

文章编号:1009-3850(2019)02-0069-09

柴达木盆地昆特依地区晚更新世正构烷烃分布特征及其环境变迁

向 为¹, 向树元², 李伟波^{2,3}, 曾宪春¹

(1. 中国地质大学环境学院, 湖北 武汉 430074; 2. 中国地质大学地球科学学院, 湖北 武汉 430074; 3. 中国铁建重工集团股份有限公司, 湖南 长沙 410100)

摘要:为探讨柴达木盆地晚更新世的环境变迁,同时为青藏高原隆升对气候变化的影响提供基础资料,对柴达木盆地昆特依地区 ZK1404 钻孔沉积物中的正构烷烃分布特征以及 ASM¹⁴C 测年数据进行了分析。结果显示,昆特依地区晚更新世沉积物的正构烷烃总体上呈现以高碳数为主的分布特征,多数样品以 nC_{27} 、 nC_{29} 为主峰,部分以 nC_{31} 为主峰,呈现出显著的奇碳优势。少数样品中低于 nC_{21} 的短链正构烷烃相对丰度较高,主要以 nC_{17} 、 nC_{20} 为主峰碳数,无明显的奇偶优势。根据正构烷烃分布特征、AMS¹⁴C 测年数据、区域地质调查资料及沉积环境判断,柴达木盆地昆特依地区晚更新世(33600~26370a B. P.)气候环境以温凉干旱与温凉干旱偏湿交替出现为特征,与现代大陆性干旱荒漠气候截然不同。

关键词:正构烷烃;晚更新世;环境变迁;柴达木盆地

中图分类号:P534.63⁺¹

文献标识码:A

引言

生物标志化合物已广泛地应用于古气候和古环境重建中,并越来越受到地学家们的青睐^[1]。同时,一些现代过程的研究也表明,生物体中的类脂物在不同的气候条件下会表现出相应的变化^[2]。虽然生物标志化合物的古环境应用在我国起步较晚,但近十几年发展迅速。相关研究工作近年来已经在西北干旱区逐渐展开,研究载体主要包括现代湖泊沉积物、古湖相沉积物、黄土^[3-11]等,已经在恢复西北干旱区古气候、古环境变化方面发挥了重要作用。但在青藏高原干旱盆地利用盐湖沉积物中生物标志化合物重建古环境的研究相对较少。主

要原因是第四纪沉积地层中有机质含量一般很低,同时还经历了后期成岩、成土等地质作用的影响,导致相关代用指标难以建立。盐湖沉积物中正构烷烃与其它类脂物生物标志化合物相比,具有分子结构组成简单,化学性质较为稳定的特性,在地质体中含量也相对丰富,可以反映出有机质的生物面貌,因此很早就受到学者们的广泛关注^[12-13],其在古植被恢复和古气候环境变迁研究等方面具有重要意义。

青藏高原的形成和隆升对全球气候和环境的变化产生了重要影响,一直是国内外地学界研究的热点。柴达木盆地作为青藏高原独特而重要的地理单元,其沉积演化过程能够准确记录高原隆升过

收稿日期:2019-03-05; **改回日期:**2019-04-12

作者简介:向为(1990-),男,硕士研究生,从事分子生物学、微生物学研究。E-mail:415508435@qq.com

基金项目:青海省冷湖行委昆特依地区四幅 1:5 万区域地质调查项目(No. 12120113033029)

程中不断响应的区域气候环境变化。而昆特依位于柴达木盆地内北缘,可以直接受到青藏高原隆升过程中气候环境变化效应,是盐湖演化和古气候研究的重要对象。分子化石作为古气候研究常用的替代性指标,被广泛用于古环境变迁研究中。值得注意的是,目前有关青藏高原湖泊沉积物中分子化石的研究主要是针对现代湖泊^[14-16],有关古湖泊的研究仅见于察尔汗古湖贝壳堤剖面^[17-19],而关于昆特依分子化石特征指示晚更新世古环境变迁的研究鲜有报道。因此,本文对昆特依盐湖 ZK1404 钻孔的正构烷烃分布特征和 AMS (accelerator mass spectrometry) ¹⁴C 测年数据进行初步研究,讨论其环境意义,重建古环境变迁,旨在为研究区晚更新世以来的气候波动研究提供一定的依据,以及为高原

隆升对气候变化影响提供基础资料。

1 研究方法

1.1 样品采集

昆特依盐湖位于柴达木盆地北部。研究区地形较为平坦,海拔 2700 ~ 3045m;盐碱滩广布,沙丘和雅丹地貌散布。在大地构造上,昆特依凹陷处于秦祁昆造山系内二级构造单元柴北缘结合带与柴达木地块的衔接部位^[20],是新生代油气、盐类成矿区。研究区属典型大陆性荒漠气候,年降水量为 18mm,年蒸发量达 3298mm,年平均气温为 2.6℃,全年平均风速为 4.0m/s。钻孔 ZK1404 位于冷湖镇西北部,地理坐标为 38°53'10.12"N,93°10'09.508"E (图 1)。

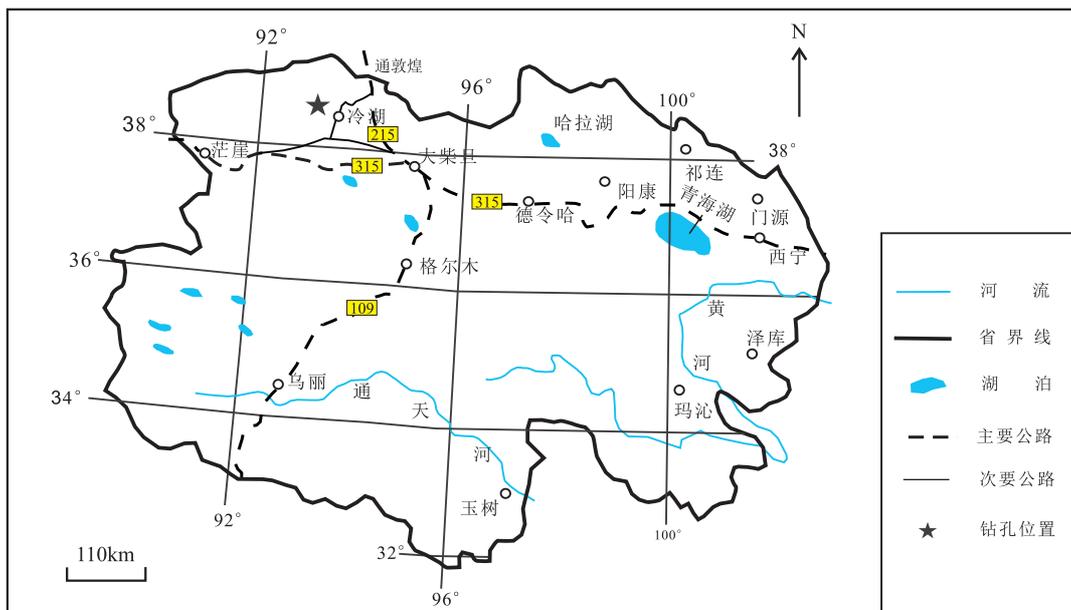


图 1 昆特依盐湖 ZK1404 钻孔位置

Fig. 1 Location of the ZK-1404 well in the Kuntuyi area, Qaidam Basin

钻取时间为 2014 年 7 月,钻孔深度为 42.5m。钻孔从上到下的岩性特征简述如下:0 ~ 3.9m,主要为灰白色石盐层;3.9 ~ 8.0m,主要为棕黄色 - 青灰色黏土和粉砂等组成的碎屑层;8.0 ~ 16.2m,以黄棕色黏土质粉砂层为主,偶夹石膏与石盐颗粒;16.2 ~ 30.9m,主要为紫红 - 黄棕色黏土层夹石盐层偶夹石膏;30.9 ~ 42.5m,主要为黄棕 - 棕色黏土层,析出少量片状、板状石膏。野外初始采样层位为 4.5m,按照大约 1m 间距集了 40 个散样,用于正构烷烃等指标的分析。并在碎屑层选择 6 个 ¹⁴C 同位

素年代样品,深度分别为 4.25m、10m、20m、30m、40m 和 42.5m,前两个样品取自青灰色黏土和粉砂层,后 4 个样品均取青灰色或棕色黏土层。

1.2 样品处理与测定

¹⁴C 同位素年代样品用小刀削去块状样品的表面,将样品用锡箔纸包好,寄往美国 Beta 实验室,采用酸洗法对样品中的有机质进行 AMS¹⁴C 年代测定。ZK1404 未测试表层沉积物 TOC 的 ¹⁴C 年龄,但在距研究区东侧 20km 的苏干湖,前人做了详细研究测试,并将其碳库效应影响值定为 2200a。苏干

湖和研究区盐湖地理位置接近,且根据地下流水走向确定两者湖泊水来源几乎相同,因此,本区参考苏干湖碳库效应影响值,将表中 AMS¹⁴C 年龄减去

2200a^[21],得到矫正后的¹⁴C 年龄,最后用 calib Rev 7.0.4 将其转换为表格最右侧日历年龄(表 1)。

表 1 碳库矫正年龄

Table 1 Carbon pool correlation ages for the samples collected from the ZK-1404 well in the Kuntayi area, Qaidam Basin

样品编号	深度(m)	常规 ¹⁴ C 年龄(a, B. P.)	AMS ¹⁴ C 年龄(a, B. P.)	碳库矫正后的 年龄(a, B. P.)	日历年龄 (a, B. P.)
ZK1404- ¹⁴ C-1	4.25	24250 ± 90	24270 ± 90	22070 ± 90	26274 ± 195
ZK1404- ¹⁴ C-2	10	26880 ± 120	26940 ± 120	24740 ± 1	28751 ± 170
ZK1404- ¹⁴ C-3	20	28770 ± 140	28800 ± 140	26600 ± 140	30854 ± 160
ZK1404- ¹⁴ C-4	30	29080 ± 150	29080 ± 150	26880 ± 150	30991 ± 160
ZK1404- ¹⁴ C-5	40	31160 ± 180	31180 ± 180	28980 ± 180	33206 ± 270
ZK1404- ¹⁴ C-6	42.5	31560 ± 180	31540 ± 180	29340 ± 180	33607 ± 180

散样采集完成后,用锡箔纸包好运回,放在干燥阴凉处风干。有机物提取及测试实验是在中国地质大学生物地质与环境地质国家重点实验室进行。用陶瓷研钵将样品研成粉末,并用 60 目筛将矿物颗粒等杂质去除,过筛后的样品充分混合均匀后,采用 ASE(Accelerated Solvent Extraction)萃取法提取样品中的可溶有机物。溶剂为二氯甲烷(DCM)和甲醇(MeOH)混合溶液,体积比为 9:1。抽提时间为 1h 左右。总提取物用旋转蒸发仪在 40℃ 的温度下缓慢浓缩至 3ml 左右,转移至细胞瓶内,之后在低温水浴锅上蒸干。提取液经浓缩后加入 10ml 正己烷转换溶剂,通过无水硫酸钠-硅胶层析柱分离,依次用正己烷和甲醇洗脱,分别得到正构烷和极性组分。最后利用气相色谱-质谱联用仪(GC-MS)对正构烷烃进行测试分析。有机物提取试验中为减少污染,所有玻璃器皿都是先经过洗涤后再用马弗炉 500℃ 灼烧 5h。

1.3 GC-MS 测试

正构烷烃的测试使用气相色谱-质谱联用仪(GC-MS)。GC-MS 型号为 HP 5890 型气相色谱仪与 HP 5973 质谱仪。色谱条件:DB-5MS,石英毛细管柱(60m × 0.25mm × 0.25 μm),升温条件为始温 70℃,升温速率 3℃/min,终温 300℃,在终温时恒温 20min。进样口温度 300℃,进样量 1 μL,He 为载气。质谱条件:EI 源,电离能 70eV,GC 与 MS 接口温度为 280℃,标样为雄甾醇。正构烷烃分子的鉴定主要依据 GC 分析的色谱图和已知混合标样进行比对,根据加入的内标、化合物质谱图、出峰顺序和

文献资料,并与 NIST08 质谱图库进行比对进行定量分析。

2 正构烷烃的分布特征

GC-MS 分析表明,大部分样品正构烷烃的分布范围为 $nC_{16} \sim nC_{33}$ 。总体上呈现以高碳数正构烷烃为主的分布特征,在高碳数 $nC_{25} \sim nC_{33}$ 范围内呈现出显著的奇碳优势。大多数样品正构烷烃以 nC_{27} 、 nC_{29} 为主峰,也有部分以 nC_{31} 为主峰。少数样品中低于 nC_{21} 的短链正构烷烃相对丰度较高,主要以 nC_{17} 和 nC_{20} 为主峰碳数,无明显的奇偶优势(图 2)。

为了更好地描述不同碳链长的正构烷烃分子的相对丰度关系及其整体组合特征,本次研究选取已经在湖泊沉积物研究中广泛应用的指标来定量描述正构烷烃的分布特征^[32],如碳优势指数 CPI ^[1](用来表示一定链长范围内正构烷烃分子之间的奇偶优势或者偶奇优势)、长链正构烷烃平均链长度变化的 ACL ^[22]、 Paq 指数^[23-24](沉水/漂浮植物与挺水以及陆生植物相对量的比值)、 nC_{27}/nC_{31} ^[25-26](反映木本和草本植物相对含量的变化)以及 nC_{17} (主要来源于蓝藻,指示湖泊盐度含量变化)等,相关公式如下:

$$CPI = \frac{nC_{25} + nC_{27} + nC_{29} + nC_{31}}{2 \times (nC_{24} + nC_{26} + nC_{28} + nC_{30})} + \frac{nC_{25} + nC_{27} + nC_{29} + nC_{31}}{2 \times (nC_{26} + nC_{28} + nC_{30} + nC_{32})}$$

$$ACL = \frac{nC_{25} \times 25 + nC_{27} \times 27 + nC_{29} \times 29 + nC_{31} \times 31}{nC_{25} + nC_{27} + nC_{29} + nC_{31} + nC_{33}}$$

$$Paq = \frac{nC_{23} + nC_{25}}{nC_{23} + nC_{25} + nC_{27} + nC_{29} + nC_{31}}$$

钻孔 ZK1404 沉积物的长链正构烷烃碳优势指数 CPI 在 1.77 ~ 8.75 之间, 平均 CPI 值达到 4.45。平均链长 ACL 在 27.83 ~ 29.38 之间, 平均值为 28.68。 Paq 值在 0.12 ~ 0.49 之间, 平均值为 0.27。 nC_{27}/nC_{31} 值在 0.42 ~ 1.56 之间, 平均值为 0.89。沉积柱从下到上可划分为 4 个变化阶段(图 4): I

(42.50 ~ 30.90m), CPI 值分布在 1.77 ~ 8.75 之间, 平均值为 4.97。 ACL 值在 27.84 ~ 29.37 之间, 变化波动较大, 平均值为 28.88。与 CPI 值变化相呼应。 Paq 值在 0.13 ~ 0.49 之间, 平均值为 0.25。 nC_{27}/nC_{31} 值在 0.5 ~ 1.26 之间, 平均值为 0.76, 在该区间振动较大, 与 Paq 值变化相应; II (30.90 ~ 16.20m), CPI 值在 2.36 ~ 5.20 之间, 平均值为 3.98, 从下至上 CPI 值呈变小趋势, 但在中部出现波

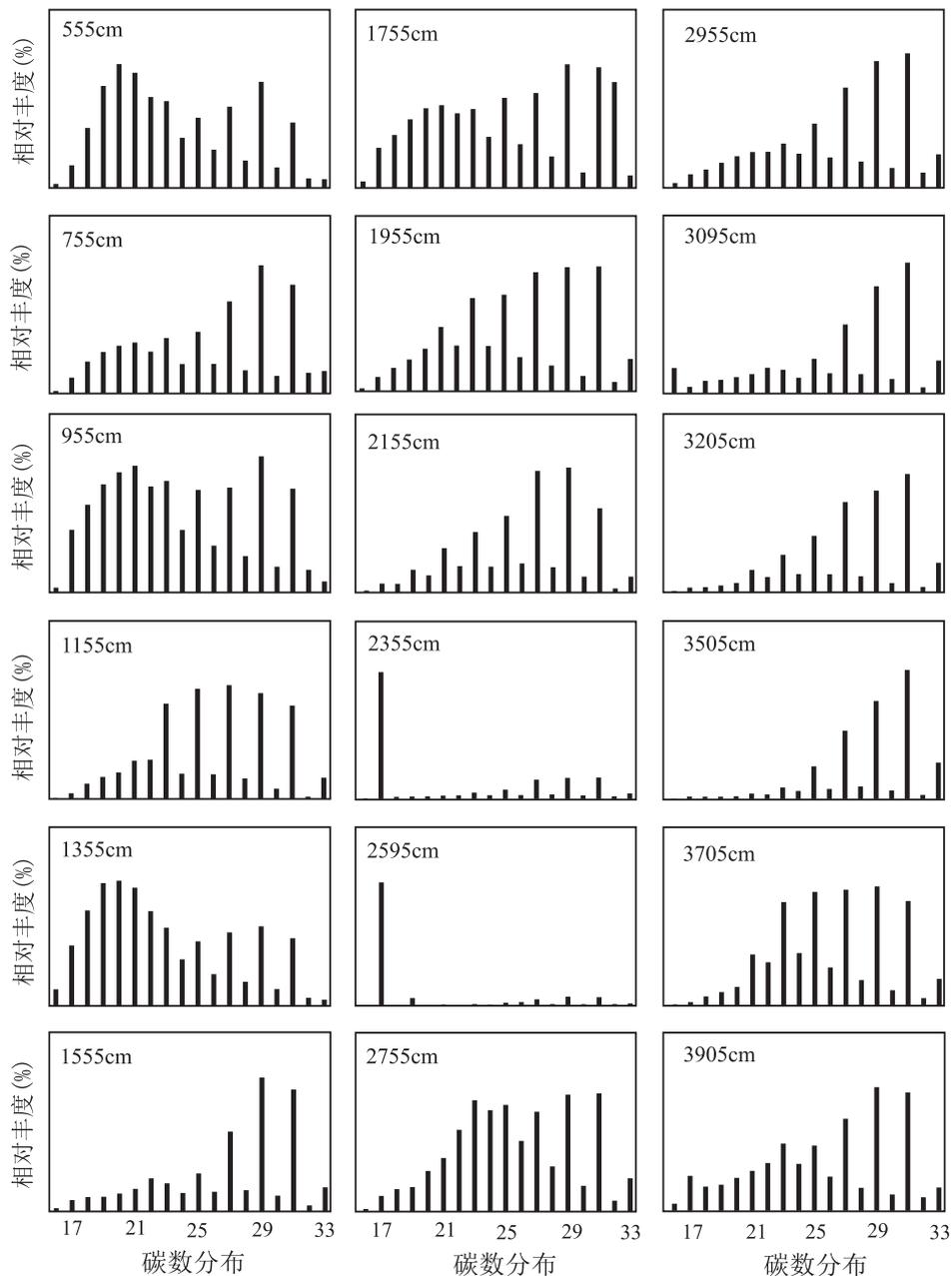


图 2 ZK1404 钻孔部分样品正构烷烃分布特征

Fig. 2 The n -alkane distribution in the samples collected from the ZK-1404 well in the Kuntayi area, Qaidam Basin

动。 ACL 值在 28.22 ~ 29.37 之间, 震荡幅度也较大, 但大多处于较高的状态, 其中有两次减少较为明显。 Paq 值在 0.14 ~ 0.39 之间, 平均值为 0.28, 中部有明显变小的波动。 nC_{27}/nC_{31} 值在 0.47 ~ 1.44 之间, 平均值为 0.86, 区间内有一定的变化波动, 与 Paq 变化基本相对应, nC_{17} 在该区间变化明显, 出现明显两次超高峰值; III (16.20 ~ 8.00m), CPI 值范围在 2.98 ~ 7.72, 平均值为 5.13。虽然 CPI 平均值较高但, 波动幅度却很大。 ACL 值在 28.11 ~ 29.38 之间, 平均值为 28.49, ACL 值虽有一定波动但总体有着变小的趋势。 Paq 值在 0.12 ~ 0.40 之间, 平均值为 0.29, 波动幅度较大。 nC_{27}/nC_{31} 值在 0.42 ~ 1.56 之间, 平均值为 1.04, 与 Paq 值相对应; VI (8.00 ~ 4.50m), CPI 值在 2.88 ~ 4.10, 平均值为 3.49。 ACL 值在 28.16 ~ 28.70 之间, 平均值位 28.43, 在该区间内 ACL 值与 CPI 值皆有减小的趋势。 Paq 值在 0.26 ~ 0.38 之间, 平均值为 0.32。 nC_{27}/nC_{31} 值在 0.85 ~ 1.24 之间, 平均值为 1.08, 该区间内 nC_{27}/nC_{31} 值与 Paq 值均有增加趋势。

3 正构烷烃来源及其气候指示意义

正构烷烃在地质体中广泛分布于细菌、藻类、大型水生植物及高等植物等生物体中。作为其生物母体气候变化响应的信息载体, 正构烷烃饱和的分子结构特点与稳定性可以真实地还原气候、环境的变化过程^[6]。沉积物中正构烷烃可以起源于不同的生物, 例如, 水生菌藻类、水生大型植物和陆源高等植物。因此, 区分沉积物中不同成因的正构烷烃是其同位素研究的关键。

湖泊沉积物中, 水生菌藻类为短链正构烷烃 (nC_{15} 、 nC_{17} 、 nC_{19}) 的物质源^[27], 水生大型植物为中等链长正构烷烃 (nC_{21} 、 nC_{23} 、 nC_{25}) 的物质源, 其含量可以反映湖泊的水位变化, 从而间接反映相对湿度或区域降水的变化^[22,28]。陆源高等植物为长链正构烷烃 (nC_{27} 、 nC_{29} 、 nC_{31}) 的物质源, 主要反映了区域降水量控制下的陆生高等植物总量的变化^[22,29]。

一般而言, 陆源高等植物奇偶优势明显, CPI 值一般大于 5, 而大多数水生藻类与浮游细菌的正构烷烃 CPI 值较低, 且无明显奇偶优势。 CPI 在干冷的气候条件下相对较大, 而在暖湿的气候条件下较小^[30-32]。 ACL 在长时间尺度上反映了植被种类的变化^[33], 当区域内高等植物为正构烷烃主要来源

时, ACL 值会明显增高; 相反, 当藻菌类生物为正构烷烃主要来源时, ACL 值会下降, 其次 ACL 还受温度的影响^[4]。同时, 正构烷烃碳链长度的变化主要反映的是该区域降雨量或者有效湿度的变化, 因为植物表皮蜡质组分的平均碳链长度随外界环境条件 (如温度、干旱、盐度) 的变化而变化。因此 ACL 值小 (平均链长较短) 指示区域降雨量增多, 蒸发较弱, 而 ACL 值越大 (平均链长较长) 指示区域降雨量减小, 蒸发较强^[31-32]。

Paq 指标在泥炭^[34]与湖泊沉积物^[35]中均已得到了很好地应用, Paq 可用来判断有机物的来源。 Paq 值 ≤ 0.1 表示陆生高等植物为主要来源; Paq 在 0.1 ~ 0.4 之间指示了挺水植物为主要来源; Paq 大于 0.4 则指示了沉水和漂浮植物。所以在第四纪沉积物研究中, 根据 Paq 值的变化趋势可判断植被变化情况。 Paq 值较高指示大型水生植物比例较高, 区域气候相对湿润; 反之, Paq 值越小, 代表大型水生植物比例越低, 湖泊水位较低, 区域气候相对干旱。正构烷烃 nC_{27}/nC_{31} 比值可反映木本和草本植物相对含量的变化。当 nC_{27}/nC_{31} 的比值较低时, 表明湖泊陆源有机物中草本植物输入增加; 当 nC_{27}/nC_{31} 的比值较高时, 表明湖泊沉积物中木本植物输入增加^[25,31,36]。 nC_{17} 主要来源于蓝藻, 当湖泊盐度较高时, 湖泊以蓝藻输入为主, 反映出湖泊进入氯化物沉积阶段, 表示气候变干变冷。

ZK1404 钻孔沉积物长链正构烷烃的平均链长 ACL 值与 Paq 指数具有显著的负相关关系 ($n = 40$, $R^2 = 0.847$) (图 3a), 说明柴达木盆地昆特依地区 ZK1404 钻孔盐湖相沉积物正构烷烃参数 ACL 值与 Paq 值经历了相似的区域气候变化。 Paq 值随着湖泊升高而升高, 对应水生植物贡献较大, 气候相对湿润^[14,37]; 而 ACL 值较低则显示有效湿度高, 气候环境湿润。因此 Paq 高值对应于长链正构烷烃 ACL 低值, 指示大型水生植物比例较高, 湖泊水位高, 区域气候湿润; 相反, Paq 低值对应于 ACL 高值, 指示大型水生植物比例较低, 湖泊低水位以及干旱的区域气候条件。同时, ACL 值与 nC_{27}/nC_{31} 值同样呈现出明显负相关 ($n = 40$, $R^2 = 0.780$) (图 3b)。当 nC_{27}/nC_{31} 值较高时, 指示木本植物的输入较多和较湿润的气候条件, 与 ACL 低值相对应; nC_{27}/nC_{31} 值较低时则指示草本植物的输入贡献增加, 表示相对干旱的气候条件, 同 ACL 高值相对应。

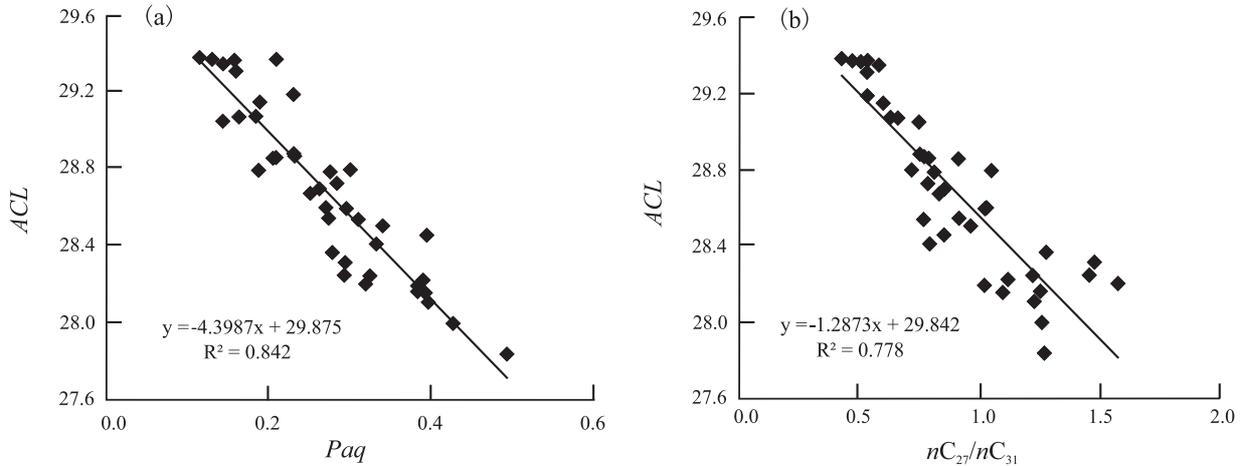


图3 ZK1404 钻孔正构烷烃 ACL 与 Paq (a)、 nC_{27}/nC_{31} 值 (b) 的相关性

Fig. 3 ACL vs. Paq diagram (a) and ACL vs. nC_{27}/nC_{31} diagram (b) of the n -alkanes in the ZK-1404 well in the Kunteyi area, Qaidan Basin

因此,通过选取 CPI 、 ACL 、 Paq 指数、 nC_{27}/nC_{31} 以及 nC_{17} 值等在湖泊沉积物中广泛应用的指标来定量描述正构烷烃的分布特征及其古环境意义,为重建研究区的古环境及其变迁提供可靠的依据。

4 古环境变迁特征

通过选取昆特依地区湖泊沉积物 ZK1404 钻孔沉积物正构烷烃的 CPI 、 ACL 、 Paq 指数、 nC_{27}/nC_{31} 以及 nC_{17} 值在钻孔中的分布特征,结合 AMS¹⁴C 测年数据、区域地质调查资料及沉积环境,将昆特依地区晚更新世的气候环境划分成 4 个阶段(图 4)。

4.1 I 阶段:33600 ~ 31178a B. P.

该阶段主要由黏土层组成,析出片状、板状石膏,为盐湖硫酸盐沉积阶段(深度 42.50 ~ 30.90m)。普遍发育的水平层理说明沉积环境动荡较小,相对稳定。 CPI 值与 ACL 值都存在一定的波动,二者具有较好的正相关,期间有一时段 ACL 值与 CPI 值普遍较小,对应沉积物中石膏含量较少,说明降水量有所增加。值得注意的是该阶段有两次 CPI 值与 ACL 值升高,反应了气候进入温凉干旱阶段。 Paq 值和 nC_{27}/nC_{31} 值也出现明显波动,二者表现为挺水植物与沉水植物和浮水植物之间以及草本植物和木本植物之间的波动。在该阶段,二者有两次明显的降低与 CPI 值与 ACL 值升高相对应,对应时期沉积物中均出现了粉砂岩,粒径较粗的陆源碎屑被带到湖泊中,沉积形成粉砂层,表明该阶段以温凉干旱偏湿环境为主,伴随有两次明显的温

凉干旱的气候环境。与前人通过研究介形类组合和地球化学特征得出该阶段相对较为暖湿的环境为主基本一致^[18-19]。同时,葫芦洞石笋 $\delta^{18}O$ 记录的东亚季风气候显示该阶段以暖湿为主夹有两次明显的冷干气候^[37],也与本次研究相对应。

4.2 II 阶段:31178 ~ 30052a B. P.

该阶段沉积物主要为黄棕色 - 紫红色黏土层夹石盐层和少量石膏,处于盐湖硫酸盐 - 氯化物过渡沉积阶段(深度 30.90 ~ 6.20m)。大部分中、长链正构烷烃的含量较高,小部分短正构链烷烃的含量极高,表明湖水水位变化幅度较大,湖水浓缩有利于水中盐类析出,沉积形成石盐层。 CPI 值较高,略有波动,表明该阶段气温相对温凉,有着小幅度气温回升期,此段 ACL 值亦有波动但总体偏高,指示了一段降水相对较少的干旱期。在初期, CPI 值与 ACL 值有一个共同减小的阶段,指示一段相对温湿的气候。 Paq 值在 0.14 ~ 0.39 之间,平均值为 0.28,表明该阶段以挺水植物输入为主。在初期和末期 Paq 值较高, nC_{27}/nC_{31} 值普遍相对上一阶段较低,但在初期有所升高, nC_{17} 在该阶段变化明显,出现两个极高的峰值,表明该阶段湖泊盐度急剧增高,进入氯化物沉积阶段。因此,结合沉积环境推断该阶段气候以温凉干旱为主,但夹有较短的温凉偏湿的气候环境。这与柴达木盆地贝壳堤剖面在该阶段湖泊演化从逐渐退缩相一致^[19],同时东亚季风气候显示在该阶段处于冷干的气候环境^[37],与本次研究有较好的一致性。

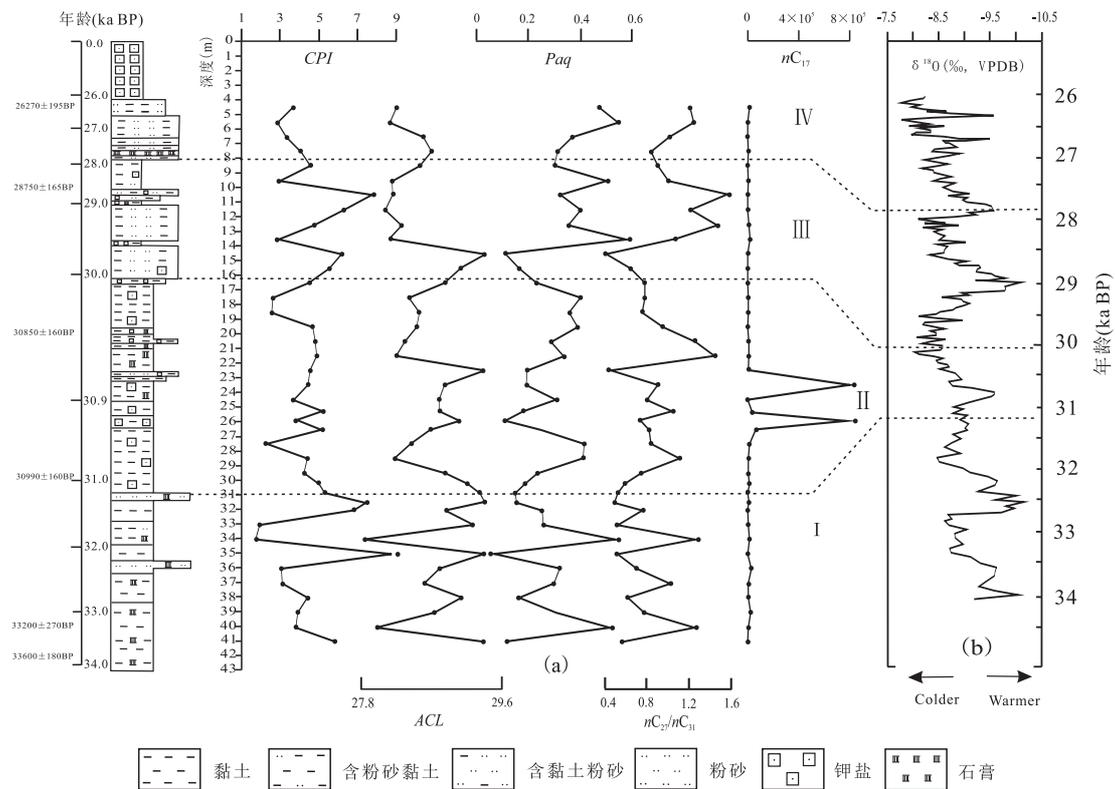


图4 ZK1404 钻孔正构烷烃气候变化曲线及区域对比

a. ZK1404 钻孔; b. 葫芦洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[37]Fig. 4 Curves showing the palaeoclimatic changes indicated by the *n*-alkanes in the ZK-1404 well and their correlation with the adjacent areas

4.3 III阶段:30052 ~ 27888a B. P.

沉积物主要为以黄棕色黏土质粉砂层为主,偶夹石膏与石盐颗粒(深度 16.20 ~ 8.00m)。CPI 值普遍较高,但存在两个较小值,平均值为 5.12。指示了普遍温干的气候中存在有相对温和期,且温和期沉积物中出现有石膏沉积。ACL 值有着高-低-高的变化趋势,指示该阶段降水量略有提升。其中正构烷烃双峰与 CPI 较小值有着对应关系,单峰则对于 CPI 的较大值。Paq 值在 0.12 ~ 0.40 之间,平均值为 0.29,波动幅度较大。 $n\text{C}_{27}/n\text{C}_{31}$ 值在 0.42 ~ 1.56 之间,平均值为 1.04,与 Paq 值相对应,可以解释为温度升高时,湖水蒸发量大于补给量,使得湖水水位下降,温度下降时,蒸发量小于补给量,湖水水位上升,从而成了这种现象。总体而言,该阶段气候以温凉偏湿为主夹有温凉干旱的气候环境,这与 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的东亚季风气候显示以暖湿夹有冷干变化的气候具有较好的一致性^[37]。

4.4 IV阶段:27888 ~ 26370a B. P.

沉积物主要为棕黄色-青灰色黏土和粉砂等

组成的碎屑层(深度 8.00 ~ 4.50m)。CPI 值相对较低,且具有越来越低趋势,但在最后有着快速上升趋势,平均值为 3.48。气温继承上一阶段未变暖的趋势。ACL 值与 CPI 值变化的趋势一致,降水量有所增加。Paq 值在 0.26 ~ 0.38 之间,平均值为 0.32, $n\text{C}_{27}/n\text{C}_{31}$ 值在 0.85 ~ 1.24 之间,平均值为 1.08,该区间内 $n\text{C}_{27}/n\text{C}_{31}$ 值与 Paq 值均有增加趋势,但在末期开始降低,表明初期湖水水位略有上升,后期开始下降。结合沉积环境,推测该阶段处于温凉半干旱的环境,但在末期向温凉干旱气候转变。沉积柱上部析出厚度约 390cm 的白色石盐层,干燥的气候使得湖水快速收缩直至干涸,也是盐湖沉积的最后阶段,葫芦洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录也显示该阶段气候逐渐向冷干转变^[37]。

综上所述,柴达木盆地北缘冷湖湖积地层晚更新世以来(33600 ~ 26370a B. P.)气候整体表现为温凉干旱,但存在几次相对较温暖潮湿阶段,经历了盐湖沉积的不同阶段,发生多次淡化和浓缩析盐过程,但自下而上整体指示湖泊逐渐收缩过程,至

现代已完全干涸。

5 结论

(1)柴达木盆地昆特依地区沉积物中保存了大量的古气候信息。大部分样品正构烷烃分布的范围为 $nC_{16} \sim nC_{33}$ 之间。总体上呈现以高碳数正构烷烃为主的分布特征,在高碳数 $nC_{25} \sim nC_{33}$ 范围内呈现出显著的奇碳优势。*CPI*、*ACL*、*Paq*、 nC_{27}/nC_{31} 和 nC_{17} 等参数综合指示了 ZK1404 钻孔沉积物有机质的来源主要为水生植物和浮游生物(藻类),且自下而上水生浮游植物和陆生植物减少,来自细菌、藻类等为代表的低等生物增多,表明湖泊自下而上整体指示湖泊逐渐收缩过程。

(2)根据沉积物正构烷烃的分布特征,区域环境变迁可初步划分为 4 个阶段:33600 ~ 31178a B. P. 以温凉干旱偏湿环境为主伴随有两次明显的温凉干旱的气候环境;31178 ~ 30052a B. P. 气候以温凉干旱为主,但夹有较短的温凉干旱偏湿的气候环境;30052 ~ 27888a B. P. 温凉干旱偏湿为主夹有温凉干旱的气候环境;27888 ~ 26370a B. P. 该阶段处于温凉半干旱的环境,但末期向温干旱转变。

(3)正构烷烃分布特征和 AMS¹⁴C 测年数据指示了柴达木盆地晚更新世以来(33600 ~ 26370a B. P.)气候整体表现为气候环境以温凉干旱与温凉干旱偏湿交替出现。同时表明了与现代大陆性干旱荒漠气候截然不同。

参考文献:

- [1] Eglinton T I, Eglinton G. Molecular Proxies for Paleoclimatology [J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 2008, 275(1): 1 - 16.
- [2] 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[J]. *科学通报*, 2008, 53(11): 1318 - 1323.
- [3] 王素萍, 贾国东, 赵艳, 等. 柴达木盆地克鲁克湖全新世气候变化的正构烷烃分子记录[J]. *第四纪研究*, 2010, 30(6): 1097 - 1104.
- [4] 蒲阳, 张虎才, 雷国良, 等. 青藏高原东北部柴达木盆地古湖泊沉积物正构烷烃记录 MIS3 晚期气候变化[J]. *中国科学:地球科学*, 2010, 40(5): 624 - 631.
- [5] 蒲阳, 张虎才, 陈光杰, 等. 干旱盆地古湖相沉积物生物标志物分布特征及环境意义——以柴达木盆地为例[J]. *中国沙漠*, 2013, 33(4): 1019 - 1026.
- [6] 金传芳, 李世杰, 陈炜, 等. 青藏高原气候演变的湖相沉积有机地球化学记录——以兹格塘错为例[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2016, (4): 625 - 633.
- [7] 王欢业, 刘卫国. 青藏高原微生物甘油二烷基甘油四醚类化合物古气候指标研究进展[J]. *盐湖研究*, 2016, (2): 75 - 82.
- [8] 谢树成, 王志远, 王红梅, 等. 末次间冰期以来黄土高原的草原植被景观:来自分子化石的证据[J]. *中国科学:地球科学*, 2002, (1): 28 - 35.
- [9] 王志远, 谢树成, 陈发虎. 临夏塬堡黄土地层 S1 古土壤中的正构烷烃及其古植被意义[J]. *第四纪研究*, 2004, 24(2): 231 - 235.
- [10] 刘卫国, 张普, 孙有斌, 等. 黄土高原中部 7 - 2Ma 期间古植被变化的分子化石证据——以赵家川剖面为例[J]. *第四纪研究*, 2008, 28(5): 806 - 811.
- [11] 林晓, 卢佳仪, 田望学, 等. 武汉东西湖区第四系钻孔的沉积环境及古气候变化[J]. *地质科技情报*, 2011, 30(3): 33 - 40.
- [12] 谢树成, 梁斌, 郭建秋, 等. 生物标志化合物与相关的全球变化[J]. *第四纪研究*, 2003, 23(5): 521 - 528.
- [13] 谢树成, 黄咸雨, 杨欢, 等. 示踪全球环境变化的微生物代用指标[J]. *第四纪研究*, 2013, 33(1): 1 - 18.
- [14] 段毅, 郑朝阳, 吴保祥. 若尔盖沼泽环境中植物和沉积单体正构烷烃氢同位素组成特征及其成因关系[J]. *中国科学:地球科学*, 2010, 40(6): 745 - 750.
- [15] 段毅, 何金先, 吴保祥, 等. 咸水湖泊沉积物中正构烷烃及其氢同位素组成与成因[J]. *地球科学-中国地质大学学报*, 2011, 36(1): 53 - 61.
- [16] 段毅, 夏嘉, 何金先, 等. 茶卡盐湖沉积物和周围地区植物中正构烷烃及其氢同位素组成特征[J]. *地质学报*, 2011, 85(12): 2084 - 2092.
- [17] 张虎才, 常凤琴, 李斌, 等. 柴达木察尔汗湖贝壳堤剖面长链支链烷烃及其古环境意义[J]. *科学通报*, 2007, 52(6): 707 - 714.
- [18] 张虎才, 王强, 彭金兰, 等. 柴达木察尔汗盐湖贝壳堤剖面介形类组合及其环境意义[J]. *第四纪研究*, 2008, 28(1): 103 - 111.
- [19] 张虎才, 张文翔, 常凤琴, 等. 稀土元素在湖相沉积中的地球化学分异——以柴达木盆地贝壳堤剖面为例[J]. *中国科学:地球科学*, 2009, 39(8): 1160 - 1168.
- [20] 潘桂棠, 肖庆辉, 陆松年, 等. 中国大地构造单元划分[J]. *中国地质*, 2009, 36(1): 1 - 4.
- [21] 强明瑞, 陈发虎, 张家武, 等. 2ka 来苏干湖沉积碳酸盐稳定同位素记录的气候变化[J]. *科学通报*, 2005, 50(13): 1385 - 1393.
- [22] Ficken K J, Li B, Swain D L, et al. An *n*-Alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes [J]. *Organic Geochemistry*, 2000, 31(7 - 8): 745 - 749.
- [23] Dodd R S, Afzalrafii Z. Habitat-related adaptive properties of plantcuticular lipids [J]. *Evolution*, 2000, 54(4): 1438 - 1444.
- [24] Dodd R S, Poveda M M. Environmental gradients and population

- divergence contribute to variation in cuticular wax composition in *Juniperus Communis* [J]. *Biochemical Systematics & Ecology*, 2003,31(11):1257-1270.
- [25] 谢树成, Evershed R P. 泥炭分子化石记录气候变迁和生物演替的信息[J]. *科学通报*, 2001,46(10):863-866.
- [26] Zhang H F, Wang R J, Xiao W S. Paleoenvironmental implications of Holocene Long-Chain *n*-Alkanes on the Northern Bering Sea Slope [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2017,36(8):137-145.
- [27] Cranwell P A, Eglinton G, Robinson N. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments-II [J]. *Organic Geochemistry*, 1987,11(6):513-527.
- [28] 林晓, 朱立平, 汪勇, 等. 西藏纳木错湖芯正构烷烃及其反映的8.4ka以来的环境变化[J]. *科学通报*, 2008,53(19):2352-2357.
- [29] Meyers P A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes [J]. *Organic Geochemistry*, 2003,34(2):261-289.
- [30] Yamada K, Ishiwatari R. Carbon isotopic compositions of long-chain *n*-alkanes in the Japan Sea sediments: Implications for paleoenvironmental changes over the past 85 Kyr [J]. *Organic Geochemistry*, 1999,30(5):367-377.
- [31] Zhang Z H, Zhao M, Eglinton G, et al. Leaf wax lipids as paleovegetational and paleoenvironmental proxies for the Chinese Loess Plateau over the last 170 kyr [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2006,25(5/6):575-594.
- [32] 杨桂芳, 武法东, 陈正洪, 等. 内蒙古磴口河湖相沉积物正构烷烃分布特征及其环境意义. [J] *地球科学-中国地质大学学报*, 2015, 40(2):327-333.
- [33] Poynter J, Eglinton G. Molecular composition of three sediments from Hole 717C; The Bengal Fan [J]. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*. 1990,116:155-161.
- [36] Zhou W J, Xie S C, Meyers P A, et al. Reconstruction of Late glacial and holocene climate evolution in Southern China from geolipids and pollen in the Dingnan peat sequence [J]. *Organic Geochemistry*, 2005,36:1272-1284.
- [35] Zhang Z H, Zhao M X, Yang X D, et al. A hydrocarbon biomarker record for the last 40 Kyr of plant input to Lake Heqing, Southwestern China [J]. *Organic Geochemistry*, 2004, 35:595-613.
- [36] 张成艳, 成小英, 董海良, 等. 库赛湖沉积物中正构烷烃的分布特征及古环境意义[J]. *地质科技情报*, 2015,34(1):72-77.
- [37] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China [J]. *Science*, 2001, 294:2345-2348.

The *n*-alkane distribution and palaeoenvironmental changes during the late Pleistocene in the Kuntayi area, Qaidam Basin, Qinghai

XIANG Wei¹, XIANG Shuyuan², LI Weibo^{2,3}, ZENG Xianchun¹

(1. *School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China*; 2. *School of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China*; 3. *China Railway Construction Heavy Industry Corporation Limited, Changsha 410100, Hunan, China*)

Abstract: In order to explore the palaeoenvironmental changes during the late Pleistocene in the Qaidam Basin, Qinghai and provide the basic data for the study of the effects of the Qinghai-Xizang Plateau uplift on the palaeoclimatic changes, the present paper gives a detailed description of the *n*-alkane distribution and ASM ¹⁴C dating for the sediments from the ZK-1404 well in the Kuntayi area, Qaidam Basin. The *n*-alkanes in most of the samples from the ZK-1404 well are characterized by high carbon numbers such as nC₂₇, nC₂₉ and nC₃₁, suggesting the odd-carbon advantage. Several samples contain higher relative abundance short-chain *n*-alkanes (carbon numbers less than nC₂₁), with nC₁₇ and nC₂₀ as the main peaks and without the odd-carbon advantage. Judged from the *n*-alkane distribution, ASM ¹⁴C dating, regional geology and palaeoenvironmental studies, the late Pleistocene (33600a to 26370a B. P.) palaeoclimatic conditions in the Kuntayi area, Qaidam Basin display the alterative changes of warm, cool and dry palaeoclimatic conditions, and warm, cool, dry and humid palaeoclimatic conditions, which are distinctly different from the modern continental arid desert climatic conditions.

Key words: *n*-alkane; late Pleistocene; palaeoenvironmental change; Qaidam Basin