

韩爱艳, 曾砺锋, 黄康有, 廖文波, 郑卓, 陈聪. 罗霄山脉山地沼泽全新世以来的古气候记录[J]. 热带地理, 2016, 36(3): 477-485, 520.

HAN Aiyang, ZENG Lifeng, HUANG Kangyou, LIAO Wenbo, ZHENG Zhuo, CHEN Cong. Holocene Climate Records from a Mountain Wetland in Luoxiao Ranges[J]. Tropical Geography, 2016, 36(3): 477-485, 520.

罗霄山脉山地沼泽全新世以来的古气候记录

韩爱艳^a, 曾砺锋^a, 黄康有^{a,c}, 廖文波^b, 郑卓^a, 陈聪^a

(中山大学 a. 地球科学与地质工程学院; b. 生命科学学院; c. 广东省地质过程与矿产资源探查重点实验室, 广州 510275)

摘 要: 在中亚热带罗霄山脉东南段井冈山地区的江西坳山地沼泽钻取了 150 cm 的岩芯样品 (JXA 钻孔), 通过 6 个 AMS ¹⁴C 测年结果建立钻孔的年代框架, 运用烧失量、腐殖化度、有机碳同位素和灰度值等多项古气候代用指标分析, 重建了该地区约 11 cal. ka B.P. 以来的气候演化历史。结果表明: 江西坳山地沼泽的古环境演变过程可以分为 4 个阶段: 11—9.2 cal. ka B.P. 钻孔沉积物的有机碳含量低, 碳同位素偏负, 显示 C₃ 植物为主, 为气候凉干期; 9.2—5.3 cal. ka B.P. 碳同位素、有机碳和腐殖化度等指标均指示森林植被繁茂, 沉积物泥炭堆积速度加快, 为气候最适宜期; 5.3—2.2 cal. ka B.P. 碳同位素显著变化, 有机质含量较高; 2.2—0 cal. ka B.P. 气候呈现季风再次增强的趋势, 人类活动增强。与周边其他的研究结果对比发现: 全新世以来罗霄山脉江西坳山地泥炭沼泽的古环境替代指标与低纬度地区其他全新世气候记录基本一致。

关键字: 气候变化; 罗霄山脉; 山地沼泽; 全新世; 有机碳同位素

中图分类号: P532

文献标志码: A

文章编号: 1001-5221(2016)03-0477-10

DOI: 10.13284/j.cnki.rddl.002855

我国亚热带地区地形复杂, 地貌多样, 尤其是受亚洲夏季风主要影响的大陆区域, 其气候类型复杂、植被种类及其分布格局等在不同地点有着不同特征的变化^[1]。因此, 对于亚热带地区古环境和古气候演变历史的探究一直备受古气候研究者的关注。近年, 由于石笋测年结果精准可靠且具有相对较高分辨率的沉积记录, 已成为古气候学家对亚洲季风进行探讨的重要材料之一。已有石笋研究结果表明: 石笋氧同位素的变化可较准确地记录东亚夏季风 (EASM) 的变化强度, 且早全新世 EASM 最强、气候最为湿润^[2-4]。而指示 EASM 变化的古气候信息显示: 我国全新世阶段表现为 EASM 强度在不同区域最大值出现的具体时间不同, 其中东部地区 EASM 最强时期为中全新世^[5]。此外, 中国东部地区的山地沼泽及湖泊沉积物记录显示早中全新世季风强盛, 气候湿润, 中全新世季风开始衰退, 晚全新世季风减弱, 气候变干^[6-8]。由此可见, 这些研究观点与早期古气候

研究学家的普遍结论存在一定差别, 尤其对全新世气候最适宜期的探讨各研究者持有不同见解。施雅风等^[9]在早期曾提出了中国全新世大暖期为 8.5—3 cal. ka B.P., 其中温度与降水达到最佳配比的时间为 7.2—6 cal. ka B.P.; 同时 An 等^[10]提出了温暖湿润期在中国具有穿时性的说法, 阐述了我国位于东亚季风区的区域气候表现为全新世气候适宜期不同步进性的变化特点。由于不同研究材料所承载的气候信息有所差别, 且不同地域气候的驱动机制也可能存在差异, 使得前人对于东亚季风区降雨变化和冷暖交替的界限划分虽然总体趋势相近, 但仍较模糊, 对全新世气候最适宜期的探讨也仍未得出较一致的结论。

此外, 过去针对泥炭记录的研究地点多集中于我国西部和东北部中高纬度地区^[11-14], 而对于较低纬度地区, 尤其是华南亚热带较高海拔山地泥炭沼泽的古气候记录^[15-17]至今仍相对缺乏。

本研究地点位于华南亚热带罗霄山脉东南段,

收稿日期: 2016-03-22; 修回日期: 2016-05-06

基金项目: 国家自然科学基金项目 (41472142、41661144003、41230101)

作者简介: 韩爱艳 (1990-), 女, 河北张家口人, 硕士研究生, 主要研究方向为全球变化与环境演变, (E-mail) 2848090756@qq.com

通信作者: 黄康有 (1979-), 男, 广东湛江人, 副教授, 主要研究方向为全球变化与环境演变, (E-mail) hkangy@mail.sysu.edu.cn.

该区域是东亚夏季风路径连接水汽源地(南海)与内陆地区的关键区域,是东亚夏季风在大陆前缘最重要的降雨区,同时也是中国亚热带地区重要的生物避难所,前人已经开展了对该区域生态系统多样性的探讨以及晚全新世以来古植被演替过程的研究^[18-19]。本文对井冈山江西坳山地沼泽剖面进行烧失量、腐殖化度、有机碳同位素和灰度分析等多种指标分析,以此再现罗霄山脉地区全新世以来的季风降雨变化历史;同时,通过与北半球太阳辐射强度及低纬度地区其他古气候记录进行对比,进一步探讨东亚夏季风全新世以来在华南亚热带地区的活动规律及其与全球气候变化的时空联系,以期研究华南亚热带气候演替及全球气候变迁提供重要的理论依据。

1 研究区域概况

本研究地点位于江西省西南部井冈山的江西坳

山地泥炭沼泽,属于华南亚热带罗霄山脉东南段,现代气候特征为中亚热带季风气候。该区域水热条件充沛,年均温为 14.2℃,最热月(7月)均温为 23.9℃,7月极端最高气温 34.8℃,最冷月(1月)均温为 3.2℃^[19]。年均降水量为 1 890 mm,最大降水量为 2 880 mm(2002年),最小降水量为 1 300 mm^[20]。江西坳钻孔(JXA)位于山顶低洼封闭的沼泽地上,地理坐标为 26°28'12"N, 114°05'30.84"E,海拔为 1 650 m(图 1);井冈山地区是典型的亚热带常绿阔叶林,但研究地点的周边山顶植被却以灌丛为主,主要植物种类为尾叶茶(*Camellia caudata*)、柃木(*Eurya japonica*)、江西杜鹃(*Rhododendronkiangsiense*)、红毛杜鹃(*Rhododendronrubrastigosum*)、吊钟花(*Enkianthuschinensis*)、五节芒(*Miscanthusfloridulus*)、莎草(*Carex* spp.)、野古草(*Atundinellahirta*)和泥炭藓(*Sphagnum palustre*)。

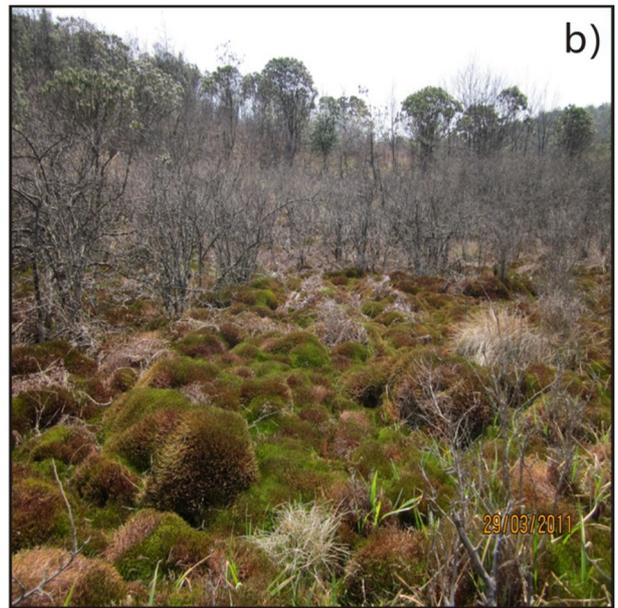
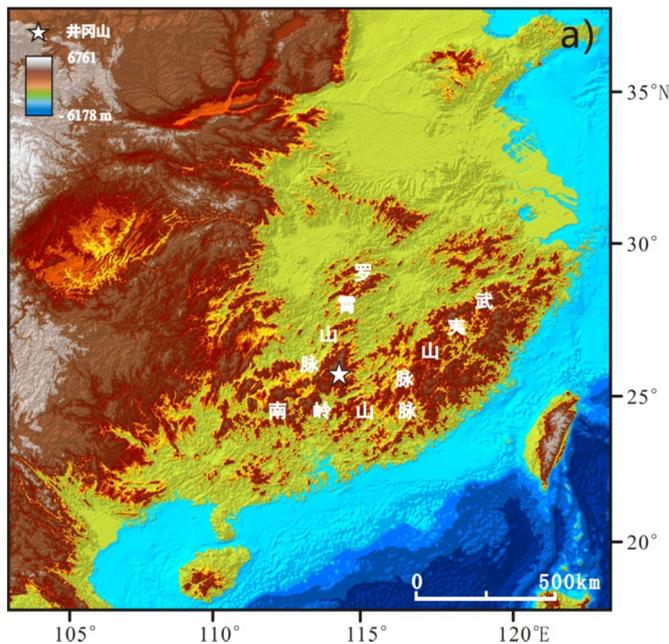


图 1 江西坳钻孔地理位置(a)及周围环境(b)

Fig.1 Location (a) and Surroundings (b) of drilling core JXA

2 材料与方法

2.1 钻孔岩芯描述及年代框架

JXA 钻孔岩芯通过俄罗斯人工便携钻机野外钻取获得,总长度为 150 cm,岩芯上部 55 cm 含有较多的植物残体,根据沉积物特征,该剖面自上而下可分为 5 层(图 2),具体描述如下:

- I: 0~27 cm, 灰色腐殖泥, 含较多植物根茎;
- II: 27~50 cm, 深灰色泥炭, 含少量植物根茎;

III: 50~84 cm, 灰黑色泥炭, 74~75 cm 处含木块;

IV: 84~105 cm, 棕褐色黏土, 94~96 cm 处含植物碎屑;

V: 105~150 cm, 灰褐色粉砂质黏土, 106、108 cm 处含小块砾石。

钻孔年代框架的建立主要根据 6 个 AMS¹⁴C 的测年结果(表 1)完成。为了避免现代植物根系对测年结果的影响,测年样品送样之前在体视镜下去

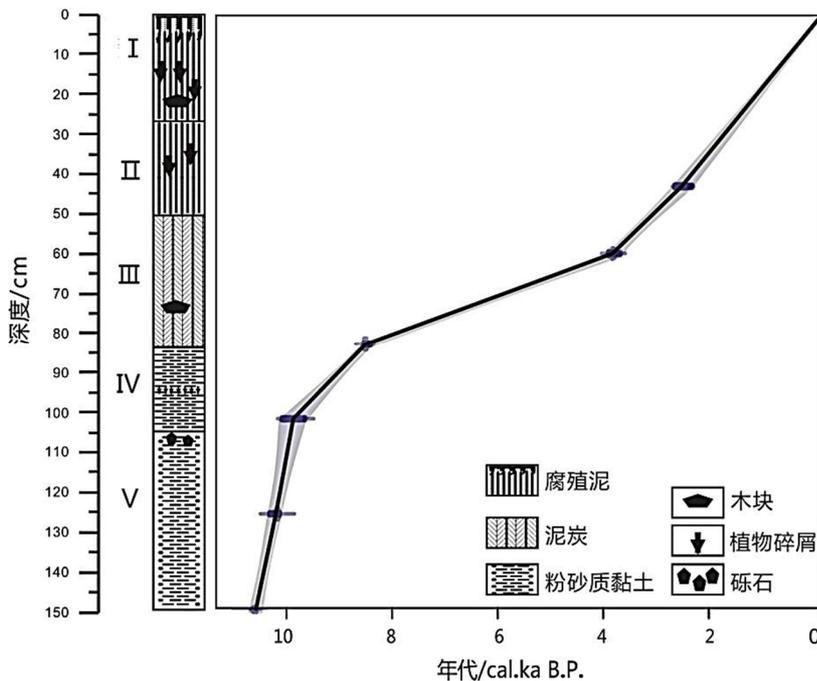


图2 JXA 钻孔岩性描述及年龄-深度模式

Fig.2 Lithological description and age-depth model of JXA

表1 AMS ^{14}C 测年结果及其校正后年龄Tab.1 AMS ^{14}C dated samples with AMS ^{14}C and related calibrated ages

| 样品编号 | 实验编号 | 深度/cm | 材料 | ^{14}C 年龄/a B.P. | 校正年龄/cal.a B.P. |
|---------|-------------|-------|-------|---------------------------|-----------------|
| JXA-43 | Beta-390829 | 43 | 黑色黏土 | 2 480 ± 30 | 2 579 ± 67 |
| JXA-60 | Poz-69008 | 60 | 泥炭 | 3 580 ± 35 | 3 883 ± 44 |
| JXA-83 | Beta-390830 | 83 | 泥炭 | 7 780 ± 30 | 8 558 ± 25 |
| JXA-102 | Poz-69010 | 102 | 黑色黏土 | 8 840 ± 50 | 9 310 ± 35 |
| JXA-126 | Poz-69011 | 126 | 粉砂质黏土 | 9 090 ± 50 | 10 260 ± 70 |
| JXA-150 | Beta-319836 | 150 | 粉砂质黏土 | 9 410 ± 40 | 10 640 ± 47 |

注: Beta 表示由美国 Beta 测年实验室完成; Poz 表示由波兹南(Poznan Radiocarbon Laboratory) ^{14}C 实验室完成。

除细小植物根系, 泥炭样品主要以植物叶片为主。沉积物的真实年龄通过 IntCal13 进行日历年龄校正^[21], 并运用 clam1.0.2 软件建立整个岩芯的年龄-深度模型(见图2)。根据推算结果, 钻孔底部 150cm 处的年龄为 11 cal. ka B.P., 由图2可以发现: 岩芯沉积速率变化较大, 0~102 cm 沉积速率较慢, 102~150 cm 之间沉积速率相对较快。

2.2 实验方法

2.2.1 烧失量 将岩芯以 2 cm 为间隔连续取样, 总共选取 75 个样品进行烧失量实验, 具体实验步骤为:

- 选 15 mL 坩埚, 称重为 W_1 ;
- 取约 1.5 g 样品, 称重为 W_2 ;
- 将样品放入 105℃ 烘箱中, 烘干 2 h 后称重,

标记 W_{105} , 干样重 $DW_{105} = W_{105} - W_1$;

d) 将干样放入马弗炉内, 以 550℃ 烘烤约 2 h, 称重, 标记 W_{550} ;

e) 将样品再次放入马弗炉内, 保持 950℃ 烘烤约 2 h, 称重, 标记 W_{950} ;

f) 根据以下公式计算样品有机质与无机质碳酸盐的含量:

$$LOI_{550^\circ\text{C}} = (W_{105} - W_{550}) / DW_{105} \times 100 \quad (1)$$

$$LOI_{950^\circ\text{C}} = (W_{550} - W_{950}) / DW_{105} \times 100 \quad (2)$$

2.2.2 腐殖化度 将上述以 2 cm 为间隔所取的样品从 14 cm 处开始进行实验, 共计 68 个样品, 运用传统的碱提取溶液吸光度法^[22]进行腐殖化度的测定, 具体实验步骤为:

a) 将样品风干磨细后过 60 目筛, 称取约 0.1 g 置于烧杯中;

b) 在烧杯中加入 100 mL 0.1 mol/L 的 NaOH 溶液, 加热至沸腾后, 继续煮沸约 1 h;

c) 待样品冷却后, 将溶液倒入 100 mL 容量瓶中稀释并摇匀, 使固、液分离;

d) 取清液 5 mL, 转移至 50 mL 容量瓶中, 稀释并摇匀;

e) 采用 722 s 可见分光光度计对样品的碱提取物在波长 400 nm 处进行吸光度测定, 其值即可表示为样品的腐殖化度(为提高实验数据的精确性, 每个样品测试 3 次)。

2.2.3 有机碳同位素 由于岩芯 13 cm 以上含水分和现代植物根系较多, 故从 13 cm 以下开始取样, 取样间距为 4 cm, 共计 34 个样品, 具体实验步骤为:

a) 取适量样品置于冷干机中冷干 48 h;

b) 将冷干后样品置于玛瑙研钵中研磨, 并去除现代植物根茎的干扰;

c) 将研磨后的样品置于 15 mL 的玻璃试管中, 加入约 6 mL 10% 的稀盐酸, 用振动仪振动 3~5 min 后静置 24 h;

d) 用中性去离子水反复洗样品直至中性 (pH = 7), 并再次冷干 48 h 后研磨;

e) 称取适量样品置于锡杯后送入氧化炉内, 经

稳定同位素质谱仪 DELTA VADVANTAGE、EA 元素分析仪 FLASH 2000 测试完成。

2.2.4 泥炭沉积物灰度 泥炭沉积物的灰度即经过对图像进行数字化处理, 从而对图片中每点的像素赋值。利用 Image J 软件 (<http://rsb.info.nih.gov/ij/>) 进行灰度值分析^[23-24], 选取 8-bit 对沉积物图像进行灰度的测定, 其中灰度值 0 表示沉积物的颜色全黑, 灰度值 255 表示沉积物的颜色为全白, 即灰度值越低, 表示样品颜色越深, 反映有机质含量越高; 反之, 则反映有机质含量越低。

2.3 代用指标的环境意义

烧失量 (Loss on Ignition, LOI): 是沉积物中因有机质和无机质分别在一定温度下分解, 进而出现不同温度下的质量差^[25]。研究表明: $LOI_{550^{\circ}\text{C}}$ 的值与有机质的积累具有紧密的相关性, 主要由水体中有机质的生产力及保存条件决定^[23], 即高值代表有机质积累较多, 反之较少; $LOI_{950^{\circ}\text{C}}$ 的值与无机质碳酸盐的积累具有相关性, 一般情况下, 随温度的升高水中二氧化碳和碳酸盐的溶解度降低 (反之增加), 同时干燥气候条件下, 水体中盐度上升, 有利于碳酸盐的沉积^[26-28], 即高值代表碳酸盐沉积较多, 反之较少。总之, 有机质含量越高 (碳酸盐含量越低), 指示气候越暖湿; 相反, 则表明气候越冷干。

腐殖化度: 腐殖化度是描述泥炭堆积中植物残体降解程度的古气候代用指标, 其数值主要受沉积物的水热条件、微生物分解和成碳植物类型等影响^[29], 一般用碱提取液吸光度来表示泥炭腐殖化度, 吸光度值代表腐殖化度较大, 指示环境较暖湿; 反

之, 则表明环境较冷干。实际上, 腐殖化度值的高低除了与气候因素有关, 不同沉积物类型也可能影响其测量值, 如钻孔岩芯黏土和泥炭两者的腐殖化度不同, 但其主要原因是与不同的沉积相导致有机碳的输入量有关, 而并不是直接反映气候条件。

有机碳同位素: 其值受沉积物有机质来源、水体中生产力状况、气候变化等众多因素的影响, 其中有机质的来源及其贡献对 $\delta^{13}\text{C}$ 影响较大^[30]。一般 C_3 类植物 $\delta^{13}\text{C}$ 分布在 $-24\text{‰} \sim -37\text{‰}$, C_4 类植物 $\delta^{13}\text{C}$ 分布在 $-9\text{‰} \sim -19\text{‰}$, CAM 类植物 $\delta^{13}\text{C}$ 分布在 $-10\text{‰} \sim -30\text{‰}$ 。因此根据沉积物中有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 的值可推断 C_3 、 C_4 植物的相对生物贡献量, 进而重建周边的生态环境。前人研究结果也表明: 沼泽区域有机碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 偏轻 (负) 指示环境暖湿, 偏重 (正) 则指示环境冷干^[31]。

灰度值: 对于泥炭沉积而言, 沉积物的色相彩度变化与气候因素而引起植物残体颜色变化, 因此沉积物的颜色在一定程度上可以反映气候变化的信息。前人研究认为灰度与腐殖化度有很好的相关性, 可间接指示夏季风的强弱变化^[32]。

3 结果与分析

通过对 JXA 钻孔岩芯的灰度、腐殖化度、有机碳同位素、 $LOI_{550^{\circ}\text{C}}$ 、 $LOI_{950^{\circ}\text{C}}$ 5 种指标的变化特点进行综合分析, 将江西坳约 11 cal. ka B.P. 以来的气候环境变化过程划分为 4 个阶段 (图 3), 各阶段的特点按照年龄由老到新的顺序描述如下:

阶段 I (150~92 cm, 11~9.2 cal. ka B.P.): 灰

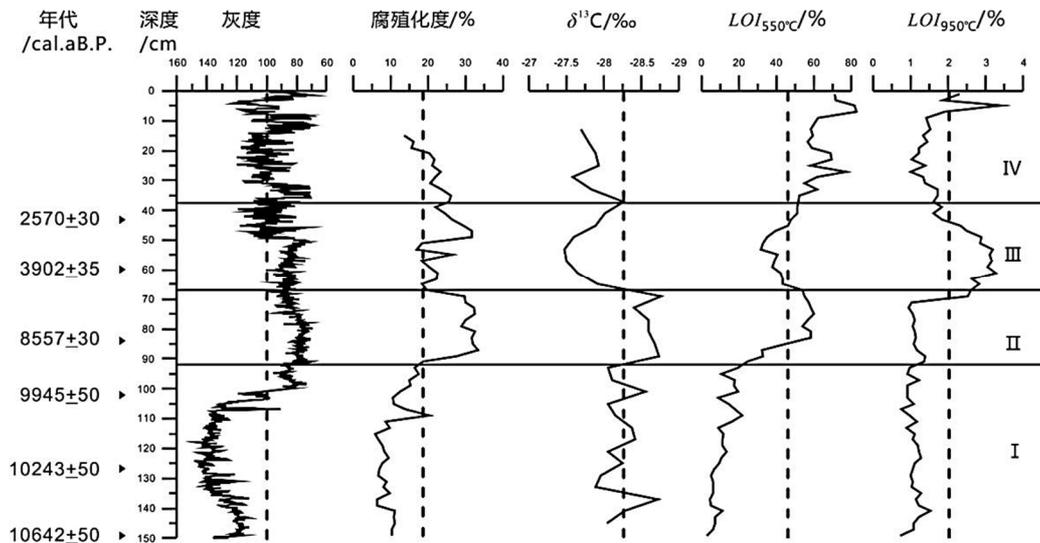


图 3 江西坳灰度、腐殖化度、有机碳同位素和烧失量的变化曲线

Fig.3 Variations of grayscale, humification, organic carbon isotopic, Loss-on-ignition of JXA core

度值在73.92~148.64之间, 平均值为123.19, 最高值148.64出现在124 cm (10 232 cal. a B.P.) 处, 此阶段岩芯颜色以灰褐色为主, 逐渐由浅变深。腐殖化度值在6%~20.3%范围内, 平均值为9.87%, 整体偏低, 反映此阶段有机质分解程度总体较弱, 但后期趋于增强, 且变化趋势与灰度值有较好的吻合。有机碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围为-27.89‰~-28.73‰, 平均值为-28.22‰, 整体处于相对偏重的波动变化中, 137 cm (10.4 cal. ka B.P.) 处为最小值, 之后迅速偏重, 并在133 cm (10.37 cal. ka B.P.) 处达到本阶段最重值, 此后呈现波动变化。 $LOI_{550^\circ\text{C}}$ 在3.18%~22.06%之间变化, 平均值为10.46%, 变幅较弱, 从141 cm (10.5 cal. ka B.P.) 处开始呈现降低趋势, 直至109 cm (10 cal. ka B.P.) 处达到本阶段的峰值22.06%, 总体呈现上升的趋势, 反映此阶段为有机质缓慢积累的过程; $LOI_{50^\circ\text{C}}$ 值的变化范围为0.71%~1.51%, 平均值为1.07%, 总体较低且变化幅度较小, 反映此阶段碳酸盐沉积较少, 但在141 cm (10.5 cal. ka B.P.) 处同样出现本阶段峰值1.51%。

阶段 II (92~67 cm, 9.2—5.3 cal. ka B.P.): 灰度值在69.58~99.58之间, 平均值为80.17, 其中最低值69.58出现在79 cm处, 整体反映岩芯颜色较深, 且较为均一、稳定。腐殖化度值在18.8%~33.3%范围内, 平均值为29.23%, 是整段岩芯中腐殖化度值最高的阶段, 反映此时有机质分解程度较强。有机碳同位素变化范围为-28.76‰~-28.39‰, 平均值为-28.63‰, 整体呈现相对偏轻的现象, 指示森林植被相对较繁茂。 $LOI_{550^\circ\text{C}}$ 在24.37%~59.96%之间变化, 平均值为49.80%, 相比上一阶段, 有较大幅度的增加, 反映该阶段有机质含量总体增加, 达到全新世以来相对较高值; $LOI_{50^\circ\text{C}}$ 处于0.94%~2.61%之间, 平均值为1.35%, 整体仍处于较低值, 反映碳酸盐含量总体较小。

阶段 III (67~37 cm, 5.3—2.2 cal. ka B.P.): 灰度值在75.29~120.50之间, 平均值为101.68, 其中60 cm (3.9 cal. ka B.P.) 处灰度值达到本阶段最高, 反映岩芯颜色变浅, 沉积物有机质含量减少。腐殖化度值在17.1%~31.8%之间, 平均值为21.74%, 但其值波动较大, 反映有机质分解程度呈现降低—增加—降低的波动趋势。有机碳同位素变化范围为-28.01‰~-27.47‰, 平均值为-27.81‰, 较上阶段迅速增大, 整体呈现相对偏重的现象, 并在53 cm (3.3 cal. ka B.P.) 处达到本阶段的最重值-27.47‰, 随后又偏轻, 指示 C_3 植被覆盖率在本阶段发生了相

对较显著的变化。 $LOI_{550^\circ\text{C}}$ 在31.88%~54.18%之间变化, 平均值为42.47%, 表现为缓慢的波动降低后又快速趋于增加, 反映有机质积累缓慢减少后急剧增加; $LOI_{50^\circ\text{C}}$ 处于1.59%~3.27%范围之内, 平均值为2.64%, 是11 cal. ka B.P.以来相对较高值阶段, 反映此期间碳酸盐沉积相对较多。

阶段 IV (37~0 cm, 2.2—0 cal. ka B.P.): 灰度值在70.14~119.83之间, 平均值为96.04, 沉积物的颜色在深—浅之间变化频繁, 反映当时沉积环境的动荡变化。腐殖化度的结果在13.7%~26.2%之间, 平均值为20.85%, 该值总体趋于减小, 反映有机质分解程度逐渐减弱。有机碳同位素变化范围为-28.27‰~-27.58‰, 平均值为-27.86‰, 总体偏重, 指示植被覆盖率较低。 $LOI_{550^\circ\text{C}}$ 在51.94%~83.03%之间变化, 平均值为64.29%, 表现为快速的波动上升, 其中7 cm (369 cal. a B.P.) 处达到本阶段最高值, 呈现出有机质快速增加的趋势; $LOI_{50^\circ\text{C}}$ 处于0.99%~3.40%范围之内, 平均值为1.59%, 整体以低值波动变化, 后期突然升高, 5 cm (247 cal. a B.P.) 处为此期间最高值, 总体反映碳酸盐沉积相对较少, 但后期再次趋于缓慢增加。

4 讨论

4.1 多指标反映的环境演变过程

罗霄山脉是东亚夏季风路径连接水汽源地(南海)与内陆地区的关键区域, 是东亚夏季风在大陆前缘最重要的降雨区, 本研究根据JXA钻孔多个古环境代用指标的分析结果与华南地区石笋氧同位素记录以及太阳辐射强度进行对比, 从而探讨东亚夏季风活动早全新世以来的活动规律。此外, 通过与南岭山地大湖钻孔记录进行对比, 揭示研究区域的古环境与古气候演变过程(图4)。

11—9.2 cal. ka B.P.: 此阶段本研究区有机质的积累与分解以及碳酸盐的沉积都相对较低, 且表现为波动变化, 揭示出此时气候较不稳定, 整体相对凉干。腐殖化度在此阶段的值较低, 这与该时期植物的初级生产力较低、干凉气候条件下微生物分解能力也较弱有关, 但其总体呈现上升趋势。同时 $\delta^{13}\text{C}$ 的平均值在-28‰左右, 指示沼泽周边植被主要以乔木类 C_3 植物为主, 同时在本阶段中 C_3 植物覆盖率呈现出较明显的波动变化, 揭示当时气候在整体回暖的过程中仍然存在较大的波动, 但外界环境逐渐向有利于 C_3 植物生长的条件发展。在此阶段, JXA钻孔的腐殖化度与 $LOI_{550^\circ\text{C}}$ 的值逐渐增高, 其变化趋

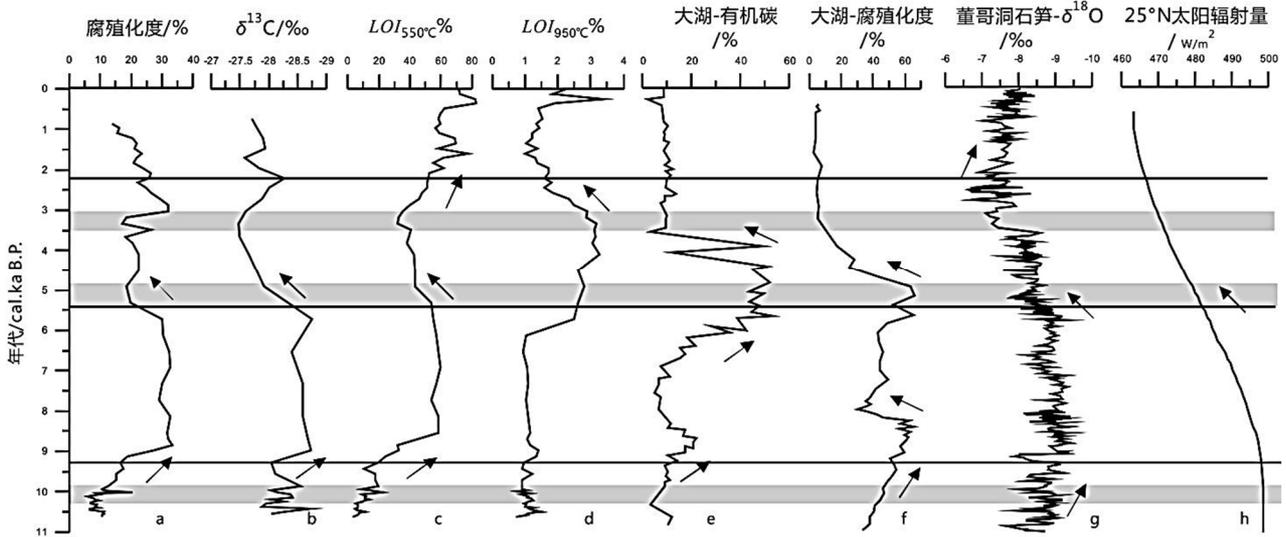


图4 江西坳泥炭环境替代指标与其他高分辨率记录对比 (a. 江西坳腐殖化度; b. 江西坳有机碳同位素; c. 江西坳 550°C 烧失量; d. 江西坳 950°C 烧失量; e. 大湖钻孔总有机碳^[6]; f. 大湖钻孔腐殖化度^[33]; g. 贵州董哥洞石笋氧同位素^[2]; h. 25°N 太阳辐射强度^[34])

Fig.4 Comparison of peat indicators in JXA and other high resolution records

势与南岭大湖泥炭的记录^[13]一致(见图4),揭示出研究区随着冰消期以后气温的回升、东亚夏季风强度的增强,周边植物逐渐恢复,钻孔岩芯的有机碳输入量逐渐增加,同时腐殖化度值也随之增高。因此,本阶段应为江西坳山地沼泽的缓慢积累与初步发育阶段,对应全球冰消期逐步增温和夏季风快速增强的爬升过程。

9.2—5.3 cal. ka B.P.: 此阶段本研究区域有机质的积累与分解及C₃植物覆盖率都处于全新世以来的最高值,表明适宜的气候条件促使C₃植物大量繁殖,初级生产力明显增加,继而导致有机物输入量剧增,即此时该研究区域泥炭开始大量积累,反映出该阶段相对稳定且温暖湿润的气候环境。而LOI_{950°C}在本阶段前期仍保持较低值,随后迅速升高,反映沉积物中碳酸盐的含量开始沉积较少后期逐渐增加,指示暖湿的气候条件下,随着降水逐渐增多,水流带入了相对较多的碳酸盐沉积。大湖钻孔8.2 cal. ka B.P.时期,泥炭腐殖化度、TOC含量均处于明显的低谷时期,反映出全球性的冷事件^[33]。然而,虽然JXA钻孔的腐殖化度和LOI_{550°C}值在9.2—5.3 cal. ka B.P.期间是最高值,但在8.2 cal. ka B.P.变冷事件上响应并不十分突出,其原因可能由于JXA钻孔处于山顶沼泽,周边环境对于快速短暂的气候变化事件并不敏感。腐殖化度值在此阶段也呈现相对较高值,表明该时期是全新世以来温度和湿度达到最佳配置的阶段,同时也是山地沼泽快速形成期。该时期25°N

太阳辐射强度处于全新世以来相对较强阶段^[34],董哥洞石笋也显示为夏季风最强时期,降雨量增多^[2],这与江西坳全新世气候最适宜期是一致的。

5.3—2.2 cal. ka B.P.: 此阶段有机质积累与分解程度都趋于降低,δ¹³C在此阶段迅速趋向偏重,指示周边植被发生较大的转变,且C₃植物总体覆盖量较少。LOI_{550°C}在此阶段相对前期值较高,反映该时期沉积物中碳酸盐的含量升高,表明此时降水减少,湖水处于封闭状态,碳酸盐积累增多。25°N太阳辐射强度曲线在本阶段持续减弱^[34],董哥洞石笋氧同位素曲线也指示季风减弱,降雨持续减少^[3]。江西大湖的腐殖化度与TOC值在4.5—3.5 cal. ka B.P.明显下降,揭示了明显的季风降水减少^[33](见图4),其与红原泥炭腐殖化度所指示的印度季风强度也显著减弱较一致^[35]。然而,JXA钻孔腐殖化度、δ¹³C和LOI_{550°C}的值指示降雨量在3.5—3 cal. ka B.P.时期也减少,因此处于山顶的JXA钻孔与低海拔的大湖钻孔在气候响应的存在差异性。根据上述指标的分析结果,推测在本阶段气候发生较大变化,总体表现为凉干的气候特征。同时,亚热带地区的山地沼泽在晚全新世阶段均出现气候转型的迹象,湿度(降雨量)快速降低,标志着中晚全新世气候最适宜期的结束^[8]。此外,本研究结果也反映江西坳山地沼泽因降雨减少而导致的沼泽发育呈现不稳定性变化。

2.2—0 cal. ka B.P.: 此阶段TOC含量再次上升,

与董哥洞石笋氧同位素记录的季风降水趋势^[3]相一致, 揭示出相对暖湿的气候。即随着降雨量增加, 有机物输入量增多, 同时水流带入的沉积物中碳酸盐的含量也随之增加。然而, 此阶段有机质分解程度及C₃植物的比例相对上阶段降低, 可能与人类活动对植被类型以及对环境的干扰有关^[6]。

4.2 区域对比及驱动机制

通过多指标的结果发现: 江西坳泥炭开始积累的时间约为9.2 cal. ka B.P., 同一时期在较低海拔的江西大湖泥炭也呈现出TOC处于小峰值^[6], 即山地泥炭也在同一时期开始有所积累, 并形成沼泽环境(见图4), 而有机碳含量和腐殖化度的高值区滞后于石笋的初始上升期, 与Marcott等^[36]重建的温度指标较为相近。虽然中国南方山地泥炭沼泽的发育存在时间上的不同, 但是部分亚热带沼泽的发育初期年代基本上是同期的, 即末次冰消期以后随着东亚季风逐渐增强, 降雨量增加, 泥炭在一些地方开始积累, 直到早中全新世, 降雨与温度达到最佳配比, 大多数山地沼泽迅速形成。

在本研究中, 泥炭的快速积累为9.2—5.3 cal. ka B.P., 可能与全新世气候最适宜期降雨有关。这比福建山地孢粉结果的8—4 cal. ka B.P.大暖期时间点^[17]略有提前。最近ZHAO等^[37]对中国泥炭数据集成的研究也表明: 整个亚热带泥炭集中堆积的初始时间为8 cal. ka B.P.。但整个全新世的山地湖沼发育及沉积相变化复杂, 各地仍存在不一致性。如江西坳沼泽面积在5—3 cal. ka B.P.左右有收缩的迹象, 总碳堆积减少; 而低海拔的大湖沉积中显示6—4 cal. ka B.P.为高含量TOC的泥炭堆积^[6], 因此, 中晚全新世阶段降雨量减少在2个钻孔中存在时间上的差异。本研究结果与石笋的季风指标对比发现^[3]: 碳同位素早在11 cal. ka B.P.已经在-28.5‰附近波动变化, 与石笋的氧同位素变化基本吻合。江西坳地区全新世以来表现为早全新世气候凉干, 约9.2 cal. ka B.P.快速变暖, 并达到全新世气候最适宜期, 约距今5.3 ka夏季风开始减弱, 气候向凉干发展, 到晚全新世2.2 ka以来气候回暖, 最近2千多年的生态环境还可能受到人类活动叠加的影响。

有研究指出在东亚季风区, 从约9 cal. ka B.P.降雨量开始增加^[37-38], 大九湖研究结果表明暖温带常绿及阔叶树种在早全新世9 cal. ka B.P.已达到峰值^[7]。前人在季风区收集了31个孢粉资料的综合结果也同样得出早—中全新世为季风区气候最湿润时期, 并指出6—5 cal. ka B.P.木本植物开始减少, 其

原因是夏季太阳辐射最大值的改变引起季风强度转移, 从而导致植被覆盖率发生改变^[39]。目前对早中全新世气候最适宜期形成的原因机制有多种认识, 主要是热带低纬度地区的降水由热带辐合带(ITCZ)的迁移及与之相关的雨带移动造成, 并受控于岁差周期的太阳辐射。本研究认为: 热带—亚热带低纬度地区温度上升与降雨量的明显增加可能是同步变化的, 水热同期的主要原因是太阳辐射变化和季风增强。此外, 本研究也发现泥炭堆积初始时间略早于整个季风区域的平均值, 其原因可能是罗霄山脉位于季风前缘区, 季风增强的信号要早于大陆内部地区。

本研究虽然分辨率不算高, 但仍然记录了一些气候突变的冷事件, 如10.02、5.3、3.5 cal. ka B.P.等事件, 这些变化与董哥洞石笋氧同位素记录的10.8、5.2、3.5 cal. ka B.P.事件有较好的对应^[3]。对比其他区域也发现有类似气候事件, 如湖北神农架石笋记录的10.2 cal. ka B.P.事件^[4]、冰芯记录的10.8 cal. ka B.P.事件^[3]、南岭西部记录的11 cal. ka B.P.事件^[40]。而对于以往研究发现的8.2、2.8 cal. ka B.P.冷事件, 在本区域中并未有明显体现。在全新世的中晚期, 国内许多研究结果证明了在5.3 cal. ka B.P.左右存在快速降温事件, 如江西大湖的孢粉分析结果认为在5.4 cal. ka B.P.出现气候不稳定的凉干变化^[6], 敦德冰芯显示5.3 cal. ka B.P.出现冷锋^[9]。此外, 南岭西部记录了3.5 cal. ka B.P.的冷干事件^[40]。从驱动机制的角度, Wanner等研究认为5.2 cal. ka B.P.气温突然下降, 可能与冰盖扩张有关, 且全新世5.5 cal. ka B.P.的变化可能还与冰筏事件(Ice-Rafted Detritus)相关^[41]。当然, 萧家仪等也指出5.4 cal. ka B.P.事件除与季风作用相关外, 还可能是人类活动干扰所致^[6]。总之, 全新世的一些快速气候波动事件在千年尺度的时间上具有同步性, 可能与赤道太平洋ENSO过程, 以及北大西洋浮冰事件及人类活动等诸多因素遥相关^[42]。而本研究由于分辨率不高, 这些突变事件还有待进一步深入的探讨。

综上所述, 本研究区域泥炭堆积的初始时间略早于整个季风区域的平均值, 其原因一方面可能是罗霄山脉位于季风前缘区, 季风增强的信号要早于大陆内部地区, 接受降水的时间较早及降雨持续的时间较长; 另一方面可能因山地环境的初始条件不同等其他因素的影响, 最终导致纬度相近海拔不同的山地沼泽与湖泊沼泽的形成时间存在明显差异, 即江西坳山地沼泽的快速形成期为9.2—5.3 cal. ka

B.P., 且此时应为罗霄山脉地区全新世的季风降雨显著增强时期。江西坳地区全新世以来的气候环境演变反映了区域气候的变化特征, 与其他低纬度地区全新世气候变化格局基本一致, 且主要受控于由北半球太阳辐射强度影响下的东亚季风的变化, 近两千多年的记录可能还反映了人类活动过程。

5 结论

罗霄山脉东南段的江西坳湿地沼泽记录了11 cal. ka B.P.以来的气候环境变化过程, 全新世大致有4个环境变化阶段。11—9.2 cal. ka B.P.为气候凉干阶段, 该时段有机碳含量及腐殖化度较低, 山地沼泽尚未形成, 可能与降雨相对较少有关; 9.2—5.3 cal. ka B.P.为气候最适宜期, 碳同位素偏负 (-28.63‰), 沉积物有机碳含量与碳同位素的同步变化指示亚热带 C_3 乔木植物可能为主要来源, 反映森林覆盖率增加。由于该时段腐殖化度为整个钻孔最高, 表明此时是山地沼泽快速形成和夏季风降雨最强的时期; 5.3—2.2 cal. ka B.P.气候变为凉干, 碳同位素向偏正变化 (-27.81‰), 有机质和腐殖化度均明显降低, 指示山地沼泽在气候变凉和降雨减少的过程中发育不稳定, 也可能与物源变化有关; 2.2—0 cal. ka B.P.有机碳再次快速积累, 指示了气候回暖过程, 石笋记录也有类似的趋势, 此阶段还可能与人类活动的扰动有一定关联。期间江西坳泥炭还记录了一些快速气候变化事件, 鉴于本研究的分辨率不高, 这些突变事件还有待今后进一步深入探讨。

本研究表明: 罗霄山脉全新世以来记录的气候变化与已有东亚季风变化的研究结果总体相似, 且与其他低纬度地区的全新世气候记录也基本保持一致。泥炭堆积始于9.2 cal. ka B.P., 是亚热带季风前缘山脉接受季风降雨的信号, 许多研究也证明了亚热带山地常绿阔叶植被在该时段替代了常绿-落叶阔叶混交林^[43-45], 本研究进一步证明了早全新世气候转暖的阶段性过程。

参考文献:

- [1] 李杰, 郑卓, CHEDDADI R, 杨世雄, 黄康有. 神农架大九湖四万年以来的植被与气候变化[J]. 地理学报, 2013, 68 (1): 69-81.
- [2] DYKOSKI CA, EDWARDS RL, CHENG H, YUAN D X, CAI Y J, ZHANG M L, LIN Y S, QING J M, AN Z S, REVENAUGH J. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2005 (233): 71-86.
- [3] WANG Y J, CHENG H, EDWARDS RL, KONG X G, SHAO X H, CHEN S T, WU J Y, JIANG X Y, WANG X F, AN Z S. Millennial-and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years[J]. Nature, 2008, 451: 1090-1093.
- [4] 邵晓华, 汪永进, 程海, 孔兴功, 吴江滢. 全新世季风气候演化与干旱事件的湖北神农架石笋记录[J]. 科学通报, 2006, 51 (1): 80-86.
- [5] ZHANG J W, CHEN F H, HOLMES J A, LI H, GUO X Y, WANG J L, LI S, LÜ Y B, ZHAO Y, QINANG M R. Holocene monsoon climate documented by oxygen and carbon isotopes from lake sediments and peat bogs in China: a review and synthesis[J]. Quaternary Science Reviews, 2011 (30): 1973-1987.
- [6] 萧家仪, 吕海波, 周卫健, 赵志军, 郝瑞辉. 末次盛冰期以来江西大湖孢粉植被与环境演变[J]. 中国科学 (D辑: 地球科学), 2007, 37 (6): 789-797.
- [7] LI J, ZHENG Z, HUANG K Y, YANG S Y, CHASE B, VALSECCHI V, CARRE M, CHEDDADI R. Vegetation change during the past 40000 years in Central China from a long fossil record[J]. Quaternary International, 2013, 310: 221-226.
- [8] 马春梅, 朱诚, 郑朝贵, 武春林, 关勇, 赵志平, 黄林燕, 黄润. 晚冰期以来神农架大九湖泥炭高分辨率气候变化的地球化学记录研究[J]. 科学通报, 2008, 53: 26-37.
- [9] 施雅风, 孔昭臣, 王苏民, 王富葆, 唐领余, 姚檀栋, 赵希涛, 张玉远, 施少华. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件[J]. 中国科学 (B辑: 化学), 1992, 12 (12): 1300-1308.
- [10] AN Z S, STEPHEN CP, JOHN E K, WU X H, WANG S M, LIU X D, LI X Q, ZHOU W J. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon[J]. Quaternary Science Reviews, 2000, 19: 743-762.
- [11] 陈发虎, 黄小忠, 杨美临, 杨勋林, 范育新, 赵晖. 亚洲中部干旱区全新世气候变化的西风模式——以新疆博斯腾湖记录为例[J]. 第四纪研究, 2006, 26 (6): 881-887.
- [12] 于学峰, 周卫健, FRANZEN L G, 鲜锋, 程鹏, TIMOTHY JULI A J. 青藏高原东部全新世冬夏季风变化的高分辨率泥炭记录[J]. 中国科学 (D辑: 地球科学), 2006, 36 (2): 182-187.
- [13] 沈吉, 刘兴起, MATSUMOTO R, 王苏民, 羊向东. 晚冰期以来青海湖沉积物多指标高分辨率的古气候演化[J]. 中国科学 (D辑: 地球科学), 2004, 34 (6): 582-589.
- [14] 陈发虎, 朱艳, 李吉均, 施祺, 靳立亚, WUNEMANN B. 民勤盆地湖泊沉积记录的全新世千百年尺度夏季风快速变化[J]. 科学通报, 2001, 46 (17): 1414-1419.
- [15] MA C M, ZHU C, ZHENG C G, YIN Q, ZHAO ZP. Climate changes in East China since the Late-glacial inferred from high-resolution mountain peat humification records[J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 2009, 52 (1): 118-131.
- [16] HUANG K Y, ZHENG Z, LIAO W B, CAO L L, ZHENG Y W, ZHANG H, ZHU G Q, ZHANG Z, CHEDDADI R. Reconstructing late Holocene vegetation and fire histories in monsoonal region of southeastern China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2014 (393): 102-110.
- [17] YUE Y F, ZHENG Z, HUANG K Y, CHEVALIER M, CHASE BM, CARRE M, LEDRU M, CHEDDADI R. A continuous record of vegetation and climate change over the past 50000 years in the Fujian Province of eastern subtropical China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology,

- Palaeoecology, 2012, 366: 115–123.
- [18] 叶张煌, 刘嘉麒, 尹国胜, 严兆彬. 江西井冈山的地貌特征及其形成机制[J]. 山地学报, 2013, 31(2): 250–256.
- [19] 魏识广, 李林, 许睿, 黄忠良, 曹洪麟. 井冈山植物群落优势种空间分布格局与种间关联[J]. 热带亚热带植物学报, 2015, 23(1): 74–80.
- [20] 陈宝明, 林真光, 李贞, 廖文波, 周婷, 陈春泉, 彭少麟. 中国井冈山生态系统多样性[J]. 生态学报, 2012, 32(20): 6326–6333.
- [21] REIMER P J, BARD E, BAYLISS A, ALEX B, PAUL G B, CHRISTOPHER B P, CAITLIN E B, CHENG H, PIETER M G, TOMAS P G, HAFLIDI H, CHRISTINE H, ALAN G, STURT W, RICHARD ASJOHANNES P. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP[J]. Radiocarbon, 2013, 55: 1869–1887.
- [22] BLACKFORD J J, CHAMBERS F M. Determining the degree of peat decomposition for peat-based paleoclimatic studies[J]. Int. Peat J., 1993, 5: 7–24.
- [23] 于学峰, 周卫健, 史江峰. 度量泥炭腐殖化度的一种简便方法: 泥炭灰度[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2005, 25(1): 133–136.
- [24] 于学峰, 郑艳红, 刘钊. 基于 ImageJ 评价泥炭岩心存储对色相与彩度的影响[J]. 地球环境学报, 2012, 3(1): 721–728.
- [25] SANTISTEBAN J I, MEDIAVILLA R, ENRIQUE L, DABRIO C J, ZAPATA M B, GIL M J, ALFARO M. Loss On ignition: A qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments[J]. Journal of Paleolimnology, 2004, 32(3): 287–299.
- [26] 刘子亭, 余俊清, 张保华, 蔡伟, 张丽莎. 烧失量分析在湖泊沉积与环境变化中的应用[J]. 盐湖研究, 2006, 14(2): 67–72.
- [27] 刘子亭, 余俊清, 张保华, 张丽莎. 黄旗海岩芯烧失量分析与冰后期环境演变[J]. 盐湖研究, 2008, 16(4): 1–5.
- [28] 吴世迎, 刘焱光, 王湘芹, 白黎明, 吴军瑞. 冲绳海槽中段沉积岩芯碳酸盐和烧失量的古环境意义[J]. 黄渤海海洋, 2001, 19(2): 17–24.
- [29] 柴岫. 泥炭地学[M]. 北京: 地质出版社, 1990: 1–4.
- [30] 吴敬禄, 王苏民, 沈吉. 湖泊沉积物有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 所揭示的环境气候信息[J]. 湖泊科学, 1996, 8(2): 113–118.
- [31] 王国安. 稳定碳同位素在第四纪古环境研究中的应用[J]. 第四纪研究, 2003, 23(5): 471–484.
- [32] 周卫健, 卢雪峰, 武振坤, 邓林, JULL A J T, DONAHUE D, BECK W. 若尔盖高原全新世气候变化的泥炭记录与加速器放射性碳测年[J]. 科学通报, 2001, 46(12): 1040–1044.
- [33] 薛积彬, 钟巍, 彭晓莹, 赵引娟, 甄治国, 刘伟, 郑琰明. 南岭东部大湖泥炭沉积记录的古气候[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2007, 27(5): 105–113.
- [34] LIEW P M, LEE C Y, KUO C M. Holocene thermal optimal and climate variability of East Asian monsoon inferred from forest reconstruction of a subalpine pollen sequence, Taiwan[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2006(250): 596–605.
- [35] 王华, 洪业汤, 朱咏焯, 林庆华, 冷雪天, 毛绪美. 红原泥炭腐殖化度记录的全新世气候变化[J]. 地质地球变化, 2003, 31(2): 51–56.
- [36] MARCOTT S A, SHAKUN J D, CLARK P U, MIX A C. A Reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 Years[J]. Science, 2013, 339(6124): 1198–1200.
- [37] ZHAO Y, YU Z C. Vegetation response to Holocene climate change in East Asian monsoon margin region[J]. Earth–Science Reviews, 2012, 113: 1–10.
- [38] ZHAO Y, YU Z C, TANG Y, LI H, YANG B, LI F R, ZHAO W W, SUN J H, CHEN J H, LI Q, ZHOU A F. Peatland initiation and carbon accumulation in China over the last 50,000 years[J]. Earth–Science Reviews, 2014(128): 139–146.
- [39] ZHAO Y, YU Z C, CHEN F H, ZHANG J W, YANG B. Vegetation response to Holocene climate change in monsoon-influenced region of China[J]. Earth–Science Reviews, 2009, 97: 242–256.
- [40] ZHONG W, CAO J Y, XUE J B, OU Y J. A 15,400-year record of climate variation from subalpine lacustrine sedimentary sequence in western Nanling Mountains in South China[J]. Quaternary Research, 2015(84): 246–254.
- [41] HEINZ W, JURJ B, JONATHAN B, THOMAS J C, ULRICH C, JACQUELINE F, HUGUES G, MARTIN G, FORTUNAT J, JED O K, MARCEL K, SIMON A M, COLIN P, OLGAS, THOMAS F S, PAVEL T, MAYKE W, MARTIN W. Mid-to Late Holocene climate change: an overview[J]. Quaternary Science Reviews, 2008(27): 1791–1828.
- [42] 洪冰, 林庆华, 洪业汤. 全新世亚洲季风、ENSO 及高北纬度气候间的关联[J]. 科学通报, 2006, 51(17): 1977–1984.
- [43] 王淑云, 吕厚远, 刘嘉麒, NEGENDANK J F W. 湖光岩玛珥湖高分辨率孢粉记录揭示的早全新世适宜期环境特征[J]. 科学通报, 2007, 52(11): 1285–1291.
- [44] ZHOU W J, YU X F, JULL A J T, BURR G, XIAO J Y, LU X F, XIAN F. High-resolution evidence from southern China of an early Holocene optimum and a mid-Holocene dry event during the past 18,000 years[J]. Quaternary Research, 2004, 62(1): 39–48.
- [45] ZHAO Y, YU Z C, HERZSCHUH U, YANG B, ZHAO H, FANG K, LI H, LI Q. Vegetation and climate change during Marine Isotope Stage 3 in China[J]. China Science Bulletin, 2014, 59(33): 4444–4455.

(英文摘要下转至第 520 页)