



移动阅读

包万铖, 夏国清, 路畅, 等, 2023. 西藏伦坡拉盆地牛堡组二段晚始新世—早渐新世地球化学特征与古气候意义[J]. 沉积与特提斯地质, 43(3): 580–591. doi: [10.19826/j.cnki.1009-3850.2023.02023](https://doi.org/10.19826/j.cnki.1009-3850.2023.02023)

BAO W C, XIA G Q, LU C, et al., 2023. Late Eocene to early Oligocene geochemical characteristics and paleoclimatic significance of the second member of Niubao Formation in the Lunpola Basin, Tibet[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 43(3): 580–591. doi: [10.19826/j.cnki.1009-3850.2023.02023](https://doi.org/10.19826/j.cnki.1009-3850.2023.02023)

## 西藏伦坡拉盆地牛堡组二段晚始新世—早渐新世地球化学特征与古气候意义

包万铖<sup>1,2</sup>, 夏国清<sup>1,2\*</sup>, 路畅<sup>1,2</sup>, 樊秋爽<sup>3</sup>, 吴敬宣<sup>4</sup>, 石柱<sup>1,2</sup>

(1. 成都理工大学油气藏地质及开发工程国家重点实验室, 四川 成都 610059; 2. 成都理工大学沉积地质研究院, 四川 成都 610059; 3. 核工业二八〇研究所, 四川 德阳 618300; 4. 中国石化西北油田分公司采油二厂, 新疆 巴音郭楞 841600)

**摘要:** 伦坡拉盆地位于青藏高原腹地, 是感应高原隆升过程和环境变化效应的核心地带, 不仅能够记录大陆碰撞过程、岩石圈和地壳变形历史, 也是获取高原腹地地形地貌演化环境和气候变迁信息最理想的场所。为揭示伦坡拉盆地晚始新世—早渐新世古气候信息, 选取盆地西南缘 382 道班剖面牛堡组二段细粒沉积物样品, 通过主、微量元素分析, 采用元素组合 (C 值)、Rb/Sr、Sr/Cu 和 Sr/Ba 等比值以及化学蚀变指数 (CIA)、元素风化指数 ( $\alpha$ )、Ln(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Na<sub>2</sub>O) 等多种化学风化指数研究了源区风化作用强度, 讨论了古气候演化特征。结果表明: 伦坡拉盆地牛堡组二段沉积期古气候整体较为干旱, 但在始新世—渐新世之交存在一个明显的降温事件, 该降温事件并不局限于伦坡拉盆地, 在青藏高原及周缘其它地区也被广泛记录, 是新生代始新世—渐新世全球降温事件的陆内响应。

**关键词:** 伦坡拉盆地; 元素地球化学; 风化指数; 始新世—渐新世; 古气候

中图分类号: P532

文献标识码: A

### Late Eocene to early Oligocene geochemical characteristics and paleoclimatic significance of the second member of Niubao Formation in the Lunpola Basin, Tibet

BAO Wancheng<sup>1,2</sup>, XIA Guoqing<sup>1,2\*</sup>, LU Chang<sup>1,2</sup>, FAN Qiushuang<sup>3</sup>, WU Jinxuan<sup>4</sup>, SHI Zhu<sup>1,2</sup>

(1. State Key Laboratory of oil and gas reservoir geology and development engineering, Chengdu University of technology, Chengdu 610059, China; 2. Institute of sedimentary geology, Chengdu University of technology, Chengdu 610059, China; 3. NO.280 Research Institute of Nuclear Industry, Deyang 618300, China; 4. NO.2 Oil Production Plant, Northwest Oilfield Company, SINOPEC, Bayingol 841600, China)

**Abstract:** The Lunpola Basin, which is located in the hinterlands of the Tibetan Plateau, is the most sensitive territory for uplifting processes and related responses of environmental changes. It not only records the continental collision process and the deformation

收稿日期: 2022-07-24; 改回日期: 2022-11-25; 责任编辑: 黄春梅; 科学编辑: 邓奇

作者简介: 包万铖 (1996—), 男, 硕士研究生, 沉积学专业, E-mail: [cdut\\_bao2022@163.com](mailto:cdut_bao2022@163.com)

通讯作者: 夏国清 (1982—), 男, 博士, 教授, 硕士生导师, 主要从事沉积学、沉积盆地分析的教学和科研工作。  
E-mail: [xiaguqing2012@cdut.cn](mailto:xiaguqing2012@cdut.cn)

资助项目: 国家自然科学基金“青藏高原新生代湖相碳酸盐碳氧同位素特征与古环境意义” (41972115)

history of the lithosphere and crust, but it is also considered the most preferred study site to investigate the paleotopography, paleogeomorphology, and paleoclimatic evolution. In order to reveal the late Eocene to early Oligocene paleoclimate in the Lunpola Basin, a total of 67 rock samples from the second member of the Niubao Formation at 382 Daoban section in the southwest margin of the Lunpola Basin were selected. Based on major and trace elements, a variety of chemical weathering ratios and indices, including the combination of elements (C value), Rb/Sr, Sr/Cu, Sr/Ba, chemical index of alteration (CIA), elemental weathering index ( $\alpha$ ), and  $\text{Ln}(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$  were used to assess the intensity of weathering regimes and paleoclimatic evolution in the source area. The results showed that arid paleoclimate was prevalent during deposition of the second member in the Niubao Formation. However, there was an apparent cooling event at the boundary transition of the Eocene-Oligocene (EOT), which was not only confined to the Lunpola basin but also widely documented in the Tibetan Plateau and other regions along the circumferential margin. This Eocene-Oligocene cooling event is considered a well-developed continental response to the first global Cenozoic cooling event in the Lunpola lake basin.

**Key words:** Lunpola Basin; Elemental geochemical; Weathering index; Eocene-Oligocene; Paleoclimate

## 0 引言

青藏高原新生代隆升是地质历史时期最重要的地质事件(Grunow et al., 1992; 李吉均, 1998; Wang et al., 2008; 张克信, 2013; Ding et al., 2014), 它的隆升不仅造就了亚洲古地形格局的改变, 奠定了今日东亚山川水系格局, 形成地球上强大的季风环流和高原北部巨大的内陆干旱区(李吉均, 1999; 刘东生等, 1998; 施雅风等, 1999; 汪品先, 2009; Tapponnier et al., 2001; Wang et al., 2014), 同时高原隆升导致了地表风化作用加强, 引起大气  $\text{CO}_2$  浓度下降, 导致全球变冷, 从古近纪两极无冰的“温室地球”变为现今两极终年有冰的“冰室地球”(刘志飞, 2004)。目前普遍认为, 这种气候格局的巨大转变自始新世—渐新世南极大陆出现永久冰盖开始(约 33.9 Ma, Miller et al., 1991; Zachos et al., 2001), 当时底栖有孔虫氧同位素  $\delta^{18}\text{O}$  大幅偏正, 海底温度自  $12^\circ\text{C}$  降低至  $4.5^\circ\text{C}$ (Zachos et al., 1997, 2001; Coxall et al., 2005), 海面温度自始新世平均温度  $22^\circ\text{C}$  降低至渐新世时期的  $19^\circ\text{C}$ (Lear et al., 2008; Dupont-Nivet et al., 2007; Zanazzi et al., 2007; Schouten et al., 2008; Liu et al., 2009), 海平面下降了 55 m(Miller et al., 2008), 大气二氧化碳浓度从  $1500 \times 10^{-6}$  减小到了  $750 \times 10^{-6}$ (Pagani et al., 2005; DeConto et al., 2008)。近年来, 该事件在青藏高原及周缘地区的响应被逐渐报道(Wang et al., 2014; Sun et al., 2014; Tripathi and Darby, 2018; Yuan et al., 2020)。

青藏高原腹地是直接感应高原隆升过程环境变化效应的核心地带, 这里的山间盆地不仅能够记录大陆碰撞过程、岩石圈和地壳变形历史, 也是获

取高原地形地貌演化环境和气候变迁信息的最理想场所(Wang et al., 2008; 胡修棉等, 2017)。伦坡拉盆地位于青藏高原腹地核心部位, 连续、完整的新生代地层为研究青藏高原中部的气候演化历史提供了良好记录。论文以伦坡拉盆地牛堡组二段组始新世—渐新世细粒沉积物为对象, 通过主、微量元素分析, 采用元素组合、比值及多种化学风化指数判定源区风化作用强度及古气候条件, 重建了高原腹地晚始新世到早渐新世时期气候演化历史, 为始新世—渐新世的气候转换事件在青藏高原的响应提供基础数据。

## 1 区域地质背景

伦坡拉盆地位于青藏高原中部, 是处在羌塘地体与拉萨地体之间的大型新生代陆相沉积盆地, 构造上处在班公湖—怒江缝合带的中段南侧, 地理分布范围在东经  $88^\circ 15' \sim 90^\circ 50'$ , 北纬  $31^\circ 45' \sim 32^\circ 15'$  之间, 东西长约 200 km, 中部宽近 30 km, 呈东西向狭长展布, 面积约  $3\ 600\ \text{km}^2$ (图 1)。盆地内新生代地层沉积厚度超过 4 000 m, 由下部牛堡组和上部丁青湖组组成, 不整合覆盖于中生代基底地层之上(Mao et al., 2019)。牛堡组地层厚度 2 000~3 000 m, 分上、中、下三段: 下段以棕红色粉砂岩及砂砾岩为主, 为典型冲积扇或冲积三角洲沉积环境产物, 中段主要为浅红褐色泥岩夹薄层细砂岩、页岩, 局部发育灰白色条带状白云岩、泥灰岩, 主体为湖泊相沉积, 上段地层横向岩性变化较大, 局部地区发育棕红色辫状河和扇三角洲相砂砾岩、泥岩沉积, 间夹浅红色古土壤淋滤层, 而盆地中心岩性以红褐色浅湖相和下水三角洲相细砂岩、泥岩和泥灰岩

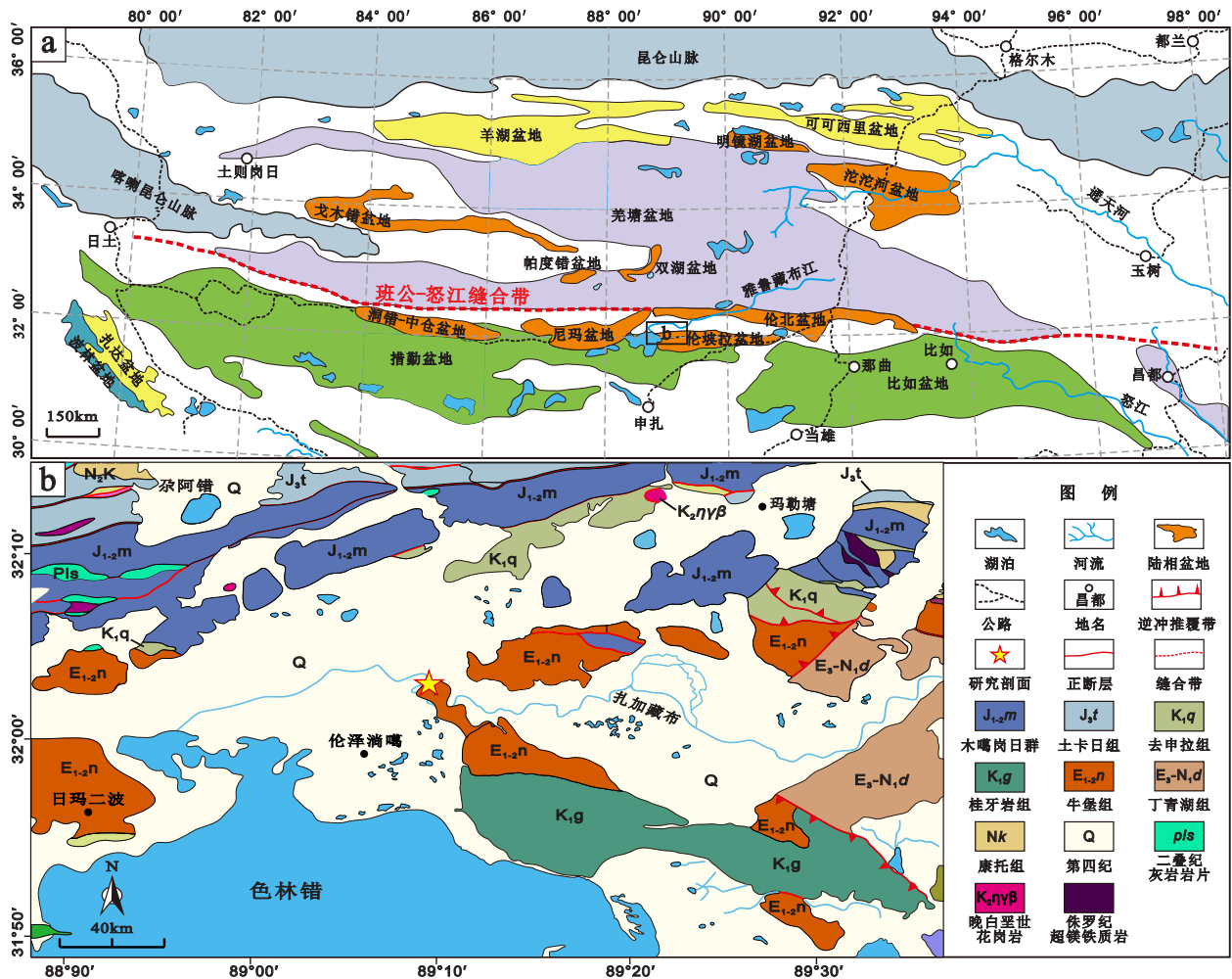


图1 青藏高原沉积盆地分布图<sup>①</sup>(a)及研究区区域地质简图(b, 据曲永贵等, 2011; 王永胜等, 2012 修改)

Fig. 1 The distribution of sedimentary basins in the Tibetan Plateau<sup>①</sup>(a) and Geological sketch of the study area (b, modified according to Qu et al., 2011; Wang et al., 2012)

沉积为主(Fang et al., 2020)。丁青湖组厚度在 800~1 000 m 之间, 以灰色泥灰岩、页岩及绿灰色泥岩为主, 局部层位含灰褐色油页岩, 为浅湖相和半深湖相沉积(杜佰伟等, 2016)。

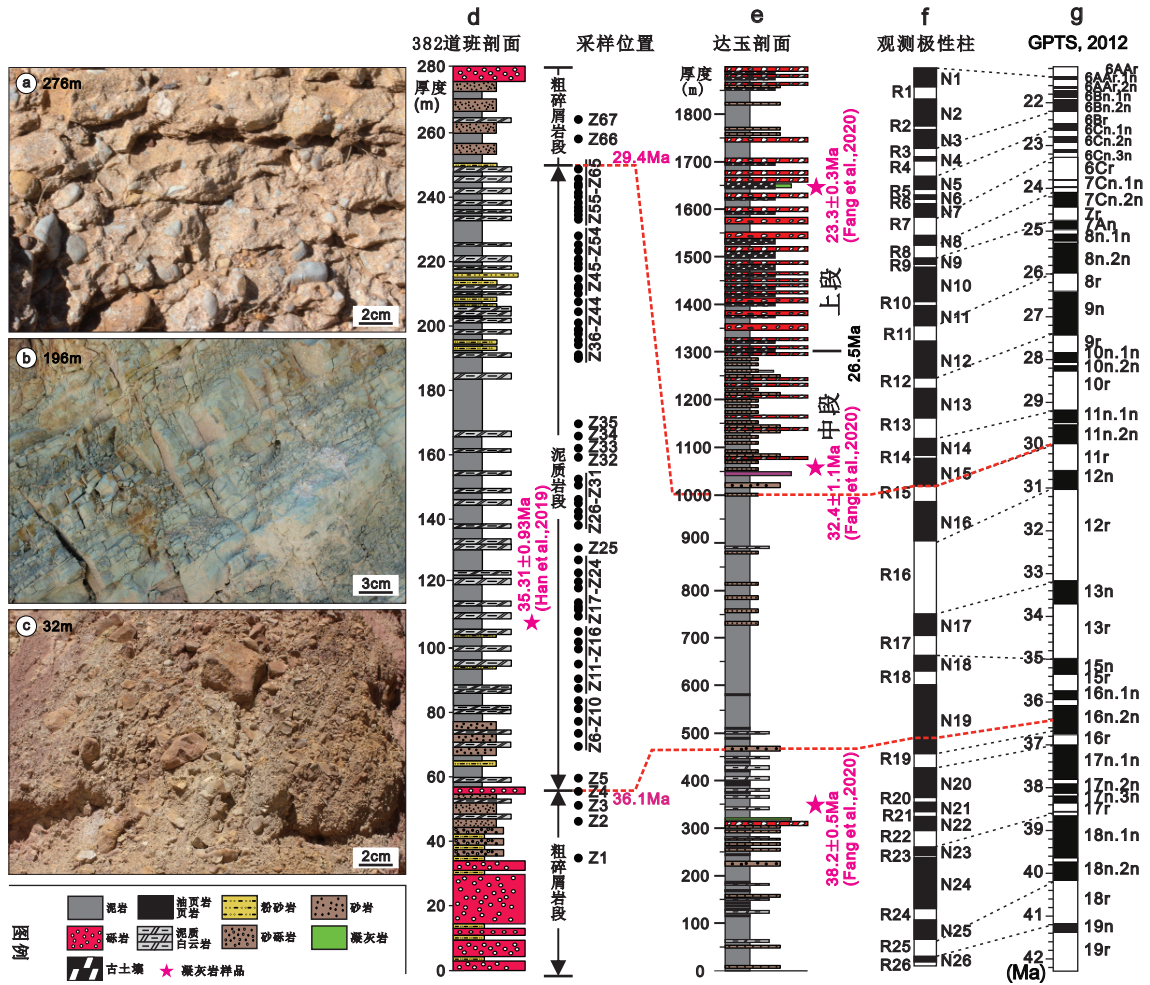
## 2 剖面及实验方法

研究剖面位于伦坡拉盆地西南绿色林错(湖)北东扎加藏布江西岸, 靠近老黑阿公路 382 道班, 剖面坐标为  $89^{\circ}15'40.96E$ ,  $32^{\circ}03'41.28"N$ ,  $H=4\ 546\ m$ (图 1)。出露牛堡组二段地层, 垂向上表现为上、中、下三个岩性单元(图 2): 下部(厚度大于 58 m)为一套粗碎屑段, 岩性为紫红色、灰绿色砾岩, 局部夹泥岩、泥质粉砂岩, 砾岩砾石分选极差, 磨圆度较好, 以次圆状—圆状居多, 为典型边缘相冲积扇沉积(图 2c); 中部(厚 194 m)为细粒沉积段, 由灰白色白云岩(或泥质白云岩)与紫红色泥岩不等

厚互层组成, 可见灰绿色泥岩, 局部间夹粉砂岩薄层, 代表浅水湖泊相沉积环境(图 2b); 上部单元(厚约 30 m)由红色、灰色湖相细—中粒砂岩和泥岩组成, 顶部见一套厚约 4 m 的紫红色砾岩层, 砾石大小约 2~5 cm, 最小为 2 cm, 磨圆较好, 代表典型河流相沉积(图 2a)。对剖面进行了约 1~3.5 m 间距采样, 共采集新鲜泥岩和白云岩样品 67 件。

所有样品粗碎后用去离子水清洗, 干燥后研磨至  $74\ \mu m$ (200 目)以备进行主微量元素分析测试, 测试工作在武汉上谱分析科技有限公司完成。主量元素分析采用 X 射线荧光法测定, 分析流程如下: 将粉末样品放置于  $105^{\circ}C$  烘箱中烘干 12 h 后, 称取约 1 g 烘干样品放入恒重陶瓷坩埚中, 在  $1\ 000^{\circ}C$  马弗炉中灼烧 2h, 取出并等待其冷却至室温后再次称量, 计算烧失量, 然后分别称取 6 g 助熔剂 ( $Li_2B_4O_7 : LiBO_2 : LiF=9 : 2 : 1$ )、0.6 g 样品、0.3





a. 剖面顶部砾岩 (276 m) ; b. 剖面中上部灰绿色泥岩 (196 m) ; c. 剖面底部紫红色砾岩 (32 m) ; d. 剖面岩性柱状图及采样位置, 火山岩年龄据 Han et al., 2019; e-g. 达玉剖面综合柱状图与磁性年代学研究, 据 Fang et al., 2020 修改。

图2 伦坡拉盆地 382 道班剖面牛堡组二段综合柱状图与盆地中心达玉剖面地层对比

Fig. 2 Stratigraphic correlation of lithological comprehensive column in the second member of Niubao Formation at 382 Daoban in the Lunpola Basin with Dayu section in the center of the basin

g 氧化剂(NH<sub>4</sub>NO<sub>3</sub>)放置于铂金坩埚中, 在 1 150℃ 熔样炉中熔融 14 min, 取出坩埚转移至耐火砖上进行冷却, 然后将玻璃片取出, 使用日本力学 PrimusII X 射线荧光光谱仪(XRF)完成对样品全岩主量元素的分析。微量元素利用电感耦合等离子体质谱法(ICP-MS)完成, 将 74 μm(200 目)样品置于 105℃ 烘箱中烘干 12 h 后, 称取出粉末样品 0.5 g 置于 Teflon 溶样弹中, 依次慢速加入 1 ml 高纯 HNO<sub>3</sub> 和 1 ml 高纯 HF, 将 Teflon 溶样弹放入钢套, 拧紧后放于 190℃ 烘箱中加热 24 h 以上, 等溶样弹冷却后开盖放置于 140℃ 电热板上蒸干, 并加入 1 mg HNO<sub>3</sub> 再次蒸干, 然后加入 1 ml 高纯 HNO<sub>3</sub>、1

ml MQ 水和 1 ml 内标 In(浓度为 1×10<sup>-6</sup>), 再次将 Teflon 溶样弹放入钢套, 拧紧后置于 190℃ 烘箱中加热 12 h 以上, 最后将溶液转入聚乙烯料瓶中, 并用 2% HNO<sub>3</sub> 稀释至 100 g, 使用 Agilent 7700e 电感耦合等离子体质谱仪完成测试。

### 3 主微量地球化学特征

伦坡拉盆地 382 道班剖面牛堡组二段 67 件样品主量元素分析结果与涉及本研究相关的部分微量元素分析结果见附表 1<sup>\*</sup>。样品中 SiO<sub>2</sub> 含量介于 7.98%~72.08% 之间(平均 38.66%), CaO 含量为 1.55%~34.49%(平均 12.56%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量为 2.69%~18.2%

\*注: 数据资料联系编辑部或者登录本刊网站获取。

(平均 9.18%), MgO 含量介于 1.86%~17.1% 之间(平均 8.35%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量为 1.76%~7.04%(平均 4.08%), K<sub>2</sub>O 普遍高于 Na<sub>2</sub>O, 其中 K<sub>2</sub>O 含量介于 0.91%~6.48% 之间(平均 3.47%), Na<sub>2</sub>O 含量较低, 不超过 2.11%, 大多集中在 0.08%~1.45% 之间(平均 0.58%), 此外还有少量 TiO<sub>2</sub>、MnO、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, TiO<sub>2</sub> 含量为 0.11%~0.91%(平均 0.48%), MnO 含量为 0.04%~0.15%(平均 0.08%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 含量为 0.02%~0.16%(平均 0.06%)。样品 Sr 含量为  $718 \times 10^{-6}$ ~ $2401 \times 10^{-6}$ (平均  $90.7 \times 10^{-6}$ ), Cu 含量为  $7.1 \times 10^{-6}$ ~ $211 \times 10^{-6}$ (平均  $25.4 \times 10^{-6}$ ), Ba 含量为  $84 \times 10^{-6}$ ~ $654 \times 10^{-6}$ (平均  $291 \times 10^{-6}$ ), Rb 含量为  $30 \times 10^{-6}$ ~ $205 \times 10^{-6}$ (平均  $102 \times 10^{-6}$ ), Cr 含量为  $32 \times 10^{-6}$ ~ $1287 \times 10^{-6}$ (平均  $150 \times 10^{-6}$ ), V 含量为  $38 \times 10^{-6}$ ~ $140 \times 10^{-6}$ (平均  $83 \times 10^{-6}$ ), Ni 含量为  $19 \times 10^{-6}$ ~ $278 \times 10^{-6}$ (平均  $91 \times 10^{-6}$ ), Co 含量为  $3.2 \times 10^{-6}$ ~ $34 \times 10^{-6}$ (平均  $12.6 \times 10^{-6}$ )。

## 4 讨论

### 4.1 地层时代讨论

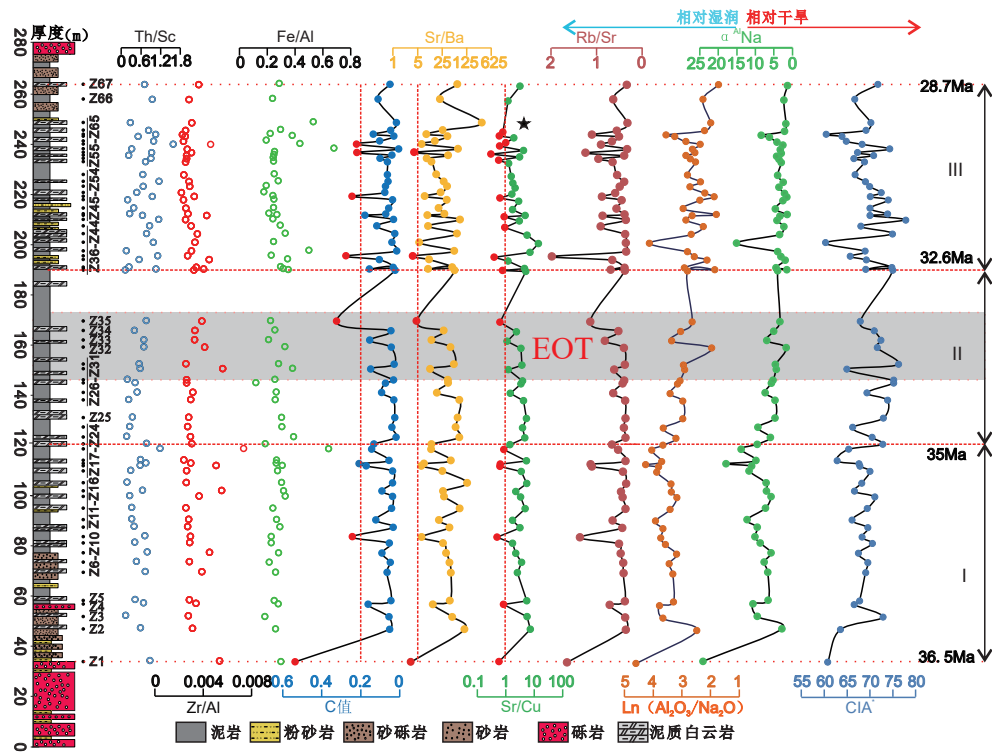
对于伦坡拉盆地牛堡组地层时代的厘定, 早期主要依据古生物化石。例如: 王开发等(1975)利用孢粉化石研究认为其属渐新世, 而马孝达(2003)则认为是古新世—渐新世, 徐正余(1980)依据孢粉及介形虫化石研究认为牛堡组属始新世—渐新世, 夏位国(1986)利用轮藻和介形类化石鉴定结果认为牛堡组属始新世。2020年, 中国科学院青藏高原研究所方小敏研究团队首次对盆地中心达玉剖面牛堡组开展了高分辨率磁性地层学和同位素年代学研究(Fang et al., 2020), 精确限定了牛二段和牛三段的沉积时限, 控制牛二段沉积时代: ca. 41.8~26.5 Ma, 牛三段沉积时代: 26.5Ma~21.5 Ma。值得说明的是, 韩中鹏等人 2019 年在本文研究剖面中部泥质岩段发现有一套沉凝灰岩, 锆石 U-Pb 年代学研究中显示的年龄为  $35.31 \pm 0.93$  Ma(Han et al., 2019), 说明剖面大致对应于牛二段沉积。进一步观察达玉剖面牛二段地层沉积层序, 垂向上呈现出明显的“粗—细—粗”剖面结构, 与 382 道班剖面一致, 意味着牛二段在盆地范围的地层可对比性, 382 道班中部泥质岩段大致对应达玉剖面 480~1000 m, 沉积时代大约在 36.5~30.0 Ma(图 2), 属晚始新世—早渐新世。

### 4.2 元素地球化学特征及其对古气候的指示

沉积物中化学元素的富集、迁移的能力和规

律与其沉积时的古气候条件存在密切关系, 利用元素比值及计算的化学蚀变指数(CIA)、元素风化指数( $\alpha$ )能够较好地指示源区风化程度及古气候变化信息(Bhatia, 1983, 1984; Bhatia and Crook, 1986; Wronkiewicz and Condie, 1987; Roser, 1988; Garzanti, 2013)。例如, 在潮湿的气候条件下, Fe、Mn、Cr、V、Ni、Co 等易迁移元素易从源区风化剥蚀, 造成湖盆相对富集, 而在干燥的气候条件下, 由于湖盆蒸发量大, Ca、Mg、K、Na、Sr、Ba 等元素相对含量上升。因此, 我们可以利用它们的相对比值去反映元素的迁移过程与古气候特征, 人们称这种方法为 C 值法(Cao et al., 2012), 其计算公式为:  $C = \sum(\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Cr} + \text{Ni} + \text{V} + \text{Co}) / \sum(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Sr} + \text{Ba} + \text{K} + \text{Na})$ , C 值越大, 代表源区气候条件越湿润, 并且以 0.2、0.4、0.6 和 0.8 为界, 分为干旱, 半干旱, 半干旱—半湿润过渡和半湿润气候(关有志, 1992; 冯兴雷等, 2014)。382 道班剖面 67 件主微量元素样品计算的 C 值介于 0.03~0.55 之间, 大多数样品 C 值小于 0.2, 仅少数样品大于 0.2, 介于 0.2~0.34 之间, 而在底部粗碎屑岩段下部砾岩层有一个样品 C 值为 0.55(附表 1\*), 显示出研究剖面除底部砾岩段气候相对湿润处于半干旱—半湿润性气候外, 主体沉积于干旱的气候背景, 局部出现半干旱性气候, 但垂向上半干旱性气候更倾向于出现在剖面上部(图 3), 意味着剖面从底到顶存在向相对湿润的气候系统转变。

此外, Sr/Ba、Sr/Cu 和 Rb/Sr 的相对比值也是进行古气候重建的重要指标。Sr/Ba 比值作为水体盐度的指标侧面反映了古气候状态, 若 Sr/Ba>1.0, 则为咸化湖泊沉积, Sr/Ba 的值在 0.6~1.0 之间, 则代表半咸水过渡相, Sr/Ba<0.6 时代代表淡水沉积, 通常水体盐度较高则可指示气候相对干燥, 反之则反映气候相对湿润(孙镇城等, 1997)。Sr/Cu 对古气候变化也具有明显指示意义, 其比值介于 1.3~5.0 之间指示温暖—湿润气候, 大于 5.0 则指示干热气候(Meng et al., 2012)。382 道班剖面 Sr/Ba 比值介于 0.3~14.11 之间, 大部分样品比值大于 1, 仅在底部粗碎屑岩段和上部少数样品中小于 1, Sr/Cu 比值介于 3.2~131.32 之间, 同样除底部粗碎屑岩段和上部个别样品比值<5 外, 其余 Sr/Cu 比值均大于 5(图 3), 说明 382 道班剖面牛堡组二段沉积时期气候整体较为干旱, 垂向上仅底部砾岩段和上部极个别样品出现相对湿润情况, 与 C 值分析结果类



C 值、Sr/Ba、Sr/Cu 曲线中标红的点代表相对湿润的气候，Sr/Ba、Sr/Cu 曲线采用对数坐标。

图3 伦坡拉盆地 382 道班剖面各项元素比值及风化指数  $CIA^*$ 、 $\alpha^{Na}$ 、 $Ln(Al_2O_3/Na_2O)$  变化

Fig. 3 Changes of element ratios and weathering index [ $CIA^*$ 、 $\alpha^{Na}$ 、 $Ln(Al_2O_3/Na_2O)$ ] at 382 Daoban section in Lunpola basin

似。此外，Rb 相对 Sr 较为稳定，强烈的化学风化会导致更多的 Sr 被迁移出风化区 (Lasaga et al., 1994; Chen et al., 1999)，从而使 Rb/Sr 的比值增加，所以在湿润气候条件下，Rb/Sr 比值相对较大，反之则减小 (陈骏等, 2001)，382 道班 Rb/Sr 比值所反映的古气候条件也与上述指标分析结果十分类似 (图 3)，在底部砾岩段和剖面上部出现相对湿润的气候条件。

化学蚀变指数 CIA (Chemical index of alteration) 作为量化源区化学风化程度的指数，也是进行古气候重建的常用指标 (Nesbitt and Young, 1982)，其计算公式为： $CIA = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O) \times 100\%$ ，式中各元素采取摩尔百分比，CIA 值介于 50~65 之间，反映寒冷干燥条件下的弱化学风化强度，CIA 值介于 65~85 反映温暖湿润条件下的中等化学风化强度，CIA 值介于 85~100 代表炎热潮湿条件下的强化学风化强度 (Nesbitt and Young, 1984; Young and Nesbitt, 1999)。需要指出的是，由于沉积物中沉积的碳酸盐岩中包含 CaO，在碳酸盐岩含量较高的样品中计算的 CIA 可能存在较大误差，为此文章运用剔除 CaO 后的 CIA 计算公式予以重建化学

风化程度和古气候信息 (Liu et al., 2017)，即： $CIA^* = [(Al_2O_3) / (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O)] \times 100$ ，同时引入元素风化指数 ( $\alpha$  值， $(Al/E)$  样品 /  $(Al/E)$  UCC) 和  $Ln(Al_2O_3/Na_2O)$  进行验证。此外，考虑到物源位置、颗粒大小以及沉积再循环作用能够对化学蚀变指数计算结果产生重要影响，研究工作应首先对其进行排除 (Fedó et al., 1995; Yang et al., 2016; 徐小涛等, 2018)。382 道班 Fe/Al、Zr/Al 以及 Th/Sc 比值波动变化幅度较小 (图 3)，所反映的物源信息未发生明显改变 (McLennan, 1993; Lyons, 2003; Calvert and Pedersen, 2007; 侯明才等, 2016)。利用成分变异指数 [ $ICV = (Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO^* + MgO + MnO + TiO_2) / Al_2O_3$ ]，元素均为摩尔分数] 能够对沉积再循环作用进行了判别 (Cox, 1995)，当 ICV 小于 1 则代表可能经历了再旋回或强化学风化条件下的首次沉积，否则则代表未发生沉积再旋回作用，382 道班剖面计算的 ICV 值均大于 1，意味着样品受沉积再循环作用的影响较小，为首次沉积的沉积物 (Kamp and Leake, 1985)。此外， $SiO_2/Al_2O_3$  比值是判断沉积物颗粒大小和分选性的一个重要手段，382 道班剖面  $SiO_2/Al_2O_3$  比值与计算的  $CIA^*$  之间



的相关性较弱(图 4,  $R^2=0.0411$ ,  $n=67$ ), 说明样品计算的  $CIA^*$  值不受颗粒大小的影响。因此, 研究剖面化学蚀变指数不受物源位置、颗粒大小以及沉积再循环作用的影响, 能够较好反映源区古气候风化程度和古气候背景。计算的  $CIA^*$  值在 57.7~75.1 之间, 平均值为 66.13(附表 1<sup>\*</sup>), 与元素比值所反映的干冷气候条件相符, 整体以干冷的弱风化作用为特征, 垂向上表现出底部砾岩段风化作用最强, 随后向剖面中部逐渐降低, 并在 130~190 m 区间处于整个剖面最低段, 该段正好包含了 EOT 区间, 其后  $CIA^*$  值向上略有增大的趋势, 但趋势不太明显, 且存在剧烈波动(图 3)。

为进一步验证  $CIA^*$  计算结果对于衡量源区风

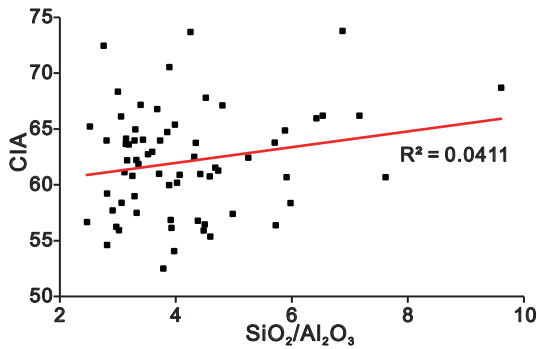


图 4 伦坡拉盆地 382 道班剖面牛堡组二段  $SiO_2/Al_2O_3$  与 CIA 相关性

Fig. 4 Correlation between  $SiO_2/Al_2O_3$  and CIA in the second member of Niubao Formation, 382 Daoban section in Lunpola Basin

化强度的可靠性, 研究工作引入了元素风化指数 ( $\alpha$  值) 和  $Ln(Al_2O_3/Na_2O)$  进行验证, 它们都能够有效避免由于样品 CaO 含量较高而出现的 CIA 计算出现偏差的情况(von Eynatten et al., 2003)。Gaillardet et al.(1999)最早提出利用元素风化指数  $\alpha$  值去表征源区风化作用强弱, 它首先通过样品中每个活动元素与不活动元素(例如 Al、Ca 等)含量相对于上地壳相应元素含量的比值( $\alpha$  值)去判别元素风化敏感元素, 在此基础上根据最敏感元素的垂向变化趋势去判断样品受风化程度的强弱,  $\alpha$  值越高代表化学风化强度越强烈, 382 剖面 Na 元素是风化指数  $\alpha^{AlNa}$  最敏感元素(图 5), 因此可以利用其判断源区风化程度信息。此外,  $Ln(Al_2O_3/Na_2O)$  也能够精确地反映化学风化的强度大小, 相对较高的  $Ln(Al_2O_3/Na_2O)$  值反映了温暖和潮湿的气候, 化学风化强度较强, 而相对较低的  $Ln(Al_2O_3/Na_2O)$  值则指示大陆源区化学风化作用微弱, 气候更加干旱(Montero-Serrano et al., 2015; Jiang et al., 2016)。从图 3 可以清楚地看到, 382 道班 Na 元素风化指数 ( $\alpha^{AlNa}$ ) 和  $Ln(Al_2O_3/Na_2O)$  值所反映的风化波动趋势与  $CIA^*$  计算结果基本一致, 均显示在底部砾岩段数值较大, 随后在 40~130 m 区间,  $\alpha^{AlNa}$  和  $Ln(Al_2O_3/Na_2O)$  值较底部砾岩段明显降低, 在 130~196 m 区间进一步减小, 随后在顶部出现了明显波动。

此外,  $Al_2O_3$ 、 $K_2O/Na_2O$  与  $CIA_{molar}$  模式图也可以用于区分干旱、亚热带和热带古气候(Goldberg and Humayun, 2010), 在这里  $CIA_{molar}$  采用计算公式:  $CIA_{molar} = Al_2O_3(mol) / [CaO^*(mol) + Na_2O(mol) +$

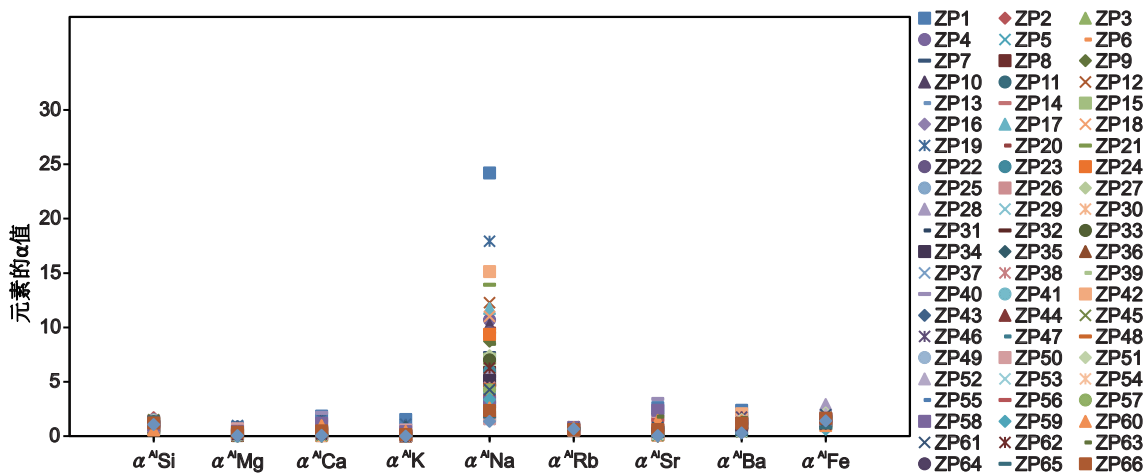


图 5 伦坡拉盆地 382 道班剖面牛堡组二段部分元素风化指数

Fig. 5 Weathering index of some elements in the second member of Niubao Formation, 382 Daoban Section in Lunpola Basin

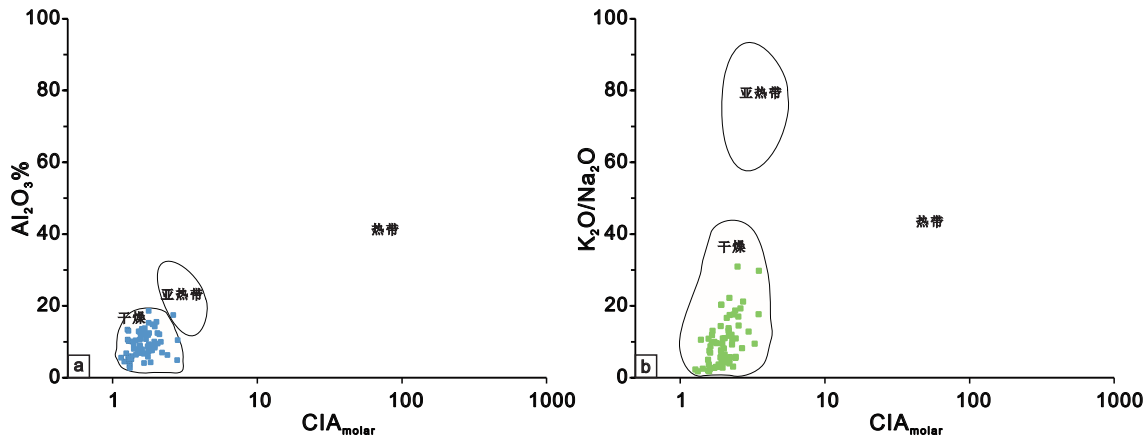


图6  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  与  $\text{CIA}_{\text{molar}}$  投点图 (据 Iqbal, 2019 修改)

Fig. 6  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  vs. Chemical Index of Alteration  $\text{CIA}_{\text{molar}}$  plot for the representative samples(modified according to Iqbal, 2019)

$\text{K}_2\text{O}(\text{mol})$ ]。这是一种被改进的 CIA 计算公式, 由于值不局限于  $<100$ , 而可以扩大到 500, 甚至以上, 因此提供了一个更敏感的化学风化程度指标 (Goldberg and Humayun, 2010)。382 道班剖面牛堡组二段样品  $\text{CIA}_{\text{molar}}$  的变化并不明显, 范围为 1.11~2.81,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量为 2.74~18.57, 而  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  变化于 1.35%~29.7%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  与  $\text{CIA}_{\text{molar}}$  投点图 (图 6) 均显示出伦坡拉盆地牛堡组二段沉积时期整体气候较干旱, 与元素及比值揭示出的古气候环境一致。

综上所述, 382 道班剖面牛堡组二段沉积时期各种化学风化指数呈现出明显相似的变化规律, 整体反映出较为干旱的气候条件, 仅底部砾岩段和上部极个别样品出现相对湿润情况, 垂向上表现为三阶段的气候演化过程: I 段位于剖面下部 (0~130 m), 该段  $\text{CIA}^*$  范围在 62.4~74.7 之间 (平均值 67.3),  $\alpha^{\text{Al}}\text{Na}$  范围在 2.9~24 之间 (平均值 9.46),  $\text{Ln}(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$  范围在 2.45~4.57 之间 (平均值 3.54), 各项指标均处于剖面分析数值的高值区, 显示出相对较强的风化作用, 但需要说明的是底部砾岩段各项指标均高于其他样品分析结果, 古气候相对湿润。II 段位于剖面中部 (130~190 m), 包含 EOT 区间,  $\text{CIA}^*$  范围在 59.1~70.54 之间 (平均值 63.67),  $\alpha^{\text{Al}}\text{Na}$  范围在 1.72~7.4 之间 (平均值 4.9),  $\text{Ln}(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$  范围在 1.93~3.38 之间 (平均值 2.9), 各项风化指标均处于剖面分析数值的低值区, 代表相对寒冷、干燥的气候背景。剖面顶部 (190~280 m) 为 III 段,  $\text{CIA}^*$  范围在 57.7~75.2 之间 (平均值 66.15),  $\alpha^{\text{Al}}\text{Na}$  范围在 1.37~15.14 之间 (平均值 3.73),

$\text{Ln}(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$  范围在 1.69~4.1 之间 (平均值 2.54), 各项风化指标相对于第 II 段段出现较小的增大趋势, 且存在剧烈波动, 显示出更加湿润的气候条件。因此, 伦坡拉盆地牛堡组二段沉积期古气候整体干旱, 但在始新世—渐新世之交存在一个明显的寒冷干燥气候段, 它可能是 EOT 全球降温事件在伦坡拉地区的气候响应。

#### 4.3 青藏高原周缘地区的气候响应

始新世—渐新世的降温事件不仅仅存在于伦坡拉盆地, 在青藏高原及周缘其它地区也有所响应。例如, 青藏高原北部塔里木盆地的岩性变化记录显示, 晚始新世至早渐新世气候条件由暖湿转换为干冷 (Wang et al., 2014)。准噶尔盆地的古气候特征也表明晚始新世—早渐新世发生了明显的变化, 高岭土含量和  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  含量降低, 说明当时的沉积条件由偏温暖潮湿的氧化环境转化为冷干环境 (Sun et al., 2014)。吕合盆地的有机碳同位素  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  显示出在 33.8Ma 出现正漂移事件, 碳酸盐碳氧同位素  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  的变化也显示出早渐新世气候相较于晚始新世可能具有降温和变干的趋势 (唐赫, 2020)。

此外, 晚始新世至早渐新世也是青藏高原古生态环境发生显著变化的重要时期, 喜热植物逐渐衰减, 喜冷植物群落逐渐增加, 草原动物开始出现, 且动物的生理特征开始发生明显的变化 (Ridgway et al., 1995; Hansen et al., 2004; Pei et al., 2009)。青藏高原北部酒泉盆地在 33.9 Ma 之前呈现出落叶阔叶树等喜热分子含量较高的特征, 但 33.9 Ma 之后喜热的分子含量更低, 表明在该时期存在一次明显降温事件 (苗运法, 2008)。西宁盆地代表寒冷干旱



的草本植物数量在始新世与渐新世之交出现明显增加,说明该时期的古气候环境较前期更加寒冷干燥(Dupont-Nivet, 2007)。青藏高原南部日喀则地区江孜盆地甲查拉组、仲巴县加拉孜组始新世以喜热的阔叶类植物为主,而至早渐新世喜冷的草本植物明显增高,表明当时的气候条件已经由温暖潮湿转变为到相对寒冷干旱(韦利杰等, 2015; 白培荣等, 2018)。在同一时间段,亚洲北部大型始新世物种出现了牙齿形态进化和体型急剧减小,更替到以啮齿动物为主的小型渐新世物种,说明该时期气候条件较为寒冷(Hartenberger, 1998; Meng and McKenna, 1998)。因此,在晚始新世—早渐新世发生的降温事件是整个青藏高原及周缘地区广泛出现的一次重大气候转型事件,是全球新生代第一次降温事件的陆内响应。

## 5 结论

(1) 伦坡拉盆地 382 道班剖面牛堡组二段所有样品 Th/Sc, Zr/Al, Fe/Al 的比值波动变化幅度较小,反映源区的物源信息未发生明显改变,ICV 值均大于 1,反映沉积物成分成熟度低,是在构造活动时期的首次沉积, SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 比值与计算的 CIA\* 之间的相关性较弱,说明样品计算的 CIA\* 值不受颗粒大小的影响。

(2) 元素组合(C 值)、Rb/Sr、Sr/Cu 和 Sr/Ba 等比值以及化学蚀变指数(CIA)、元素风化指数( $\alpha^{Al}Na$ )、Ln(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Na<sub>2</sub>O)等多种化学风化指数自下而上呈现相同的规律性,反映伦坡拉盆地牛堡组二段沉积期总体上以干冷的弱风化作用为特征,垂向上表现出底部砾岩段风化作用最强,随后向剖面中部逐渐降低,并在 EOT 区间附近出现剖面最低值,其后各项风化指标值向上略有增大的趋势,且存在剧烈波动,而古气候整体较为干旱,在底部砾岩段和剖面上部出现相对湿润的气候条件。

(3) 各项风化指数表明在始新世—渐新世之交存在一个明显的寒冷干燥气候段,它可能是 EOT 全球降温事件在伦坡拉地区的气候响应,且该次降温事件并不局限于伦坡拉盆地,在青藏高原及周缘其它地区也被广泛记录,是全球新生代 EOT 降温事件的陆内响应。

**致谢:** 参加野外工作的还有陈云、徐为鹏等,绵阳师范学院李高杰老师给予了文章十分有益的

修改建议,两位匿名审稿专家的意见和建议使得文章质量得以提升,在此一并表示衷心感谢!

## 注释:

① 中国石油化工股份有限公司勘探南方分公司, 2014. 伦坡拉盆地油气资源选区调查报告. [内部资料]

## References

- Bai P R, Xiong X G, Zeng Y R, et al., 2018. The discovery and significance of the sporopollen assemblages from the Oligocene Rigongla Formation in the Lunggar region, Zhongba, Xizang[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 38 (3): 70 – 76 (in Chinese with English abstract).
- Bhatia M R, 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones[J]. *The Journal of Geology*, 91 (6): 611 – 627.
- Bhatia M R, 1984. Composition and classification of Paleozoic flysch mudrocks of eastern Australia: Implications in provenance and tectonic setting interpretation[J]. *Sediment Geology*, 41 (2-4): 249 – 268.
- Bhatia M R, Crook K, 1986. Trace-element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92 (2): 181 – 193.
- Calvert S E, Pedersen T F, 2007. Chapter fourteen elemental proxies for palaeoclimatic and palaeoceanographic variability in marine sediments: interpretation and application[J]. *Developments in Marine Geology*, 1 (4): 567 – 644.
- Cao J, Wu M, Chen Y, et al., 2012. Trace and rare earth element geochemistry of Jurassic mudstones in the northern Qaidam Basin, northwest China[J]. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 72 (3): 245 – 252.
- Chen J, An Z S, Head J, 1999. Variation of Rb/Sr ratios in the loess-paleosol sequences of central China during the last 130, 000 years and their implications for monsoon paleoclimatology[J]. *Quaternary Research*, 51 (3): 215 – 219.
- Chen J, Wang Y J, Chen Y, et al., 2001. Rb and Sr Geochemical Characterization of the Chinese Loess and Its Implications for Palaeomonsoon Climate[J]. *Acta Geologica Sinica*, 75 (2): 259 – 266 (in Chinese with English abstract).
- Coxall H K, Wilson P A, Heiko P, et al., 2005. Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean[J]. *Nature*, 433 (7021): 53 – 57.
- Cox R, Lowe D R, Cullers R L, 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59 (14): 2919 – 2940.
- Deconto R, Pollard D, Wilson P, et al., 2008. Thresholds for Cenozoic bipolar glaciation.[J]. *Nature*, 455: 652 – 657.
- Ding L, Xu Q, Yue Y H, et al., 2014. The Andean-type Gangdese Mountains: paleoelevation record from the Paleocene-Eocene Linzhou Basin[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 392: 250 – 264.
- Du B W, Xie S K, Dong Y, et al., 2016. Characteristics of Oil Shale of

- Oligocene Dingqinghu Formation and Its Geological Significance, Lunpola Basin[J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 46 (3) : 671 – 680 (in Chinese with English abstract).
- Dupont-Nivet G, Krijgsman W, Langereis C G, et al., 2007. Tibetan Plateau aridification linked to global cooling at the Eocene-Oligocene transition[J]. *Nature*, 445: 635 – 638 .
- Fang X M, Dupont-Nivet, Guillaume, et al., 2020. Revised chronology of central Tibet uplift (Lunpola Basin) [J]. *Science Advances*, 6 (50) .
- Feng X L, Fu X G, Tan F W, et al., 2014. Sedimentary Environment Characteristics of Upper Carboniferous Cameng Formation in Kongkong Chaka Area of Northern Qiangtang Basin, Tibet[J]. *Geoscience*, 28 (5) : 953 – 961 (in Chinese with English abstract).
- Fedo C M, Wayne Nesbitt H, Young G M, 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance[J]. *Geology*, 23 (10) : 921 – 924 .
- Gaillardet J, Dupré B, Allègre C J, et al., 1999. Geochemistry of large river suspended sediments: silicate weathering or recycling tracer?[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63 (23/24) : 4037 – 4051 .
- Garzanti E, Marta P, Massimo S, et al., 2013. Weathering geochemistry and Sr-Nd fingerprints of equatorial upper Nile and Congo muds[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 14 (2) : 292 – 316 .
- Goldberg K, Humayun M, 2010. The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 293 (1-2) : 175 – 183 .
- Grunow A M, Dalziel I W, Harrison T M, et al., 1992. Structural geology and geochronology of subduction complexes along the margin of Gondwanaland: New data from the Antarctic Peninsula and southernmost Andes[J]. 104 (11) : 1497–1514.
- Guan Y Z, 1992. The Element, Clay Mineral and Depositional Environment in Horqin Sand Land[J]. *Journal of Desert Research*, 12 (1) : 9 (in Chinese with English abstract).
- Hansen T A, Kelley P H, Haas D M, et al., 2004. Paleocological patterns in molluscan extinctions and recoveries: comparison of the Cretaceous-Paleogene and Eocene-Oligocene extinctions in North America[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 214 (3) : 233 – 242 .
- Han Z, Sinclair H D, Li Y, et al., 2019. Internal drainage has sustained low-relief Tibetan landscapes since the early Miocene[J]. *Geophysical Research Letters*, 46 (15) : 8741 – 8752 .
- Hartenberger J L, 1998. Description de la radiation des Rodentia (Mammalia) du Paléocène supérieur au Miocène; incidences phylogénétiques[J]. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 326 (6) : 439 – 444 .
- Hou M C, Jiang W J, Ni S J, et al., 2016. Geochemical Characteristic of the Lower and Middle Jurassic Clastic Rocks in the Southern Margin of the Yili Basin, Xinjiang and its Constraints on Provenance[J]. *Acta Geologica Sinica*, 90 (12) : 3337 – 3351 (in Chinese with English abstract).
- Hu X M, Wang J G, An W, et al., 2017. Constraining the timing of the India-Asia continental collision by the sedimentary record[J]. *Scientia Sinica (Terrae)*, 47 (3) : 261 – 283 (in Chinese with English abstract).
- Iqbal S, Wagemich M, Kuerschner W M, et al., 2019. Hot-house climate during the Triassic/Jurassic transition: The evidence of climate change from the southern hemisphere (Salt Range, Pakistan) [J]. *Global and Planetary Change*, 172: 15 – 32 .
- Jiang H, Guo G, Cai X, et al., 2016. Geochemical evidence of windblown origin of the Late Cenozoic lacustrine sediments in Beijing and implications for weathering and climate change[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 446: 32 – 43 .
- Kamp P C, Leake B E, 1985. Petrography and geochemistry of feldspathic and mafic sediments of the northeastern Pacific margin[J]. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 76 (4) : 411 – 449 .
- Lasaga A C, Soler J M, Ganor J, et al., 1994. Chemical weathering rate laws and global geochemical cycles[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58 (10) : 2361 – 2386 .
- Lear C H, Bailey T R, Pearson P N, et al., 2008. Cooling and ice growth across the Eocene-Oligocene transition[J]. *Geology*, 36 (3) : 251 – 254 .
- Li J J, Fang X M, 1998. Study on uplift of Tibet plateau and environmental change[J]. *Chinese Science Bulletin*, 43 (15) : 1568 – 1574 (in Chinese with English abstract).
- Liu D S, Zheng M P, Guo Z T, 1998. Initiation and evolution of the Asian monsoon system timely coupled with the ice-sheet growth and the tectonic movements in Asia[J]. *Quaternary Sciences*, 18 (3) : 194 – 204 (in Chinese with English abstract).
- Liu Z, Pagani M, Zinniker D, et al., 2009. Global cooling during the Eocene-Oligocene climate transition[J]. *Science*, 323 (5918) : 1187 – 1190 .
- Liu Z F, Tuo S T, Zhao Q H, 2004. Deep water events in the South Atlantic during the early Oligocene[J]. *Chinese Science Bulletin*, 49 (17) : 1793 – 1800 (in Chinese with English abstract).
- Liu Z H, Algeo T J, Guo X, et al., 2017. Paleo-environmental cyclicity in the Early Silurian Yangtze Sea (South China) : Tectonic or glacio-eustatic control?[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 466: 59 – 76 .
- Lyons T W, Werne J P, Hollander D J, et al., 2003. Contrasting sulfur geochemistry and Fe/Al and Mo/Al ratios across the last oxic-to-anoxic transition in the Cariaco Basin, Venezuela[J]. *Chemical Geology*, 195 (1-4) : 131 – 157 .
- Ma X D, 2003. A discussion of some problems of stratigraphy in central Tibet[J]. *Geological Bulletin of China*, 22 (9) : 695 – 698 (in Chinese with English abstract).
- Mao Z, Meng Q, Fang X, et al., 2019. Recognition of tuffs in the middle-upper Dingqinghu Fm., Lunpola Basin, central Tibetan Plateau: Constraints on stratigraphic age and implications for paleoclimate[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 525: 44 – 56 .
- McLennan S M, 1993. Weathering and global denudation [J]. *Journal of Geology*, 101 (2) : 295 – 303 .
- Meng J, McKenna M C, 1998. Faunal turnovers of Palaeogene mammals

- from the Mongolian Plateau[J]. *Nature: International weekly journal of science*, 394 (6691) : 364 – 367 .
- Meng Q, Liu Z, Bruch A A, et al., 2012. Palaeoclimatic evolution during Eocene and its influence on oil shale mineralisation, Fushun basin, China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 45: 95 – 105 .
- Miao Y F, Fang X M, Song Z C, et al., 2008. Eocene sporopollen records and paleoenvironmental changes in the northern Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Science China (Seri. D)*, 38 (2) : 187 – 196 (in Chinese with English abstract).
- Miller K G, Wright J D, Fairbanks R G, 1991. Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96 (B4) : 6829 – 6848 .
- Miller K G, Browning J V, Aubry M P, et al., 2008. Eocene-Oligocene global climate and sea-level changes: St. Stephens Quarry, Alabama[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 120 (1-2) : 34 – 53 .
- Montero-Serrano J C, Föllmi K B, Adatte T, et al., 2015. Continental weathering and redox conditions during the early Toarcian Oceanic Anoxic Event in the northwestern Tethys: Insight from the Posidonia Shale section in the Swiss Jura Mountains[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 429: 83 – 99 .
- Nesbitt H W, Young G M, 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites[J]. *Nature*, 299 (5885) : 715 – 717 .
- Nesbitt H W, Young G M, 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48 (7) : 1523 – 1534 .
- Pagani M, Zachos J C, Freeman K H, et al., 2005. Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene[J]. *Science*, 309 (5734) : 600 – 603 .
- Pei J, Sun Z, Wang X, et al., 2009. Evidence for Tibetan plateau uplift in Qaidam Basin before Eocene-Oligocene boundary and its climatic implications[J]. *Journal of Earth Science*, 20 (2) : 430 – 437 .
- Roser B P, Korsch R J, 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data[J]. *Chemical Geology*, 67 (1-2) : 119 – 139 .
- Ridgway K D, Sweet A R, 1995. Climatically induced floristic changes across the Eocene–Oligocene transition in the northern high latitudes, Yukon Territory, Canada[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 107 (6) : 676 – 696 .
- Schouten S, Eldrett J, Greenwood D R, et al., 2008. Onset of long-term cooling of Greenland near the Eocene-Oligocene boundary as revealed by branched tetraether lipids[J]. *Geology*, 36 (2) : 147 – 150 .
- Shi Y F, Li J J, Li B Y, et al., 1999. Uplift of the Qinghai—Xizang (Tibetan) plateau and east asia environmental change during late Cenozoic[J]. *Acta Geographica Sinica*, 54 (1) : 10 – 21 (in Chinese with English abstract).
- Sun Z C, Yang F, Zhang Z H, et al., 1997. Sedimentary environment and hydrocarbon generation of Cenozoic saline lakes in China[M]. China University of Petroleum Press: 79–84.
- Sun J, Ni X, Bi S, et al., 2014. Synchronous turnover of flora, fauna, and climate at the Eocene-Oligocene Boundary in Asia[J]. *Scientific Reports*, 4 (1) : 7463 .
- Qu Y G, Wang Y S, Duan J X, et al., 2011. (1: 250000) regional geological survey report of the People’s Republic of China (Duoba sheet, No: H45C001004) [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press.
- Tang H, 2020. Vegetation and Climate Evolution in the Southeast Margin of the Qinghai–Tibet Plateau at the Turn of Eocene–Oligocene[D]. University of Chinese Academy of Sciences.
- Tapponnier P, Zhiqin X, Roger F, et al., 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau[J]. *Science*, 294 (5547) : 1671 – 1677 .
- Tripathi A, Darby D, 2018. Evidence for ephemeral middle Eocene to early Oligocene Greenland glacial ice and pan-Arctic sea ice[J]. *Nature communications*, 9 (1) : 1038 .
- von Eynatten H, Barceló-Vidal C, Pawlowsky-Glahn V, 2003. Modelling compositional change: the example of chemical weathering of granitoid rocks[J]. *Mathematical Geology*, 35: 231 – 251 .
- Wang C, Dai J, Zhao X, et al., 2014. Outward-growth of the Tibetan Plateau during the Cenozoic: A review[J]. *Tectonophysics*, 621: 1 – 43 .
- Wang C, Zhao X, Liu Z, et al., 2008. Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau[J]. *Proceedings of the National Academy of Science*, 105 (13) : 4987 – 4992 .
- Wang Y S, Zhang S Q, Xie Y H, et al., 2012. 1: 250000 regional geological survey report of the People’s Republic of China (Angdarco sheet, No: I45C004004) [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press.
- Wang K F, Yang J W, Li Z, et al., 1975. On the Tertiary sporo-pollen assemblages from Lunpola Basin of Xizang, China and their palaeogeographic significance[J]. *Scientia Geologica Sinica*, 10 (4) : 366 – 374 (in Chinese with English abstract).
- Wang P X, 2009. Global monsoon in a geological perspective[J]. *Chinese Science Bulletin*, 54 (5) : 535 – 556 (in Chinese with English abstract).
- Wei L J, Liu X H, Li G W, et al., 2015. Paleogene palynological assemblages and paleoenvironmental analysis from gyachala formation in the gyangzi area, southern Tibet, China[J]. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 32 (3) : 255 – 268 (in Chinese with English abstract).
- Wronkiewicz D J, Condie K C, 1987. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: Source-area weathering and provenance[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51 (9) : 2401 – 2416 .
- Xia W G, 1986. Fossil charophytes from Lunpola Group in Lunpola Basin, Bangor County, Tibet[J]. *Bulletin of the Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources*: 61 – 68 (in Chinese with English abstract).
- Xu X T, Shao L Y, 2018. Limiting factors in utilization of chemical index of alteration of mudstones to quantify the degree of weathering in provenance[J]. *Journal of Palaeogeography*, 20 (3) : 515 – 522 (in Chinese with English abstract).
- Xu Z Y, 1980. The Tertiary and its petroleum potential in the Lunpola Basin, Tibet[J]. *Oil & Gas Geology*, 1 (2) : 153 – 158 (in Chinese



with English abstract).

- Yang J, Cawood P A, Du Y, et al., 2016. Reconstructing Early Permian tropical climates from chemical weathering indices[J]. *Bulletin*, 128 (5-6) : 739 – 751 .
- Young G M, Wayne Nesbitt H, 1999. Paleoclimatology and provenance of the glaciogenic Gowganda Formation (Paleoproterozoic), Ontario, Canada: A chemostratigraphic approach[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 111 (2) : 264 – 274 .
- Yuan Q, Barbolini N, Rydin C, et al., 2020. Aridification signatures from fossil pollen indicate a drying climate in east-central Tibet during the late Eocene[J]. *Climate of the Past*, 16 (6) : 2255 – 2273 .
- Zanazzi A, Kohn M J, MacFadden B J, et al., 2007. Large temperature drop across the Eocene-Oligocene transition in central North America[J]. *Nature*, 445: 639 – 642 .
- Zachos J, Pagani M, Sloan L, et al., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present[J]. *Science*, 292 (5517) : 686 – 693 .
- Zachos J C, Flower B P, Paul H, 1997. Orbitally paced climate oscillations across the Oligocene /Miocene boundary[J]. *Nature*, 388 (6642) : 567 – 570 .
- Zhang K X, Wang G C, Hong H L, et al., 2013. The study of the Cenozoic uplift in the Tibetan Plateau: A review[J]. *Geological Bulletin of China*, 32 (1) : 1 – 18 (in Chinese with English abstract).

## 附中文参考文献

- 白培荣, 熊兴国, 曾禹人, 等, 2018. 西藏仲巴县隆格尔地区渐新统日贡拉组孢粉组合的发现及其意义[J]. *沉积与特提斯地质*, 38 (3) : 70 – 76.
- 陈骏, 汪永进, 陈旻, 等, 2001. 中国黄土地层 Rb 和 Sr 地球化学特征及其古季风气候意义[J]. *地质学报*, 75 (2) : 259 – 266.
- 杜佰伟, 谢尚克, 董宇, 等, 2016. 伦坡拉盆地渐新统丁青湖组油页岩特征及其地质意义[J]. *吉林大学学报 (地球科学版)*, 46 (3) : 671 – 680.
- 冯兴雷, 付修根, 谭富文, 等, 2014. 羌塘盆地孔孔茶卡地区石炭系擦蒙组烃源岩沉积环境分析[J]. *现代地质*, 28 (5) : 953 – 961.
- 关有志, 1992. 科尔沁沙地的元素、粘土矿物与沉积环境[J]. *中国沙漠*, 12 (1) : 9.
- 侯明才, 江文剑, 倪师军, 等, 2016. 伊犁盆地南缘中下侏罗统碎屑岩地球化学特征及对物源制约[J]. *地质学报*, 90 (12) : 3337 – 3351.
- 胡修棉, 王建刚, 安慰, 等, 2017. 利用沉积记录精确约束印度-亚洲大陆碰撞时间与过程[J]. *中国科学: 地球科学*, 47 (3) : 261 – 283.
- 李吉均, 方小敏, 1998. 青藏高原隆起与环境变化研究[J]. *科学通报*, 43 (15) : 1568 – 1574.
- 刘东生, 郑绵平, 郭正堂, 1998. 亚洲季风系统的起源和发展及其与两极冰盖和区域构造运动的时代耦合性[J]. *第四纪研究*, 18 (3) : 194 – 204.
- 刘志飞, 拓守廷, 赵泉鸿, 等, 2004. 南大西洋深水渐新世初大冰期事件[J]. *科学通报*, 49 (17) : 1793 – 1800.
- 马孝达, 2003. 西藏中部若干地层问题讨论[J]. *地质通报*, 22 (9) : 695 – 698.
- 苗运法, 方小敏, 宋之琛, 等, 2008. 青藏高原北部始新世孢粉记录与古环境变化[J]. *中国科学 (D辑: 地球科学)*, 38 (2) : 187 – 196.
- 施雅风, 李吉均, 李炳元, 等, 1999. 晚新生代青藏高原的隆升与东亚环境变化[J]. *地理学报*, 54 (1) : 10 – 21.
- 孙镇城, 杨藩, 张枝焕, 等, 1997. 中国新生代咸化湖泊沉积环境与油气生成[M]. 中国石油大学出版社: 79–84.
- 曲永贵, 王永胜, 段建翔, 等, 2011. 中华人民共和国区域地质调查报告 (1: 250000): 多巴区幅 (H45C001004) [M]. 武汉: 中国地质大学出版社.
- 唐赫, 2020. 始新世-渐新世之交青藏高原东南缘的植被和气候演变[D]. 中国科学院大学.
- 王永胜, 张树歧, 谢元和, 等, 2012. 中华人民共和国区域地质调查报告 (1: 250000): 昂达尔错幅 (I45C004004) [M]. 武汉: 中国地质大学出版社.
- 王开发, 杨蕉文, 李哲, 等, 1975. 根据孢粉组合推论西藏伦坡拉盆地第三纪地层时代及其古地理[J]. *地质科学*, 10 (4) : 366 – 374.
- 汪品先, 2009. 全球季风的地质演变[J]. *科学通报*, 54 (5) : 535 – 556.
- 韦利杰, 刘小汉, 李广伟, 等, 2015. 藏南江孜地区古近纪甲查拉组孢粉组合及古环境分析[J]. *微体古生物学报*, 32 (3) : 255 – 268.
- 夏位国, 1986. 西藏班戈县伦坡拉盆地伦坡拉群的轮藻化石[J]. *中国地质科学院成都地质矿产研究所文集*: 61 – 68.
- 徐小涛, 邵龙义, 2018. 利用泥质岩化学蚀变指数分析物源区风化程度时的限制因素[J]. *古地理学报*, 20 (3) : 515 – 522.
- 徐正余, 1980. 西藏伦坡拉盆地第三系及其含油性[J]. *石油与天然气地质*, 1 (2) : 153 – 158.
- 张克信, 王国灿, 洪汉烈, 等, 2013. 青藏高原新生代隆升研究现状[J]. *地质通报*, 32 (1) : 1 – 18.