

青藏高原中东部囊谦盆地始新世气候变化及其驱动机制

李尚昆,魏志福,王永莉,汪亘,马雪云,张婷,何薇,玉晓丽,李伦,马贺,魏静宜

引用本文:

李尚昆,魏志福,王永莉,汪亘,马雪云,张婷,何薇,玉晓丽,李伦,马贺,魏静宜. 青藏高原中东部囊谦盆地始新世气候变化及其 驱动机制[J]. 沉积学报, 2024, 42(2): 545-557.

LI ShangKun, WEI ZhiFu, WANG YongLi, et al. Eocene Climate Change and Its Driving Mechanism in the Nangqian Basin of the Central-eastern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2024, 42(2): 545-557.

相似文章推荐(请使用火狐或IE浏览器查看文章)

Similar articles recommended (Please use Firefox or IE to view the article)

柴西上干柴沟组中上段介壳微量元素古环境古气候意义

Paleoenvironmental and Paleoclimatic Significance of Trace Elements in Ostracod Shells in the Upper?Middle Section, Upper Ganchaigou Formation, Western Qaidam Basin

沉积学报. 2019, 37(5): 992-1005 https://doi.org/10.14027/j.issn.1000-0550.2018.192

古近纪气候变化在东海盆地内的化石记录

Sedimentary Response to Paleoclimate Change in the East China Sea Shelf Basin

沉积学报. 2019, 37(2): 320-329 https://doi.org/10.14027/j.issn.1000-0550.2018.133

祁连山北缘酒西盆地新生代沉积通量变化对周缘山体构造隆升一风化剥蚀历史的响应

The Response of Sediment Flux of Jiuxi Basin in the Northern Boundary of Qilian to the Tectonic Uplift and Weathering-denudation History

沉积学报. 2016, 34(1): 49-57 https://doi.org/10.14027/j.cnki.cjxb.2016.01.004

可可西里古湖泊沉积物有机碳 δ13 C变化特征及其影响因素

Variation Characteristics and Influencing Factors of Organic Carbon Isotope from Palaeolake Sediments in Hoh Xil Area 沉积学报. 2016, 34(2): 260–267 https://doi.org/10.14027/j.enki.cjxb.2016.02.005

南雄盆地晚白垩世一古新世陆源沉积组份变化的古气候指示

Paleoclimate Indication of Terrigenous Clastic Rock's Component during the Late Cretaceous-Early Paleocene in the Nanxiong Basin 沉积学报. 2015, 33(1): 116-123 https://doi.org/10.14027/j.cnki.cjxb.2015.01.012

文章编号:1000-0550(2024)02-0545-13

DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2022.063

青藏高原中东部囊谦盆地始新世气候变化及其驱动 机制

李尚昆^{1,2,3},魏志福^{1,2},王永莉⁴,汪亘^{1,2},马雪云^{1,2,3},张婷^{1,2,3},何薇^{1,2},玉晓丽^{1,2,3}, 李伦^{1,2,3},马贺^{3,4},魏静宜^{3,4}

1.中国科学院西北生态环境资源研究院,兰州 730000

2.甘肃省油气资源勘探与评价重点实验室,兰州 730000

3. 中国科学院大学, 北京 100049

4.中国科学院地质与地球物理研究所,中国科学院新生代地质与环境重点实验室,北京 100029

摘 要【目的】古近系以来,伴随着青藏高原隆升、地层大规模逆冲和走滑,在青藏高原北部形成了众多内陆盆地。由于盆地 位置的特殊性,盆地内部的古气候和古植被演化对厘清欧亚大陆古近系气候演化特征具有重要意义。【方法】利用青藏高原中东 部囊谦盆地古近系沉积地层剖面中的生物标志化合物和总有机碳(TOC)含量重建了51.8~37.5 Ma囊谦盆地古气候和古植被演 化历史。【结果与结论】囊谦盆地古近系气候指标演化历史具体可分为三个阶段。阶段 I (51.8~46.4 Ma),CPI 值和 TOC 值均较 低,Paq值偏高,ACL值和 nC₂₇/nC₃₁在该时期呈现明显的变化趋势,可能是受到河流所带来的陆源沉积物混入影响,主峰碳大部分 为nC₂₂和 nC₂₃,植被类型以木本植物为主,气候条件相对较为潮湿;阶段 II (46.4~42.7 Ma),此阶段 Paq值和 nC₂₇/nC₃₁ 值逐渐降低, ACL 值逐渐上升,主峰碳碳数逐渐由低碳数向中高碳数转变,植被类型逐渐由木本占优势转变为以草本植物为主,气候条件逐渐 变干,同时伴有干湿交替的气候特征;阶段 III (42.7~37.5 Ma),Paq,nC₂₇/nC₃₁和 ACL 值变化不大,主峰碳碳数明显增加,高碳数正 构烷烃明显增多,干旱化程度进一步增加;同时 TOC 明显增加,指示植被总生产力增强,可能是对中始新世温暖适宜期(MECO) 的响应。此外,通过对比分析研究区以及相邻盆地气候变化的研究结果,认为囊谦盆地水汽影响较大,季风对于水汽影响较小。

关键词 正构烷烃;古气候;古植被;囊谦盆地;青藏高原

第一作者简介 李尚昆,男,1995年出生,硕士研究生,地球化学,E-mail: skdsgy@163.com 通信作者 魏志福,男,研究员,E-mail: weizf@lzb.ac.cn 中图分类号 P532 文献标志码 A

0 引言

青藏高原地处大陆内部,伴随古新世一始新世 欧亚板块与印度板块的碰撞隆升,成为世界上面 积最大、海拔最高的高原^[1]。青藏高原东西长约 2 800 km,南北宽 300~1 500 km,总面积约 250× 10⁴ km²,约占我国面积的 25%,平均海拔 4 000 m以 上的地区面积达 122×10⁴ km²,被称为"世界第三极"。 由于青藏高原面积巨大,相对纬度较低,加之海拔高,因此能够接收强烈的太阳辐射。正是由于这些特殊原因,使得青藏高原在夏季能够从印度洋向北吸收水分,而冬季来自西北的中纬度大气急流会对高原环境产生较强影响。此外,由于高海拔和寒冷的气候条件(年平均气温低于4℃),青藏高原地区生态环境脆弱,对气候变化响应比地球上大多数地区更为强烈^[2]。

收稿日期:2021-09-16;修回日期:2022-05-13;录用日期:2022-06-17;网络出版日期:2022-06-17

基金项目:国家自然科学基金项目(41831176,41972030,41902028);国家重点研发计划(2017YFA0604803);第二次青藏高原科学考察与研究计 划项目(2019QZKK0707);中国科学院(B类)战略性先导科技专项项目(XDB26020302)[Foundation: National Natural Science Foundation of China, No. 41831176, 41972030, 41902028; National Key Research and Development Project, No. 2017YFA0604803; The Second Tibetan Plateau Scientific Expedition and Research (STEP) Program, No. 2019QZKK0707; Chinese Academy of Sciences Strategic Priority Research Program, No. XDB26020302]

青藏高原自然历史发育极其年轻,受多种因素 共同影响,形成了全世界最高、最年轻而水平地带 性和垂直地带性紧密结合的自然地理单元。青藏 高原是东亚、东南亚和南亚众多大江大河的发源 地,也是中国与亚洲湖泊、湿地的聚集地。青藏高 原现有湖泊面积占全国湖泊总面积的52%,是地球 上海拔最高的湖泊群¹³。同时,青藏高原也是我国 冰川分布量最多,面积最广的区域,目前青藏高原 现代冰川条数占我国现代冰川总条数的80%,冰川 面积占我国冰川总面积的84%,冰川冰储量占我国 冰川总储量的80%^[3]。青藏高原因其独特的地形与 地理位置被称为全球气候变化的"起动机"与"放大 器",是全球变化研究的重点区域,也是开展长时间 尺度气候变化研究的理想"实验室",现已成为全球 地学工作者关注的焦点。新生代以来青藏高原的 气候变化引发了众多讨论,是中亚气候变化的重要 组成部分,研究青藏高原气候变化对于理解亚洲干 旱化和季风的产生与发展是必不可少的过程,且对 于海洋化学和全球气候变化的理解也具有重要 意义[4-15]。

由于缺少长时间尺度范围的连续沉积,前人对 于青藏高原新生代以来气候演化方面的研究多集中 于新生代晚期,研究时间尺度较短。此外,对于青藏 高原气候演化的研究区域则多集中于青藏高原东北 部,中部和南部的一些地区,目前对于中东部囊谦盆 地长时间尺度气候变化的相关研究极少。并且所采 用方法手段多见于孢粉学及黏土矿物方面的分析, 辅之以粒度分析和沉积变化加以阐述。本研究从沉 积物本身化学性质和分子学角度进行论述。有机地 化手段利用生物标志化合物所记录的原始生物信息 可以从多种角度,多指标相互印证,从而更为准确地 反映研究区古植被古气候演化历史。本次研究所选 取的囊谦盆地剖面具有较长的连续沉积序列,是研 究整个始新世时期的气候演化过程理想的沉积剖 面。此外, Zhang et al.¹¹⁶学者利用磁性地层学对于囊 谦盆地剖面年代的确定,为重建囊谦盆地相和青藏 高原中东部区域的植被演化和气候变化奠定了重要 基础。

生物标志化合物来源于生物体,且保留着生物体,因保留着生物体,因有的有机化合物基本碳骨架,具有稳定性良好,保存时间长,适用范围广等优势¹¹⁷。从植物叶蜡中提取的正构烷烃可以在地质记录中长期保存,并

可以记录其历史时期的古植被变化信息^[18]。利用生物标志化合物已成为恢复古气候、重建古环境,探究古人类活动的重要研究手段,也是有机地球化学应用的一个重要领域。生物标志化合物重建古气候环境已广泛应用于海洋沉积物、湖泊和泥炭沉积物,以及黄土一古土壤^[19-20]。青藏高原中东部囊谦盆地利用生物标志化合物重建古气候一植被演化的研究还处于空白阶段,本研究利用青藏高原东北部囊谦盆地地层剖面沉积物中的生物标志物和总有机碳(TOC)含量重建了51.8~37.5 Ma期间的古气候和古植被演化历史,以期为厘清欧亚大陆古近纪气候演化提供重要地质证据。

1 地质概况

囊谦盆地地处青海省与西藏自治区交界处,青 藏高原中央地带的东北方向,且位于青藏高原中部 的弯曲带,是青藏高原的构造过渡和弯曲部分,区域 构造活动自东西向南北转换。该盆地的平均海拔为 4 500~5 000 m,是印度—亚洲板块碰撞之后受古近 纪压缩过程形成^[21]。囊谦盆地属于羌塘地块,北部以 金沙缝合线和松潘—甘孜地块为界,南部以班公— 怒江缝合线和拉萨地块为界。处于 32.00°~32.33° N,96.25°~96.75° E(图1)。研究区属大陆性季风气 候,冬季漫长寒冷,夏季短暂多雨,气候凉爽,年降水 主要集中于6—9月。同时,该盆地及其邻近地区也 是大型河流系统重组以及季风和生物多样性演变的 关键场所^[22]。



图 1 囊 谦 盆 地 地 理 区 位 图 JS. 金沙缝合线;BNS. 班公—怒江缝合线 Fig. 1 Geographical location of Nangqian Basin JS. Jinsha suture zone; BNS. Bangong-Nujiang suture zone

研究区地层沉积相由辫状河、冲积扇逐渐发展 到短期的浅水池/湖泊环境,最终演化为半咸水湖沉 积。同时这种演替也反映囊谦盆地早期阶段的沉积 受到了印亚板块碰撞挤压运动所导致的金沙缝合线 的影响,并且气候条件整体逐渐变干,这种含咸水湖 泊的沉积环境在中国西北半干旱地区的第四纪普遍 发育良好^[23]。

2 研究方法

2.1 采样与剖面年代序列

本研究中剖面年代数据来自于中国科学院青藏 高原研究所张伟林老师所测古地磁年代^[16]。囊谦剖 面自下而上分为囊谦东(NQ2)、囊谦北(NQ1)、囊谦 砖厂(NQ)三段进行采样,整体剖面长度自下而上约 1050 m,剖面上部NQ1段与上覆地层不整合接触,所 以样品采集在NQ1段截止。其中NQ2段剖面共28 个样品,长约500 m,NQ段共13个样品,长约120 m, 共计67个样品,NQ1段共26个样品,长约254m,其 中在NQ段剖面有接近150~200m的底层未露头,故 采样剖面中有部分缺失,并且本次研究采样年代最 新的样品为NO1-242,相较张伟林老师所测古地磁剖 面在NO1段有所缺失,剖面地层图绘制长度以张伟 林老师剖面长度为标准116。采样地层发育广泛的红 层序列,岩性变化趋势大致为,下部以古土壤砂岩为 主,中部以灰岩--泥灰岩为主,上部以粉砂岩--泥岩 为并伴有发育明显的石膏层,这也反映了一种由半 干旱逐渐转变为干旱的气候条件(图2)。剖面的下 部和中部展现了一定的沉积序列,呈现从细砾岩--砂岩--粉砂岩--泥岩--泥灰岩/石灰岩的逐渐变化到 以泥灰岩和石灰岩为主的地层特征,其中夹杂着较 为薄层的粉砂岩-泥岩,可以被看作-定程度的地 层沉积旋回,年代范围大致为距今51.8~37.5 Ma,通 过计算所得沉积速率如图2所示。

GPTS



VGP Lat. virtual geomagnetic polarity latitude; GPTS2012. geomagnetic polarity time scale^[16]

2.2 总有机碳含量测定

有机碳含量测试之前利用玛瑙研钵将样品研磨 至小于80目,然后用精度为万分之一的电子天平称 量0.20g粉末样品置于石英坩埚。样品上机测试之 前,对称量好的待测样品用浓度6%的盐酸浸泡 24h,进行酸化处理以去除无机碳。之后用去离子水 漂洗至中性、烘箱40℃烘干。将装有样品的坩埚放 在仪器的燃烧台上,由红外检测仪测量CO₂的产生 量,以计算每个样品的总有机碳(TOC)含量。样品前 处理及测试实验在中国科学院西北生态环境资源研 究院甘肃省油气资源研究重点实验室完成,仪器采 用LECO CS900碳硫分析仪。

2.3 正构烷烃分析

本次研究共采集 67 个样品,采样间隔约 10 m。 利用传统索氏抽提装置进行有机质萃取,萃取获得 的有机质用于有机地球化学分析。萃取之前,样 品研磨至100~200目,抽提溶剂为二氯甲烷和甲醇 (v:v=9:1),样品抽提时间为 72 h。抽提的有机质与 溶剂混合液样品使用氮气吹扫仪对抽提物进行蒸发 浓缩,之后使用硅胶和氧化铝色谱柱将提取物分离 成脂肪族、芳香族和极性组分。将脂肪族组分自然 晾干并使用 CHCl,稀释,使用气相色谱质谱法(GC-MS)分析正构烷烃。测试过程中使用相同的程序检 查空白样品以监测污染。

测试仪器条件:气相色谱一质谱仪型号为 HP6890GC/5973MS;毛细管柱为HP-5MS石英毛细管 柱(30 mm×0.25 mm×0.25 µm),载气为高纯氦气,载 气流速为1.2 mL/min,载气线速度为40 cm/s。柱子 初温80℃,每分钟升温3℃,终温300℃,终温恒温 20 min。离子源为EI,电离能为70 eV,离子源温度为 280℃,质谱与色谱接口为280℃。正构烷烃分析测 试实验在中国科学院西北生态环境资源研究院甘肃 省油气资源勘探与评价重点实验室完成。

3 实验结果

囊谦剖面67个样品中代表性样品正构烷烃分布 特征如图3所示,正构烷烃碳数分布在nC₁₅~nC₃₃,其 中NQ2段共28个样品,其峰型大致可以分为两种类 型,其中NQ2-3~NQ2-360共21个样品,呈双峰型分 布模式,大多以nC₂₂和nC₂₃为主峰碳;NQ2-370~NQ2-483共7个样品则以单峰型分布,主峰碳以nC₂₅为主。 NQ段共13个样品,以单峰型分布,主峰碳为nC₂₅, nC₂₆,和nC₂₇;NQ1段共26个样品,主要以双峰型分 布,其中前峰部分主要以nC₂₃为主峰碳,后峰部分主 要以nC₃₁为主峰碳,其中高碳数部分具有明显的奇碳 优势。



本研究所选用的正构烷烃代用指标为 nC_{27}/nC_{31} 、 正构烷烃(碳数> nC_{25})平均碳链长度(ACL)、正构烷 烃(碳数> nC_{23})碳优势指数(CPI)以及水生植物正构 烷烃相对输入量指标Paq,以及Pr/Ph,G(伽马蜡烷)/ $C_{30}H(C_{30}\alpha\beta- 齹烷), \Sigma nC_{22}/\Sigma nC_{22}$ 等,相应计算公式 如下^[24-26]:

 $ACL_{27-31} = (27 \times nC_{27} + 29 \times nC_{29} + 31 \times nC_{31} + 33 \times nC_{33})/(nC_{27} + nC_{29} + nC_{31} + nC_{33})$ (1)

 $CPI=0.5\times[(nC_{23}+nC_{25}+nC_{27}+nC_{29}+nC_{31})/(nC_{22}+$

 $nC_{24} + nC_{26} + nC_{28} + nC_{30}) + (nC_{23} + nC_{25} + nC_{27} + nC_{29} + nC_{31})/(nC_{24} + nC_{26} + nC_{28} + nC_{30} + nC_{32})]$ (2)

Paq=(nC₂₃+nC₂₅)/(nC₂₃+nC₂₅+nC₂₉+nC₃₁) (3) 如图4和表1所示,囊谦剖面样品CPI值为1.02~
3.54,平均值为1.65;ΣnC₂₂/ΣnC₂₂·值为0.06~0.73,平均值为0.27;Paq为0.26~0.93,平均值为0.61;ACL值为26.46~29.66,平均值为28.27;nC₂₇/nC₃₁为0.33~
6.35,平均值为1.55;nC₁₇/nC₃₁值为0.01~4.57,平均值为0.59,TOC值为0.03%~0.20%,平均值为0.08%。



图 4 囊谦剖面正构烷烃指标对比图 Fig.4 Comparison of *n*-alkane-derived indices in Nangqian section

表1 囊谦盆地样品有机地球化学指标参数

Table 1 Organic geochemical index parameters of samples from Nangqian Basin

样品编号	年代	nC_{17}/nC_{31}	$\Sigma n C_{22} / \Sigma n C_{22^*}$	Pr/Ph	G/C ₃₀ H
NQ1-242	37.50	0.34	0.38	0.31	0.15
NQ1-229	37.80	0.21	0.31	0.37	0.13
NQ1-222	37.90	0.04	0.15	0.20	0.07
NQ1-213	38.04	0.21	0.10	0.39	0.06
NQ1-203	38.20	0.01	0.06	0.10	0.12
NQ1-192	38.36	0.04	0.15	0.17	0.14
NQ1-182	38.51	0.13	0.19	0.39	0.11
NQ1-172	38.68	0.34	0.34	0.45	0.13
NQ1-163	38.86	0.38	0.42	0.41	0.11
NQ1-157	38.98	0.07	0.16	0.28	0.09
NQ1-148	39.17	0.04	0.13	0.26	0.17
NQ1-141	39.31	0.29	0.33	0.34	0.13
NQ1-129	39.55	0.05	0.15	0.20	0.09
NQ1-118	39.82	0.07	0.17	0.31	0.05
NQ1-108	40.05	0.23	0.29	0.30	0.09
NQ1-99	40.26	4.05	0.70	0.45	0.14
NQ1-89	40.50	0.16	0.09	0.24	0.20
NQ1-81	40.69	0.06	0.14	0.27	0.37

					续表
样品编号	年代	nC_{17}/nC_{31}	$\Sigma n \mathrm{C}_{22^*} / \Sigma n \mathrm{C}_{22^*}$	Pr/Ph	$G/C_{30}H$
NQ1-70	40.95	0.05	0.15	0.28	0.11
NQ1-53	41.36	0.26	0.29	0.39	0.12
NQ1-43	41.52	0.15	0.26	0.31	0.10
NQ1-35	41.65	0.75	0.53	0.36	0.20
NQ1-28	41.80	0.34	0.42	0.41	0.04
NQ1-19	41.96	0.19	0.31	0.32	0.13
NQ1-13	42.00	1.25	0.26	0.46	0.12
NQ1-3	42.25	0.29	0.32	0.29	0.09
NQ-105	42.76	0.12	0.09	0.35	0.16
NQ-97	42.94	0.41	0.21	0.31	0.13
NQ-87	43.00	0.25	0.12	0.49	0.16
NQ-76	43.20	0.26	0.14	0.43	0.11
NQ-66	43.40	0.15	0.09	0.31	0.14
NO-56	43.60	0.63	0.56	0.74	_
NO-45	44.03	0.26	0.12	0.32	0.11
NO-36	44.20	0.59	0.18	0.28	0.13
NO-26	44 48	0.53	0.28	0.36	0.71
NO-19.5	44 58	0.26	0.15	0.36	0.18
NQ-16	44 67	0.47	0.18	0.21	0.16
NQ-11-5	44 70	0.24	0.16	0.45	0.09
NQ-11.5	44.90	0.24	0.13	0.37	0.07
NQ-0.5	46.38	1.15	0.51	0.38	0.10
NQ2-13	46.36	1.15	0.45	0.27	0.10
NQ2-24	46.62	0.71	0.41	0.27	0.12
NQ2-40	46.68	1.79	0.41	0.23	0.12
NQ2-50	46.08	2.22	0.40	0.24	0.15
NQ2-54	40.72	0.16	0.08	0.40	0.13
NQ2-01	40.80	0.10	0.22	0.13	0.13
NQ2-75	40.95	0.62	0.55	0.30	0.12
NQ2-89	47.05	0.59	0.42	0.25	0.13
NQ2-100	47.15	0.13	0.24	0.35	0.12
NQ2-118	47.33	1.51	0.39	0.32	0.13
NQ2-123	47.37	4.57	0.73	0.37	0.14
NQ2-148	47.59	—	0.21	—	0.14
NQ2-153	47.64	_	0.25	_	0.12
NQ2-162	47.70	0.24	0.30	0.17	0.15
NQ2-172	47.80	0.76	0.18	0.42	0.14
NQ2-185	47.94	0.82	0.52	0.36	0.12
NQ2-196	48.05	0.62	0.45	0.27	0.12
NQ2-204	48.11	0.71	0.54	0.39	0.09
NQ2-272	48.50		0.26	—	0.17
NQ2-360	49.86	—	0.28	—	0.19
NQ2-370	50.07	1.03	0.36	0.33	0.14
NQ2-380	50.27	0.32	0.11	0.17	0.15
NQ2-400	50.70	0.43	0.15	0.24	0.13
NQ2-415	51.00	1.18	0.17	0.34	0.14
NQ2-427	51.20	0.26	0.11	0.25	0.13
NQ2-460	51.57	0.37	0.12	0.19	0.16
NQ2-470	51.65	0.33	0.09	0.39	0.12
NQ2-483	51.80	—	0.08	—	0.13

注:"一"表示低于检测下限或异常值,无数据。

4 有机质来源

湖泊沉积物的有机质一般可分为两种来源:一 是来自外源输入陆生高等植物来源;二是来自水体 内部内源的水生生物来源,其主要由低等菌藻类生 物和水生植物(挺水、沉水和漂浮植物)组成^[26]。陆生 高等植物正构烷烃碳数分布范围一般为*n*C₁₅~*n*C₃₃, 通常以*n*C₂₇、*n*C₂₉或*n*C₃₃为主峰,具有明显的奇碳优 势;低等菌藻类生物正构烷烃碳数分布范围一般为 *n*C₁₅~*n*C₁₇,多以*n*C₁₇为主峰呈单峰型分布,无明显奇 偶优势^[25]。沉水/漂浮植物碳数分布一般为 *n*C₂₁~*n*C₂₅,而挺水植物与高等植物的正构烷烃分布类 似,双峰型分布则被认为是混合来源^[26]。

前人提出沉积物 Paq值可以指示沉水/漂浮植物 输入的正构烷烃在高碳数正构烷烃中的比例,一般 认为 Paq值小于0.1时,生物源以陆源高等植物为主, Paq值介于0.1~0.4,生物源以挺水植物为主,Paq值 介于0.4~1.0,生物源主要为沉水/漂浮水生大型植 物。而囊谦剖面样品的 Paq值为0.26~0.93,平均值 为0.61,指示沉水/漂浮植物等水生植物的贡献较大。

此外,对于 $\Sigma n C_{21} / \Sigma n C_{22}$,和 $n C_{17} / n C_{31}$ 这两个指标,前人认为也可指示水生低等菌藻类植物和高等植物的比例,其中 $n C_{17} / n C_{31} < 0.5$ 指示高等植物输入为主, $n C_{17} / n C_{31} > 2$ 指示菌藻类输入为主,囊谦剖面样品的 $\Sigma n C_{21} / \Sigma n C_{22}$ 值为0.06~0.73,平均值为0.27, $n C_{17} / n C_{31}$ 值为0.01~4.57,平均值为0.59^[17,24]。

结合正构烷烃分布特征、主峰碳碳数变化、Paq 等指标讨论囊谦盆地有机质来源,大致可以分为三 个时期。

阶段 I (51.8~46.4 Ma): Paq 整体偏高, 平均值为 0.80, nC₁₇/nC₃₁平均值为 0.97, 指示生物源主要为沉 水/漂浮水生大型植物; ΣnC₂₁/ΣnC₂₂·平均值为 0.32, 指示水生菌藻类低等生物输入较少; 主峰碳碳数多 集中于 nC₂₅之前, 多数以 nC₂₂和 nC₂₃为主峰碳; 正构 烷烃的分布谱图在该阶段也显示为明显的前峰优 势, 在该阶段的晚期约 48.1~46.4 Ma 有含量极少的高 碳数正构烷烃后峰出现, 这可能是水动力条件较强, 带入了少量陆源有机质混入所致。

阶段 II (45~42.7 Ma): Paq 明显减小,平均值为 0.50, nC_{17}/nC_{31} 平均值为 0.34, 指示生物源主要由沉 水/漂浮水生大型植物向陆生高等植物转变,指示陆 源物质输入的增多; $\Sigma nC_{27}/\Sigma nC_{22}$ 平均值为 0.18 依旧

指示水生菌藻类低等生物输入较少;在该阶段早期, 主峰碳碳数多集中于nC₂₅左右,在该阶段晚期逐渐向 nC₂₇过渡;正构烷烃的分布谱图在该阶段也显示为明 显的单峰型。

阶段 III (42.7~37.5 Ma): Paq 整体偏低,平均值为 0.44, nC_{11}/nC_{31} 平均值为 0.38,指示生物源以沉水/漂 浮水生大型植物和陆生高等植物混合输入为主; $\Sigma nC_{21}/\Sigma nC_{22}$ 平均值为 0.26,指示水生菌藻类低等生 物输入较少; 正构烷烃的分布谱图在该阶段显示为 明显的双峰型,也指示了有机质来源为水生陆生混 合来源。

总体而言,囊谦剖面沉积物有机质来源中低等 水生菌藻类输入比较少,早中期有机质来源主要为 沉水/漂浮植物等水生植物,中晚期逐渐混入部分陆 地高等植物来源。

5 古植被与古气候演化

前人研究表明,正构烷烃以*n*C₂₇或*n*C₂₉为主峰碳 时,代表木本植物占主导地位,主峰碳以*n*C₃₁为主时, 草本植物占主导地位。因此,*n*C₂₇/*n*C₃₁比值的变化一 般用来反映木本与草本植物相对含量的变化,其值 增大指示草本植物向木本植物演化,其值减小则指 示木本植物向草本植物的演化^[27]。不同链长的正构 烷烃对应不同的植物来源,因此,湖泊沉积物中长链 正构烷烃(碳数>*n*C₂₆)的平均碳链长度(ACL)也可以 用来指示不同的植被类型^[27],草本植物的平均碳链长 度大于木本植物,ACL值的变化可以反映木本和草 本植物相对丰度的变化。

囊谦剖面沉积物的 nC₂₇/nC₃₁值和 ACL 值(碳数 nC₂₅~nC₃₃)协同变化,呈一定程度的负相关关系(n= 67, R²=0.47), nC₂₇/nC₃₁值平均值为 0.33~6.35,平均值 为 1.55; ACL 值介于 27.11~30.25,平均值为 29.05; CPI 值介于 1.02~3.54,平均值为 1.64。

前人研究显示,水生植物正构烷烃相对输入量 指标 Paq值可以反映湿地环境地质历史中降水量的 变化,Paq值较高表明来源于沉水/浮水植物的中链 正构烷烃含量较高,指示湖泊扩张,湿度较高;反之 则认为陆源高等植物和挺水植物的贡献量增大,指 示低的湖水面,表明气候条件较为干旱。相关研究 结论已经在青藏高原被证实并广泛应用^[28-33]。此外, 前人认为温度与正构烷烃链长(ACL)具有一定的正 相关性;当温度升高时,植物趋向于合成更长链的正 构烷烃^[33];同时ACL值的变化可以反映海洋沉积物 古温度的相对变化,并认为ACL值的变化可以反映 陆地沉积物源区古温度的相对变化,其结果在现代 植物叶片正构烷烃与温度变化的研究中也得到了 证实^[34-35]。

本研究结果显示,在51.8~37.5 Ma期间,囊谦剖 面正构烷烃指标总体变化趋势相似(图4),指示囊谦 盆地的植被对于气候变化响应较为敏感,尤其是在 温度和湿度方面。根据正构烷烃指标及TOC变化趋 势,囊谦剖面在45 Ma和42.7 Ma出现了明显的气候 转变,囊谦盆地自始新世至渐新世的古植被和古气 候演化可以划分为以下三个阶段。

阶段 I (51.8~46.4 Ma):该时期 Paq值较高,CPI 值较低,主峰碳碳数以 nC₂₃为主,nC₂₇/nC₃₁值在该阶 段早期 I -1 时期偏高,这也印证了该时期植物类型 以中链木本水生植物为主;在该段时期,沉积相为辫 状河以及短期湖泊,河流相沉积相属于水动力条件 较强的开放体系,而在这样的体系下,地表径流所携 带的陆生植物可能是影响陆生植物输入的重要因 素,所以关于 ACL 和 nC₂₇/nC₃₁这两个指标在该阶段晚 期 I -2 时期所显示的总体链长偏高的现象,可能是 降雨以及地表径流所带来的外源陆地植被输入 所致^[34]。

前人研究结果显示,ACL在一定程度上可以反 映气候的温暖程度,更长链的正构烷烃,往往对应更 温暖的气候特征^[3435],然而这样的结论也需要稳定的 沉积环境和植被类型作为基础支撑。在阶段 I 的正 构烷烃分布模式和沉积环境方面均不够稳定,沉积 相为开放体系的河流相,所以不能直接认为其处于 一个较低温度的环境。在这一阶段,TOC(0.03%~ 0.11%,平均值为0.60%)也有相对较低的值,而总有 机碳含量也是对于湖泊沉积物有机质含量的一种反 映,较低的值可能是由沉积环境不稳定所致,故在阶 段 I 时期,囊谦盆地的气候条件可能相对湿润,温度 方面则需要更多其他指标佐证。

阶段 II (45~42.7 Ma):该阶段初期与阶段 I-2相 比,ACL值显著减小,nC₂₇/nC₃₁值显著增大,这样的现 象可能是由于在植被类型没有发生改变,依旧以水 生木本植物为主的条件下,沉积环境发生了快速改 变,由上一阶段的不稳定河流相转变成了较为稳定 的半咸水湖相,水动力大幅减弱,河流和降水所携带 的陆源有机质输入快速减少,致使ACL和nC₂₇/nC₃₁随 之发生相应的变化。

该段时期沉积相逐渐趋于稳定,ACL值总体逐 渐升高,nC₂₇/nC₃₁逐渐减小,Paq值明显减小,主峰碳 碳数逐渐向中高碳数转变,大多以nC25为主峰碳,共 同表明该时期整体植被类型由木本植物为主逐渐转 变为以草本植物为主,且TOC含量相较于上一阶段 也有了一定的增加,表明随沉积环境稳定植物生产 力出现了提升。由于植物叶蜡烷烃的ACL反映了叶 片上表皮蜡质对叶片水平衡的调节程度,烷烃的碳 链越长,锁水能力越强,叶蜡烷烃ACL与温度之间存 在相关性正是由于叶片对植物体内水分的调节,随 着温度升高,叶片水的蒸腾作用增强,为保持体内的 水分平衡,植物叶片上表皮需要更强的锁水能力,于 是植物合成的叶蜡烷烃的碳链就越长130。所以在相 对逐渐稳定的沉积环境下,ACL值的升高可能意味 着温度在一定程度上的升高。同时Paq值的逐渐减 小也指示气候出现长期逐渐干旱化的趋势,并且与 岩性变化有所对应,地层中开始出现了石膏夹层,响 应了变干的气候特征。

阶段 III (42.7~37.5 Ma):该段时期沉积相以泥 滩盐湖为主,在正构烷烃指标上,ACL 值整体保持 较高的趋势,CPI 值明显增大,而 Paq 值和 nC₂₇/nC₃₁ 的值同样保持整体较低的趋势,主峰碳高碳数比例 明显增多,均指示了陆生高等植物比例的迅速上 升,这反映在正构烷烃的分布上,可能导致更高比 例的奇数碳正构烷烃,呈现更为明显的奇偶优势^[25]。 这一趋势可以从正构烷烃分布图上看出(图3),峰 型为双峰型且奇偶优势明显。综上所述,该时期以 草本植物为主要植被类型。

该段时期,ACL、Paq、nC₂₇/nC₃₁和CPI显示了较 为一致的变化趋势(图4)。同时,我们对于囊谦样 品的总有机碳含量(TOC)进行了测定,结果表明相 较于阶段Ⅱ,阶段Ⅲ具有更高的TOC(0.04%~ 0.20%,平均值为0.10%)值,这在一定程度上佐证了 植物生产力的提高,与奇碳优势更明显的阶段Ⅲ的 正构烷烃分布也有所对应,反映这一时期的气候条 件更适宜草本植物的生长,ACL值也在较为稳定的 沉积环境下保持高值,可能是对于温度变暖的一些 响应,并且与同时期40 Ma左右的中始新世大暖期 (MECO)事件对应良好(图4),也可能是受到该变暖 事件的影响。且在该时期Paq值保持较低的值,同 时期地层中发育大量的石膏层,均指示气候进一步 干旱化,所以我们认为在该段时期气候条件总体相 对温暖且持续干旱化。

对比本研究有机地化指标与前人在囊谦盆地 YAL 剖面^[37](图 5b)以及 RZ 剖面^[38](图 5b)年代约 41.2~37.8 Ma(巴尔通期)的孢粉学结果以及碎屑样 品粒度分析结果,显示在晚始新世时期气候特征具 有明显的波动与周期性。据此我们认为,即使气候 整体处于温暖条件下,该阶段气候仍具有短期的干 湿交替变化。对比本研究结果与同年代尺度始新世 西宁盆地气候记录,显示气候变化趋势基本一致(图 5a,c),柴达木盆地和可可西里盆地等研究结果均较 为一致^[3742]。据此认为,即使气候整体处于变暖且持 续干旱的条件,该阶段仍具有短期的干湿交替。

前人认为,较低的姥植比(Pr/Ph<0.6)通常代表 缺氧的超盐度环境,而较高的伽马蜡烷值也反映环 境盐度较高^[43]。本次囊谦样品 Pr/Ph 最大值为0.74, 最小值为0.10,平均值为0.32,根据其变化特征可以 分为三个阶段,在阶段 I, Pr/Ph 平均值值为0.30,阶 段 II 为0.38,阶段 III 为0.31。同样,伽马蜡烷/C₃₀ αβ-藿烷(G/C₃₀H)最大值为0.71,最小值为0.04,平均值 为0.14,其在阶段 I 平均值为0.13,阶段 II 平均值为 0.18,阶段 III 平均值为0.13。根据伽马蜡烷比值的阶 段性变化特征可知,在整个漫长的52~37.5 Ma时期, 囊谦盆地总体含盐度也具有逐步升高的趋势,尤其 在阶段 II 出现了相对更为明显的盐度增加,这也与 岩性变化对应良好。所以整体来看,从51.8~37.5 Ma 期间,囊谦盆地气候主要演化特征显示为逐渐变干 且在中晚期明显升温的趋势。

6 驱动机制

青藏高原隆起是新生代以来最重要的地质造山 活动,在全球和区域气候变化中发挥着重要作用。 许多先前使用敏感实验的模拟,无论有没有青藏高 原作为主体,都发现隆升过程对亚洲季风的形成和 演化、亚洲内陆的干旱化,以及区域和全球气候变化 有着显著影响¹⁴⁴⁻⁴⁵¹。

前人大量研究表明,影响亚洲内陆干旱化的主要原因之一是全球气候变冷。例如,Long et al.^[39]通过结合正构烷烃生物标志化合物和孢粉学记录对西宁盆地沉积物展开研究,认为在始新世末到渐新世初期间的气候变冷变干是源于全球气温在此期间的下降,这与Dupont-Nivet et al.^[40]所得结论基本一致。

此外,大洋环流会带来大量的水汽,海陆分布发 生改变会导致洋盆形状发生改变,从而进一步改变 大洋环流的模式。太平洋一特提斯海一大西洋之间 的环球热带洋流完全中断可能是晚白垩纪一晚中新 世特提斯海的消亡所致^[46]。



图 5 囊谦盆地与邻区剖面对比图

(a)本次研究所得正构烷烃数据;(b)前人所作囊谦剖面孢粉学结果(N/E:白刺属/麻黄属,橙色线表示典型荒漠环境(<1)和草原荒漠环境(>1)的分界线}³⁷⁻³⁸;(c)前人所作西宁盆地正构烷烃结果^[39];(d)特提斯海退缩进程^[50];(e)Zachos所作始新世全球深海氧同位素变化^[51]

Fig.5 Comparison of profiles from Nangqian Basin and adjacent area

(a) *n*-alkane data obtained in this study; (b) palynological results for Nangqian section from previous studies (N/E = Nitraria/Ephedra ratio. The orange line indicates the transition point between the typical desert ecosystem (numbers <1) and stepped desert (numbers >1)^[37.38]; (c) previous *n*-alkane results in Xining Basin^[39]; (d) retreat of the Tethys Sea^[50]; (e) Ecocene global deep-sea oxygen isotope changes ^[51]

始新世期间,青藏高原内部的重要水汽来源之 一就是特提斯海,特提斯海的变化能够引发海陆间 热力性质的改变,所以特提斯海退缩意味着通往青 藏高原内部的水汽减少,其对于干旱化进程的影响 不言而喻。晚始新世一早渐新世,印度板块和亚洲 板块持续碰撞,同期海平面也有所降低,指示副特提 斯海的进一步消亡。而青藏高原内陆地区的水汽来 源主要受西风环流的控制,因此副特提斯海的退缩 对青藏高原内陆地区的干旱化进程必然有着重要的 影响^[47]。

通过对比囊谦盆地正构烷烃相关指标及TOC记录的气候演化特征与西宁盆地谢家剖面气候演化记录^[38](图5a,c)可以发现,在50.5~37.8 Ma时期,西宁盆地植被类型由木本植物为主逐渐演化为草本植物为主,气候整体干旱并较为温暖,这与囊谦盆地具有相似的演化特征;前人认为该段时期西宁盆地的水汽都是西风带来的。因此,推测囊谦盆地始新世气候变化驱动机制与西宁盆地相似,水汽来源也较为一致,主要受西风控制。

前人通过囊谦盆地碳酸盐氧同位素⁴⁸³和对于青 藏高原中部的伦波拉盆地古高度⁴⁹⁹相关研究表明,晚 始新世青藏高原海拔高度有所提升,结合帕米尔造 山带的隆升挤压,这可能进一步导致了特提斯海在 47~40 Ma产生穿时性退缩^[50],与此同时,囊谦盆地气 候也持续干旱化(图5d);青藏高原的隆升可能进一 步阻挡了西风携带的以特提斯海为主要来源的水 汽,并且全球深海氧同位素^[51]在同一时期所反映的全 球气候变冷也可能让内陆地区的水汽输送更加困难 (图5e),这些原因可能共同导致囊谦盆地的干旱化。

囊谦盆地始新世的沉积速率显示,始新世早期 和中期的沉积速率明显大于中晚期,这可能意味着 囊谦盆地在始新世早期和中期的隆升程度大于始新 世晚期,所以晚始新世可能没有剧烈的构造隆升。

此外,青藏高原的隆升可能进一步阻隔了南亚 季风对青藏高原中东部的影响,从而季风所携带的 水汽无法到达青藏高原内陆地区。相比之下,处于 青藏高原东南部^[5051](剑川盆地,马尔康盆地)和西南 部^[49](伦波拉盆地)的一些盆地,在始新世中晚期沉积 相与囊谦盆地的沉积相大不相同,主要代表河流、沼 泽、三角洲和淡水湖的相环境,而囊谦盆地则主要为 盐湖相。在这些盆地中,植物化石等类似的有机质 大量存在,尤其剑川盆地地层中发现了明显的煤层, 表明西藏南部的气候条件更为湿润,可能为热带/亚 热带气候,受来自南方的 I~AM 型季风驱动^[52](印度 尼西亚—澳大利亚季风)。这与藏中北部和东北部 地区(囊谦盆地,西宁盆地,柴达木盆地等)的半干旱/ 干旱气候形成鲜明对比。由此可见,囊谦盆地始新 世期间可能受到南部季风的影响相对较小。

7 结论

通过对囊谦剖面沉积物的正构烷烃相关指标和 总有机碳含量对比研究,重建了青藏高原中东部 51.8~37.5 Ma的古气候和古植被演化历史,得出以下 初步结论。

(1)囊谦剖面沉积物有机质来源中低等水生菌 藻类输入比较少,早中期有机质来源主要为沉水/漂 浮植物等水生植物,中晚期逐渐混入部分陆地高等 植物来源。

(2)结合各项有机地球化学指标,囊谦盆地 51.8~37.5 Ma以来的古气候与古植被演化可以分为 三个阶段:阶段 I (51.8~46.4 Ma),气候条件整体湿 润,植被类型以水生草本植物为主;阶段 II (45~ 42.7 Ma),气候条件逐渐转干,温度有所上升,伴随周 期性干湿变化,植被类型由木本植物为主转变为草 本植物为主;阶段 III (42.7~37.2 Ma),气候条件持续 干旱,可能受到 MECO 事件影响,有机质含量明显增 大,植被类型以草本植物为主。

(3)通过多指标体系重建的囊谦盆地始新世的 气候演化历史与邻区气候变化、特提斯海退缩进程, 全球深海氧同位素对比研究,认为囊谦盆地始新世 气候变化主要受全球性气候变化和特提斯海退缩的 影响,青藏高原的隆升,海拔的增加对于囊谦盆地水 汽影响较大,季风对于水汽影响较小。

参考文献(References)

- 张海霞.青藏高原东北部黄土记录的释光测年及末次冰消期 以来气候变化研究[D]. 兰州:兰州大学,2020. [Zhang Haixia. Paleoclimatic changes revealed by luminescence chronology and proxy indexes of loess records in the northeastern Tibetan Plateau since the last deglaciation[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2020.]
- [2] Liu X D, Cheng Z G, Yan L B, et al. Elevation dependency of recent and future minimum surface air temperature trends in the Tibetan Plateau and its surroundings[J]. Global and Planetary Change, 2009, 68(3): 164-174.

- [3] 徐祥德,董李丽,赵阳,等. 青藏高原"亚洲水塔"效应和大气水 分循环特征[J]. 科学通报, 2019, 64 (27): 2830-2841. [Xu Xiangde, Dong Lili, Zhao Yang, et al. Effect of the Asian Water Tower over the Qinghai-Tibet Plateau and the characteristics of atmospheric water circulation[J]. Science Bulletin, 2019, 62(27): 2830-2841.]
- [4] Ruddiman W F, Kutzbach J E. Plateau uplift and climate change[J]. Sci Am, 1991, 264(3): 66-75.
- [5] Edmond J M. Himalayan tectonics, weathering processes, and the strontium isotope record in marine limestones[J]. Science, 1992, 258(5088): 1594-1597.
- [6] Raymo M E, Ruddiman W F. Tectonic forcing of Late Cenozoic climate[J]. Nature, 1992, 359(6391): 117-122.
- [7] Molnar P, England P, Martinod J. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon[J]. Reviews of Geophysics, 1993, 31(4): 357-396.
- [8] Molnar P. Mio-Pliocene growth of the Tibetan Plateau and evolution of East Asian climate[J]. Palaeontologia Electronica, 2005, 8 (1): 1-23.
- [9] An Z S, Kutzbach J E, Prell W L, et al. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan Plateau since Late Miocene times[J]. Nature, 2001, 411(6833): 62-66.
- [10] Harris N. The elevation history of the Tibetan Plateau and its implications for the Asian monsoon[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2006, 241(1): 4-15.
- [11] Walker J C G, Hays P B, Kasting J F. A negative feedback mechanism for the long-term stabilization of earth's surface temperature[J]. Journal of Geophysical Research, 1981, 86 (C10): 9776-9782.
- [12] Berner R A, Lasaga A C, Garrels R M. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years[J]. American Journal of Science, 1983, 283(7): 641-683.
- [13] Raymo M E, Ruddiman W F, Froelich P N. Influence of Late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles[J]. Geology, 1988, 16(7): 649-653.
- [14] Zachos J C, Kump L R. Carbon cycle feedbacks and the initiation of Antarctic glaciation in the earliest Oligocene[J]. Global and Planetary Change, 2005, 47(1): 51-66.
- [15] Hren M T, Bookhagen B, Blisniuk P M, et al. δ¹⁸O and δD of streamwaters across the Himalaya and Tibetan Plateau: Implications for moisture sources and paleoelevation reconstructions[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2009, 288(1/2): 20-32.
- [16] Zhang W L, Fang X M, Zhang T, et al. Eocene rotation of the northeastern central Tibetan Plateau indicating stepwise compressions and eastward extrusions[J]. Geophysical Research Letters, 2020, 47(17): e2020GL088989.
- [17] 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. [Xie Shucheng, Liang Bin, Guo Jianqiu, et al. Biomarkers and the related global

change[J]. Quaternary Sciences, 2003, 23(5): 521-528.

- [18] Zhang Z H, Zhao M X, 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.
- [19] 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.
- [20] Xie S C, Chen F H, Wang Z Y, et al. Lipid distributions in loesspaleosol sequences from Northwest China[J]. Organic Geochemistry, 2003, 34(8): 1071-1079.
- [21] Horton B K, Yin A, Spurlin M S, et al. Paleocene-Eocene syncontractional sedimentation in narrow, lacustrine-dominated basins of east-central Tibet[J]. GSA Bulletin, 2002, 114(7): 771-786.
- [22] Su T, Spicer R A, Li S H, et al. Uplift, climate and biotic changes at the Eocene-Oligocene transition in south-eastern Tibet[J]. National Science Review, 2019, 6(3): 495-504.
- [23] Fang X M, Dupont-Nivet G, Wang C S, et al. Revised chronology of central Tibet uplift (Lunpola Basin)[J]. Science Advances, 2020, 6(50): eaba7298.
- [24] 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.
- [25] Eglinton G, Hamilton R J. Leaf Epicuticular Waxes: The waxy outer surfaces of most plants display a wide diversity of fine structure and chemical constituents[J]. Science, 1967, 156 (3780): 1322-1335.
- [26] Dodd R S, Afzal-Rafii Z. Habitat-related adaptive properties of plant cuticular lipids[J]. Evolution, 2000, 54(4): 1438-1444.
- [27] 王永莉.东亚南北气候区现代土壤及湖相沉积中生物标志物 特征与气候意义[D]. 兰州:兰州大学,2006. [Wang Yongli. Characteristics and climatic implications of biomarkers in modern soils along north-south transection of East Asia and lacustrine sediments[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2006.]
- [28] Cranwell P A. Chain-length distribution of *n*-alkanes from lake sediments in relation to post-glacial environmental change[J].
 Freshwater Biology, 1973, 3(3): 259-265.
- [29] 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:以希门错为例[J]. 科学通报, 2011,56(14):1132-1139. [Pu Yang, Zhang Hucai, Wang Yongli, et al. Climatic and environmental implications from *n*-alkanes in glacially eroded lake sediments in Tibetan Plateau: An example from Ximen Co[J]. Chinese Science Bulletin, 2011, 56(14): 1132-1139.]
- [30] Duan Y, Xu L. Distributions of *n*-alkanes and their hydrogen isotopic composition in plants from Lake Qinghai (China) and the surrounding area[J]. Applied Geochemistry, 2012, 27(3): 806-814.
- [31] Hou J Z, D'Andrea W J, Wang M D, et al. Influence of the Indi-

第42卷

an monsoon and the subtropical jet on climate change on the Tibetan Plateau since the Late Pleistocene[J]. Quaternary Science Reviews, 2017, 163: 84-94.

- [32] Zheng Y H, Zhou W J, Meyers P A, et al. Lipid biomarkers in the Zoigê -Hongyuan peat deposit: Indicators of Holocene climate changes in west China[J]. Organic Geochemistry, 2007, 38 (11): 1927-1940.
- [33] 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.
 [Cui Jingwei, Huang Junhua, Xie Shucheng. Characterstics of seasonal variations of leaf *n*-alkanes and *n*-alkenes in modern higher plants in Qingjiang, Hubei province, China[J]. Chinese Science Bulletin, 2008, 53(11): 1318-1323.]
- [34] 何薇,汪亘,王永莉,等.四川邛海湖泊沉积物记录的过去30 cal. ka B. P. 以来的古气候环境特征[J]. 第四纪研究,2018,38(5):1179-1192. [He Wei, Wang Gen, Wang Yongli, et al. Characteristics of climate and environment over the past30 cal. ka B. P. recorded in lacustrine deposits of the Qionghai Lake, Sichuan province[J]. Quaternary Sciences, 2018, 38(5):1179-1192.]
- [35] Sorrel P, Eymard I, Leloup P H, et al. Wet tropical climate in SE Tibet during the Late Eocene[J]. Scientific Reports, 2017, 7(1): 7809.
- [36] Wang J, Axia E, Xu Y P, et al. Temperature effect on abundance and distribution of leaf wax *n*-alkanes across a temperature gradient along the 400 mm isohyet in China[J]. Organic Geochemistry, 2018, 120: 31-41.
- [37] Yuan Q, Vajda V, Li Q K, et al. A Late Eocene palynological record from the Nangqian Basin, Tibetan Plateau: Implications for stratigraphy and paleoclimate[J]. Palaeoworld, 2017, 26(2): 369-379.
- [38] Yuan Q, Barbolini N, Rydin C, et al. Aridification signatures from fossil pollen indicate a drying climate in east-central Tibet during the Late Eocene[J]. Climate of the Past, 2020, 16(6): 2255-2273.
- [39] Long L Q, Fang X M, Miao Y F, et al. Northern Tibetan Plateau cooling and aridification linked to Cenozoic global cooling: Evidence from *n*-alkane distributions of Paleogene sedimentary sequences in the Xining Basin[J]. Chinese Science Bulletin, 2011, 56(15): 1569-1578.
- [40] Dupont-Nivet G, Krijgsman W, Langereis C G, et al. Tibetan Plateau aridification linked to global cooling at the Eocene-Oligocene transition[J]. Nature, 2007, 445(7128): 635-638.
- [41] Miao Y F, Wu F L, Chang H, et al. A Late-Eocene palynological record from the Hoh Xil Basin, northern Tibetan Plateau, and its

implications for stratigraphic age, paleoclimate and paleoelevation[J]. Gondwana Research, 2016, 31: 241-252.

- [42] Ye C C, Yang Y B, Fang X M, et al. Paleolake salinity evolution in the Qaidam Basin (NE Tibetan Plateau) between ~42 and 29 Ma: Links to global cooling and Paratethys Sea incursions[J]. Sedimentary Geology, 2020, 409: 105778.
- [43] 张一伟.油气藏形成与勘探[M].北京:石油工业出版社,
 2003. [Zhang Yiwei. Formation and exploration of oil and gas reservoirs[M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 2003.]
- [44] Kutzbach J E, Guetter P J, Ruddiman W F, et al. Sensitivity of climate to Late Cenozoic uplift in southern Asia and the American west: Numerical experiments[J]. Journal of Geophysical Research, 1989, 94(D15): 18393-18407.
- [45] Ruddiman W F, Kutzbach J E. Forcing of Late Cenozoic northern Hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and the American west[J]. Journal of Geophysical Research, 1989, 94(D15): 18409-18427.
- [46] Popov S V, Rögl F, Rozanov A Y, et al. Lithologicalpaleogeographic maps of paratethys: 10 maps Late Eocene to Pliocene[J]. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 2004, 250: 1-46.
- [47] Hasty S. New biomedical engineering study findings have been reported by researchers at university of Miami, department of biomedical engineering[J]. Energy Business Journal, 2011, jan. 3 (oct. 31): 11-12.
- [48] Li L, Fan M, Davila N, et al. Carbonate stable and clumped isotopic evidence for Late Eocene moderate to high elevation of the east-central Tibetan Plateau and its geodynamic implications[J]. Base of the Kiaman Its Definition & Global Stratigraphic Significance, 2019, 131(5/6):831-844.
- [49] Wei W, Lu Y C, Xing F C, et al. Sedimentary facies associations and sequence stratigraphy of source and reservoir rocks of the lacustrine Eocene Niubao Formation (Lunpola Basin, central Tibet)
 [J]. Marine and Petroleum Geology, 2017, 86: 1273-1290.
- [50] Sun J M, Windley B F, Zhang Z L, et al. Diachronous seawater retreat from the southwestern margin of the Tarim Basin in the Late Eocene[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2016, 116: 222-231.
- [51] Zachos J, Pagani M, Sloan L, et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present[J]. Science, 2001, 292 (5517): 686-693.
- [52] Spicer RA. Tibet, the Himalaya, Asian monsoons and biodiversity: in what ways are they related?[J]. Plant Diversity, 2017, 39(5): 233-244.

Eocene Climate Change and Its Driving Mechanism in the Nangqian Basin of the Central-eastern Qinghai-Tibetan Plateau

LI ShangKun^{1,2,3}, WEI ZhiFu^{1,2}, WANG YongLi⁴, WANG Gen^{1,2}, MA XueYun^{1,2,3}, ZHANG Ting^{1,2,3}, HE Wei^{1,2}, YU XiaoLi^{1,2,3}, LI Lun^{1,2,3}, MA He^{3,4}, WEI JingYi^{3,4}

1. Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Science, Lanzhou 730000, China

2. Key Laboratory of Petroleum Resources Exploration and Evaluation, Gansu Province, Lanzhou 730000, China

3. University of Chinese Academy of Science, Beijing 100049, China

4. Laboratory of Cenozoic Geology and Environment, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science, Beijing 100029, China

Abstract: [Objective] Since the Paleogene, with the uplift of the Qinghai-Tibetan Plateau and the large-scale thrust and strike-slip of the strata, many inland basins were formed in the northern part of the Qinghai-Tibetan Plateau. Because of their particular location, the evolution of paleoclimate and paleo-vegetation in the basins is very significant for clarifying the climatic evolution in the Paleogene in Eurasia. [Methods] In this study, the evolution history of paleoclimate and paleo-vegetation in the Nangqian Basin in central and eastern Qinghai-Tibetan Plateau (51.8-37.5 Ma) was reconstructed from biomarkers and total organic carbon (TOC). [Results and Conclusions] The evolution history of Paleogene climate index in Nangqian Basin is in three stages, each with different changes of sedimentary facies. Stage I (51.8-46.4 Ma): The sedimentary facies are mainly fluvial and short-term lacustrine, with lower CPI and TOC values and higher Paq values. ACL and nC_{27}/nC_{31} show an obvious change trend in this period, which may have been affected by the mixing of terrestrial sediments brought by rivers. Most of the main peak carbon was nC22 and nC23; the vegetation type was predominantly woody plants, and the climate was relatively humid. Stage II (46.4-42.7 Ma): The Paq value and nC₂₇/nC₃₁ ratio gradually decreased, ACL gradually increased, the carbon number of the main peak gradually changed from low to medium or high, the vegetation gradually changed from woody to herbaceous plants, and the climate gradually became drought alternating with wet conditions. Stage III (42.7-37.5 Ma): Paq, nC_{27}/nC_{31} and ACL changed little, the carbon number of the main peak increased significantly, n-alkanes with high carbon numbers increased significantly, and drought conditions increased. TOC also significantly increased, reflecting increasing total vegetation productivity, which may have been a response to the warm Middle Eocene Climatic Optimum (MECO). In addition, from comparisons with previous reports of climate change in the study area and adjacent basins, it is considered that the climate change in the Nangqian Basin during 51.8-37.5 Ma was mainly affected by global climate change and the retreat of the Tethys Sea. The uplift of the Qinghai-Tibetan Plateau and its higher elevation greatly influenced water vapor in the Nangqian Basin, whereas monsoons have little influence on water vapor.

Key words: n-alkane; paleoclimate; paleovegetation; Nangqian Basin; Qinghai-Tibetan Plateau