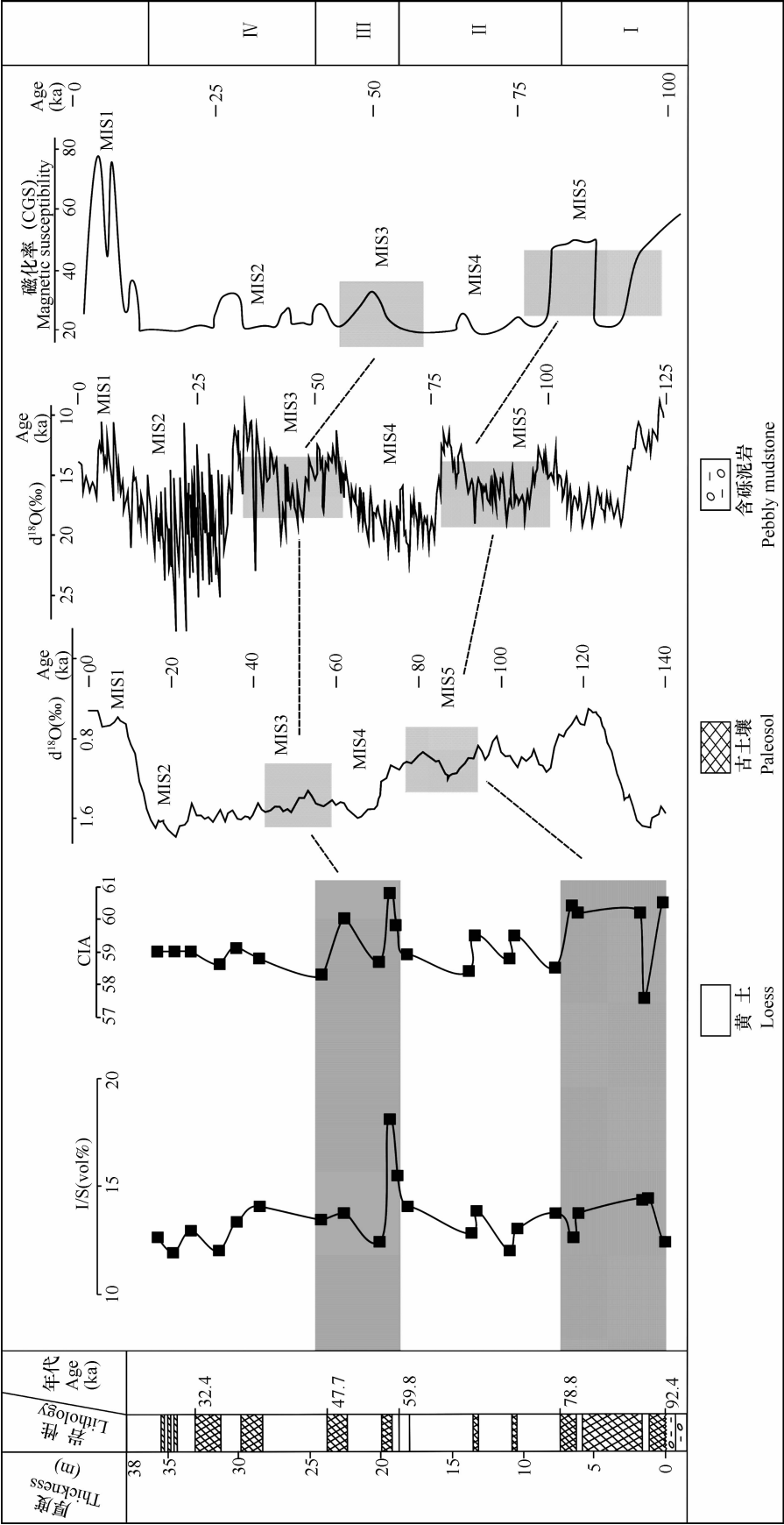


图 7 塔湾剖面黄土-古土壤沉积物黏土矿物学和常量元素特征与深海氧同位素^[54]、古里雅冰芯^[49]及北塬黄土磁化率^[48]的对比
Fig. 7 Comparison of clay mineralogy and chemical indexes of the loess-paleosol deposit of Tawan Profile with marine oxygen isotope and Guliya ice core and magnetic susceptibility of Beiyuan loess

同时高原季风与行星季风及亚洲冬季风表现出同步增强的趋势^[61],说明高原隆升确实在全球及区域气候变化中起着举足轻重的作用。然而,青藏高原的隆升是如何影响季风的演化,其效应又是如何控制全球冰量的增减,始终是一个悬而未决的科学问题。临夏地区末次间冰期以来的气候变化具有全球性的特点,是否与青藏高原隆升产生的季风效应有关,也有待进一步研究考证。

4 结 论

X 射线粉晶衍射分析结果表明,临夏塔湾剖面晚更新世黄土-古土壤沉积物由石英、方解石、长石、角闪石、白云石以及黏土矿物等组成,黏土矿物主要有伊利石、绿泥石及伊/蒙混层矿物等组分,指示总体寒冷干燥的气候条件。古土壤和黄土层中片状黏土具有不同的形态特征,并且古土壤中坡缕石含量高于黄土,说明黄土和古土壤形成于不同的气候条件。同时,黏土矿物相对含量变化特征表明,末次间冰期以来临夏地区气候变化可能经历了相对温暖湿润(92.4 ~ 78.8 ka)—冷干(78.8 ~ 59.8 ka)—相对温暖湿润(59.8 ~ 47.7 ka)—冷干(47.7 ka 以来)的转变,并且冷干期明显比湿润期持续时间长。

塔湾剖面黄土-古土壤沉积物常量元素分析表明, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 及 $w(\text{MgO})/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 等氧化物比率在 92.4 ~ 78.8 ka 和 59.8 ~ 47.7 ka 两个时段波动变化较明显,CIA 出现极大值,对应各氧化物比率出现极小值,表明这两个时段气候条件以相对温暖湿润为主;而 CIA 值及各氧化物比率在 78.8 ~ 59.8 ka 及 47.7 ka 以来变化不大,指示寒冷干燥的气候条件。在 47.7 ka 之后,剖面中黄土层和古土壤层交替发育,CIA 值和各氧化物比率却始终较为稳定,沉积物中各元素的迁移与成土作用阶段步调呈现不一致性,说明 47.7 ka 之后虽然发生成土作用,但古土壤层较 47.7 ka 之前风化强度明显减弱。

根据黏土矿物相对含量并结合沉积物常量元素变化特征,可将末次间冰期以来临夏地区的气候变化具体划分为以下 4 个阶段:(I) 92.4 ~ 78.8 ka,气候相对温暖湿润;(II) 78.8 ~ 59.8 ka,气候较为冷干;(III) 59.8 ~ 47.7 ka,气候相对温暖湿润;(IV)

47.7 ka 以来,气候以寒冷干燥为主。其中,III 阶段较 I 阶段更加温暖湿润,而 IV 阶段较 II 阶段更为干冷,同时说明临夏地区进入末次间冰期后气候变化快并且不稳定。黏土矿物学与常量元素特征对长期气候变化及重大气候转型事件的揭示十分吻合,其分析结果与古里雅冰芯、兰州九洲台、若尔盖 RM 孔、南海西南部、银川盆地及深海同位素等均具极好的对比性,说明末次间冰期以来的气候变化具有全球性,但在不同地区会有所差异,可能是由于地域或者气候代用指标的敏感差异性所导致。

参 考 文 献

- [1] Lorius C, Ritz C, Jouzel J, et al. A 150 000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature*, 1985, 316: 591—596
- [2] Anklin M, Barnola J M, Beer J, et al. Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*, 1993, 364: 203—207
- [3] Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M E, et al. Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science*, 1995, 269(5220): 46—50
- [4] Thompson L G, Yao T, Davis M E, et al. Tropical climate instability: The last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core. *Science*, 1997, 276(5320): 1 821—1 825
- [5] Schulz H, von Rad U, Erlenkeuser H. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110 000 years. *Nature*, 1998, 393(6680): 54—57
- [6] Bond G, Broecker W, Johnsen S, et al. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 1993, 365(6442): 143—147
- [7] Linsley B K. Oxygen-isotope record of sea level and climate variations in the Sulu Sea over the past 150 000 years. *Nature*, 1996, 380: 234—237
- [8] Jijun L, Zhaodan F, Lingyu T. Late Quaternary monsoon patterns on the Loess Plateau of China. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1988, 13(2): 125—135
- [9] 曹继秀, 张宇田, 王建民, 等. 塬堡黄土剖面 15 万年以来磁化率气候记录及黄土磁化率时空特征. 兰州大学学报: 自然科学版, 1997, 33(1): 124—132. Cao J X, Zhang Y T, Wang J M, et al. Temporal and spatial characteristics of loess magnetic susceptibility in the Yuanbao loess section and the climatic change over the past 150 000 Years (In Chinese). *Journal of Lanzhou University: Natural Sciences Edition*, 1997, 33(1): 124—132
- [10] An Z S, Liu T S, Lu Y C, et al. The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in Central China. *Quaternary International*, 1990, 7(8): 91—95
- [11] 丁仲礼, 孙继敏, 余志伟, 等. 黄土高原过去 130 ka 来古气候事件年表. 科学通报, 1998, 43(6): 567—574. Ding Z L, Sun J M, Yu Z W, et al. Paleo-climate events chronology of Loess Plateau during the past 130 000 years (In Chinese). *Chinese Sci-*

- ence Bulletin, 1998, 43(6): 567—574
- [12] 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. Lu H Y, An Z S. Paleoclimatic significance of grain size of loess2palaeosol deposit in Chinese Loess Plateau (In Chinese). Science in China: Series D, 1998, 28(3): 278—283
- [13] 徐树建, 潘保田, 高红山, 等. 末次间冰期-冰期旋回黄土环境敏感粒度组分的提取及意义. 土壤学报, 2006, 43(2): 183—189. Xu S J, Pan B T, Gao H S, et al. Analysis of grainsize populations with environmentally sensitive components of loess during the last interglacial-glacial cycle and their implications (In Chinese). Acta Pedologica Sinica, 2006, 43(2): 183—189
- [14] 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985: 14—23. Liu T S. Loess and the Environment (In Chinese). Beijing: Science Press, 1985: 14—23
- [15] 吕连清, 方小敏, 鹿化煜, 等. 青藏高原东北缘黄土粒度记录的末次冰期千年尺度气候变化. 科学通报, 2004, 49(11): 1 091—1 098. Lü L Q, Fang X M, Lu H Y, et al. Millennial scale climate change since the Last Glaciation recorded by loess grain sizes on the Northeastern Tibetan Plateau (In Chinese). Chinese Science Bulletin, 2004, 49(11): 1 091—1 098
- [16] 何勇, 秦大河, 任贾文, 等. 塬堡全新世黄土剖面有机碳同位素的气候记录. 地球化学, 2004, 33(2): 178—184. He Y, Qin D H, Ren J W, et al. Climatic significance of $\delta^{13}\text{C}$ record of organic matters in the paleosol from the Yuanbao Holocene profile, Gansu Province (In Chinese). Geochimica, 2004, 33(2): 178—184
- [17] 曾方明, 向树元, 路玉林, 等. 甘肃临洮晚更新世黄土环境变迁. 地球科学—中国地质大学学报, 2007, 32(5): 703—712. Zeng F M, Xiang S Y, Lu Y L, et al. Environmental evolution of Late Pleistocene Loess Deposits at Lintao County, Gansu Province (In Chinese). Earth Science—Journal of China University of Geosciences, 2007, 32(5): 703—712
- [18] 洪汉烈, 于娜, 薛惠娟, 等. 临夏盆地晚更新世沉积物黏土矿物的特征及其古气候指示. 现代地质, 2007, 21(2): 406—414. Hong H L, Yu L, Xue H J, et al. Clay mineralogy and its palaeoclimatic indicator of the Late Pleistocene in Linxia Basin (In Chinese). Geosciences, 2007, 21(2): 406—414
- [19] Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature, 1993, 364(6434): 218—220
- [20] Bond G, Broecker W, Johnsen S, et al. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature, 1993, 365(6442): 143—147
- [21] Heinrich H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130 000 years. Quaternary Research, 1988, 29(2): 142—152
- [22] Thouveny N, de Beaulieu J L, Bonifay E, et al. Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism. Nature, 1994, 371: 503—506
- [23] Thunell R C, Mortyn P G. Glacial climate instability in the northeast Pacific Ocean. Nature, 1995, 376: 504—506
- [24] 路玉林. 甘肃临夏地区晚更新世环境变迁研究. 武汉: 中国地质大学, 2006. Lu Y L. Environmental evolution of Late Pleistocene in Linxia, Gansu province (In Chinese). Wuhan: China University of Geosciences, 2006
- [25] Biscaye P. Mineralogy and sedimentation of recent deep sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. Geological Society of America Bulletin, 1965, 76(7): 803—832
- [26] Manju C S, Narayanan Nair V, Lalithambika M. Mineralogy, geochemistry and utilization study of the Madayi kaolin deposits, North Kerala, India. Clays and Clay Minerals, 2001, 49(4): 355—369
- [27] Dietz R S. Clay minerals in recent marine sediments. Amer. Mineral, 1942, 27: 219—220
- [28] Millot G. Geology of clays: Weathering, sedimentology, geochemistry. Paris: Springer Verlag, 1970
- [29] Jain M, Tandon S K. Quaternary alluvial stratigraphy and palaeoclimatic reconstruction at the Thar margin. Current Science, 2003, 84(8): 1 048—1 055
- [30] Tateo F, Sabbadini R, Morandi N. Palygorskite and sepiolite occurrence in Pliocene lake deposits along the River Nile: evidence of an arid climate. Journal of African Earth Sciences, 2000, 31(3/4): 633—645
- [31] Khadkikar A S, Chamyal L S, Ramesh R. The character and genesis of calcrete in Late Quaternary alluvial deposits, Gujarat, western India, and its bearing on the interpretation of ancient climates. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2000, 162(3/4): 239—261
- [32] Singer A. The Paleoclimatic interpretation of clay minerals in soil and weathering: a review. Earth-Science Reviews, 1980, 15(4): 303—326
- [33] 洪汉烈. 黏土矿物古气候意义研究的现状与展望. 地质科技情报, 2010, 29(1): 1—8. Hong H L. A Review on paleoclimate interpretation of clay minerals (In Chinese). Geological Science and Technology Information, 2010, 29(1): 1—8
- [34] 刘永辉, 张静妮, 崔德杰, 等. 长期定位施肥对非石灰性潮土黏土矿物组成及主要理化性质的影响. 土壤学报, 2006, 43(4): 697—702. Liu Y H, Zhang J N, Cui D J, et al. Effect of long-term fertilization on clay mineral composition and main soil physical and chemical properties of non-calcareous fluvo-aquic soil (In Chinese). Acta Pedologica Sinica, 2006, 43(4): 697—702
- [35] Wang G, Zhang W, Zhou X. Main clay minerals in soils of Fujian Province, China. Pedosphere, 1996, 6(1): 47—56
- [36] 史成华, 龚子同. 我国灌淤土的黏土矿物特点. 土壤, 1994, 26(4): 183—188. Shi C H, Gong Z T. Clay mineralogy of garden soil (In Chinese). Soils, 1994, 26(4): 183—188
- [37] Deng Y, Ma Y, Yang D. Mineral composition and weathering of soils derived from Xiashu Loess. Pedosphere, 1992, 2(2): 135—145
- [38] 许冀泉. 土壤矿物. 土壤, 1981, 13: 231—237. Xu J Q. Soil minerals (In Chinese). Soils, 1981, 13: 231—237
- [39] Hong H, Zhang K, Li Z. Climatic and tectonic uplift evolution since ~ 7 Ma in Gyirong basin, southwestern Tibet plateau: clay mineral evidence. International Journal of Earth Sciences, 2009, 99(6): 1 305—1 315

- [40] Hong H, Gu Y, Li R, et al. Clay mineralogy and geochemistry and their palaeoclimatic interpretation of the Pleistocene deposits in the Xuancheng section, southern China. *Journal of Quaternary Science*, 2009, 25(5): 662—674
- [41] Hong H, Gu Y, Yin K, et al. Red soils with white net-like veins and their climate significance in south China. *Geoderma*, 2010, 160(2): 197—207
- [42] Pandarinath K, Prasad S, Gupta S K. A 75 ka record of palaeoclimatic changes inferred from crystallinity of illite from Nal Sarovar, western India. *Journal Geological Society of India*, 1999, 54: 515—522
- [43] Chamley H. *Clay sedimentology*. Heidelberg: Springer-Verlag, 1989
- [44] McLennan S M. Weathering and global denudation. *The Journal of Geology*, 1993, 101(2): 295—303
- [45] 刁桂仪, 文启忠. 黄土风化成土过程中主要元素迁移序列. *地质地球化学*, 1999, 27(1): 21—26. Diao G Y, Wen Q Z. The migration series of major elements during loess pedogenesis (In Chinese). *Geology-Geochemistry*, 1999, 27(1): 21—26
- [46] 徐昶. 中国盐湖黏土矿物研究. 北京: 科学出版社, 1993: 169—175. Xu C. Studies of clay minerals in Chinese salt lakes (In Chinese). Beijing: Science Press, 1993: 169—175
- [47] Nesbitt H W, Young G M. Early Proterozoic climates and plate motion inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 1982, 299: 715—717
- [48] 康建成, 李吉均. 甘肃临夏黄土剖面: 15 万年环境演变的良好记录. *地质论评*, 1993, 39(2): 165—175. Kang J C, Li J J. The Linxia loess section in China: An excellent record of paleo-environment evolution for the last 150 000 years (In Chinese). *Geological Review*, 1993, 39(2): 165—175
- [49] 姚檀栋, Thompson L G, 施雅风, 等. 古里雅冰芯中末次间冰期以来气候变化记录研究. *中国科学: D 辑*, 1997, 27(5): 447—452. Yao T D, Thompson L G, Shi Y F, et al. Climatic variation since the Last Interglaciation recorded in the Guliya ice core (In Chinese). *Science in China: Series D*, 1997, 27(5): 447—452
- [50] 吕厚远, 刘东生, 吴乃琴, 等. 末次间冰期以来黄土高原南部植被演替的植物硅酸体记录. *第四纪研究*, 1999, (4): 336—349. Lü H Y, Liu T S, Wu N Q, et al. Phytolith record of vegetation succession in the southern Loess Plateau since Late Pleistocene (In Chinese). *Quaternary Sciences*, 1999, (4): 336—349
- [51] 沈才明, 王苏民. 若尔盖地区 25 万年以来的植被与气候. *微生物古生学报*, 1996, 13(4): 373—385. Shen C M, Wang S M. Vegetation and climate during the last 250 000 years in Zoige region (In Chinese). *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 1996, 13(4): 373—385
- [52] 郑范, 李前裕, 陈木宏, 等. 南海西南部晚更新世 500 ka 以来的古海洋学特征. *地球科学: 中国地质大学学报*, 2005, 30(5): 534—542. Zheng F, Li Q Y, Chen M H, et al. Late Pleistocene paleoceanographic characteristics of the South Western South China sea since 500 ka (In Chinese). *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 2005, 30(5): 534—542
- [53] 童国榜, 石英, 范淑贤, 等. 银川盆地晚第四纪环境特征. *地球科学: 中国地质大学学报*, 1995, 20(4): 421—426. Tong G B, Shi Y, Fan S X, et al. Environment features of Yinchuan basin in late Quaternary period (In Chinese). *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 1995, 20(4): 421—426
- [54] McIntyre A, Ruddiman W F, Karlin K, et al. Surface water response of the equatorial Atlantic Ocean to orbital forcing. *Paleoceanography*, 1989, 4(1): 19—55
- [55] Jouzel J, Lorius C, Petit J R, et al. Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160 000 years). *Nature*, 1987, 329: 403—408
- [56] 方小敏. 青藏高原东部边缘及邻区马兰黄土成因与来源的初步研究. *中国科学: B 辑*, 1994, 24(5): 539—546. Fang X M. The origin and provenance of Malan loess along eastern margin of Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau and its adjacent area (In Chinese). *Science in China: Series B*, 1995, 38(8): 876—887
- [57] 黄镇国, 张伟强, 陈俊鸿, 等. 中国南方红色风化壳. 北京: 海洋出版社, 1996: 1—312. Huang Z G, Zhang W Q, Chen J H, et al. Weathering crusts in South China (In Chinese). Beijing: China Ocean Press, 1996: 1—312
- [58] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979: 1—278. Ye D Z, Gao Y X. Meteorology of Qinghai-Xizang Plateau (In Chinese). Beijing: Science Press, 1979: 1—278
- [59] 李吉均, 方小敏. 青藏高原隆起与环境变化研究. *科学通报*, 1998, 43(15): 1 568—1 574. Li J J, Fang X M. Uplift of Qinghai-Tibetan Plateau and environmental change (In Chinese). *Chinese Science Bulletin*, 1998, 43(15): 1 568—1 574
- [60] 安芷生, 王苏民, 吴锡浩, 等. 中国黄土高原的风积证据: 晚新生代北半球大冰期开始及青藏高原的隆升驱动. *中国科学: D 辑*, 1998, 28(6): 481—490. An Z S, Wang S M, Wu X H, et al. Eolian evidence from the Chinese Loess Plateau: The onset of the Late Cenozoic Great Glaciation in the Northern Hemisphere and Qinghai-Xizang Plateau uplift forcing (In Chinese). *Science in China: Series D*, 1998, 28(6): 481—490
- [61] 汤懋苍, 柳艳香. 青藏高原隆升的深层原因及其环境后果. *第四纪研究*, 2001, 21(6): 500—507. Tang M C, Liu Y X. On causes and environmental consequences of the uplift of Qinghai-Xizang Plateau (In Chinese). *Quaternary Sciences*, 2001, 21(6): 500—507

CLAY MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL RECORDS OF PALEOCLIMATE
IN LINXIA SINCE THE LAST INTERGLACIAL

Yin Ke¹ Hong Hanlie^{1,2} Gao Wenpeng¹ Liang Guojun¹ Wang Chaowen¹ Zhang Kexin^{1,2} Song Eping^{3,4}

(1 Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China)

(2 State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China)

(3 Geological Survey, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China)

(4 School of Biological and Technology, Hubei University for Nationalities, Enshi, Hubei 445000, China)

Abstract Clay mineralogical and chemical elements analyses of the loess-paleosol deposit of Tawan Profile in Linxia Basin indicated that the climate of Linxia experienced a four-phase alteration, i. e. relatively warm/humid (92.4 ~ 78.8 ka)-cold/arid (78.8 ~ 59.8 ka)-relatively warm/humid (59.8 ~ 47.7 ka)-cold/arid (47.7 ka to present) since the last interglacial period. The loess-paleosol deposit of the profile was dominated with illite, chlorite, mixed layer illite-smectite and minor palygorskite. Palygorskite was ubiquitous in the sediment, suggesting that on the whole the region was relatively arid throughout the period. $w(\text{TiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ ratio of the loess-paleosol deposits indicated of the same origin. The loess-paleosol alternation was attributed to different weathering intensities, which were closely related to rainfall and temperature conditions in the period. Relative proportions of clay minerals, CIA values, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$, $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$, $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ and $w(\text{MgO})/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ varied quite sharply during the warm and humid period, but rather stable during the cold and arid period. The variation of the clay mineralogical features and major elements indicated significant cooling events occurred at the period of 92.4 ~ 78.8 ka and 47.7 ka ~ present, suggesting unstability of the climate environment in Linxia since the last interglacial period, which was probably related to the winter and summer monsoons in the plateau.

Key words Linxia basin; Last interglacial period; Loess-paleosols; Clay mineralogy; Major elements; Climatic environment