

陇西黄土高原末次冰期有机碳同位素变化及其意义

陈发虎^① 饶志国^{①②③} 张家武^① 金明^① 马剑英^①

(^① 兰州大学资源环境学院西部环境教育部重点实验室中德干旱环境联合研究中心, 兰州 730000; ^② 中国科学院广州地球化学研究所与南海海洋研究所边缘海地质重点实验室, 广州 510640; ^③ 中国科学院研究生院, 北京 100039. E-mail: fhchen@lzu.edu.cn)

摘要 利用陇西黄土高原西南部高分辨率(100 年间隔)的塬堡黄土剖面, 讨论了末次冰期有机碳同位素变化的控制因素. 结果发现, 该区域末次冰期以来有机碳同位素变化于 $-22.6\text{‰} \sim -27.5\text{‰}$ 之间. 与黄土高原东部地区不同, 研究区末次间冰段有机碳显著偏负于早晚末次冰期, 偏负达 4‰. 末次冰期有机碳同位素指示了纯 C_3 植物对温度、降水和大气 CO_2 浓度变化的耦合响应. 从末次冰期间冰段到盛冰期, 降温和大气 CO_2 浓度减少导致有机碳同位素偏正 $1.5\text{‰} \sim 2.0\text{‰}$, 塬堡剖面末次冰期有机碳同位素变化主要记录了季风降水的大幅度变化, 可以用来重建古降水, 估算出间冰段降水比盛冰期偏多 250~310 mm, 比早末次冰期高出 100 mm. 我们的研究还发现, 塬堡黄土剖面末次冰期有机碳同位素的波动可能记录了千年尺度季风降水的快速变化. 同时, 黄土高原有机碳同位素变化相当复杂, 不能简单将有机碳同位素变化归结成 C_3/C_4 丰度变化而用来指示夏季风强弱.

关键词 陇西黄土高原 末次冰期 有机碳同位素 C_3 植物 影响因素

末次冰期以气候寒冷、干旱和低大气 CO_2 浓度为特征. 相对干旱和低 CO_2 浓度有利于 C_4 植物的生长, 但低温则限制 C_4 植物的发育. 来自低纬非洲和赤道哥伦比亚的研究表明, 该区域末次冰期 C_4 植物扩张[1~3], 而来自中美洲两个湖泊末次冰期以来的同位素则记录了相反的 C_4 植物变化趋势[4], 基于中国黄土有机碳同位素(简称为 $\delta^{13}C_{org}$)研究的结果发现, 末次冰期 C_4 植物相对丰度降低[5~8]. 低纬 C_4 植物在末次冰期的扩张被解释为对低 CO_2 浓度或增长的干旱度, 或者对二者的共同响应. 中国黄土高原末次冰期 C_4 植物相对丰度减少普遍认为是低温或者冬季降水增加导致的, 而冰期低的大气 CO_2 浓度, 由于没有配套的气候条件, 不大可能驱动 C_4 植物的增加[5~7]. 欧洲黄土 $\delta^{13}C_{org}$ 研究结果[9]发现, 该区域末次冰期以来一直以 C_3 植物占绝对优势, 末次冰期 $\delta^{13}C_{org}$ 偏正是 C_3 植物本身出于对水分胁迫和低 CO_2 浓度的响应, 而与 C_3/C_4 植物相对丰度变化无关, 并据此进行了相应的古降水重建[10]. 可见, 不同的区域, 末次冰期植被碳同位素对气候和环境条件的响应是不一样的.

黄土高原黄土-古土壤 $\delta^{13}C_{org}$ 研究无一例外的发现, 黄土堆积的冰期 $\delta^{13}C_{org}$ 偏负, 而古土壤形成的间冰期 $\delta^{13}C_{org}$ 偏正[5~8, 11~14]. 前人的研究还发现, 不论是冰期、间冰期有机碳同位素指示的 C_4 植物相对丰度[5, 15], 还是现代 C_4 植物种数[16], 都是随温度降低和降水减少从黄土高原东部向西部递减的, 而末次冰

期黄土高原东部 C_4 植物的相对丰度就已经相当低了[5], 黄土高原西部末次冰期存在 C_4 植物的可能性不大[14]. 在冰期和间冰期变化尺度上, 温度可能是间冰期 C_4 植物丰度增加而冰期 C_4 植物丰度减少的最主要因素[5~7], 尽管国内外对黄土高原冰期/间冰期尺度 $\delta^{13}C_{org}$ 研究较多, 但由于缺少高分辨率的记录, 冰期内部 $\delta^{13}C_{org}$ 变化过程和响应机制至今不大清楚. 本文利用陇西黄土高原临夏塬堡黄土剖面, 探讨末次冰期内有机碳同位素变化过程和响应机制.

1 区域概况与实验方法

临夏塬堡黄土剖面(103°09'E, 35°38'N)位于陇西黄土高原西南边缘的甘肃省临夏市(图 1), 其年均气温 $5.8^{\circ}C$, 年平均降水 550 mm, 且主要集中于 5~9 月, 年蒸发量约 1300 mm, 年平均相对湿度 68%, 属于温带半干旱气候, 对应的植被是草原植被[17]. 临夏盆地是陇西黄土高原较厚层的黄土堆积区之一[18], 塬堡黄土剖面座落在大夏河 4 级阶地上, 比临夏市高出约 500 余米, 按照气温递减率 $0.6^{\circ}C/100\text{ m}$ 推算, 剖面处年均温约 $3^{\circ}C$. 该剖面马兰黄土厚 30 m, 马兰黄土内存在多层弱成壤的古土壤[19], 由三个大的单元组成, 即早马兰黄土(L1L2)、间冰段古土壤(L1S1)和晚马兰黄土(L1L1), 详细划分参考Chen等[20]. 采样剖面为塬堡B剖面, 距Chen等[20]使用的原剖面约 1 km. 塬堡黄土剖面马兰黄土内的黄土-古土壤序列在陇西黄

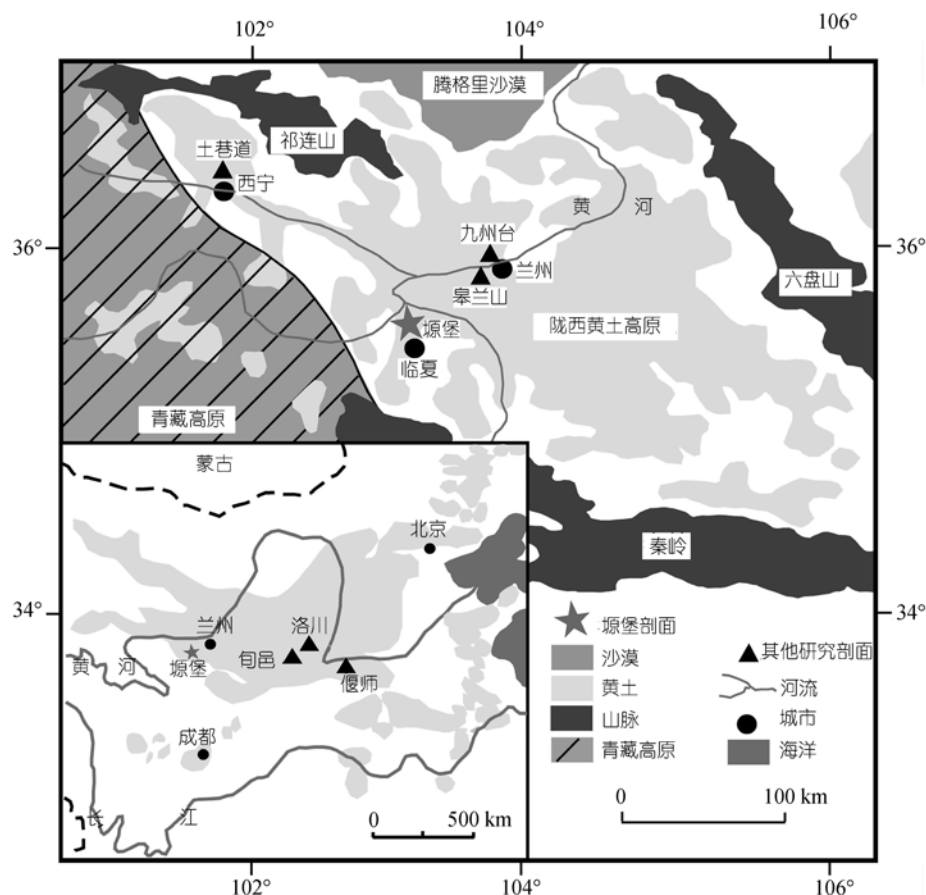


图 1 研究区地理位置

图中给出了陇西黄土高原若干马兰黄土剖面和黄土高原东部有机碳同位素研究剖面位置

土高原具有代表性^[20]。本文在以前工作的基础上, 2 cm间隔(约 100 年)采集了剖面上部 25.72 m样品, 涵盖部分早马兰黄土(深 21.4~25.7 m)、间冰段古土壤(深 12.1~21.4 m)、晚马兰黄土(深 2.3~12.1 m)和全新世古土壤(图 2)。

有机碳同位素样品首先与过量的浓度为 10% 的盐酸进行反应去除无机碳酸盐, 将浸泡液过 120 目分样筛, 以去除植物根系等现代有机成分, 多次抽滤至中性, 最后将样品在 70℃ 温度下烘干。有机碳同位素前处理实验采用的是静态灼烧氧化法^[22]。制备的 CO₂ 气体在 Finigan 公司生产的 Delta Plus 气体质谱仪上测量其 $\delta^{13}\text{C}$ 值。对塬堡剖面末次冰期以来地层进行了 4 cm 间隔的测量, 得到土壤有机碳同位素数据 680 个。实验中采用的标准物质是国际标准树轮 (Corundum balls, IAEA-C₅), 29 次重复测量的均值为 -25.7‰, 标准偏差为 ± 0.13 ‰ (标准值是 -25.49 $\pm$ 0.72‰)。对重复测量样品和标准物质(共 81 次)的数

理统计发现, 实验的整体误差在 ± 0.2 ‰ 以内。

磁化率样品使用英国 Bartington 公司生产的 MS2 型磁化率仪测量, 间隔为 2 cm, 按照 Dearing 等^[23]描述的方法, 重复测量 3 次, 取平均值作为结果。百分频率磁化率按照 Dearing 等^[23]方法计算。黄土地层中磁化率的影响因素较多, 但主要受到成壤强度控制^[24], 指示夏季风的强度^[25]。2 cm 间隔的粒度样品采用规范的前处理, 然后使用英国产的 Marvern 2000 型粒度仪测量, 测量范围 0.02~2000 μm 。黄土物质颗粒粗细可以作为冬季风强度指标^[26]或者指示距离粉尘源区的远近^[27], 最终指示了干旱区气候的干旱程度。百分频率磁化率和平均粒径参数因短尺度的波动较大, 均采用了 5 点滑动结果(图 3)。

2 结果

塬堡黄土剖面末次冰期以来的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 变化于 -22.6‰ 和 -27.5‰ 之间, 均值为 -25.44‰。其中全新

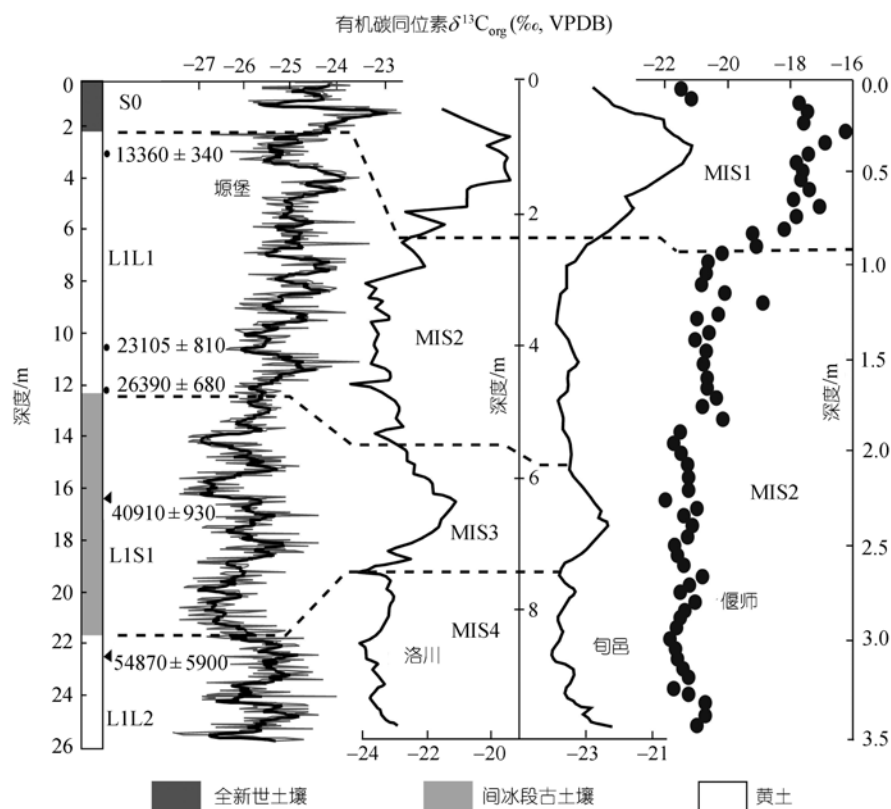


图2 末次冰期以来塬堡剖面有机碳同位素随深度变化及其与旬邑^[21]、洛川^[11](共用同一深度标尺)和偃师剖面^[5]的对比。塬堡剖面年代数据根据Chen等^[20](实圆点为C-14测年, 实三角为热释光测年), 单位为a, 细实线为有机碳同位素的实测曲线, 粗黑色线为5点滑动曲线。

世古土壤 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 分布在 -22.6‰ 和 -26.7‰ 之间, 均值为 -24.3‰ ; 马兰黄土 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 分布在 -23.3‰ 和 -27.5‰ 之间, 均值为 -25.6‰ (图2)。全新世 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 平均偏正于末次冰期, 并存在先偏正到 -22.6‰ , 中晚期偏负到 -26.7‰ , 顶部耕作层再次偏正到 -24.0‰ 左右。

马兰黄土的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 波动较大, 存在三个大的阶段(图2), 早晚马兰黄土(L1L2和L1L1, 对应MIS4和MIS2) $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在两个偏正峰值段波动, 平均值分别为 -25.0‰ 和 -25.6‰ , 而间冰段古土壤(L1S1, 对应MIS3) $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在一个偏负峰值段波动, 均值为 -26.1‰ 。马兰黄土内 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 最大变化幅度达 4.0‰ 以上(图2)。在每一个阶段内部, 还存在次一级的波动。L1S1内部有3次短尺度的偏正和四阶段的偏负变化, 相邻峰谷间偏正和偏负幅度约 2‰ , 偏负阶段对应弱成壤层的发育(高磁化率值)。L1L1和L1L2阶段也存在明显的同位素阶段性变化, 幅度 1.5‰ ~ 2.0‰ 。从L1S1结束到末次盛冰期, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 逐步偏正(图2)。

塬堡剖面百分频率磁化率和质量磁化率的变化趋势基本一致, 图3给出了频率磁化率随深度的变化,

间冰段古土壤L1S1显著高于早晚马兰黄土, 内部也存在多次波动, 与野外辨认的黄土-弱成壤序列吻合。晚期马兰黄土内存在4个磁化率峰, 与早期野外测量结果^[20]一致。平均粒度曲线在末次冰期内也由三段组成, 间冰段古土壤显著偏细, 从末次间冰段开始粒度逐步变粗, 晚马兰黄土早期粒度仍然偏细(到深9 m), 盛冰期(深5~9 m)粒度是整个剖面上最粗的, 随后又逐步变细。磁化率的变化和粒度参数变化说明, 在大框架上, 成壤强度(夏季风)的变化和粒度变化(冬季风强度)在末次冰期阶段存在彼此消长的关系, 但在进入盛冰期前关系复杂(图3)。

3 讨论

塬堡黄土剖面土壤有机碳同位素在全新世偏正于末次冰期的事实与黄土高原东部地区一致^[5,8,12], 支持黄土高原 C_4 植物丰度主要由温度控制, 而冰期过低的温度不利于 C_4 植物发育的观点^[5~7]。

然而, 末次冰期内 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 变化与黄土高原东部地区有显著差异(图2)。塬堡剖面的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在末次间

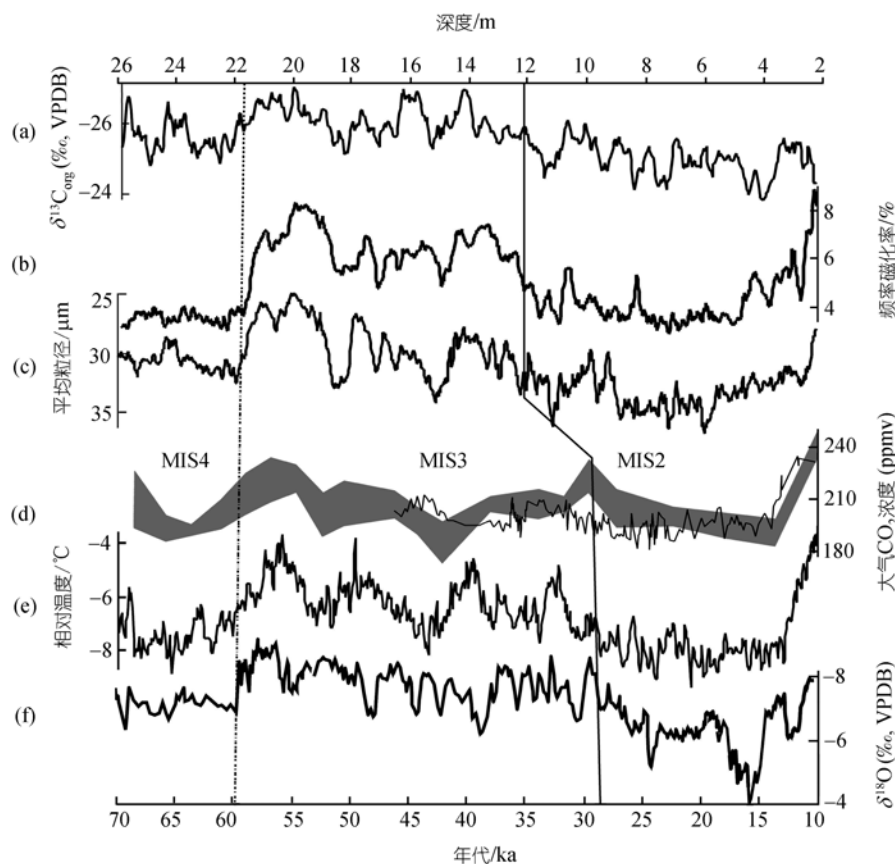


图 3

塬堡剖面 5 点滑动的有机碳同位素(a)、百分频率磁化率(b)和平均粒径随深度变化曲线(c)及其与Byrd冰芯记录的大气CO₂浓度(d)^[28]、南极Vostok冰芯氘同位素记录的相对温度(e)^[29]、中国石笋记录的末次冰期夏季风降水^[30]变化曲线的对比(f)。CO₂浓度曲线上的阴影表示Vostok冰芯记录的低分辨率大气CO₂浓度变化^[31](带两个标准偏差)

冰段明显偏负于早晚末次冰期,从L1S1到L1L1的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 逐步偏正,而黄土高原东部的洛川、旬邑等剖面则相反(图 2),后者显示出与冰期/间冰期类同的变化格局,即间冰段偏正而寒冷冰段偏负。从空间上来看 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的分布,位于河南的偃师剖面约在-16‰和-22‰之间,黄土高原中部地区的洛川和旬邑剖面约在-20‰和-24‰之间,黄土高原西部地区的塬堡剖面分布在-22.6‰和-27.5‰之间,全新世 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 在空间上从东向西偏负的趋势尤其显著(图 2),表明C₄植物的相对丰度都是从黄土高原东部向西部递减的。根据正构烷烃碳同位素的估算,黄土高原中部的旬邑剖面末次冰期C₄植物丰度大约在 20%~25%之间,末次间冰段高于早晚末次冰期^[6],而前人估算的更偏西的宝鸡剖面 and 灵台剖面,末次冰期几乎是 100%的C₃植物^[5]。塬堡剖面所在的临夏地区气温比黄土高原其他几个剖面低 5~7℃,末次冰期按全球温度比今低

5℃左右^[29,32]估算,当时塬堡年均温在0℃以下,中国寒冷地区现代植物中C₄植物出现几率极小^[33],研究区塬堡剖面存在C₄植物的可能性不大。我们曾主要依据两端元法估算了塬堡剖面中末次冰期以来C₃/C₄植物的相对丰度,发现末次冰期中研究区为纯粹的C₃植物^[14]。由于黄土高原马兰黄土中部均发育弱土壤层,其磁化率出现峰值,说明当时不论是黄土高原东部地区还是西部地区,末次冰期间冰段(MIS3阶段)相对其前后来讲是湿润的,甚至在干旱沙漠区出现大湖泊^[34],气候比今要湿的多^[35],甚至绝对降水比今多^[36]。末次冰期黄土高原东部和西部CO₂及温度的变化幅度应当差别不大。那么,塬堡剖面末次冰期 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 与黄土高原东部地区的相反变化趋势,恰恰说明末次冰期时塬堡剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 记录的是纯C₃植物本身对温度、降水和CO₂的耦合响应,而不是C₃/C₄植物相对丰度的变化,这与欧洲黄土研究得到的结果是

类似的^[9]。

美国大平原和澳大利亚等地现代土壤有机碳同位素与植被类型关系的调查发现,当C₃植物相对丰度为100%时,土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} \leq -24\text{‰}$ ^[37,38]。另一方面,据王国安等^[39]对中国北方大量C₃植物碳同位素组成的统计,黄土高原西部的半干旱-干旱气候区现代C₃植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 变化范围在-21.7‰和-30.0‰之间,均值为-26.2‰,考虑到植物残体转化为土壤有机质过程中有同位素分馏等导致偏正(约0.5‰~1.5‰)^[40-42],若取其平均值为1.0‰,其转化成土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值应当在-20.7‰和-29.0‰间(均值-25.2‰)。若考虑末次冰期气温和大气CO₂浓度均较低, C₃植物形成的土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 应当更偏正。塬堡剖面末次冰期土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 均值基本在-24‰以下(均值为-25.55‰),无疑指示当时研究区确实为纯粹的C₃植物。

许多因素都能影响植物的碳同位素组成,其中最主要的影响因素是大气CO₂浓度、温度和降水^[43,44]。植物的碳同位素组成是植物的生理过程对大气CO₂进行“加工”的结果,低浓度的CO₂是光合作用的限制因子,植物细胞因CO₂供应不足而来不及分馏重碳同位素,从而使C₃植物叶片 $\delta^{13}\text{C}$ 偏正^[45]。几乎所有的研究都表明,随着大气CO₂浓度的上升,植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐偏负,并呈显著负相关^[46-48]。根据Feng和Epstein^[48]建立的大气CO₂浓度与C₃植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值间的定量关系,大气CO₂浓度升高100 μg/g将导致C₃植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏负2.0±0.1‰,但高CO₂浓度时期大气中因富集¹³C会导致植物 $\delta^{13}\text{C}$ 偏正约0.3‰^[49],因此,大气CO₂浓度升高100 μg/g会导致C₃植物碳同位素偏负约1.7‰。除末次冰消期到全新世间大气CO₂浓度较大幅度升高外,末次冰期大气CO₂浓度变化幅度不超过30 μg/g(图3),并且DO事件大气CO₂浓度的变化幅度也不过10 μg/g, H事件时也不到20 μg/g^[50]。因此,末次冰期大气CO₂浓度对塬堡剖面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的影响从末次间冰段到盛冰期的最大幅度偏正0.5‰,气候快速变化事件(DO和H事件)间大气CO₂浓度变化对 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 影响幅度仅仅0.2‰~0.3‰。除了马兰黄土顶部到全新世土壤间受到大气CO₂浓度升高(从190到约230 μg/g)可能导致有机碳 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 较大幅度偏负外(图2),显然,塬堡剖面记录的末次冰期接近4‰的C₃植物同位素变化主要不是大气CO₂浓度变化影响的。

温度对植物 $\delta^{13}\text{C}$ 的影响较为复杂,太高或者太

低的温度都降低羧化酶的活性,同时温度也影响植物气孔的气孔导度,随着温度的上升,气孔导度增大,到一定程度后,植物为保持水分将关闭一部分气孔,因此太高或者太低的温度都会使植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 偏正。中国北方现代C₃植物的研究表明,随温度的上升,植物 $\delta^{13}\text{C}$ 偏负^[39,51,52]。王国安等^[51]利用四种C₃植物在不同区域的 $\delta^{13}\text{C}$,初步建立了中国北方C₃植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值与温度间的定量关系,尽管该定量关系是粗略的,但终归是有定量关系,即温度上升1℃, C₃植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 偏负约0.3‰。末次冰期内全球平均温度变化幅度不同区域差异较大,格陵兰冰芯记录的北半球高纬度地区变化较大,发生了一系列千年尺度的气候快速变化事件^[53],幅度达7~10℃^[54-56],赤道及其低纬地区尽管也存在这种千年尺度的气候快速变化,但幅度较小。目前中国尚缺少末次冰期内温度变化的可信重建结果。本文采用模拟结果来估算。德国Climber-2模式模拟出的末次冰期北大西洋地区气候快速变化的幅度和规律与观测事实十分吻合^[32],对中纬度亚洲地区的模拟结果显示,末次冰期也存在气候快速变化,从末次间冰段到盛冰期温度变化幅度小于3℃, DO事件期间一般小于2℃^[57]。若以此来计算,末次冰期内温度波动对有机碳同位素的最大影响幅度不到1.0‰。即使采用末次间冰段到盛冰期全球平均5℃的变化幅度^[29]来计算,影响C₃植物碳同位素的幅度也只有1.5‰。塬堡剖面末次冰期内 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 变化幅度接近4‰左右,大气温度和CO₂浓度变化合计对C₃植物同位素的影响1.5‰~2.0‰。显然,末次冰期内大气CO₂浓度和温度的波动不是影响塬堡剖面土壤有机碳同位素的主要原因。

塬堡剖面记录的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 从末次间冰段到盛冰期偏正的变化更有可能记录了降水的大幅度变化。在干旱的条件下,即水分胁迫的条件下,植物为了保持水分,通常会关闭一部分气孔,从而导致植物叶片内外浓度差加大,导通系数降低,引起植物 $\delta^{13}\text{C}$ 偏正^[40,41]。王国安等对中国北方现代C₃植物的研究表明, C₃植物 $\delta^{13}\text{C}$ 由黄土高原西部地区向东部地区随降水量增加而偏负^[39,58,59]。其他一些研究也都发现,中国北方从寒冷的青藏高原到干旱区现代C₃植物的碳同位素随降水的增加而偏负^[60-63]。黄土高原区C₃植物碳同位素与降水的定量研究发现,年降水量每增加100 mm, C₃植物 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值将偏负约0.5‰^[39],近来Liu等也发现C₃植物碳同位素随降水的增加而偏

负,依据三种 C_3 植物给出的相关关系是降水每增加 100 mm,植物碳同位素偏负 1.1‰^[64]。若按照两者的平均值计算,扣除温度和大气 CO_2 浓度变化的可能影响,末次间冰段比盛冰期降水多 250~310 mm,比早末次冰期高出 100 mm 左右。当然,由于现代过程研究并不深入,上述的研究者在建立 C_3 植物碳同位素和降水关系时并没有排除其他因素(如温度)的影响,使得该重建具有一定的不确定性。王国安对中国北方 C_3 植物碳同位素的逐步回归分析表明它与年降水量的关系比与年均温更加紧密,而多元回归分析发现 C_3 植物碳同位素随温度和降水变化的梯度分别为 0.194‰和 0.302‰^[1],由于温度和降水影响的此消彼长,采用多元回归分析和线性回归分析的结果重建的古降水量比线性回归的结果还要多出近 100 mm,为与其他研究者一致^[64],我们都采用线性回归结果进行估算。上述种种说明中国北方 C_3 植物碳同位素主要受到降水量的影响这一点是无疑意的,这就说明,间冰段到盛冰期有机碳 $\delta^{13}C_{org}$ 偏正的主要原因是大气降水的显著变化,黄土高原西部地区有机碳同位素有可能用来重建降水的变化。当然,我们的这种估算只能是初步的,是将气温、大气 CO_2 浓度和降水的效应线性叠加获得的,真正要高精确的降水重建必须要有可应用的现代过程研究成果和可信的高分辨率年代才行。

可以作为季风变化指标的磁化率在末次间冰段比末次盛冰期显著要高(图 3),指示盛冰期夏季风有较大幅度衰退。相反,平均粒度则变粗(图 3),显示出干旱区范围扩大或者与蒙古高压联系的冬季风强度在盛冰期大大增强。即使末次冰期内更短尺度的变化上,磁化率的高值阶段(成壤作用强,降水增加)和粒度变细阶段也与 $\delta^{13}C_{org}$ 偏负阶段吻合,更进一步支持塬堡剖面末次冰期 $\delta^{13}C_{org}$ 变化主要受控于降水的变化。中国石笋的氧同位素主要记录夏季风降水和夏季风强度的变化^[30,65],亚洲夏季风在末次间冰段十分强大,并向盛冰期逐步衰退,尽管塬堡剖面没有建立精细年代序列,但根据黄土地层确定的大的年龄框架不会有问题,石笋记录和塬堡剖面有机碳同位素记录的变化趋势基本一致(图 3)。石笋记录到夏季风的大幅度和高频率变化(千年尺度),极可能是

塬堡剖面记录的末次冰期 $\delta^{13}C_{org}$ 的高频率和大幅度变化的主导因素。前人根据沙漠区末次间冰段大湖期证据重建的降水变化幅度更大,认为当时气候异常湿润,夏季风强大^[36]。

除了末次冰期内塬堡剖面 $\delta^{13}C_{org}$ 在早晚马兰黄土和间冰段古土壤间大的变化框架外, $\delta^{13}C_{org}$ 更多的显示出百年、千年尺度的变化(图 3),黄土高原东部地区几个剖面(图 2)没有记录到短尺度变化的原因除黄土记录本身分辨率低和分析样品间距大外, $\delta^{13}C_{org}$ 变化可能不但包括了 C_3 和 C_4 植物对温度、大气 CO_2 浓度和降水的响应,而且还包含了 C_3/C_4 植物丰度变化导致的 $\delta^{13}C_{org}$ 变化,而不像塬堡剖面仅仅是 C_3 植物变化这么简单。塬堡剖面上末次冰期内相对温暖、高大气 CO_2 浓度和高降水(强夏季风)的间冰段导致 $\delta^{13}C_{org}$ 的显著偏负,这三个因素的同时增强和减弱,就会导致 $\delta^{13}C_{org}$ 的短尺度大幅度波动。现有的研究说明,末次冰期内大气 CO_2 浓度的变化幅度是较小的,至今也没有发现存在如同 D O 旋回的千年尺度变化^[50],亚洲中纬度温度变化相对高纬来讲较小,因此,塬堡剖面 $\delta^{13}C_{org}$ 的千年尺度的变化应当是响应夏季风降水的快速变化。塬堡剖面 $\delta^{13}C_{org}$ 记录的短尺度降水的快速变化在更可信的现代过程研究和精确年代序列建立之后将另文发表。

塬堡剖面末次冰期 $\delta^{13}C_{org}$ 指标主要可以用来指示降水的变化,进而指示夏季风强度的变化。同位素偏负,季风降水增强,偏正,夏季风减弱。尽管塬堡剖面末次冰期 $\delta^{13}C_{org}$ 主要指示夏季风强度和降水的变化,但与泛泛将黄土地层中 $\delta^{13}C_{org}$ 指示的 C_3/C_4 丰度变化解释成季风强度指标^[8,12,66]不同,塬堡剖面末次冰期 $\delta^{13}C_{org}$ 变化不是 C_3/C_4 丰度变化引起的,而是单一 C_3 植被下的变化。在冰期/间冰期尺度,正如顾兆炎等^[5]、Zhang等^[6]、Vidic等^[7]、饶志国等^[14]所指出的, C_3/C_4 丰度变化主要由温度控制, $\delta^{13}C_{org}$ 变化更多的指示温度变化。因此,不应当简单的将黄土地层中的有机碳同位素变化归结成 C_3/C_4 丰度变化以及温度和降水指标。

4 结论

塬堡剖面全新世有机碳 $\delta^{13}C_{org}$ 偏正于末次冰期,而末次冰期内间冰段的有机碳 $\delta^{13}C_{org}$ 却偏负于早晚

1) 王国安. 中国北方草本植物及表土有机质碳同位素组成. 中国科学院地质与地球物理研究所博士论文. 2001

末次冰期, 偏负幅度接近 4‰, 这与中国黄土高原东部地区相反。末次冰期内有机碳 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 变化是单纯 C_3 植被类型对大气 CO_2 浓度、温度和降水的耦合作用的响应。从间冰段到盛冰期大气 CO_2 浓度降低大约导致有机碳 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 偏正 0.5‰, 而温度变冷可能导致有机碳 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 偏负最大达 1.5‰, 温度和大气 CO_2 浓度不是导致末次冰期内塬堡剖面的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 变化的主要因素。大气降水的变化才是导致末次冰期研究区有机碳 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 较大幅度波动的主要因素, 根据现代过程估算的末次冰期间冰段降水要比盛冰期多 250~310 mm, 支持根据湖泊等记录得到的西部地区末次间冰段气候湿润的结论。塬堡剖面末次冰期有机碳 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 可以作为季风降水的指标, 间接可以作为夏季风强度变化指标。塬堡剖面末次冰期内有机碳 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 还存在千年尺度的多次变化, 可以用来重建末次冰期内的季风变化历史。与以前的研究结果相反, 塬堡剖面末次冰期 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 并不具有随夏季风增强而偏正的特点, 不能将中国黄土地层中有机碳 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 变化简单归结成 C_3/C_4 植物丰度和夏季风指标。

致谢 强明瑞、汪海斌、陈一萌参加了野外工作, 有机碳同位素分析在西部环境教育部重点实验室(兰州大学)有机地球化学分析室测试, 徐齐治和张平宇协助了样品测试分析, 特此一并致谢。本项研究受科技部国际合作重点项目(批准号: 2002CB714004)和国家自然科学基金创新群体基金(批准号: 40421101)联合资助。

参 考 文 献

- Street-Perrott F A, Huang Y, Perrott R A, et al. Impact of lower atmospheric carbon dioxide on tropical mountain ecosystems. *Science*, 1997, 278: 1422—1426[DOI]
- Boom A, Marchant A, Hooghiemstra H, et al. CO_2 - and temperature-controlled altitudinal shifts of C_4 - and C_3 -dominated grasslands allow reconstruction of palaeoatmospheric pCO_2 . *Palaeogeogr*, 2002, 177: 151—168[DOI]
- Mora G, Pratt L M. Carbon isotopic evidence from paleosols for mixed C_3/C_4 vegetation in the Bogota Basin, Colombia. *Quat Sci Rev*, 2002, 21: 985—995[DOI]
- Huang Y, Street-Perrott F A, Metcalfe S E, et al. Climate change as the dominant control on glacial-interglacial variations in C_3 and C_4 plant abundance. *Science*, 2001, 293: 1647—1651[DOI]
- 顾兆炎, 刘强, 许冰, 等. 气候变化对黄土高原末次盛冰期以来的 C_3/C_4 植物相对丰度的控制. *科学通报*, 2003, 48(13): 1458—1464
- Zhang Z H, Zhao M X, Lu H Y, et al. Lower temperature as the main cause of C_4 plant declines during the glacial periods on the Chinese Loess Plateau. *Earth Plan*, 2003, 214: 467—481[DOI]
- Vidic N J, Montanez I P. Climatically driven glacial-interglacial variations in C_3 and C_4 plant proportions on the Chinese Loess Plateau. *Geology*, 2004, 32(4): 337—340[DOI]
- Liu W G, Huang Y S, An Z S, et al. Summer monsoon intensity controls C_4/C_3 plant abundance during the last 35 ka in the Chinese Loess Plateau: Carbon isotope evidence from bulk organic matter and individual leaf waxes. *Palaeogeogr*, 2005, 220(3-4): 243—254[DOI]
- Hatté C, Fontugne M, Rousseau D D, et al. $\delta^{13}\text{C}$ variations of loess organic matter as a record of the vegetation response to climatic changes during the Weichselian. *Geology*, 1998, 26(7): 583—586[DOI]
- Hatté C, Antoine P, Fontugne M, et al. $\delta^{13}\text{C}$ of loess organic matter as a potential proxy for paleoprecipitation. *Quatern Res*, 2001, 55: 33—38[DOI]
- Lin B H, Liu R M, An Z S. Preliminary research on stable isotopic compositions of Chinese Loess. In: Liu D S, ed. *Loess Environment and Global change*. Beijing: Science Press, 1991. 124—131
- 林北海, 刘荣谟. 最近 800Ka 黄土高原夏季风变迁的稳定同位素证据. *科学通报*, 1992, 37(18): 1691—1693
- Xie S C, Guo J Q, Huang J H, et al. Restricted utility of delta $\text{C}-13$ of bulk organic matter as a record of paleovegetation in some loess-paleosol sequences in the Chinese Loess Plateau. *Quat Res*, 2004, 62(1): 86—93[DOI]
- 饶志国, 陈发虎, 曹洁, 等. 黄土高原西部地区末次冰期和全新世有机碳同位素变化与 C_3/C_4 植被类型转换研究. *第四纪研究*, 2005, 25(1): 107—114
- 饶志国, 朱照宇, 陈发虎, 等. 黄土有机质稳定碳同位素研究进展. *地球科学进展*, 2006, 21(1): 62—69
- 殷立娟, 李美荣. 中国 C_4 植物的地理分布与生态学研究 I. 中国 C_4 植物及其与气候环境的关系. *生态学报*, 1997, 17(4): 350—363
- 黄大桑. 甘肃植被. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1996. 5—31
- 陈发虎, 张维信. 甘青地区的黄土地层学和第四纪冰川问题. 北京: 科学出版社, 1993. 1—50
- 陈发虎, 马玉贞, 李吉均. 陇西黄土高原马兰黄土划分与末次冰期气候快速变化研究. *冰川冻土*, 1996, 18(2): 111—118
- Chen F H, Bloemendal J, Wang J M, et al. High-resolution multi-proxy climate records from Chinese loess: evidence for rapid climatic changes over the last 75 kyr. *Palaeogeogr*, 1997, 130: 323—335[DOI]
- 刘卫国, 宁有丰, 安芷生, 等. 黄土高原现代土壤和古土壤有机碳同位素对植被的响应. *中国科学, D 辑*, 2002, 32(10): 830—836
- 沈吉, 王楚. 静态灼烧氧化法制备有机碳同位素质谱分析样品. *分析测试技术与仪器*, 1997, 3(2): 113—116
- Dearing J. Magnetic susceptibility. In: Walden J, Oldfield F, Smith J, eds. *Environmental magnetism: a practical guide no. 6*. London: Quaternary Research Association, 1999. 35—62
- Zhou L P, Oldfield F, Wintle A G, et al. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese Loess. *Nature*, 1990, 346: 737—739[DOI]
- An Z S, Kukla G T, Porter S C, et al. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the loess Plateau of central China during the last 130,000 years. *Quat Res*, 1991, 36: 29—36
- Porter S C, An Z S. Correlation between climate events in the

- North-Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 1995, 375: 305—308[DOI]
- 27 丁仲礼, 孙继敏, 刘东生. 联系沙漠-黄土演变过程中耦合关系的沉积学指标. *中国科学, D 辑*, 1999, 29(1): 82—87
- 28 Neftel A H, Oeschger T S, Stauffer B. CO₂ record in the Byrd ice core 50000-5000 years BP. *Nature*, 1988, 331: 609—611[DOI]
- 29 Jouzel J, Lorius C, Petit J R, et al. Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160000 years). *Nature*, 1987, 329: 402—408
- 30 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu cave, China. *Science*, 2001, 294: 2345—2348[DOI]
- 31 Barnola J M, Raynaud D, Korotkevich Y S, et al. Vostok ice core provides 160000-year record of atmospheric CO₂. *Nature*, 1987, 329: 408—414[DOI]
- 32 Ganopolski A, Rahmstorf S. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature*, 2001, 409: 153—158[DOI]
- 33 王国安. 稳定碳同位素在第四纪古环境研究中的应用. *第四纪研究*, 2003, 23(5): 471—484
- 34 Pachur H J, Wünnemann B, Zhang H C. Lake evolution in the Tengger desert, northwestern China, during the last 40000 years. *Quat Res*, 1995, 44(2): 171—180[DOI]
- 35 杨保, 施雅风. 40~30 ka BP 中国西北地区暖湿气候的地质记录及成因探讨. *第四纪研究*, 2003, 23(1): 60—68
- 36 施雅风, 于革. 40~30 ka B. P. 中国暖湿气候和海侵的特征与成因探讨. *第四纪研究*, 2003, 23(1): 1—11
- 37 Tieszen L L, Reed B C, Bliss N B, et al. C₃ and C₄ production, and distributions in the Great grassland cover classes. *Ecol Appl*, 1997, 7: 59—78
- 38 Bird M I, Pousai P. Variations of $\delta^{13}\text{C}$ in the surface soil organic carbon pool. *Global Biog*, 1997, 11: 315—322
- 39 王国安, 韩家懋, 刘东生. 中国北方黄土区 C-3 草本植物同位素组成研究. *中国科学, D 辑*, 2003, 33(6): 550—556
- 40 Balesdent J, Girardin C, Mariotti A. Measurement of soil organic matter turnover using ^{13}C natural abundance. In: Boutton T W, Yamasaki S I, eds. *Mass Spectrometry in Soils*. New York: Marcel Dekker Inc, 1996. 83—113
- 41 Melillo J M, Aber J D, Linkins A E, et al. Carbon and nitrogen dynamics along the decay continuum: Plant litter to soil organic matter. *Plant Soil*, 1989, 115: 189—198[DOI]
- 42 Connin S L. Isotopic discrimination during long-term decomposition in an arid land ecosystem. *Soil Biol B*, 2001, 33(1): 41—45[DOI]
- 43 Denies P. The isotopic composition of reduced organic carbon. In: Fritz P, Fontes J CH, eds. *Handbook of environmental isotope geochemistry, Volume 1 The terrestrial environment*. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1980. 329—406
- 44 Farquhar G D, Ehleringer J R, Hubick K T. Carbon Isotope Discrimination and Photosynthesis. *Annual Review Plant Physiology Plant Mot Biol*, 1989, 40: 517—520
- 45 O'Leary M H. Carbon isotope fractionation in plants. *Phytochemistry*, 1981, 20(4): 553—567[DOI]
- 46 Krishnamurthy R V, Epstein. Glacial-interglacial excursion in the concentration of atmospheric CO₂: effect in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio in wood cellulose. *Tellus*, 1990, 42B: 423—434[DOI]
- 47 Van de Water P K, Leavitt S W, Betancourt J L. Trends in stomatal density and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of *pinus flexilis* needles during the last glacial-interglacial cycle. *Science*, 1994, 264: 239—243
- 48 Feng X, Epstein S. Carbon isotopes of trees from arid environments and implications for reconstructing atmospheric CO₂ concentration. *Geoch Cos A*, 1995, 59: 2599—2608[DOI]
- 49 Leuenberger M, Siegenthaler U, Langway C C. Carbon isotope composition of atmospheric CO₂ during the last ice age from an Antarctic ice core. *Nature*, 1992, 357: 488—490[DOI]
- 50 Stauffer B, Blunier T, Dällenbach A, et al. Atmospheric CO₂ concentration and millennial-scale climate change during the last glacial period. *Nature*, 1998, 392: 59—62[DOI]
- 51 王国安, 韩家懋, 周力平. 中国北方 C3 植物土同位素组成与年均温关系. *中国地质*, 2002, 29(1): 55—57
- 52 魏明建, 董军社, 张静. 黄土高原现代植物花粉稳定同位素的基本特征. *科学通报*, 1997, 42(7): 725—728
- 53 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: 218—220[DOI]
- 54 Johnsen S J, Clausen H B, Dansgaard W, et al. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, 1992, 359: 311—313[DOI]
- 55 White J W C. Don't touch that dial. *Nature*, 1993, 364: 186[DOI]
- 56 Grachev A M, Severinghaus J P. Determining the thermal diffusion factor for $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, in air to aid paleoreconstruction of abrupt climate change. *J Phys Ch*, 2003, A107: 4636—4642
- 57 Jin L Y, Ganopolski A, Chen F H, et al. Impacts of snow and glaciers over Tibetan Plateau on Holocene climate change: Sensitivity experiments with a coupled model of intermediate complexity. *Geophys R L*, 2005, 32: L17709, doi: 10.1029/2005GL023202
- 58 王国安, 韩家懋. 中国西北 C-3 植物的同位素组成与年降雨量关系初探. *地质科学*, 2001, 36(4): 494—499
- 59 王国安, 韩家懋. C3 植物碳同位素组成在旱季和雨季中的变化. *海洋地质与第四纪地质*, 2001, 21(4): 43—47
- 60 李相博, 陈践发, 张平中, 等. 青藏高原(东北部)现代植物碳同位素组成特征及其气候信息. *沉积学报*, 1999, 17(2): 325—329
- 61 陈拓, 马健, 冯虎元, 等. 阜康典型荒漠 C₃ 植物稳定碳同位素值的环境分析. *干旱区地理*, 2002, 25(4): 342—345
- 62 陈拓, 杨梅学, 冯虎元, 等. 青藏高原北部植物叶片碳同位素组成的空间特征. *冰川冻土*, 2003, 25(1): 84—87
- 63 冯虎元, 安黎哲, 陈拓, 等. 马先蒿属植物稳定碳同位素组成与环境因子之间的关系. *冰川冻土*, 2003, 25(1): 88—93
- 64 Liu W G, Feng X H, Ning Y F, et al. Delta C-13 variation of C-3 and C-4 plants across an Asian monsoon rainfall gradient in arid northwestern China. *Glob Change Biol*, 2005, 11(7): 1094—1100[DOI]
- 65 Yuan D X, Cheng H, Edwards R L, et al. Timing, Duration and transitions of the last interglacial Asian Monsoon. *Science*, 2004, 304: 575—578[DOI]
- 66 何勇, 秦大河, 任贾文, 等. 塬堡黄土剖面末次间冰期有机碳同位素记录的夏季风演化历史. *科学通报*, 2002, 47(12): 943—945

(2006-02-16 收稿, 2006-04-28 接受)