

藏南地区降水量变化对陆源正构烷烃单体氢稳定同位素影响初探

谢营^{①②}, 徐柏青^①, 邬光剑^①, 林树标^{①②}

中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085;

中国科学院研究生院, 北京 100049

E-mail: xieying@itpcas.ac.cn

2011-11-18 收稿, 2012-01-06 接受

中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-Q09-03, KZCX2-YW-146)和国家重点基础研究发展计划(2009CB723901)资助

摘要 在藏南羊卓雍错流域的沉错和宁金岗桑冰川分别钻取了浅湖芯和冰芯, 对过去 80 年来湖芯中记录的陆源正构烷烃单体氢稳定同位素(δD_{wax})与冰芯氢稳定同位素(δD_{ice})进行比较, 发现二者具有较好的相关性($R^2 = 0.41$, $P = 0.047$), 显示了陆生植物叶蜡正构烷烃单体氢稳定同位素对大气降水氢稳定同位素的继承效应. 但 δD_{wax} 与 δD_{ice} 之间的分馏($\epsilon_{wax-ice}$)与冰芯积累量(降水量)呈现反相关关系($R^2 = 0.65$, $P = 0.0051$), 说明气候的干湿变化对 δD_{wax} 有显著的影响. 因此降水稳定同位素和降水量是影响 δD_{wax} 的两个重要因素.

关键词

正构烷烃
氢稳定同位素
湖芯
冰芯

陆生植物主要以大气降水为源水^[1], 在叶片上表皮经生物合成作用合成叶蜡, 其中正构烷烃是叶蜡的主要组分^[2,3]. 正构烷烃因其分布特征, 碳数范围及主峰碳等具有明显的生物来源标识, 从而在气候环境研究中得到广泛的应用^[3-9]. 由于植物生物合成正构烷烃作用过程中直接利用的是叶片水^[1], 对源水的利用经历了“大气降水-土壤水-叶片水-叶蜡正构烷烃”的继承与改造过程, 而且这一过程中会发生氢同位素的分馏^[10,11], 因此陆源正构烷烃单体氢稳定同位素(δD_{wax})反映了经过这一分馏过程改造后的降水氢稳定同位素(δD_p)组成. 那么, δD_{wax} 与 δD_p 的关系以及植物水分利用过程和生物合成作用过程中氢同位素分馏效应的研究是确定 δD_{wax} 气候环境意义的关键. 由于上述过程的复杂性, 当前仍没有对每个阶段的氢稳定同位素分馏作用进行系统研究, 而 δD_{wax} 对 δD_p 总的分馏效应, 即表观分馏(ϵ_{wax-p})效应及其与环境要素和生物要素的关系研究无疑是确立 δD_{wax} 气候环境意义最简单直接的方法.

很多环境因素, 比如相对湿度、温度、蒸发量、

降水量等的变化都会改变土壤水与叶片水的蒸发强度, 最终对 δD_{wax} 产生影响^[10-13]. 相比之下, 生物要素对 δD_{wax} 的影响比较复杂, 虽然目前还没有明确的认识, 但研究者通过对同一地区不同类型植物的 δD_{wax} 总结发现, 植物各项生理特征的不同都会对 δD_{wax} 产生影响, 其中包括: 生活型(木本、草本、灌木), 光合途径(C_3 vs. C_4), 叶片形态解剖特征(气孔导度/叶脉结构), 根系深浅(潜根系、深根系)等^[10,12,14-18]. 以生活型为例, 研究发现木本植物、灌木、草本植物的 δD_{wax} 依次降低^[15]. 然而气候环境因素与生物因素之间又会发生相互作用, 比如气候条件的变化会使植被类型产生变化; 植物的生理特征也会发生变化以适应不同的气候条件^[19].

正是 δD_{wax} 会受到各种因素的影响, ϵ_{wax-p} 应该是变化的, 研究发现 ϵ_{wax-p} 与降水量之间存在反相关关系^[12]. 然而, 也有研究显示 δD_{wax} 反映的是 δD_p 的变化, 即 ϵ_{wax-p} 大致是恒定的. 例如, 欧洲南北断面^[11]以及北美不同气候区^[11]的湖泊表层沉积物中 δD_{wax} 与 δD_p 变化趋势一致; 中国东部表土^[20]的 δD_{wax} 证实了

这一点,因此,在一项研究中 δD_{wax} 被直接当作 δD_p 用来反映古水文变化^[21].

究其原因,得出上述两种观点的研究方法是一致的,即在空间上采集植物样品、湖泊表层沉积物或表土进行 δD_{wax} 分析^[1,11,12,20],并计算 ϵ_{wax-p} 值,其中 δD_p 通过在线降水同位素计算(OIPC)获得^[1,11]或实地取样分析^[14].但这种方法存在一些不足,首先, δD_p 具有明显的季节变化^[22],受 δD_p 变化及各种环境因素的影响,土壤水、叶片水以及最终合成的正构烷烃氢稳定同位素亦会表现出动态变化特征^[23].更为重要的是,正构烷烃在合成的同时,还受到降水^[23]、粉尘^[24]等的侵蚀从叶片表面脱落,并且合成和侵蚀的速率与环境因素和植物生理过程密切相关^[24-27],而湖泊沉积和土壤中正构烷烃正是这种复杂过程的累积效应.因此,空间对比研究无法考虑环境水分稳定同位素组成的动态变化过程、植物对水分利用的动态过程、正构烷烃“合成-侵蚀”及其在环境中累积的动态过程等,由此获得的 ϵ_{wax-p} 反映的是非均一动态过程某一阶段或长期累积效应的 δD_{wax} 与年平均 δD_p 或瞬时 δD_p 的分馏.

鉴于此,本研究利用在青藏高原可以同时获得冰芯和湖芯的地理优势,来进行湖泊沉积物中 δD_{wax} 与冰芯氢稳定同位素(δD_{ice})时间序列的对比研究,以此来讨论陆源正构烷烃单体氢稳定同位素与降水氢稳定同位素及环境因素的关系.

1 材料与方法

(i) 研究区概况与采样. 羊卓雍错流域位于青藏高原南部(图 1(b)). 沉错为羊卓雍错流域内的封闭湖泊,流域面积为 148 km²,湖水面积 40 km²,湖面海拔 4420 m. 由冰川融水和大气降水共同补给^[28]. 浪卡子气象站记录的该流域多年平均气温为 2.6℃,其降水主要集中在 5~9 月,年平均降水量为 372.8 mm^[29]. 流域内植被覆盖主要为嵩类和针茅草原^[30]. 2005 年利用重力钻在沉错钻取一支长为 33 cm 的浅湖芯(28°58'N, 90°33'E),钻取点水深 15 m. 本研究对上部 13 cm 进行了定年和正构烷烃单体稳定同位素分析. 宁金岗桑冰川位于羊卓雍错流域西部(图 1(a))、拉轨岗日山脉东段,主峰为宁金岗桑峰(7206 m a.s.l.),发育有冰川约 50 多条,冰川面积达 129 km²^[31]. 2007 年

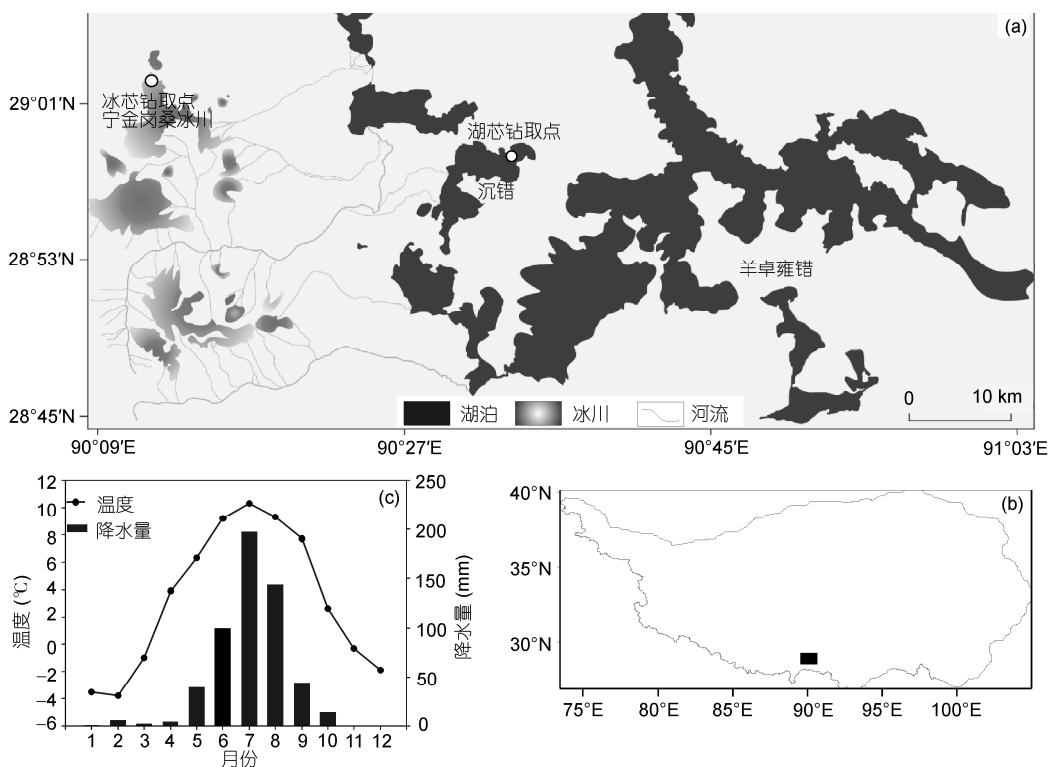


图 1 研究区和采样点示意图

(a) 湖芯与冰芯钻取地点; (b) 研究区在青藏高原位置; (c) 研究区月温度与降水变化

在宁金岗桑冰川海拔 5950 m 处钻取了长度为 55 m 的透底冰芯(29°2.4'N, 90°12'E). 本研究对上部 36.5 m 的结果进行分析.

(ii) 正构烷烃含量及单体氢同位素分析. 湖芯正构烷烃的萃取、含量测定及单体氢稳定同位素分析在德国马普生物地球化学研究所进行. 湖芯 1 cm 间隔分样, 冷冻干燥后充分研磨至 80 目以下. 利用加速溶剂抽提仪(ASE200, DIONEX Corp, Sunnydale, USA)在 100℃和 13.79 MPa(2000 psi)压力条件下对有机质进行萃取, 萃取液为 CH₂Cl₂ 和 CH₃OH 混合液(10:1), 循环 2 次, 每次静态萃取 15 min, 并以活化铜粉脱硫. 抽提液通过硅胶柱洗脱分离, 正构烷烃由 80 mL 正己烷洗脱. 使用安装了 DB5ms(30 m×0.32 mm×0.5 μm)色谱柱和原子发射检测器(AED)的气相色谱仪(Agilent 6890, Agilent, Palo Alto, USA)对正构烷烃含量进行分析. 升温程序是 80℃保持 2 min, 然后以 8℃/min 速度升到最终温度 320℃并保持 5 min, 进样口温度为 280℃, 分流比 1:10.

正构烷烃单体氢同位素通过气相色谱-高温热转化-同位素比值质谱(GC-TC-IRMS)分析测试. 气相色谱仪为 Agilent HP6890 型, 用 1 μL 溶液在无分馏模式下进样. 进样口温度为 280℃, 升温程序为: 始温 80℃, 恒温 2 min, 6℃/min 升温至 320℃, 恒温 10 min. 载气为氦气, 测试过程中流速保持 1.7 mL/min 恒定. 经气相色谱分离后的样品进入高温转化炉裂解产生氢气, 炉温为 1425℃^[32,33]. 之后进入同位素比值质谱(DeltaplusXL, Finnigan MAT, Bremen, Germany)进行氢同位素测试. 每个样品测试 3 次, 所有正构烷烃单体氢同位素数据通过利用已知单体氢同位素比值的标准化合物(*n*-C₁₀至*n*-C₃₂)同一化为 VSMOW 表达. 为确保精度, 每测试 2 个样品后都要对标准化合物测试 3 次. 每天进行至少测定 1 次 H³⁺因子^[33], 以确保仪器的稳定性. 在整个测试过程中 H³⁺因子保持稳定(4.1, 标准偏差为 0.1). 详细实验步骤见文献[1].

(iii) 冰芯样品分析. 冰芯以 3 cm 间隔分样, 样品在室温融化后立刻进行分析测试. δ¹⁸O 和 δD 分别利用 MAT253 和 Delta V 气体稳定同位素比值质谱仪进行测定, 分析精度分别为 0.2‰和 1‰. 离子浓度和 β 活化度分别由离子色谱(ICS2000, Dionex, America)和 Mini 20 Alpha-Beta Multidetector 测定.

(iv) 湖芯与冰芯定年. 基于 ²¹⁰Pb_{ex} 和 ¹³⁷Cs 的测定对沉错浅湖芯进行了定年. 上部 13 cm 样品的

²¹⁰Pb_{ex} 与 ¹³⁷Cs 用高纯锗井型探测器(Ortec HPGe GWL, USA)测定分析. 测得 ²¹⁰Pb_{ex} 和 ¹³⁷Cs 随深度变化如图 2 所示, ²¹⁰Pb_{ex} 随深度呈明显的指数变化趋势($R^2=0.87$; 图 2(a)). 根据 CRS 模式^[34]计算出表层 13 cm 样品的平均沉积速率为 0.161 cm/a. ¹³⁷Cs 蓄积峰在 8.5 和 5.5 cm 分别指示了 1952 年全球核试验的开始和 1963 年全球大规模核试验的爆发^[34](图 2(b)). 根据这一沉积速率, 在 7~8 cm 和 5~6 cm 深度的样品年代分别为 1952~1958 年和 1964~1971 年. 这与 ¹³⁷Cs 得出的绝对年龄时标相符(图 2(b)). 所以定年结果是可靠的, 上部 13 cm 湖芯的年龄跨度在 1927~2005 年.

冰芯定年代基于样品的 δ¹⁸O 和 K⁺浓度的季节变化, 以 β 活化度为 1963 年标志年层^[35,36](图 3). 冰芯上部 36.5 m 的年龄跨度为 1925~2006 年.

2 结果与讨论

2.1 正构烷烃含量与分布

沉错沉积物中正构烷烃分布范围在 *n*-C₁₄~*n*-C₃₂ 之间, 呈三峰型分布(图 4). 其中, 短碳链正构烷烃奇偶优势不明显, 含量偏低, 说明藻类和光合细菌^[37~39]的贡献比较小; 中碳链正构烷烃体现了沉水及漂浮植物^[40,41]的贡献, 主峰碳为 *n*-C₂₁, *n*-C₂₃ 或 *n*-C₂₅, 含量高于短碳链正构烷烃; 来源于陆生高等植物^[1,39]的长碳链正构烷烃(*n*-C₂₇, *n*-C₂₉, *n*-C₃₁)含量最高, 奇偶优势非常明显, CPI 平均值为 5.5, 以草本植物来源^[39]的 *n*-C₃₁ 为主峰碳, 这与沉错周边的植被

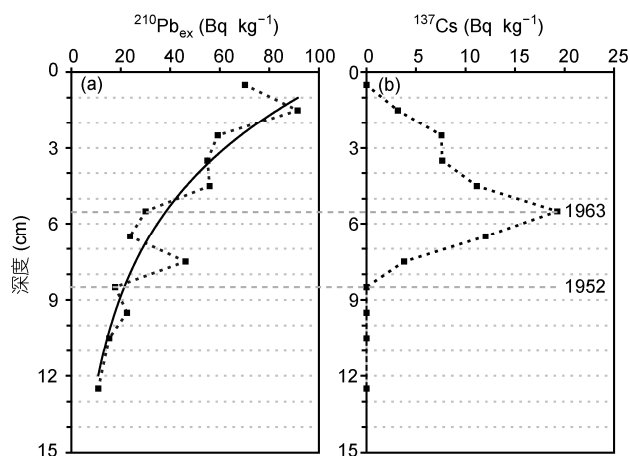


图 2 湖泊沉积物中 ²¹⁰Pb_{ex}(a)和 ¹³⁷Cs(b)随深度的变化曲线显示了 ²¹⁰Pb_{ex} 与深度的关系

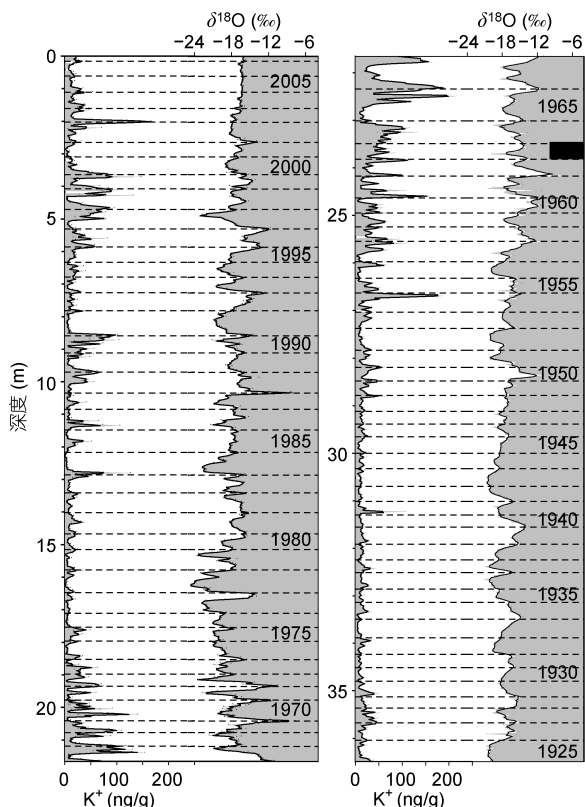


图3 冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 和 K^+ 季节变化趋势及定年结果
黑色区域代表 1963 年出现 β 活化度峰值

覆盖是一致的. 说明沉错湖芯中陆源正构烷烃主要来源于湖泊周边的草本植物.

2.2 $\delta\text{D}_{\text{wax}}$ 与 $\delta\text{D}_{\text{ice}}$ 的关系

受印度夏季风的影响^[22], 当地 5~9 月份降水占

全年降水的 90%以上(图 1(c)), 即宁金岗桑冰芯记录的主要是当地夏季降水的信息, 如降水同位素组成和降水量. 而且, 当地气候的另一个特征是雨热同期(图 1(c)). 在这种气候条件下, 当地植物的一系列生长活动, 其中包括叶蜡正构烷烃的“合成-侵蚀”都集中在 5~9 月份^[30]. 那么, 当地湖泊沉积物中陆源正构烷烃与降水在时间跨度上一致, 通过宁金岗桑冰芯的稳定氢同位素与沉错沉积物中 $\delta\text{D}_{\text{wax}}$ 进行对比而确立的 $\delta\text{D}_{\text{wax}}$ 与 $\delta\text{D}_{\text{p}}$ 之间的关系是可靠的.

本研究中 $\delta\text{D}_{\text{ice}}$ 的变化范围在 -160.55‰ ~ -87.16‰ 之间, 最低值出现在 1978 年, 最高值出现在 1961 年, 自 1975 年以来不断升高(图 5). 表 1 给出了不同碳链长度正构烷烃单体氢稳定同位素的比值, 由于一些样品中 $n\text{-C}_{27}$ 含量较少, 未能测出同位素比值. $n\text{-C}_{29}$ 与 $n\text{-C}_{31}$ 的单体氢稳定同位素比值变化趋势基本一致, 而且二者之间的差值很小(表 1). 因此, 我们用 $n\text{-C}_{29}$ 与 $n\text{-C}_{31}$ 的质量加权氢同位素的平均值来表示 $\delta\text{D}_{\text{wax}}$ 的变化. 本研究中的 $\delta\text{D}_{\text{wax}}$ 变化范围在 -258.51‰ ~ -188.14‰ , 最小值出现在 20 世纪 70 年代中期, 最高值出现在 21 世纪初, 近 20 年来的升高趋势非常显著(图 5). 在过去 80 年中, $\delta\text{D}_{\text{wax}}$ 与 $\delta\text{D}_{\text{ice}}$ 的变化趋势大体一致(图 5), 并有一定的相关性($R^2 = 0.41$, $P = 0.047$). 这说明 $\delta\text{D}_{\text{wax}}$ 在一定程度上继承了大气降水氢稳定同位素的变化.

2.3 冰芯积累量与 $\delta\text{D}_{\text{wax}}$

虽然 $\delta\text{D}_{\text{wax}}$ 与 $\delta\text{D}_{\text{ice}}$ 近 80 年来变化趋势大体一致,

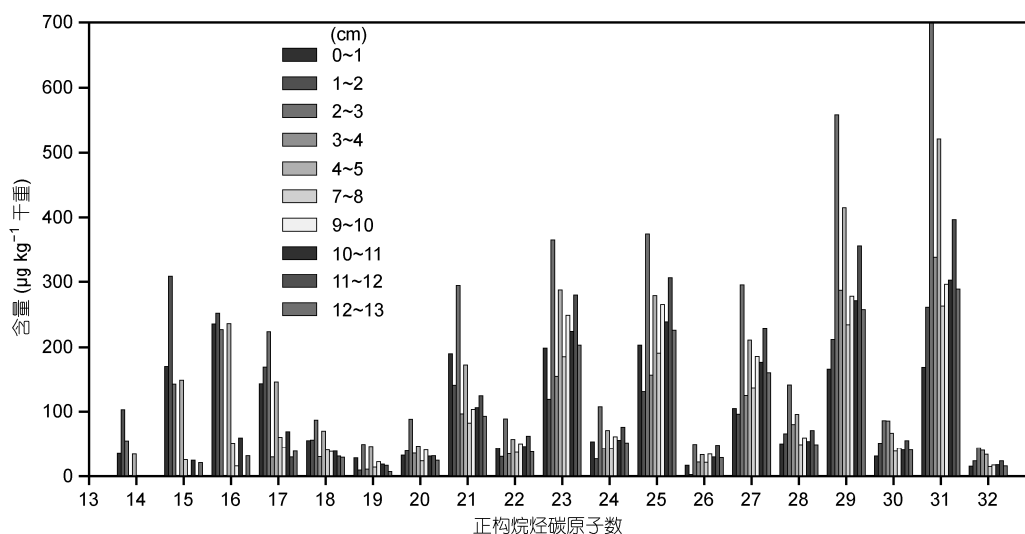


图4 沉错沉积物中正构烷烃分布

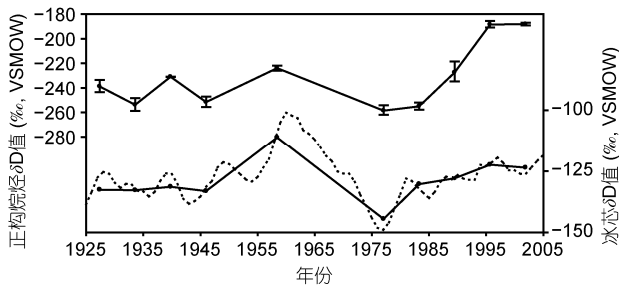


图5 沉错沉积物中陆源正构烷烃单体氢稳定同位素与宁金岗桑冰芯氢稳定同位素比值随时间变化趋势

上部曲线误差条代表 $n\text{-C}_{29}$ 与 $n\text{-C}_{31}$ 的同位素比值; 虚线表示冰芯氢稳定同位素 5 a 滑动平均值; 下部实线表示与沉积物时间跨度相同的冰芯氢稳定同位素比值

但也存在一些明显的差异. 比如, δD_{wax} 与 δD_{ice} 的最高值分别出现在 2002 和 1961 年; 自 1975 年以来, 二者都表现为升高的趋势, 但相比之下, δD_{wax} 升高的幅度明显偏高(图 6). 这可能是由气候干湿变化^[13]引起的, 我们利用 $\epsilon_{\text{wax-ice}}$ 做进一步的探讨.

本研究中 $\epsilon_{\text{wax-ice}}$ 的计算公式为

$$\epsilon_{\text{wax-ice}} = 1000[(\delta D_{\text{wax}} + 1000)/(\delta D_{\text{ice}} + 1000) - 1]. \quad (1)$$

很显然, $\epsilon_{\text{wax-ice}}$ 不是恒定的, 而且变化范围非常大, 在 -143.39% 与 -73.64% 之间, 平均值为 -117% (图 6). 总体来看, $\epsilon_{\text{wax-ice}}$ 在 1925~1985 年内变化幅度比较小, 数值偏低, 只是在 1940 年左右超出平均值. 但 1985 年以来, $\epsilon_{\text{wax-ice}}$ 升高的趋势非常显著, 远远超出了平均值(图 6).

因为冰芯直接记录了降水量的变化^[42], 可以用来反映气候的干湿变化, 较低的积累量表示降水量偏低, 气候比较干旱^[43,44]. 宁金岗桑冰芯积累量(降水量)的变化范围在 292~697 mm 之间, 在 1925~

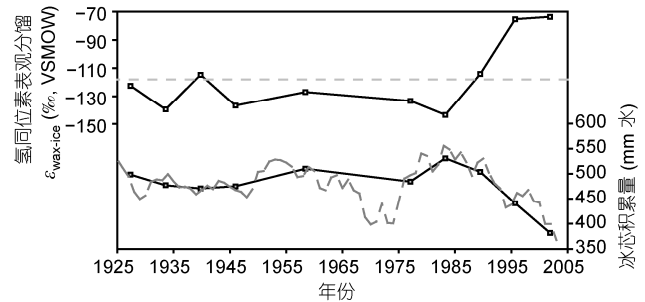


图6 陆源正构烷烃与降水间氢同位素分馏及降水量随时间变化

上部直虚线表示分馏值的平均值; 下部曲线表示冰芯积累量的 5 a 滑动平均

1985 年间变化幅度不大, 但此后降低的趋势异常显著(图 6), 说明自 1985 年以来的气候相对干旱. $\epsilon_{\text{wax-ice}}$ 与冰芯积累量变化趋势相反(图 6), 并且存在很显著的反相关关系($R^2 = 0.65$, $P = 0.0051$; 图 7(d)), 这说明气候的干湿变化对 $\epsilon_{\text{wax-ice}}$ 有强烈的影响. 原因很有可能是: 降水量降低致使该地区相对湿度下降, 而后者会加强土壤水蒸发与叶片的蒸腾^[12,45,46], 促使土壤水和叶片水富集氘同位素. 这对在生物合成过程导致的氘同位素贫化^[10,11]起到了一定的抵消作用, 从而导致 $\epsilon_{\text{wax-ice}}$ 升高. 所以, 在本研究中降水量变化是造成 δD_{wax} 与 δD_{ice} 变化趋势不一致最根本的原因(图 5). 而且从统计结果来看(图 7(a), (b)), 和降水氢稳定同位素相比, 降水量变化对 δD_{wax} 的影响还要更强一些.

但是, 藏南地区的降水量效应^[22,47~49]会影响到降水量变化对 δD_{wax} 的作用机理. 如果在本研究区域也存在降水量效应, δD_p 会随着降水量的降低而升高, 同样也会导致 δD_{wax} 升高. 但是, 本研究中宁金岗桑

表1 沉错正构烷烃单体稳定氢同位素比值

深度 (cm)	年份	正构烷烃单体氢稳定同位素比值(‰, VSMOW)									
		$n\text{-C}_{23}$	SD ^{a)}	$n\text{-C}_{25}$	SD	$n\text{-C}_{27}$	SD	$n\text{-C}_{29}$	SD	$n\text{-C}_{31}$	SD
0~1	2002	-131	9	-179	5	-160	29	-189	3	-187	3
1~2	1996	-136	6	-180	2	-173	2	-183	1	-191	3
2~3	1989	-165	11	-202	9	-192	15	-218	11	-235	5
3~4	1983	-192	12	-223	10			-252	17	-258	7
4~5	1977	-173	11	-212	10			-254	11	-262	8
7~8	1958	-194	4	-122	16			-226	2	-222	3
9~10	1946	-209	14	-230	6			-247	5	-256	1
10~11	1940							-231	16	-231	5
11~12	1934							-248	4	-259	0
12~13	1927							-234	23	-244	15

a) SD, 标准偏差

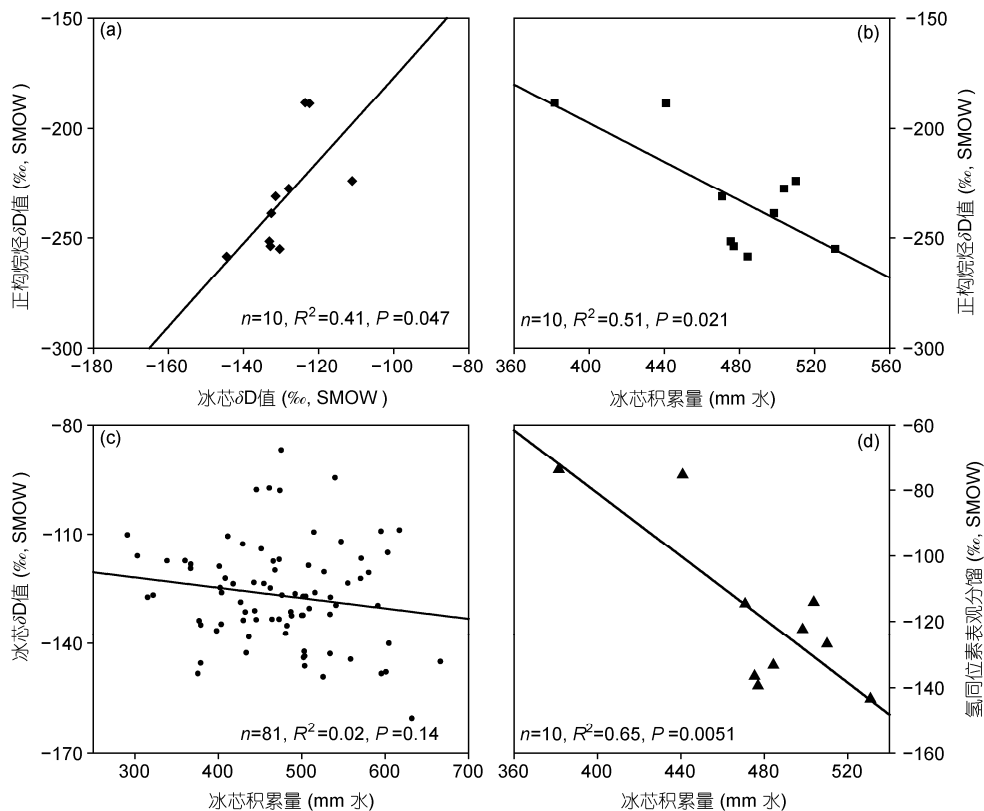


图7 陆源正构烷烃单体氢稳定同位素及各环境要素关系综合对比

(a) 陆源正构烷烃单体氢稳定同位素与冰芯氢稳定同位素的关系; (b) 陆源正构烷烃单体氢稳定同位素与降水量的关系; (c) 冰芯积累量与冰芯氢稳定同位素的关系; (d) 表观分馏与冰芯积累量(降水量)的关系

冰芯积累量与 δD_{ice} 间没有相关性(图 7(c)), 与最近的研究结果一致^[50], 所以可以认为近 80 年来该地区降水量对降水同位素组成的影响非常有限. 这进一步证明了气候干湿变化能够通过改变土壤水与叶片水的同位素组成来控制 δD_{wax} . 值得一提的是, δD_p 受到多种气候因素的影响, 比如温度、降水量、相对湿度以及蒸发强度等^[51], 而这些因素又恰恰会影响到 δD_{wax} 与 δD_p 之间的分馏^[10-13,45,46]. 所以, 我们建议在探讨某种气候指标与 δD_{wax} 的关系时, 应该首先分析这种气候指标是否会对 δD_p 产生影响, 这样才能准确地理解二者之间的关系.

2.4 对恢复古气候的指示意义

本研究显示 $\epsilon_{wax-ice}$ 不是恒定的, 并且随着降水量的降低而升高. δD_p 和降水量变化都会对 δD_{wax} 产生影响. 因此, 在利用 δD_{wax} 解释古气候时需要同时考虑 δD_p 与降水量这两个因素. δD_p 受到各种气候条件的影响, 能用来解释气候变化, 比如通过冰芯记录的

δD_p 可以反映温度^[44]的变化. 如果陆源正构烷烃与降水之间的氢同位素分馏能够像其他一些研究中得出的结果^[1,11,20]一样大致是恒定的, δD_{wax} 可以当作 δD_p 用来反映气候变化. 但是, 本研究认为是否能够把 δD_{wax} 直接替代 δD_p 来恢复气候变化有待进一步商榷, 尤其像青藏高原这种蒸发蒸腾作用强烈的地区^[52], 当 δD_{wax} 达到最高值时, 反映的是一种非常干旱的气候状态而不是 δD_p 的最高值. 另一方面, δD_{wax} 虽然受到干旱的强烈影响, 但反映的不完全是气候的干湿变化. 这也体现在我国黄土高原沉积序列的研究^[45]中, 由于 δD_p 偏低, 造成在末次冰盛期这种干旱时期出现较低的 δD_{wax} , 同样在美国北部的湖泊沉积物中也发现了这个现象^[53]. δD_{wax} 的降低可能是某种气候条件发生变化导致 δD_p 降低引起的. 如果所在研究区域比如非洲中部^[54]的降水量与降水同位素组成变化趋势相反, 降水量的降低不仅会使降水氢稳定同位素比值升高, 也会加强从降水到叶片水的氢稳定同位素分馏, 那么 δD_{wax} 可以作为一个降水量变化的指标^[54].

冰芯无疑是最直接记录降水量变化的载体,但只能在高海拔和高纬度地区获得。 $\epsilon_{\text{wax-p}}$ 主要受降水量的控制,这为恢复降水量变化提供了新方法。首先可以利用湖泊沉积物中藻类来源的生物标志物^[1,55,56] 比如 $n\text{-C}_{17}$ 的氢稳定同位素组成来推测 δD_p , 再结合 δD_{wax} 计算出 $\epsilon_{\text{wax-p}}$ 就可以反映降水量的变化。本研究在藏南地区进行,还需要更多类似的研究来验证这些关系在其他地区是否也能适用。

3 结论

本文利用“冰芯-湖芯”在时间尺度上进行降水氢稳定同位素与叶蜡正构烷烃单体氢稳定同位素对比

研究。近 80 年来沉错沉积物中的 δD_{wax} 与宁金岗桑冰芯 δD 变化趋势大体一致,说明 δD_{wax} 受到降水同位素组成的影响。但是二者之间的表观分馏不是恒定的,变化范围在 -143.39‰ ~ -73.64‰ 之间。降水量的变化能够改变气候的干湿状态,进而影响土壤水与叶片水的氢稳定同位素组成,最终对 δD_{wax} 产生强烈的影响。相对干旱的气候条件会使 δD_{wax} 升高,与降水氢稳定同位素相比,气候干湿变化对 δD_{wax} 的影响更强一些。在利用 δD_{wax} 研究气候变化时需要同时考虑到这两个因素。如果能够推测出 δD_p , 与 δD_{wax} 结合计算出陆源正构烷烃与降水之间的氢同位素分馏可以用来恢复历史时期的降水量变化。

参考文献

- 1 Sachse D, Radke J, Gleixner G. Hydrogen isotope ratios of recent lacustrine sedimentary n -alkanes record modern climate variability. *Geochim Cosmochim Acta*, 2004, 68: 4877–4889
- 2 Eglinton G, Hamilton R J. Leaf epicuticular waxes. *Science*, 1967, 156: 1322–1335
- 3 崔景伟, 黄俊华, 谢树成. 湖北清江现代植物叶片正构烷烃和烯烃的季节性变化. *科学通报*, 2008, 53: 1318–1323
- 4 Cranwell P A. Lipid geochemistry of sediments from Upton Broad, a small productive lake. *Org Geochem*, 1984, 7: 25–37
- 5 Meyers P A, Takemura K. Quaternary changes in delivery and accumulation of organic matter in sediments of Lake Biwa, Japan. *J Paleolimnol*, 1997, 18: 211–218
- 6 蒲阳, 张虎才, 王永莉, 等. 青藏高原冰蚀湖沉积物正构烷烃记录的气候和环境变化信息: 以西门错为例. *科学通报*, 2011, 56: 1132–1139
- 7 Xie S, Nott C J, Avsejs L A, et al. Palaeoclimate records in compound-specific δD values of a lipid biomarker in ombrotrophic peat. *Org Geochem*, 2000, 31: 1053–1057
- 8 龙利群, 方小敏, 苗运法, 等. 新生代全球变冷背景下北部青藏高原变冷和干旱化事件: 西宁盆地早第三纪沉积物中正构烷烃和孢粉的记录. *科学通报*, 2011, 56: 1221–1231
- 9 林晓, 朱立平, 汪勇, 等. 西藏纳木错湖芯正构烷烃及其反映的 8.4 ka 以来的环境变化. *科学通报*, 2008, 53: 2352–2357
- 10 Sachse D, Radke J, Gleixner G. δD values of individual n -alkanes from terrestrial plants along a climatic gradient — Implications for the sedimentary biomarker record. *Org Geochem*, 2006, 37: 469–483
- 11 Hou J Z, D'Andrea W J, Huang Y S. Can sedimentary leaf waxes record D/H ratios of continental precipitation? Field, model, and experimental assessments. *Geochim Cosmochim Acta*, 2008, 72: 3503–3517
- 12 Smith F A, Freeman K H. Influence of physiology and climate on δD of leaf wax n -alkanes from C_3 and C_4 grasses. *Geochim Cosmochim Acta*, 2006, 70: 1172–1187
- 13 Polissar P J, Freeman K H. Effects of aridity and vegetation on plant-wax δD in modern lake sediments. *Geochim Cosmochim Acta*, 2010, 74: 5785–5797
- 14 Chikaraishi Y, Naraoka H. Compound-specific δD - $\delta^{13}C$ analyses of n -alkanes extracted from terrestrial and aquatic plants. *Phytochemistry*, 2003, 63: 361–371
- 15 Hou J Z, D'Andrea W J, MacDonald D, et al. Hydrogen isotopic variability in leaf waxes among terrestrial and aquatic plants around Blood Pond, Massachusetts (USA). *Org Geochem*, 2007, 38: 977–984
- 16 Liu W, Yang H, Li L. Hydrogen isotopic compositions of n -alkanes from terrestrial plants correlate with their ecological life forms. *Oecologia*, 2006, 150: 330–338
- 17 Krull E, Sachse D, Mügler I, et al. Compound-specific $\delta^{13}C$ and δ^2H analyses of plant and soil matter: A preliminary assessment of the effects of vegetation change on ecosystem hydrology. *Soil Biol Biochem*, 2006, 38: 3211–3221
- 18 段毅, 吴保祥. 中国大陆主要植物中单体正构烷烃氢同位素组成及其与环境关系研究. *科学通报*, 2008, 53: 2776–2781
- 19 Luo P, Peng P A, Gleixner G, et al. Empirical relationship between leaf wax n -alkane δD and altitude in the Wuyi, Shennongjia and Tianshan Mountains, China: Implications for paleoaltimetry. *Earth Planet Sci Lett*, 2011, 301: 285–296

- 20 Rao Z, Zhu Z, Jia G, et al. Compound specific δD values of long chain *n*-alkanes derived from terrestrial higher plants are indicative of the δD of meteoric waters: Evidence from surface soils in eastern China. *Org Geochem*, 2009, 40: 922–930
- 21 Pagani M, Pedentchouk N, Huber M, et al. Arctic hydrology during global warming at the Palaeocene/ Eocene thermal maximum. *Nature*, 2006, 442: 671–675
- 22 Tian L, Yao T, Schuster P F, et al. Oxygen-18 concentrations in recent precipitation and ice cores on the Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 2003, 108: 4293, doi:10.1029/2002JD002173
- 23 Sachse D, Kahmen A, Gleixner G. Significant seasonal variation in the hydrogen isotopic composition of leaf-wax lipids for two deciduous tree ecosystems (*Fagus sylvatica* and *Acer pseudoplatanus*). *Org Geochem*, 2009, 40: 732–742
- 24 McInernery F, Helliker B R, Freeman K H. Hydrogen isotope ratios of leaf wax *n*-alkanes in grasses are insensitive to transpiration. *Geochim Cosmochim Acta*, 2011, 75: 541–554
- 25 Koch K, Neinhuis C, Ensikat H J, et al. Self assembly of epicuticular waxes on living plant surfaces imaged by atomic force microscopy (AFM). *J Exp Bot*, 2004, 55: 711–718
- 26 Gulz P G. Epicuticular leaf waxes in the evolution of the plant kingdom. *J Plant Physiol*, 1994, 143: 453–464
- 27 Richardson A, Franke R, Kerstiens G, et al. Cuticular wax deposition in growing barley (*Hordeum vulgare*) leaves commences in relation to the point of emergence of epidermal cells from the sheaths of older leaves. *Planta*, 2005, 222: 472–483
- 28 王君波, 朱立平. 藏南沉钴孔沉积物金属元素分布特征及其与粒度的关系. *湖泊科学*, 2008, 20: 715–722
- 29 罗日升, 曹峻, 刘耕年, 等. 西藏枪勇冰下富碎屑化学沉淀特征与冰下过程. *地理学报*, 2003, 58: 757–764
- 30 中国科学院青藏高原综合科学考察队. 西藏植被. 北京: 科学出版社, 1988. 182–203
- 31 李婧波. 宁金刚桑地区冰芯中浅层粉尘的初步研究. 硕士学位论文. 西安: 长安大学, 2009. 3
- 32 Burgoyne T W, Hayes J M. Quantitative production of H-2 by pyrolysis of gas chromatographic effluents. *Anal Chem*, 1998, 70: 5136–5141
- 33 Hilker A W, Douthitt C B, Schluter H J, et al. Isotope ratio monitoring gas chromatography mass spectrometry of D/H by high temperature conversion isotope ratio mass spectrometry. *Rapid Commun Mass Sp*, 1999, 13: 1226–1230
- 34 Appleby P G, Oldfield F. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *Catena*, 1978, 5: 1–8
- 35 Yao T D, Thompson L G. Trends and features of climatic changes in the past 5000 years recorded by the Dunde ice core. *Ann Glaciol*, 1992, 16: 2–24
- 36 Hou S G, Qin D H, Wake C P. Abrupt decrease in recent snow accumulation at Mount Qomolangma (Everest), Himalaya. *J Glaciol*, 1999, 45: 585–586
- 37 Cranwell P A, Eglinton G, Robinson N. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments - II. *Org Geochem*, 1987, 11: 513–527
- 38 Han J, Calvin M. Hydrocarbon distribution of algae and bacteria, and microbiological activity in sediments. *Proc Natl Acad Sci USA*, 1969, 64: 436–437
- 39 Meyers P A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: A summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Org Geochem*, 2003, 34: 261–289
- 40 Baas M, Pancost R, van Geel B, et al. A comparative study of lipids in Sphagnum species. *Org Geochem*, 2000, 31: 535–541
- 41 Ficken K J, Li B, Swain D L, et al. An *n*-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. *Org Geochem*, 2000, 31: 745–749
- 42 Duan K, Yao T, Thompson L G. Low-frequency of southern Asian monsoon variability using a 295-year record from the Dasuopu ice core in the central Himalayas. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L1629, doi: 10.1029/2004GL020015
- 43 Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M E, et al. Tropical glacier and ice core evidence of climate change on annual to millennial time scales. *Clim Change*, 2003, 59: 137–155
- 44 姚檀栋, 秦大河, 田立德, 等. 青藏高原 2 ka 来温度与降水变化——古里雅冰芯记录. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1996, 26: 348–353
- 45 Liu W G, Huang Y S. Compound specific D/H ratios and molecular distributions of higher plant leaf waxes as novel paleoenvironmental indicators in the Chinese Loess Plateau. *Org Geochem*, 2005, 36: 851–860
- 46 Polissar P J, Freeman K H. Effects of aridity and vegetation on plant-wax δD in modern lake sediments. *Geochim Cosmochim Acta*, 2010, 74: 5785–5797
- 47 Thompson L G, Yao T, Mosley-Thompson E, et al. A high-resolution millennial record of the south Asian monsoon from Himalayan ice cores. *Science*, 2000, 289: 1916–1919
- 48 Aizen V, Aizen E M, Melack J, et al. Isotopic measurements of precipitation on central Asian glaciers (southeastern Tibet, northern Himalayas, central Tien Shan). *J Geophys Res*, 1996, 101: 9185–9196

- 49 Aizen V B, Aizen E M, Joswiak D R, et al. Climatic and atmospheric circulation pattern variability from ice-core isotope/geochemistry records (Altai, Tien Shan and Tibet). *Ann Glaciol*, 2006, 43: 49–59
- 50 Zhao H, Xu B, Yao T, et al. Deuterium excess record in a southern Tibetan ice core and its potential climatic implications. *Clim Dyn*, 2011, doi: 10.1007/s00382-011-1161-7
- 51 Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 1961, 133: 1702–1703
- 52 Mügler I, Sachse D, Werner M, et al. Effect of lake evaporation on δD values of lacustrine *n*-alkanes: A comparison of Nam Co (Tibetan Plateau) and Holzmaar (Germany). *Org Geochem*, 2008, 39: 711–729
- 53 Shuman B, Huang Y S, Newby P, et al. Compound specific isotopic analyses track changes in the seasonality of precipitation in the Northeastern United States at ca 8200 cal yr BP. *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 2992–3002
- 54 Schefuß E, Schouten S, Schneider R R. Climatic controls on central African hydrology during the 20000 years. *Nature*, 2005, 437: 1003–1006
- 55 Huang Y, Shuman B, Wang Y, et al. Hydrogen isotope ratios of palmitic acid in lacustrine sediments record late Quaternary climate variations. *Geology*, 2002, 30: 1103–1106
- 56 Huang Y, Shuman B, Wang Y, et al. Hydrogen isotope ratios of individual lipids in lake sediments as novel tracers of climatic and environmental change: A surface sediment test. *J Paleolimnol*, 2004, 31: 363–375