

370 ka 以来灵台黄土剖面元素碳记录 及其对气候环境变化的响应

周 斌 沈承德 孙彦敏 杨 英 易惟熙

(中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640; 中国科学院研究生院, 北京 100039; 中国科学院地球环境研究所, 西安 710054. E-mail: zhoubok@gig.ac.cn)

摘要 通过测定灵台黄土剖面 370 ka 来黄土-古土壤样的元素碳含量, 结合相关孢粉资料及古气候替代性指标, 讨论了该地区天然火的历史及其与气候、植被的关系. 灵台剖面元素碳含量谷值和峰值出现时的气候状况及变化特征, 表明气候不稳定的过渡时期, 特别是湿润转向干旱的时期容易发生大火. 各层黄土-古土壤元素碳含量变化规律为: 冰期低、间冰期高, 反映区域(或全球)生物量变化. 元素碳含量在 130 kaBP 前后呈阶段性增加趋势, 表明植被类型、气候格局发生了变化, CO₂ 浓度阶段性增加可能是其中原因之一. 元素碳含量总体上随时间呈上升的趋势, 可能反映了干旱化趋势的加剧. 全新世元素碳含量出现最大峰值, 反映了距今约六千年的气候突变事件, 以及人类活动导致火灾更为频繁的发生.

关键词 元素碳 火灾 生物量 气候环境变化

火广泛地存在于自然界. 火的发生需要三个条件: 可燃物、火源和适宜的气候条件, 其中适宜的气候条件是指一定温度、湿度及空气含氧量等. 海洋中有大量氧化铁矿形成的证据表明至少在 3000 Ma 年前大气中就有了充足的氧气^[1]. 一般说来, 高温干旱的气候容易发生火灾, 如 1997 年印度尼西亚发生的森林大火. 自然界一些极端事件如火山爆发、陨石撞击、地震、以及雷暴闪电, 物质的缓慢氧化引起的自燃等都是天然火的点火源, 其中闪电是天然火灾的主起因素, 地球上每天有 8 百万次闪电^[2]. 350 Ma 年前地球陆生高等植物的出现, 为火灾的发生提供了物质基础. 植被状况、气候环境影响火灾的发生, 而天然火又是植被动态演化不可缺少的因素之一^[3], 是自然生态系统的重要组成部分, 对气候、环境具有重大影响. 地质时期天然火发生的研究不仅有助于理解植被动态演化过程, 而且也是古气候再造的一个重要途径. 沉积物中的元素碳是过去火灾历史的理想记录^[4]. 元素碳是燃料不完全燃烧的产物^[5]. 一般而言, 一次火灾产生的元素碳总量取决于火灾强度, 而后者不仅与当时的气候条件有关, 而且与可供燃烧的生物量及其燃烧性能有关, 生物量是发生大火的充分条件^[6]. 元素碳具高化学、生物惰性, 在沉积物中可以保存数千、万年不变^[4]. 近年来, 地球科学家对海洋^[5-10]、湖泊^[11]、冰芯^[12]中元素碳记录进行了广泛的研究.

中国黄土-古土壤堆积与大洋沉积物、极地冰芯并称为研究全球变化的“三大天书”, 是蕴藏丰富的环境信息的记录体, 很好地记录了第四纪大陆气候变化信息. 黄土-古土壤沉积物中的石英颗粒粒度、磁化率、¹⁰Be 等^[13]气候指标被用来揭示古气候变化的信息, 而元素碳记录又可能为古气候环境提供一种新的替代性指标. 杨英等^[14]曾利用黄土剖面元素碳记录恢复渭南地区最近 21 ka 以来的古火灾历史并试图获取相应的古气候、古植被信息, 沈承德等^[15]根据周口店剖面元素碳结果初步探讨了北京猿人用火历史, 而对于更长地质历史时期黄土高原天然火历史, 目前尚缺乏相关记录.

本文拟根据中国黄土高原中部灵台剖面 370 ka 以来的黄土-古土壤序列的元素碳记录来恢复该地区天然火灾历史, 进而探讨其对植被状况、气候环境的响应.

1 研究材料及方法

灵台黄土剖面位于黄土高原中部偏南的甘肃省平凉地区灵台县任家坡村, 地理坐标为东经 107°39', 北纬 35°04' (剖面位置见图 1). 该地区平均海拔 1300~1400 m, 温度变化范围为 -4.9~21.2 °C, 年均温 8.8 °C, 年降水量为 650 mm, 雨季多集中在 7~9 月, 为温带半湿润气候. 该地区地表土壤为褐土、黑垆土, 适合生长油松、侧柏、栎、榆、桦等乔木树种, 属暖温带北部半湿润的温性针阔叶混交林环境, 林下草本及

蕨类植物较丰富。

灵台剖面为黄土高原出露较完整、厚度较大的风尘黄土-古土壤-红黏土序列, 是进行晚第三纪以来陆相风尘堆积的岩性、磁性地层及古气候记录研究的理想剖面。全剖面由 168 m 厚的第四纪黄土-古土壤序列和约 120 m 厚的晚第三纪红黏土堆积组成, 底部与暗红色河湖相黏土质砂岩呈不整合接触。文中仅对灵台剖面 L4 以来的黄土-古土壤序列作一详细研究, 研究厚度为 31 m。该剖面顶部 22 cm 为现代耕作层, 未进行采样, 从 22 cm 开始由上而下按 20 cm 间隔采集黄土-古土壤样, 共分析样品 155 个。

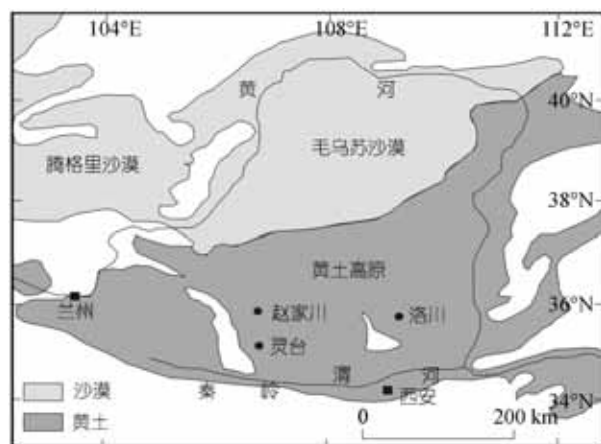


图1 灵台黄土剖面位置图

时间标尺的确定: 灵台剖面标志层出露明显, 并具有很好的横向可比性^[16], 选取黄土-古土壤层S0, L1, S1, L2 各标志层为研究对象, 结合中国黄土记录的第四纪气候事件年表的年龄^[13]建立时间标尺 1; 氧同位素阶段 6 和 2 终止点年龄作为年龄控制点^[16], 采用线性内插方法获得时间标尺 2; 根据粒度年代模式建立时间标尺 3(见文献^[16]); 根据磁化率年代模式, 利用孙有斌等测量的磁化率曲线^[16]及标准氧同位素曲线^[17]建立时间标尺 4。四种时间标尺如图 2 所示, 基本上是一致的, 本文选用时间标尺 4, 确定L4 以上各黄土古土壤层底界深度和年龄, 线性内插法建立灵台黄土剖面研究层位的时间序列。

元素碳的处理及测试方法见文献^[18], 该方法是在Bird等人^[19]建立的方法上发展而来的。实验室内, 实验室与实验室之间数据的对比性较好, 该流程平行实验相对平均误差为 6.6%^[18]。

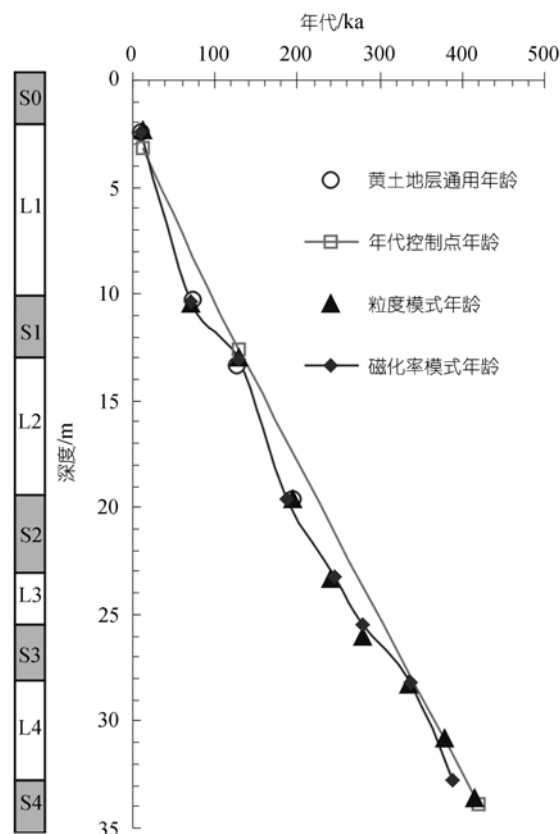


图2 灵台黄土剖面四种时间标尺对比

2 结果与讨论

元素碳记录的一种表达方式为元素碳含量(单位为‰), 即每克黄土中所含元素碳的毫克数; 元素碳记录的另一种表达方式为元素碳通量(单位为 $\text{mg} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ka}^{-1}$), 即每千年每平方厘米黄土中沉积元素碳的毫克数, 其算式为元素碳含量与黄土容重及其黄土沉积速率的乘积。植被不完全燃烧产生的元素碳在沉积之前可能经历了若干次搬运, 所以, 黄土中有部分元素碳可能是继承的。黄土-古土壤序列中元素碳含量除了与植被密度和火灾频次有关外, 还与粉尘的沉积速率及黄土-古土壤的侵蚀速率有关。粉尘和元素碳是不同成因的颗粒物质, 它们搬运机制不同, 沉降过程也有差异。粉尘沉降时可能伴随有元素碳, 但元素碳沉降时不一定伴随有粉尘沉积。为此, 本文采用元素碳含量来表示黄土-古土壤中元素碳记录, 并结合其他气候指标进行具体分析和讨论。

中国黄土高原的风尘堆积序列黄土-古土壤层的叠覆与深海氧同位素记录的冰期-间冰期旋回相互对

应, 如图 3 所示, 冰期堆积黄土, 粒径大于 43 μm 的石英颗粒^[16]百分含量大, 表明冬季风盛行, 气候冷干; 间冰期发育古土壤, 磁化率^[16]值高, 表明夏季风盛行, 气候暖湿, 成壤作用强, 有利于植物的生长, 生物量大.

2.1 元素碳特征记录

370 ka 以来, 元素碳含量平均值为 0.22‰, 最大值为 0.43‰, 最小值为 0.05‰. 元素碳最大值出现在 S0 层 1.42 m 处, 约 5900 aBP 研究表明, 5500 aBP 前后气候转变是世界上许多地区全新世最为显著的气候变化之一^[20]. 如在太平洋地区, ENSO 气候开始重新活动^[21]; 在非洲大约 5500 aBP 前后发生了变幅大、影响广、突然性的“撒哈拉干旱”事件^[22]并直接导致了非洲地区全新世最适宜期的结束^[23]. 在中国黄土高原, 关中盆地全新世古土壤在 6000~5000 aBP 发育中断, 反映了一次较为明显的环境变化事件^[24]. 在全新世适宜期, 灵台剖面的磁化率值^[16]较高(如图 3 所示), 植被可能相当繁茂, 粒度曲

线 5900 aBP 左右出现一个小的峰值表明气候开始向干旱转变, 繁茂的植被和干旱的气候有利于高强度火灾的发生, 从而导致元素碳含量的高值. 元素碳含量揭示此次气候事件在时间上略有提前, 这可能说明元素碳含量作为气候替代指标对气候变化的响应更灵敏. 当然这需要更精确的定年数据和多个剖面的元素碳数据加以论证. 最小值出现在 L2 层 15.82 m 处, 约 153 kaBP, 其左右取样点的元素碳含量在同一范围之内, 可以排除实验误差引起低值的可能性. 粒度曲线在 153 kaBP 左右出现峰值, 表明气候冷干, 磁化率曲线出现谷值, 表明成壤条件弱, 不利于植被的生长, 没有足够的燃料火灾难以发生, 所以元素碳值低.

在整个研究层序中, 如图 3 所示, 元素碳谷值通常出现在冰期, 对应粒度值高, 磁化率值低的时段, 此时冬季风盛行, 冷干的气候条件不利于植被发育, 从而不利于火灾的发生; 元素碳峰值通常出现在间冰期, 对应于磁化率值高的时段, 此时古土壤发育, 生

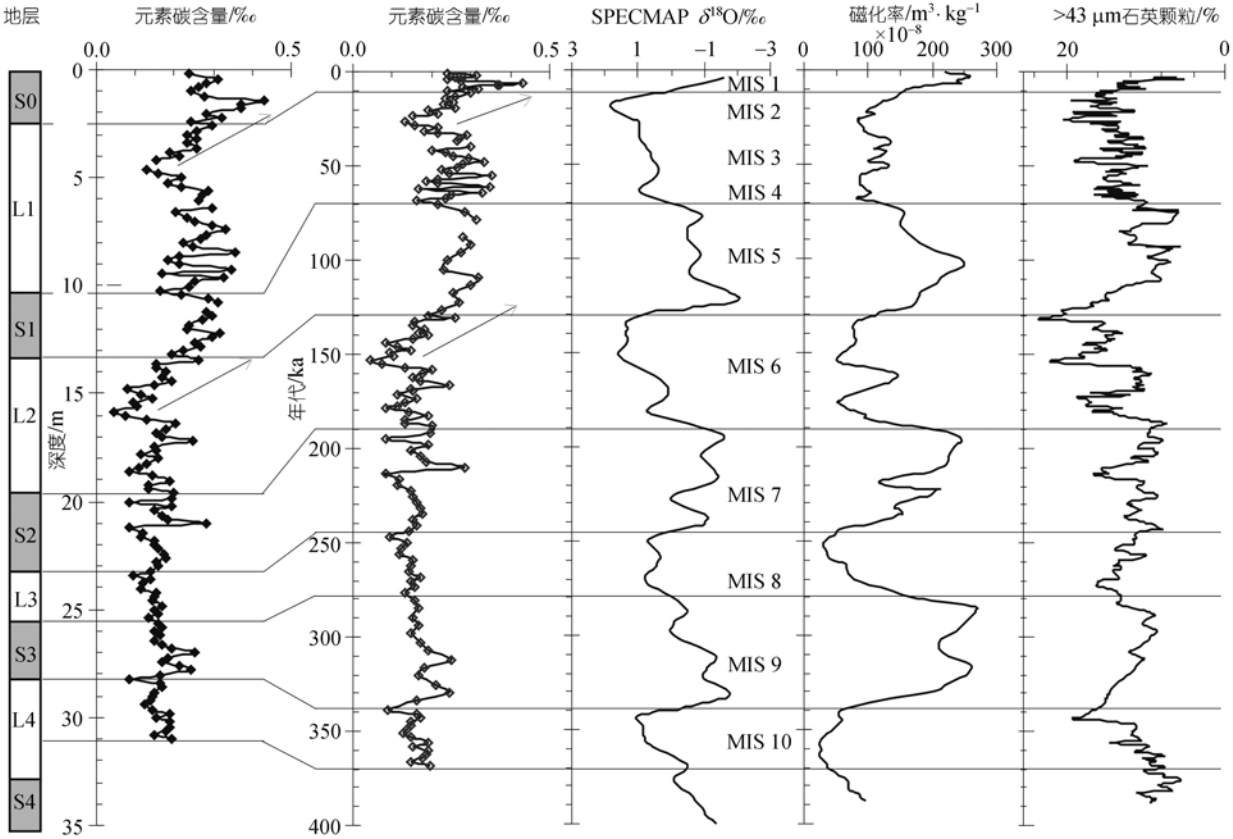


图 3 灵台黄土剖面元素碳含量、磁化率^[16]、粒度曲线^[16]与 SPECMAP $\delta^{18}\text{O}$ 曲线^[17]图

物量增大,研究表明,生物量在间冰期有极大的积累时气候出现潮湿环境中的突然异常干旱格局^[25]容易发生大火。从谷值到峰值的变化过程通常出现在冰期向间冰期过渡的时期,如图3箭头所指的153.1~130.9 kaBP阶段及26.6~5.9 kaBP阶段。在这一时期,磁化率值渐增,气候向暖湿过渡,植被发育;粒度曲线的锯齿形变化表明在气候变暖湿的大趋势下亦有短期变向干冷的可能;元素碳含量呈锯齿形渐增的变化特征表明这一时期不断发生小火灾,反映了生物量的逐渐积累和气候的小幅波动,这类小火灾属于自清理性的,加速植被生长^[3]。在间冰期向冰期的过渡时期,如MIS5/MIS4阶段即年龄68.6~47.6 kaBP时段,以及MIS7/MIS6阶段即190 kaBP左右,元素碳含量峰值、谷值交替频繁出现,表明间冰期湿润时期,生物量已经有一定积累,气候快速变化,则火灾频繁发生且强度较大。

综上所述,元素碳含量谷值和峰值出现时的气候状况及变化特征表明在气候不稳定的过渡时期,特别是湿润转向干旱的时期容易发生大火。元素碳谷值向峰值的转变呈锯齿形渐增的变化,反映了生物量积累时发生了自清理过程。

为了进一步论证以上结果,我们正在进行洛川和渭南黄土剖面的元素碳分析和研究。

2.2 元素碳含量在冰期-间冰期旋回尺度上的变化规律

灵台剖面各层元素碳含量的平均值如表1所示,古土壤层中元素碳平均含量高,黄土中元素碳平均含量较低,按氧同位素期则间冰期高、冰期低。MIS3末次冰期间冰阶,相对而言,其气候更接近冰期状况,元素碳结果也支持这种结论,此阶段元素碳含量平均值与MIS2, MIS4阶段的值接近。

间冰期发育古土壤,一般代表温暖、湿润的气候环境,植被生长茂盛,当气候转干旱时,火灾频繁,元素碳量增大。冰期堆积的黄土代表寒冷、干旱的气候环境,植被减少,干旱的条件虽易于发生火灾,但黄土层因生物量的制约产生的元素碳总量减少。灵台剖面植被生物量的多少可以根据其所处区域平凉地区孢粉资料^[26]得知:距今约40万年以来植被变化幅度介于温暖湿润的落叶阔叶林与干冷的荒漠草原之间。间冰期生物量较大,木本花粉,草本花粉都较多;冰期寒冷干燥,不利于绝大多数植被的生长,花

粉较少,木本花粉更少(如图4所示)。平凉地区生物量变化与北半球其他剖面生物量^[27]变化趋势是一致的即冰期生物量积累少、间冰期生物量多,在冰期-间冰期旋回尺度上,全球生物量变化是一致的。在陆相沉积如澳大利亚乔治湖湖相沉积^[11]、渭南黄土剖面^[14]、以及本文所研究的灵台黄土剖面中元素碳量都呈现冰期低间冰期高的变化特征,与全球生物量变化趋势一致,元素碳量变化在冰期-间冰期旋回上可反映区域(或全球)生物量的变化。

元素碳曲线与代表全球冰量变化的SPECMAP $\delta^{18}\text{O}$ 曲线^[17],与有全球及区域性气候意义的磁化率曲线^[16]、粒度曲线^[16]进行对比(图3),表明它们在冰期-间冰期旋回上具有一致性的波动,其波动包含了全球变化的信息,但元素碳曲线对气候细节变化的反应更明显,如前所述的气候快速变化、潮湿环境中突然异常干旱的格局等。元素碳曲线与磁化率曲线、粒度曲线进行相关性分析,相关系数分别为0.35和-0.09。元素碳曲线与磁化率曲线的正相关性从另一角度表明元素碳曲线可反映生物量的变化。在轨道尺度上冬、夏季风之间并不存在此消彼长的简单变化模式^[28],故元素碳曲线与粒度曲线并不呈现相当程度的反相关。

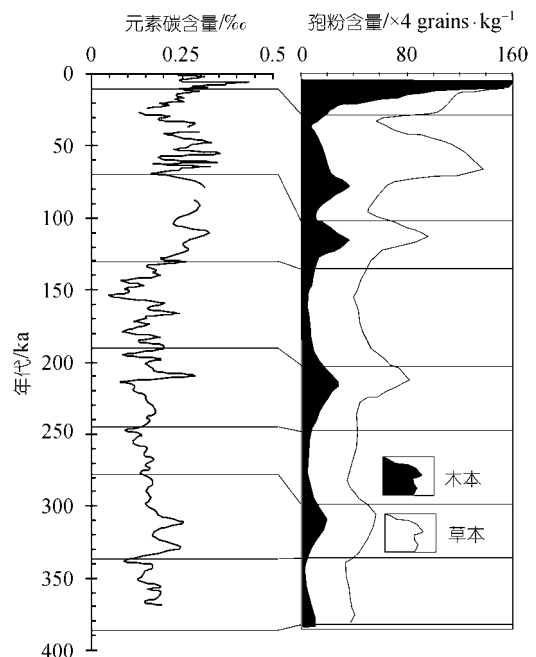


图4 灵台黄土剖面元素碳含量、平凉地区孢粉含量^[26]对比图

表 1 灵台黄土剖面层位深度、年龄、对应氧同位素阶段、元素碳平均含量及其变化范围

层位	深度/m	年龄/kaBP	氧同位素期阶段	元素碳平均含量/%	元素碳平均含量变化范围/%
S0	2.4	10	MIS1	0.30	0.32~0.28
	4.2	24	MIS2	0.23	0.22~0.25
L1	8.8	58	MIS3	0.24	0.22~0.26
	10.3	70	MIS4	0.24	0.22~0.26
S1	13.3	130	MIS5	0.26	0.24~0.28
L2	19.6	190	MIS6	0.15	0.14~0.16
S2	23.2	244	MIS7	0.16	0.15~0.17
L3	25.5	278	MIS8	0.14	0.13~0.15
S4	28.2	338	MIS9	0.18	0.17~0.19
L4	32.8	388	MIS10	0.16	0.15~0.17

2.3 元素碳含量曲线阶段性演化特征

图 3 所示末次间冰期是磁化率高值时段, 是 40 万年来粒度值最低的时段, 这表明此时冬季风极弱夏季风强, 气候较为暖湿, 暖湿的条件有利于生物量的积累, 但似乎不利于火灾的发生; 末次冰期磁化率值低, 而粒度值较高, 波动比较频繁, 表明气候较冷干且不稳定, 似乎不利于生物量的积累; 而图 5 所示

元素碳含量在 130 kaBP 前后呈阶段性增加趋势, 无论冰期间冰期都发生了强度较大的火灾. 为此, 对比北纬 65°夏季太阳辐射^[29]、南极 Vostok 冰芯 $\delta^{18}\text{O}_{\text{Atm}}$ ^[30] 在 130 kaBP 前后的变化(图 5), 可看出太阳辐射及直接受太阳辐射影响的气候因子在此阶段无明显的变化; 但图 5 所示南极 Vostok 冰芯 CO_2 浓度曲线^[30] 130 kaBP 以来呈现不同于前几次冰期-间冰期旋回的变化

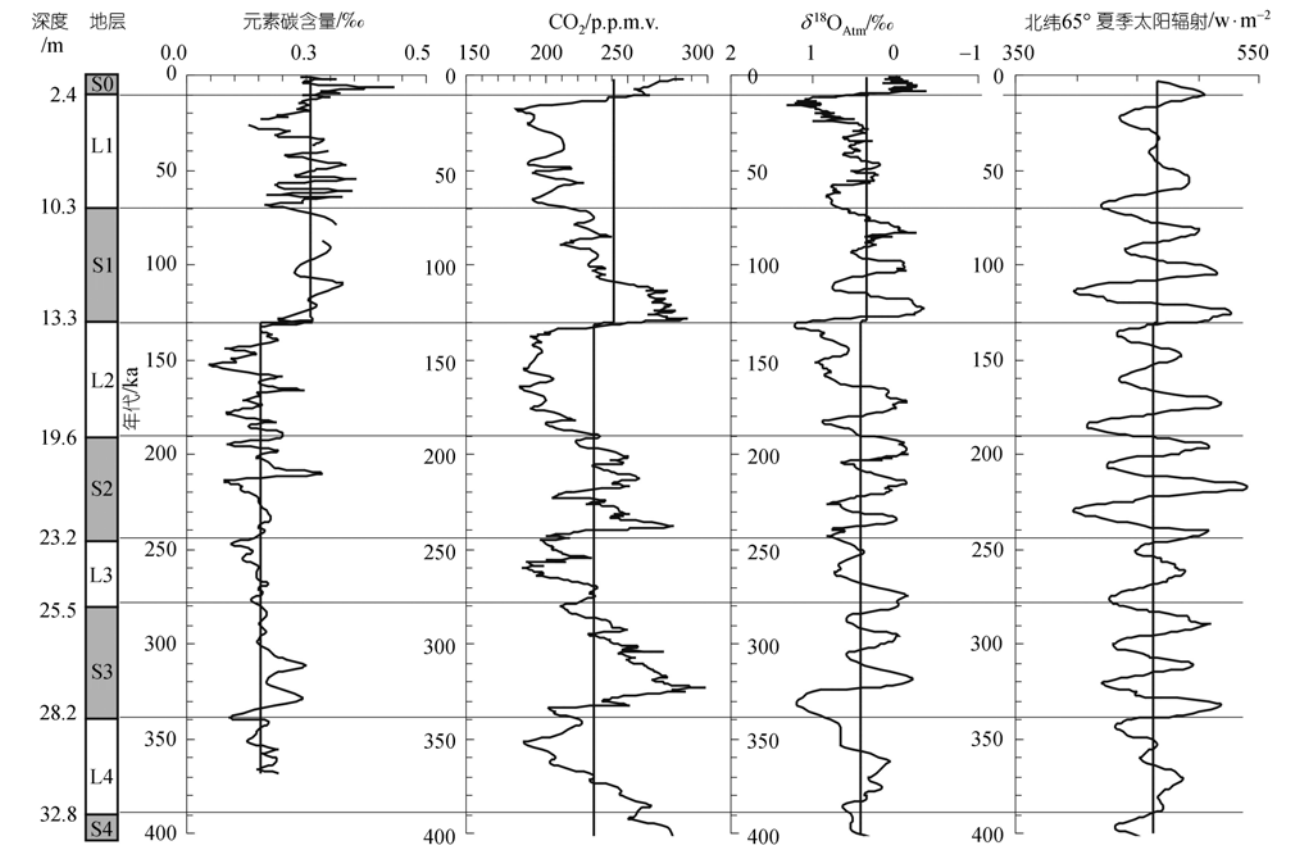


图 5 灵台黄土剖面元素碳含量、南极 Vostok 冰芯 CO_2 ^[30]、南极 Vostok 冰芯 $\delta^{18}\text{O}_{\text{Atm}}$ ^[30]、北纬 65°夏季太阳辐射曲线^[29]阶段性对比图

特征: CO_2 浓度在 130 kaBP 显著增加且持续增加的时间较长, 同时, 自 130 kaBP 以来 CO_2 浓度总体上略有增加. CO_2 浓度阶段性增加可能解释磁化率、粒度曲线指示的不利于火灾发生与元素碳指标指示自末次间冰期以来火灾较为强烈的矛盾. CO_2 浓度增加导致因区域而异的全球变暖, 一般陆地、高纬度增温快, 冬季增温幅度大^[31], 因此冬季海陆热力差异变小, CO_2 浓度增加可能是导致冬季风更弱的因素之一, 从而导致粒度值出现 40 万年来最低的现象; 同时, 全球 CO_2 增加会导致不同纬度带水热分布不均, 研究表明中国西北黄土高原地区年降水总量有所增加, 但夏季降水量减少, 气候干旱^[31], 从而末次间冰期可能会发生相当强度的火灾; 130 kaBP 以来 CO_2 浓度总体上略有增加, CO_2 浓度增加, 全球升温会导致蒸发量大, 全球降水总量有所增加^[31], 这可能是末次冰期磁化率值高于前几次冰期的原因之一; 而相对温湿的水热条件有利于土壤和植被发育, 从而有利于生物量的积累; 另外, CO_2 浓度升高增强了植物光合作用并提高了植物对空气中水分的利用率, 从而提高陆地生态系统初级生产力, 尤其是增加了 C_3 植物的生物量, 植被格局发生变化^[31], 如图 4 所示, 孢粉含量^[26]自末次间冰期以来, 草本和木本植物孢粉数量都明显增多, 特别是在末次冰期草本植物孢粉数量剧增, 印证末次冰期有较大的生物量, 因此末次冰期也会发生相当强度的火灾.

本研究得到的元素碳含量曲线既反映了增温下植被的扩张和生物量的积累, 指示了这种植被格局的变化, 又反映局部干旱导致强度更大、频率更高的火灾发生, 元素碳含量这一火灾替代性指标放大了这种增温导致干旱的效应, 对气候变化的响应更为明显.

此外, 灵台黄土剖面元素碳含量总体上有随时间推移呈上升的趋势. 一方面受植被状况、气候环境的影响, 可能反映了干旱化趋势的加剧. 另一方面可能反映了人类活动(开荒、狩猎、人类用火等)越来越频繁, 这种越来越频繁的人类活动, 又诱发了火灾发生率的增加, 从而表现为元素碳含量逐渐上升, S0 层位元素碳量最高的特征.

3 结论

() 元素碳含量谷值和峰值出现时的气候状况及变化特征表明在气候不稳定的过渡时期, 特别是

湿润转向干旱的时期容易发生大火. 元素碳谷值向峰值的转变呈锯齿形渐增的变化, 反映生物量积累时发生了自清理性小火灾.

() 在冰期-间冰期旋回尺度上, 元素碳含量曲线与其他气候替代性指标有良好的一致性关系, 表现为冰期元素碳平均含量低, 间冰期高, 反映了区域(或全球)生物量变化.

() 130 kaBP 以来元素碳含量阶段性上升表明植被、气候格局更有利于火灾的发生, CO_2 浓度阶段性增加全球变暖可能是其中原因之一. 阶段性演变上, 元素碳含量曲线表现了比其他气候指标更为明显的变率特征.

() 总体上, 元素碳含量随时间推移呈上升趋势, 可能反映了干旱化趋势的加剧. 全新世元素碳含量平均值最高, 并出现该序列的最大峰值, 反映了距今约六千年的气候突变事件, 以及人类活动诱导火灾更为频繁的发生.

致谢 感谢李华梅教授给予黄土剖面时间标尺方面的有益讨论. 本工作受国家自然科学基金项目(批准号: 40231015, 40073002)、国家重点基础研究发展规划项目(批准号: G1999043401)、中国科学院知识创新项目(批准号: KZCX2-SW-118, KZCX2-108)和中国科学院广州地球化学研究所知识创新工程前沿项目(批准号: GIGCX-04-05, GIGCX-03-06)资助.

参 考 文 献

- 1 James H L. Distribution of banded iron formation in space and time. In: Trendall A F, Morris R C, eds. Iron formation: facts and problems. Amsterdam: Elsevier, 1983. 471—490
- 2 Andrew C Scott, Jenny Moore, Barbara Brayshay. Introduction of fire and the palaeoenvironment. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2000, 164: Vii—Xi
- 3 Gilbert L M. Fire as a factor in the development of vegetation types. *Aust Fores*, 1962, 26: 67—70
- 4 Patterson W A, Edwards K J, Maguire K J, et al. Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire. *Quat Sci Rev*, 1987, 6: 3—23
- 5 Bird M I, Cali J A. A million-year record of fire in sub-Saharan Africa. *Nature*, 1998, 394 (6695): 767—769[DOI]
- 6 孙湘君, 李逊, 陈怀成. 南海北部最近 37ka 以来天然火与气候. *中国科学, D 辑*, 2000, 30(2): 163—168
- 7 Verardo D J, Ruddiman W F. Late Pleistocene charcoal in tropical Atlantic deep-sea sediments: Climatic and geochemical significance. *Geology*, 1996, 24(9): 855—857[DOI]
- 8 Smith D M, Griffin J J, Goldberg E D. Elemental carbon in marine sediment: A baseline for burning. *Nature*, 1973, 241: 268—270

- 9 Guodong Jia, Pingan Peng, Dianying Fang. Burial of difference types of organic carbon in core 17962 from South China sea from the last glacial period. *Quaternary Research*, 2002, 58(1): 93—100 [\[DOI\]](#)
- 10 罗运利, 陈怀成, 吴国璋, 等. 南海最近 3 个冰期旋回中的天然火与气候——ODP1144 孔深海沉积中的炭屑记录. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(10): 854—860
- 11 Singh G, Geissler E A. Late Cainozoic history of fire, lake levels and climate at Lake George New South Wales, Australia. *Philos. Trans R Soc London*, 1985, 311: 379—447
- 12 Chylek P, Johnson B, Wu H. Black carbon concentration in a Green1 and Dye-3 ice core. *Geophys Res Lett*, 1992, 19(19): 1951—1953
- 13 刘东生等编译. 第四纪环境. 北京: 科学出版社, 1997. 232—239
- 14 杨英, 沈承德, 易惟熙, 等. 21 ka 以来渭南黄土剖面的元素碳记录. *科学通报*, 2001, 46(8): 688—690
- 15 沈承德, 易惟熙, 杨英, 等. 周口店猿人遗址样品元素碳浓度及其应用于人类用火证据探究的可能性. *科学通报*, 2004, 49(3): 275—278
- 16 孙有斌, 安芷生. 最后 4 个冰期旋回中国黄土记录的东亚冬季风变化. *地球科学*, 2002, 27(1): 19—24
- 17 Imbrie J, Hays J D, Martinson D G, et al. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine ^{18}O record. In: Berger A, Imbrie J, Hays J, et al, eds. *Milankovitch and Climate*. Reidel Dordrecht, 1984. 269—306
- 18 周斌, 沈承德, 易惟熙, 等. 土壤中元素碳的测定与研究. *土壤与环境*, 2002, 11(2): 133—135
- 19 Bird M I, Grocke D. Determination of the abundance and carbon-isotope composition of elemental carbon in sediments. *Geochim Cosmochim Acta*, 1997, 61(16): 3413—3423 [\[DOI\]](#)
- 20 吴文祥, 刘东生. 5500 aBP 气候事件在三大文明古国古文明和古文化演化中的作用. *地学前缘*, 2002, 9(1): 155—162
- 21 Sadweiss D H, Maasch K A, Anderson D G. Transitions in the Mid-Holocene. *Science*, 1998, 280(19): 1916—1919 [\[DOI\]](#)
- 22 Perry C A, Hsu K J. geophysical, archaeological, and historical evidence support a solar-output model for climate change. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2000, 97(23): 12 433—12 438
- 23 deMenocal P B, Ortiz J, Guilderson T, et al. Coherent high- and low-latitude climate variability during the Holocene warm period. *Science*, 2000, 288(23): 2198—2202 [\[DOI\]](#)
- 24 Huang C C, Zhou J, Pang J L, et al. A regional aridity phase and its possible cultural impact during the Holocene Megathermal in the Guanzhong Basin, China. *Holocene*, 2000, 10(1): 135—142 [\[DOI\]](#)
- 25 R M 梅等著. 理论生态学. 北京: 科学出版社, 1980. 199—204
- 26 刘俊峰, 苏英. 甘肃平凉地区约 80 万年以来的植被与气候变迁. *地理研究*, 1994, 13(4): 90—97
- 27 Tzedakis P C, Andrieu V, de Beaulieu J L, et al. Comparison of terrestrial and marine records of changing climate of the last 500000 years. *EPSL*, 1997, 150: 171—176 [\[DOI\]](#)
- 28 吴乃琴, 裴云鹏, 吕厚远, 等. 黄土高原 35 万年来冬、夏季风变化周期的差异——陆生蜗牛化石的证据. *第四纪研究*, 2001, 21(6): 540—550
- 29 Berger A L. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic change. *J Atmos Sci*, 1978, 35: 2362—2367
- 30 Petit J R, Jouzel J, Raynaud D, et al. Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 1999, 399: 429—436 [\[DOI\]](#)
- 31 于贵瑞等著. 全球变化与陆地生态系统碳循环和碳蓄积. 北京: 气象出版社, 2003. 43—89

(2005-09-07 收稿, 2005-11-30 接受)