



移动阅读

路畅, 夏国清, 陈云, 等, 2023. 西藏伦坡拉盆地晚始新世—早渐新世黏土矿物特征及古气候意义[J]. 沉积与特提斯地质, 43(3): 565–579. doi: [10.19826/j.cnki.1009-3850.2023.02021](https://doi.org/10.19826/j.cnki.1009-3850.2023.02021)

Lu C, Xia G Q, Chen Y, et al., 2023. Late Eocene-Early Oligocene clay mineral characteristics and paleoclimate significance in Lunpola Basin, Tibet[J]. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 43(3): 565–579. doi: [10.19826/j.cnki.1009-3850.2023.02021](https://doi.org/10.19826/j.cnki.1009-3850.2023.02021)

## 西藏伦坡拉盆地晚始新世—早渐新世黏土矿物特征及古气候意义

路畅<sup>1,2</sup>, 夏国清<sup>1,2\*</sup>, 陈云<sup>2</sup>, 吴劲宣<sup>3</sup>, 包万铖<sup>1,2</sup>, 樊秋爽<sup>4</sup>,  
石柱<sup>1,2</sup>, 郝夏炜<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. 中国石化西北油田分公司采油二厂, 新疆 巴音郭楞 841604; 4. 核工业二八〇研究所, 四川 德阳 618300)

**摘要:** 始新世—渐新世是新生代气候从“温室”向“冰室”转变的重要节点, 也是青藏高原及邻区气候格局发生重大变革的关键时期。为了重建高原中部腹地始新世—渐新世的古气候演变特征, 探讨古气候变化的控制因素, 利用X射线衍射分析对高原中部伦坡拉盆地382道班剖面的黏土矿物特征进行了综合研究, 结果显示, 伦坡拉盆地在始新世—渐新世牛堡组二段沉积的黏土矿物主要以伊利石为主, 伊/蒙混层次之, 高岭石与绿泥石含量极少, 蒙脱石仅出现在极少样品中。黏土矿物类型及组合特征指示伦坡拉盆地在该时期整体处于寒冷干旱的气候条件, 但在长周期趋势下伊利石相对含量逐渐减少, 伊/蒙混层逐渐增多, 显示出青藏高原中部地区的气候系统在晚始新世—早渐新世时期存在向更加湿润的气候条件转变, 这种气候系统的改变可能与南亚季风在晚始新世的演化所带来的更多水汽条件和青藏高原中部中央分水岭的形成有关, 但在始新世与渐新世之交, 伊利石含量陡然增多, 而伊/蒙混层含量则减少, 且两者频繁波动, 这反映了该盆地在EOT时期受到全球降温的影响。

**关键词:** 黏土矿物; 古气候; 晚始新世—早渐新世; 青藏高原腹地; 南亚季风

中图分类号: P532

文献标识码: A

## Late Eocene-Early Oligocene clay mineral characteristics and paleoclimate significance in Lunpola Basin, Tibet

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

(1. State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China; 2. Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China; 3. No.2 Oil Extraction Plant, Sinopec Northwest China Petroleum Bureau, Bayingol 841604, China; 4. Research Institute No.280, CNNC, Deyang

收稿日期: 2022-10-21; 改回日期: 2022-12-06; 责任编辑: 郭秀梅; 科学编辑: 万友利

作者简介: 路畅(1998—), 女, 硕士研究生, 地质学专业。E-mail: [cdut\\_lu2022@163.com](mailto:cdut_lu2022@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: 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)资助

618300, China)

**Abstract:** The Eocene-Oligocene Transition (EOT) is an important node of the Cenozoic climate transition from "greenhouse" to "icehouse" worldwide, especially on the Qinghai-Tibet Plateau and adjacent regions. In order to reconstruct the paleoclimatic evolution and controlling factors during the Eocene-Oligocene in the central hinterland of the Tibetan Plateau, clay mineral characteristics of 382 Daoban section in Lunpola Basin were analyzed by X-ray diffraction. Results show that the clay minerals deposited during the Eocene-Oligocene within the Second member of the Niubao Formation comprised of illite, illite/smectite mixed layers (I/S), kaolinite, chlorite and montmorillonite. Generally, the illite is the most abundant clay mineral, followed by I/S, while the kaolinite and chlorite contents are very low, and montmorillonite only appears in a few samples. Characteristics of clay minerals indicate that the Lunpola Basin was in a prolonged cold-dry climate conditions during this period, but a long-term decline in illite and rise in I/S contents indicating that the climate system in the central Tibetan Plateau changed to a more humid climate during this period. Such change could be related to the paleogeographic backgrounds of central Tibet and the evolution of South Asia monsoon since the late Eocene. However, at the EOT, illite content steeply increased, while the I/S content decreased and both fluctuated frequently, which reflects the influence of global cooling in the central Tibetan Plateau.

**Key words:** Clay minerals; paleoclimate; Late Eocene-Early Oligocene; the central hinterland of the Tibetan Plateau; South Asia Monsoon

## 0 引言

新生代作为全球气候变化最为频繁的时期,先后经历了一系列气候突变事件。其中,在始新世—渐新世之交全球范围内发生了一次迅速降温事件(EOT事件)(Zachos et al., 2001; Anagnostou et al., 2016; Cramwinckel et al., 2018; Westerhold et al., 2020),并伴随全球海平面的下降和大气二氧化碳浓度的降低(Pagani et al., 2005; Katz et al., 2008; Pearson et al., 2009; Hutchinson et al., 2021)。与此同时大陆板块也发生了重大变化,如塔斯曼尼亚海道与德雷克海峡的相继打开,形成环南极洋流,促进了南极冰盖的形成(拓守廷和刘志飞, 2003; 邵秋丽等, 2013);印度板块的持续北移,导致青藏高原的显著隆升,促进了中亚干旱区的形成(孙继敏等, 2017; 刘晓东等, 2019),并伴随着季风气候的转变(Licht et al., 2014; Zheng et al., 2022)和动植物群落的演替(Coxall and Pearson, 2007; Jones et al., 2008)。因此,开展始新世—渐新世过渡时期气候及环境响应的研究对认识新生代长周期气候变冷的驱动机制、区域气候对全球重大气候事件的响应方式、重大气候突变对生态环境和生物演替的影响等具有重要意义。

作为青藏高原核心位置的伦坡拉盆地,保存有巨厚的新生代湖相沉积层,地层序列发育连续齐全,是开展气候、环境及植被研究的理想区域。而表生风化作用形成的黏土矿物,由于源区母岩岩性和

形成时的沉积环境会影响其结晶形态和矿物成分等特征,所以作为追踪化学风化强度的重要指示矿物,黏土矿物的种类、组合、含量和结晶度,对古气候和沉积环境的变化非常敏感,是研究古气候信息的一个重要手段(汤艳杰等, 2002; 王粉丽等, 2010; Zhang and Guo, 2014; 刘华华等, 2016)。据此,本文选取伦坡拉盆地 382 道班剖面牛堡组二段泥质岩黏土矿物样品开展 X 射线衍射技术研究,分析其黏土矿物特征和伊利石结晶度,解析气候转型期青藏高原湖相黏土矿物沉积与全球气候变化之间的响应关系,为青藏高原区域气候演化提供基础资料。

## 1 区域地质背景

伦坡拉盆地位于青藏高原中部核心位置,现今平均海拔约 4 500 m,面积约 3 600 km<sup>2</sup>,西接尼玛盆地,北临伦北盆地,是一个发育在班公湖—怒江缝合带之上的新生代裂谷盆地(Deng et al., 2012; He et al., 2012; Fang et al., 2020)。新生代以来沉积了巨厚的陆相沉积地层(图 1),厚度可达 4 000 m 以上,自下而上依次为牛堡组和丁青湖组(陈玉禄等, 2015)。其中,牛堡组是不整合于上白垩统竟柱山组红色海相碎屑岩之上的河湖相沉积,下段以杂色砂岩、砂砾岩、砾岩为主,不含或极少含生物化石,上段以灰绿、灰红色泥岩,灰黑色页岩及灰绿色细粉砂岩、砂岩、细砂岩为主,富含生物化石(夏代祥等, 1997; 郑家坚等, 1999),粒度呈现粗—细—粗的规律,颜色呈现红—黑—红的规律,指示沉积相在

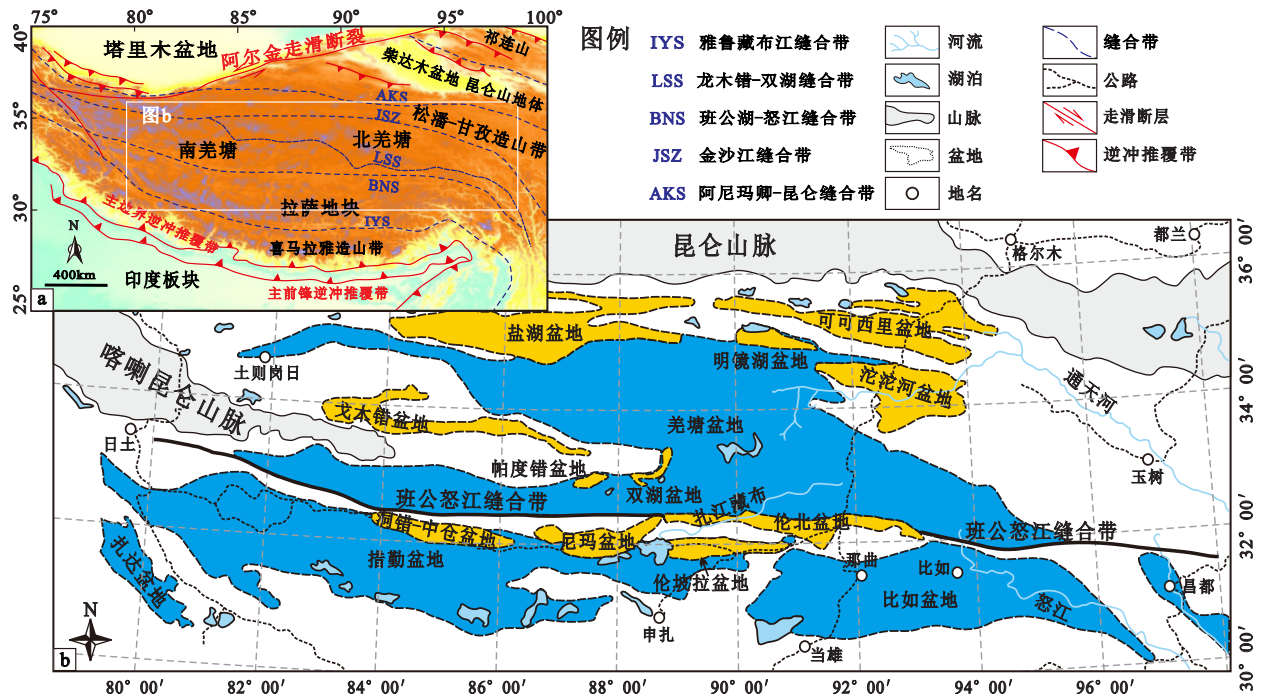


图1 青藏高原沉积盆地分布及伦坡拉盆地位置图(据 Xia et al., 2021 和中国石油化工股份有限公司勘探南方分公司, 2012<sup>①</sup>修改)

Fig. 1 Distribution of sedimentary basins on Qinghai-Tibet Plateau and location map of Lunpola Basin (modified from Xia et al., 2021 and Sinopec Exploration Company, 2012<sup>①</sup>)

河流到湖泊之间多次波动, 并经历多次湖侵和湖退事件(马鹏飞等, 2013; Mao et al., 2019)。丁青湖组为一套紫红色、灰绿色碎屑岩间夹油页岩、泥灰岩的湖相沉积地质体, 平行不整合于牛堡组之上, 产孢粉、介形虫及轮藻类化石, 顶部因构造抬升发生剥蚀, 不整合下伏于更新世地层, 厚度在 1 000 m 以上, 指示沉积相为相对稳定的湖相(马鹏飞等, 2013; Sun et al., 2014)。

## 2 剖面与实验方法

### 2.1 样品采集

研究剖面位于伦坡拉盆地西南缘 382 道班扎加藏布河岸西侧(图 2), 地表露头出露良好, 起点坐标: 32.034°N, 89.154°E, H=4 546 m。剖面下部为粗碎屑段, 以紫红色砂岩、灰绿色砾岩夹杂少部分泥岩、泥质粉砂岩为主, 为边缘相冲积扇沉积环境; 中部为泥质岩段, 以灰白色白云岩与黄色、紫红色泥岩不等厚互层为主, 间夹薄层状泥质粉砂岩、粉砂岩, 局部可见鸟脚印化石, 为浅水湖泊相沉积环境; 上部为碎屑岩段, 以砂岩、泥岩为主, 顶部为一套紫红色河流相含砾粗砂岩(Xia et al., 2021)。采用高精度逐层采样法, 普遍采样间距 0.5~2 m, 采集

新鲜泥质岩类及白云岩类样品共计 82 件(图 2), 并挑选 14 件样品进行孢粉鉴定。

### 2.2 样品处理与分析方法

孢粉鉴定由中国科学院南京地质古生物研究所季兴开老师完成, 样品处理依据实验室孢粉标准分析方法(SY/T 5522—2019)石油行业标准完成, 具体流程为: 首先, 选取样品干重约 50 g, 用 10% 的盐酸浸泡去除样品中的钙质沉积物, 再用氢氟酸去除样品中的硅质沉积物, 经水洗筛选后获得全部筛选物质。然后将所得物质洗净后制片作透射光显微镜观察用, 鉴定时每件样品观察统计 2~4 个盖玻片, 盖玻片大小标准为 20 mm×20 mm。

X 射线衍射分析由成都南达微构质检技术服务有限公司完成, 采用帕纳科 X'pert 衍射仪, 仪器为铜靶辐射, 光管电压 40 kV, 电流 40 mA, 扫描角度 3°~30°, 扫描速率 10°/分钟。制作测定黏土矿物种类样品薄片时, 采用悬浮液或离心等方法提取粒径 < 2 μm 的黏土矿物, 选取约 50 mg 干样用双氧水去除杂质, 加入适量蒸馏水均匀搅拌, 并放入超声波清洗机中使黏粒充分分散, 然后, 迅速将悬浮液倒在载玻片上, 风干后制成自然定向片(N 片), 将自然定向片置于乙二醇蒸汽管中进行饱和处理

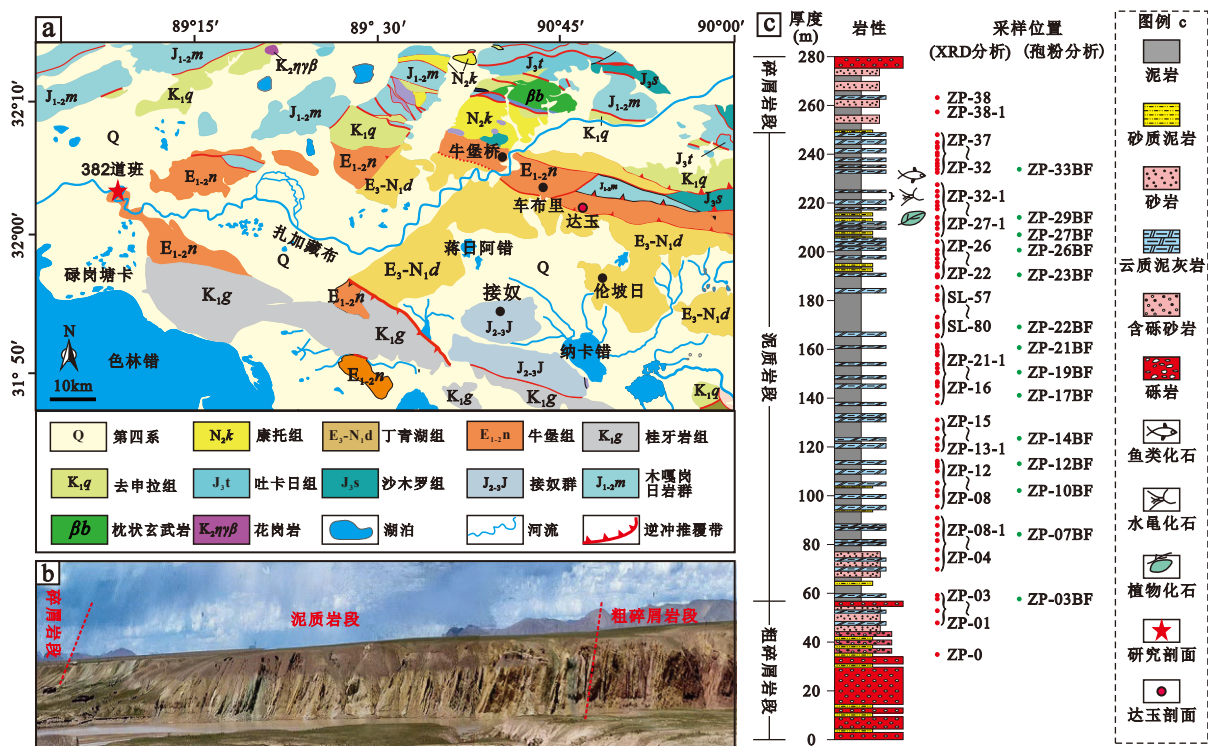


图2 研究区地质简图 (a) 与剖面特征、采样位置 (b-c) (据曲永贵等, 2011; 王永胜等, 2012; 陈玉禄等, 2015; Fang et al., 2020 修改)

Fig. 2 Geological diagram of the study area (a) profile characteristics and sampling location (b-c)(modified from Qu et al., 2011; Wang et al., 2012; Chen et al., 2015; Fang et al., 2020)

(乙二醇蒸汽恒温  $60^{\circ}\text{C}$ , 恒温时间不少于 8 h), 制成乙二醇饱和片(EG 片), 在  $450^{\circ}\text{C}\sim 550^{\circ}\text{C}$  条件下将乙二醇饱和片恒温保持 2.5 h 以上, 自然冷却至室温, 制成高温片(T 片), 最后, 将制备好的薄片置于分析仪器中进行分析, 得到衍射谱峰图。

根据 X 射线衍射图谱中的特征峰对黏土矿物种类进行识别, 具体判断方法为: N 片中  $d_{(001)}$  (1.000 nm)、 $d_{(002)}$  (0.500 nm)、 $d_{(003)}$  (0.333 nm) 为伊利石的特征衍射峰,  $d_{(001)}$  (0.720 nm)、 $d_{(002)}$  (0.358 nm) 为高岭土的特征衍射峰,  $d_{(001)}$  (1.420 nm)、 $d_{(002)}$  (0.710 nm)、 $d_{(003)}$  (0.480 nm)、 $d_{(004)}$  (0.353 nm) 为绿泥石的特征衍射峰, 且它们在 EG 片和 T 片反映的曲线中均不发生任何变化(图 3)。一些黏土矿物晶面间距变化范围较大, 或者与其他矿物晶面间距有所交叉, 可结合 EG 片和 T 片中峰值的变化综合判断, 例如 N 片中伊/蒙混层  $d_{(001)}$  (1.000~1.540 nm) 衍射峰变化范围较广, 但在 EG 片中该峰移动至  $d=1.700$  nm, 峰形较宽两侧不对称且向低角度一侧扩散(图 3c); 蒙脱石  $d_{(001)}$  (1.400 nm~1.500 nm) 存在与绿泥石  $d_{(001)}$  (1.420 nm) 重叠的情况, 经乙二醇饱和处理后, 蒙脱石  $d_{(001)}$  移动至 1.700 nm(图 3b,

d), 而绿泥石衍射峰值没有发生变化(赵杏媛和张有瑜, 1990; 刘粤惠和刘平安, 2003; 蒲海波, 2011; 王倩和方宏树, 2016; 江云水和彭红瑞, 2017)。同时, 为了判断黏土矿物是否受到成岩作用的影响, 我们利用伊利石结晶度予以判断, 选择以 Kübler 提出的伊利石 1 nm 衍射峰的最大衍射强度的半高宽来表示(王河锦, 1998; 王河锦和周健, 1998; 王河锦等, 2015), 实验数据由 jade 软件计算, 当伊利石结晶度(KI) $<0.25^{\circ}$ 时, 样品处于浅变质带, 说明样品遭受了较弱的成岩蚀变作用, 当  $KI>0.42^{\circ}$ 时, 样品处于未变质带, 说明样品未遭受明显的成岩作用(王河锦等, 2015)。另一方面, 考虑到物源区位置的改变也会导致黏土矿物组合特征发生变化(陈涛等, 2003; 孙庆峰等, 2011), 文章采用了 Th/Sc 和 Fe/Al 比值方法予以判断(陈涛等, 2003; Fang et al., 2019)。

### 3 结果

#### 3.1 孢粉及时代

研究剖面 14 件泥岩样品中孢粉主要由单/双束松粉(*Abietinaepollenites sp./ Pinuspollenites sp.*)、

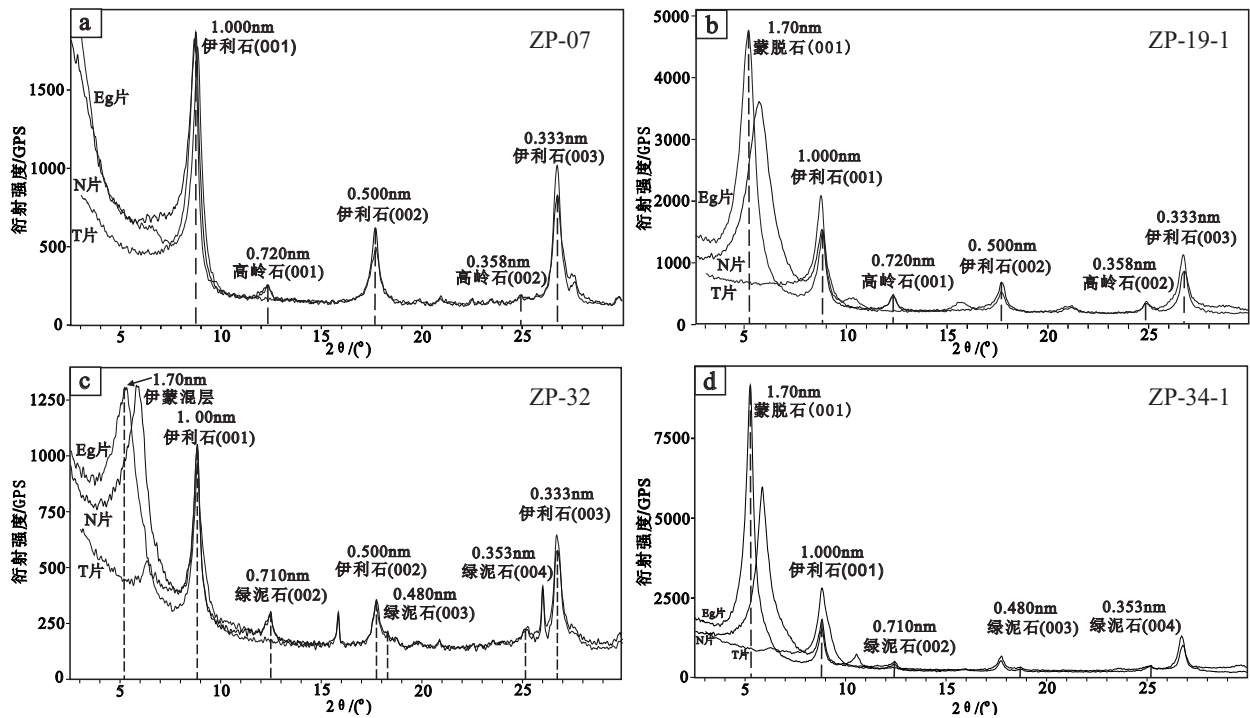


图3 伦坡拉盆地382道班剖面典型样品X射线衍射图谱

Fig. 3 X-ray diffraction pattern of typical samples in 382 Daoban section of the Lunpola Basin

破隙杉粉(*Taxodiaceapollenites hiatus*)、麻黄粉(*Ephedripites*)、栎粉(*Quercoidites sp.*)、三沟粉(*Retitricolpites sp.*)、小榆粉(*Ulmipollenites minor*)、藜粉(*Chenopodipollis sp.*)等化石组成(图4),它们均为新生代孢粉组合的常见类型,未见晚白垩世—古近纪早期较典型的古老分子,偶见主要发育于新近纪的草本植物花粉,地层时代大致应在始新世—渐新世范围内。从剖面孢粉分布来看,剖面下部以 *Ulmipollenites minor*(小榆粉)、*Quercoidites microhenrici*(小亨氏栎粉)、*Taxodiaceapollenites hiatus*(破隙杉粉)及 *Betulaceoipollenites bituitus*(拟桦粉)为主,该孢粉组合与渤海湾盆地沙河街组三段孢粉组合极为相似(任志勇, 2002; 武海燕等, 2013),相关同位素测年显示该段顶界年龄为 ca. 38 Ma(梁鸿德等, 1992),属中—晚始新世沉积。此外, *Quercoidites microhenrici* 与 *Betulaceoipollenites bituitus* 也见于柴达木盆地下干柴沟组下段,是下干柴沟组的优势分子(青海石油管理局勘探开发研究院等, 1985; 路晶芳等, 2010; 樊小龙等, 2016),其时代大致为中—晚始新世(樊小龙等, 2016)。剖面上部具气囊的松科花粉(*Abietinaepollenites/Piunspollenites sp.*)、麻黄粉(*Ephedripites*)和三孔粉(*Tricolporopollenites sp.*)极为发育,并出现少量繁

盛于新近纪的藜粉(*Chenopodipollis sp.*)及禾本粉(*Graminidites sp.*)。这一孢粉组合在欧洲、哈萨克斯坦、日本、中国西北及华北的渐新世地层中广泛分布(Petercakova and Snopkova, 1983; 高瑞祺等, 2000; 任志勇, 2002; 宋之琛等, 2008; 韦利杰等, 2011; 武海燕等, 2013; Svetlana et al., 2019; Tessalina et al., 2019),其中,位于青藏高原东南缘的柴达木盆地,松柏类具囊花粉在上干柴沟组上段上部逐渐繁盛,含量高达26%,且草本植物花粉含量迅速增加,如 *Chenopodipollis* 平均含量超过了15%,以 *Ephedripites-Chenopodipollis-Nitrariadites* 组合为特征(青海石油管理局勘探开发研究院等, 1985; 宋之琛等, 1999; 樊小龙等, 2016),这与研究剖面上部的孢粉组合特征高度相似,其时代大致为晚始新世—早渐新世(樊小龙等, 2016),除此之外,可对比的地层还有:西藏柳区渐新世砾岩 *Abietinaepollenites-Piunspollenites-Chenopodipollis* 孢粉组合(韦利杰等, 2011),宁夏同心清水营组 *Nitrariadites-Ephedripites* 孢粉组合(孙素英, 1982),准噶尔盆地安集河海组中上段 *Ephedripites-Nitrariadites-Labitricolpites* 孢粉组合(中国地质科学院地质研究所和新疆石油管理局勘探开发研究所, 1990),以及西宁—民和盆地马哈拉沟组

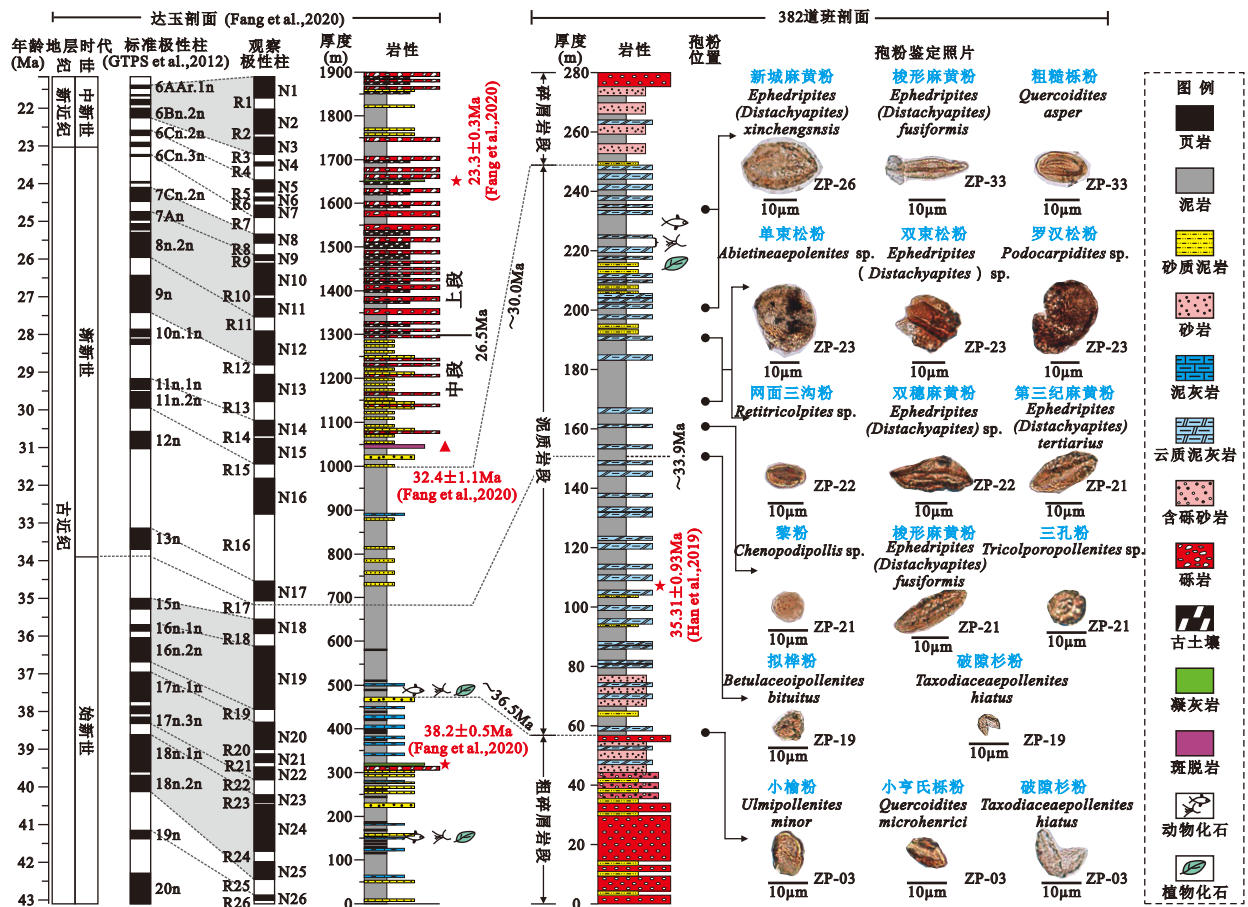


图4 伦坡拉盆地典型剖面地层对比与382道班剖面孢粉特征(达玉剖面资料据 Fang et al., 2020 修改, 标准极性柱采用 GPTS, 2012)

Fig. 4 Stratigraphic correlation of typical sections and pollen characteristics of 382 Daoban section in Lunpola Basin (Magnetic stratigraphy of Dayu section modified from Fang et al., 2020, Standard polar columns were GPTS, 2021)

*Ephedripites* - *Nitrariadites* - *Meliaceae* 孢粉组合(中国地质科学院地质研究所和新疆石油管理局勘探开发研究所, 2008), 古地磁测年显示其时代为晚始新世—早渐新世(方小敏等, 2007)。综合以上分析, 剖面下部富含 *Taxodiaceapollenites* 和 *Ulmipollenites* 等, 但不含 *Chenopodipollis* 和 *Graminidites* 的地层时代应归属为晚始新世, 而上部富含 *Abietinaepollenites* 和 *Ephedripites* 等, 且出现 *Chenopodipollis* 和 *Graminidites* 的地层时代归属为早渐新世(图4)。

此外, Han et al. (2019) 在研究剖面中部泥岩段的下部发现有一层沉凝灰岩, 锆石 U-Pb 年代学测试年龄为  $35.31 \pm 0.93$  Ma, 进一步证实了孢粉年代学研究结果的可靠性。Fang et al. (2020) 曾对伦坡拉盆地中达玉剖面牛堡组地层开展过精细地磁性地层学研究, 这也是目前已知针对伦坡拉盆地牛堡组地层所开展的最详尽的年代学研究, 控制牛堡组

中段(二段)顶界年龄为 26.5 Ma。同时, 仔细研究该剖面地层结构也不难发现, 牛堡组中段在达玉剖面垂向上呈现出“粗—细—粗”的岩性变化序列, 与 382 道班研究剖面完全相似, 说明牛堡组中段在盆地范围内岩性的可对比性, 382 道班剖面中部的泥质岩段大致相当于达玉剖面的 480~1000 m, 依据剖面上下粗碎屑岩段与泥质岩段分段标志层(约 36.5 Ma 和 30.0 Ma), 结合孢粉和泥质岩段下部火山碎屑岩锆石 U-Pb 年代学数据 ( $35.31 \pm 0.93$  Ma) (Han et al., 2019), 按照平均沉积速率测算研究剖面沉积时限大致在 37~29 Ma 之间(图4)。

### 3.2 黏土矿物 XRD 特征

伦坡拉盆地 382 道班剖面 82 件泥质岩样品的黏土矿物 X 射线衍射分析见表 1 和图 3。黏土矿物主要包含伊利石、伊/蒙混层、蒙脱石、高岭石和绿泥石等五种常见矿物。其中伊利石最多, 相对含

量介于 5%~100%，平均含量为 52%；伊/蒙混层次之，相对含量介于 0~84%，平均含量为 41%；而高岭石和绿泥石含量较少，平均含量分别为 2% 和 1%，只在个别层位上出现；蒙脱石仅出现于 ZP-34-1、

ZP-34、ZP-35-1、ZP-19-1 四个样品中，其黏土矿物含量及特征十分特殊，伊利石(5%~19%)、绿泥石(1%~2%)和高岭石(0~1%)含量极少，蒙脱石相对含量较高(79%~95%，平均含量为 87%)(表 1)。

表 1 伦坡拉盆地 382 道班剖面黏土矿物含量测试结果 (%)

Table 1 Test results of clay mineral content of 382 Daoban section in Lunpola Basin (%)

编号	岩性	黏土矿物含量	伊利石	高岭石	绿泥石	蒙脱石	伊/蒙混层	伊利石结晶度	编号	岩性	黏土矿物含量	伊利石	高岭石	绿泥石	蒙脱石	伊/蒙混层	伊利石结晶度
ZP-0	白云质泥岩	41.67	91	9	—	—	—	0.47	ZP-22-1	白云质泥岩	25.30	17	—	—	—	83	0.39
ZP-01	泥质白云岩	17.41	95	5	—	—	—	0.40	SL74	泥质白云岩	3.65	84	—	—	—	16	0.40
ZP-02	泥质白云岩	11.43	45	9	—	—	46	0.35	SL70	白云质泥岩	16.88	79	—	—	—	22	0.47
ZP-03-1	白云质泥岩	27.71	83	2	—	—	14	0.45	SL67	泥质白云岩	3.01	69	—	—	—	31	0.40
ZP-03	泥质白云岩	15.80	72	28	—	—	—	0.33	SL63	泥质白云岩	3.24	45	3	—	—	52	0.32
ZP-04	泥质白云岩	17.42	81	6	—	—	—	0.43	SL57	白云质泥岩	24.80	63	—	—	—	37	0.48
ZP-05	泥质白云岩	16.29	50	2	—	—	48	0.51	ZP-22	泥质白云岩	7.60	75	3	—	—	23	0.44
ZP-06-1	白云质泥岩	21.58	82	5	—	—	13	0.54	SL49	泥质白云岩	12.34	69	2	—	—	29	0.44
ZP-06	泥质白云岩	21.61	87	1	—	—	—	0.49	ZP-23-2	白云质泥岩	22.84	20	—	—	—	80	0.41
ZP-07-1	白云质泥岩	34.07	80	—	—	—	20	0.51	ZP-23	泥质白云岩	7.56	21	—	—	—	79	0.38
ZP-07	泥质白云岩	22.89	80	2	—	—	17	0.47	ZP-24-1	白云质泥岩	27.52	16	—	—	—	84	0.46
ZP-08-1	白云质泥岩	33.28	71	—	—	—	29	0.53	SL41	白云质泥岩	16.06	60	—	—	—	40	0.46
ZP-08	泥质白云岩	14.22	70	3	—	—	27	0.34	ZP-25-1	白云质泥岩	64.43	24	1	—	—	75	0.39
ZP-09	泥质白云岩	14.62	77	—	—	—	23	0.44	ZP-25	泥质白云岩	11.12	16	—	—	—	84	0.35
ZP-10-1	白云质泥岩	21.39	78	—	—	—	22	0.53	SL33	泥质白云岩	4.64	48	—	—	—	52	0.47
ZP-10	泥质白云岩	7.96	79	—	—	—	21	0.33	ZP-26-2	白云质泥岩	14.59	75	8	3	—	15	0.49
ZP-11	泥质白云岩	15.70	81	—	—	—	19	0.39	ZP-26	泥质白云岩	7.38	26	—	—	—	74	0.38
ZP-12-1	白云质泥岩	22.15	81	1	1	—	17	0.53	ZP-27-1	白云质泥岩	40.13	32	—	1	—	67	0.41
ZP-12-2	白云质泥岩	31.36	79	—	—	—	21	0.51	ZP-27	泥质白云岩	6.03	83	—	—	—	17	0.31
ZP-12	泥质白云岩	15.05	50	21	5	—	24	0.36	ZP-28-1	白云质泥岩	19.88	29	—	2	—	69	0.39
ZP-13-1	白云质泥岩	16.05	64	8	1	—	27	0.44	ZP-28	泥质白云岩	12.30	38	—	—	—	62	0.43
ZP-13	白云质泥岩	23.71	64	—	—	—	36	0.51	ZP-29-1	白云质泥岩	29.27	25	—	—	—	75	0.35
ZP-14	泥质白云岩	11.09	68	4	—	—	28	0.45	ZP-29	泥质白云岩	19.98	36	—	—	—	64	0.37
ZP-15-2	白云质泥岩	26.57	55	4	—	—	41	0.48	ZP-30-1	白云质泥岩	30.63	25	—	—	—	75	0.44
ZP-15	泥质白云岩	12.12	59	—	—	—	41	0.49	ZP-30	泥质白云岩	26.69	40	—	—	—	60	0.41
ZP-16	泥质白云岩	14.40	55	5	—	—	40	0.39	ZP-31-1	白云质泥岩	22.38	33	—	4	—	63	0.40
ZP-17-1	白云质泥岩	26.46	43	1	—	—	56	0.53	ZP-31	泥质白云岩	22.59	37	—	4	—	60	0.40
ZP-17	泥质白云岩	14.27	72	—	—	—	28	0.47	ZP-32-1	白云质泥岩	29.95	19	—	3	—	78	0.39
ZP-18	泥质白云岩	9.37	53	—	—	—	47	0.39	ZP-32	泥质白云岩	35.19	24	1	3	—	72	0.40
SL112	白云质泥岩	28.91	47	—	—	—	53	0.43	ZP-33-1	白云质泥岩	43.63	24	—	2	—	75	0.46
SL106	白云质泥岩	16.04	53	—	—	—	47	0.47	ZP-33	泥质白云岩	15.37	22	—	2	—	76	0.41
ZP-19-1	白云质泥岩	23.37	13	2	1	84	—	0.43	ZP-34-1	白云质泥岩	30.31	9	—	1	90	—	0.34
ZP-19	泥质白云岩	7.95	82	—	—	—	18	0.36	ZP-34	泥质白云岩	3.15	5	—	—	95	—	0.37
SL99	白云质泥岩	24.63	29	—	—	—	71	0.53	ZP-35-1	白云质泥岩	19.53	19	—	2	79	—	0.40
SL91	白云质泥岩	27.53	43	—	—	—	57	0.43	ZP-35	泥质白云岩	36.78	24	—	3	—	73	0.43
ZP-20	泥质白云岩	14.74	17	—	—	—	83	0.43	ZP-36-1	泥质白云岩	34.35	30	—	4	—	66	0.40
SL85	泥质白云岩	3.88	89	—	—	—	11	0.34	ZP-36	白云质泥岩	58.01	32	—	5	—	63	0.34
ZP-21-1	白云质泥岩	23.78	71	—	—	—	29	0.46	ZP-37-1	泥质白云岩	26.06	46	—	3	—	51	0.41
SL80	泥质白云岩	8.53	100	—	—	—	—	0.29	ZP-37	泥质白云岩	3.15	56	—	4	—	40	0.36
ZP-21	泥质白云岩	11.41	23	—	—	—	77	0.40	ZP-38-1	白云质泥岩	36.90	47	—	—	—	53	0.48
SL77	泥质白云岩	8.03	46	—	—	—	54	0.47	ZP-38	泥质白云岩	8.98	60	—	—	—	40	0.49

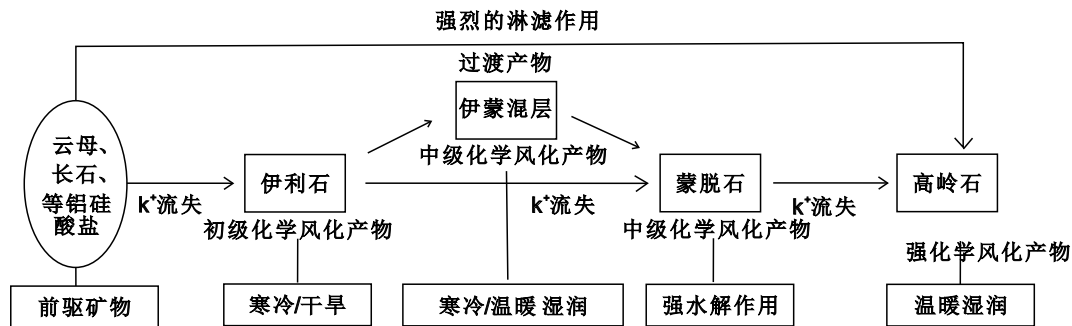


图5 黏土矿物转化过程示意图(据孙庆峰等, 2011 修改)

Fig. 5 Schematic diagram of transformation process between clay minerals (modified from Sun et al., 2011)

## 4 讨论

### 4.1 黏土矿物含量变化的古气候意义

黏土矿物的形成和转化受气候等多种因素的影响(Biscaye, 1965)。当气候干冷时,岩石遭受化学风化作用较弱,碱金属元素不易滤出,易形成初级风化产物——伊利石;当气候温暖潮湿时,化学风化作用和淋滤作用增强,碱土金属元素容易流失,则形成中级风化产物——蒙脱石,进一步的碱土金属元素丢失则形成高岭石(Chamley, 1989; 汤艳杰等, 2002; 王朝文等, 2008; 王粉丽等, 2010; 刘华华等, 2016; 左俊, 2016; 叶程程, 2017; 江云水和彭红瑞, 2017)。另一方面,在干湿交替的环境下,伊利石在向蒙脱石转化的过程中会形成中间过渡性产物——伊/蒙混层,所以伊/蒙混层的出现一般认为是气候逐渐向湿润转变的结果(图5),而绿泥石是一种抗风化能力非常弱的黏土矿物,一般在寒冷干旱的碱性环境中形成(左俊, 2016; 李明培等, 2017; 叶程程, 2017)。因此,不同气候带所形成的黏土矿物类型不同,黏土矿物特征与气候带的分布有着明显的相关性(鲁春霞等, 1997; 隆浩等, 2007)。例如,在我国北方寒温带与温带半干旱区,气候偏向寒冷干燥的弱碱性环境,风化淋滤作用较弱,地表广泛分布着伊利石和绿泥石(徐宝亮等, 2007; 吴海斌等, 2016; 翟富荣等, 2020; 张新荣和焦洁钰, 2020),亚热带湿润区气温升高、降水量增大、风化淋滤和成土作用增强,气候带中普遍分布着风化程度较高的蒙脱石和蛭石(师育新等, 2005)。但在温带半湿润区,黏土矿物则同时具有温带半干旱区和亚热带湿润区的过渡特征,随纬度的降低,地表温度递增和风化作用增强,原先化学风化程度较低的绿泥石

和伊利石经过淋滤作用向蛭石和蒙脱石转化,平面上表现为绿泥石含量随着纬度的降低逐渐减少,而蛭石和蒙脱石含量逐渐增多(师育新等, 2005; 叶喜艳等, 2018),但在中国南方亚热带、热带湿润地区,气候偏向温暖潮湿的酸性环境,黏土矿物普遍以高岭石等强化学风化产物(朱照宇等, 1991; 黄镇国等, 1999; 韩文等, 2016; 程峰, 2018)。

但需要指出的是,由于黏土矿物的含量是一个相对值,用地层中单个黏土矿物的变化来恢复古气候存在一定局限性(刘华华等, 2016)。因此研究者尝试利用黏土矿物比值等指标进一步反映古气候演化规律,其结果往往与生物遗迹、孢粉、氢氧同位素一致(孙庆峰等, 2011)。一般采用抗风化能力强的黏土矿物与抗风化能力弱的黏土矿物的比值来重建研究区域化学风化历史,例如洪汉烈等(2010)用(伊利石+绿泥石)/(高岭石+蒙脱石)来表示藏南—恒河地层分区札达盆地沉积物的黏土矿物学特征, Fang et al. (2019)通过(蒙脱石+伊/蒙混层)/伊利石比值研究青藏高原北部的气候演化过程, Yang et al. (2022)利用(伊/蒙混层+蒙脱石)/(伊利石+绿泥石)比值分析青藏高原东北缘地区新生代长周期硅酸盐风化历史。伊/蒙混层和高岭石是风化程度较高的黏土矿物,而伊利石和绿泥石风化程度较低,研究样品中含有大量伊/蒙混层和伊利石,因此剖面(高岭石+伊/蒙混层)/(伊利石+绿泥石)所反映的风化强度趋势是恢复伦坡拉古气候的合适指标,比值越大,反映风化强度越强、气候越温暖湿润。

然而,在利用黏土矿物进行古气候重建时应确保所选样品未遭受明显的成岩作用,且物源区未发生明显改变,因为成岩作用是影响黏土矿物种类发

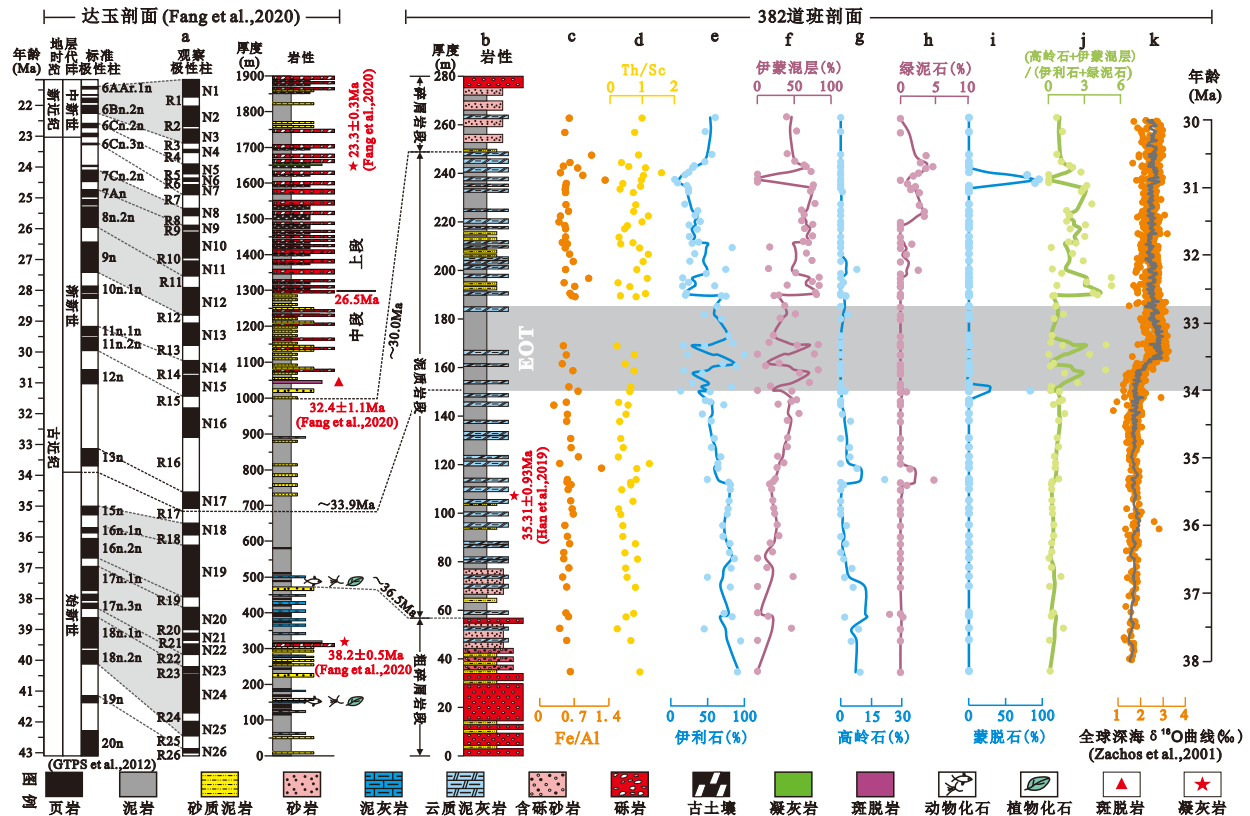


生改变的一个重要原因,而不同的原岩类型在同一气候条件下也可以形成不同类型的黏土矿物(陈涛等, 2003; 孙庆峰等, 2011)。382 道班剖面样品伊利石结晶度均大于 0.25°(表 1), 反映研究区域的样品所受成岩作用影响较小。与此同时, 利用 Th/Sc 和 Fe/Al 比值所指示的物源区变化信息较弱(图 6)。因此, 382 道班剖面黏土矿物类型未受到明显的成岩蚀变作用以及不同物源来源的影响, 能够准确地反映古气候演化规律。

#### 4.2 伦坡拉盆地始新世—渐新世古气候演化特征及成因探讨

382 道班剖面黏土矿物组合特征及垂向变化规律存在 3 方面的主要特征(图 6)。(1)整个剖面黏土矿物主要由伊利石和伊/蒙混层组成, 并且伊利石含量较高, 伊/蒙混层次之, 考虑到伊/蒙混层本身是干湿交替环境下由伊利石转化而来和整个剖面又缺少蒙脱石的特征, 可以推断该时期原岩主要风化产物应该以伊利石组分为主, 意味着气候条件

总体为寒冷干燥。(2)长周期趋势下伊利石含量随着沉积厚度的增加逐渐降低, 而伊/蒙混层含量逐渐增大, 暗示了此时的气候系统存在向相对湿润、化学风化作用逐步加强的状态转变, 这种气候系统的改变可能与南亚季风在晚始新世的演化所带来的水汽条件和青藏高原中部特定的古地理背景有关。首先, 季风的形成与演变是区域性水汽变化的影响因素(Xu et al., 2006; Zhang and Wang, 2008; 刘晓东等, 2019), 现代亚洲季风系统可分为南亚季风、东亚季风、西北太平洋季风和过渡区(图 7a)(Wang and LinHo, 2002; Spicer, 2017), 近年来, 越来越多的研究表明, 亚洲季风在晚始新世就出现了类似于现今的大气环流格局(Licht et al., 2014; Spicer, 2017), 南亚季风在始新世时期就已经对青藏高原东部和中部地区产生重要影响(Huber and Goldner, 2012; Licht et al., 2014; Shukla et al., 2014; Zheng et al., 2022), 且在 ca. 41Ma 前后, 南亚季风存在向北扩张的过程(Huber and Goldner, 2012; Caves



a. 达玉剖面磁性地层学研究(据 Fang et al., 2020 修改); b. 剖面岩性柱; c-d. Fe/Al, Th/Sc 元素比值; e-i. 黏土矿物相对含量; j. (高岭石+伊/蒙混层)/(伊利石+绿泥石) 比值; k. 全球深海  $\delta^{18}\text{O}$  曲线(Zachos et al., 2001)。

图 6 伦坡拉盆地 382 道班剖面晚始新世到早渐新世黏土矿物特征及深海氧同位素变化曲线

Fig. 6 Clay mineral content, characteristic parameters and deep-sea oxygen isotope change curve of Daoban section 382 in Lunpola basin from late Eocene to early Oligocene

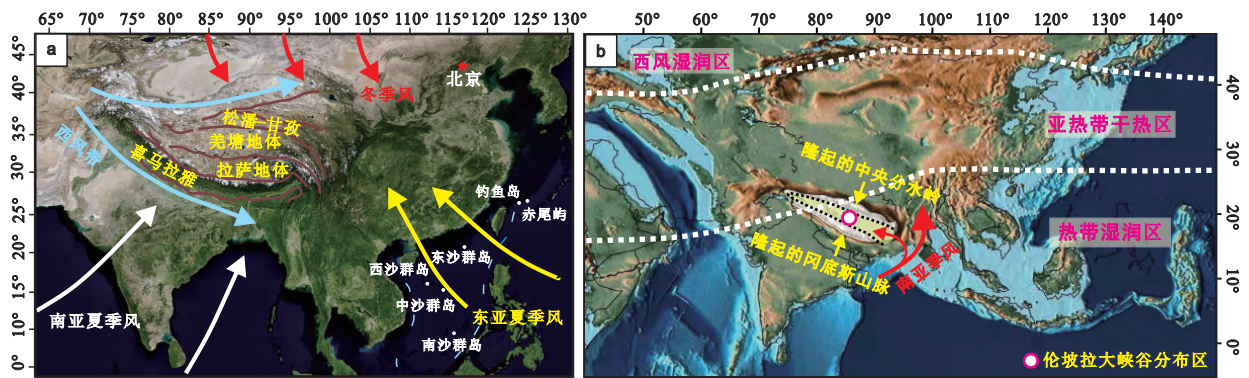


图7 青藏高原及周缘地区现代季风区 (a; 据 Lu et al., 2020 修改, 地形数据来源于奥维互动地图) 和晚始新世古地貌与古气候带分布图 (b; 据 Fang et al., 2021 修改)

Fig. 7 Distribution map of modern monsoon area and Late Eocene paleogeomorphology (a; modified from Lu et al., 2020), and paleoclimatic zone in Qinghai-Tibet Plateau and its peripherals (b; modified from Fang et al., 2021)

et al., 2015; Caves Rugenstein and Chamberlain, 2018; Fang et al., 2021)。因此, 研究区这种向湿润气候系统的转变极有可能也受到来自印度洋南亚季风的影响。另一方面, 在古近纪时期青藏高原中部地区存在两个东西向展布的巨大山脉—冈底斯山脉和羌塘山脉(Xu et al., 2013; Su et al., 2019; Su et al., 2020), 伦坡拉盆地恰好位于两大高山系统之间的“中央山谷(Central Tibetan Valley)”中(Xiong et al., 2022), 伴随北侧羌塘山脉晚始新世时期(44~40 Ma)向东逐渐壮大, 一个宏大的中央分水岭就此形成(Ding et al., 2014; Xiong et al., 2020), 导致南亚季风向北水汽输送路径被进一步阻挡, 造成中央山谷地区能够获得更多的水汽来源(图7b), 这也可能是该地区向更加湿润气候系统转变的另一重要原因。(3)在长周期伊利石稳步下降和伊/蒙混层稳步增加的趋势下, EOT时期伊利石的相对含量出现明显增加, 伊/蒙混层也突然减少, 两者出现频繁的波动, 体现了气候系统向更加寒冷的状态转变, 造成这种现象的原因在于EOT出现了新生代最强烈的降温事件(Miller et al., 1987; Zachos et al., 2001; Lear et al., 2008; 肖国桥, 2012), 而(高岭石+伊/蒙混层)/(伊利石+绿泥石)比值也在EOT早期由下部相对稳定的低值向高值突变, 这可能是由于在全球降温的影响下地球南极出现永久性极地冰川, 导致北半球西风带和热带辐合带(ITCZ)向北移动, 进一步强化了南亚季风系统, 使研究区气候向相对湿润的方向转变(Ao et al., 2016; Zhang et al., 2016; 余仁哲, 2019)。因此, 伦坡拉盆地始新世—渐新世古气候演化与青藏高原中部特定的古

地理背景和南亚季风在晚始新世的演化有关。

## 5 结论

西藏伦坡拉盆地晚始新世—早渐新世期间黏土矿物以伊利石为主, 伊/蒙混层次之, 高岭石和绿泥石含量较少, 蒙脱石仅在少量地层中出现, 黏土矿物类型及组合特征指示伦坡拉盆地在该时期主要处于寒冷干旱的气候条件, 并存在向更湿润气候条件的逐渐转变, 这种气候系统的转变可能与青藏高原中部特定的古地理背景和南亚季风在晚始新世的演化有关: 伦坡拉盆地在晚始新世位于古冈底斯山与羌塘中央分水岭之间峡谷地带, 羌塘中央分水岭的发展壮大导致在高原中部形成了气候系统的天然屏障, 阻碍了来自印度洋的南亚季风向北的推进。此外, 在长周期伊利石稳步下降和伊/蒙混层稳步增加的趋势下, EOT时期伊利石的相对含量出现明显增加, 伊/蒙混层也突然减少, 体现了在全球降温事件的影响下气候系统向更加寒冷的状态转变, 且(高岭石+伊/蒙混层)/(伊利石+绿泥石)比值也由下部相对稳定的低值向高值突变, 造成这一现象的原因可能在于南极冰盖的产生导致北半球西风带和热带辐合带向北移动, 使得南亚季风进一步增强。

**致谢:** 成都理工大学吴驰华教授、绵阳师范学院李高杰老师对文章提出宝贵的修改意见, 徐为鹏和汪素凤等对野外样品采集和论文写作方面提供了帮助, 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

- Anagnostou E, John E H, Edgar K M, et al., 2016. Changing atmospheric CO<sub>2</sub> concentration was the primary driver of early cenozoic climate[J]. *Nature*, 533 (7603) : 380–384.
- Ao H, Roberts A P, Dekkers M J, et al., 2016. Late miocene–pliocene asian monsoon intensification linked to antarctic ice-sheet growth[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 444: 75–87.
- Biscaye P E, 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the atlantic ocean and adjacent seas and oceans[J]. *GSA Bulletin*, 76 (7) : 803–832.
- Caves J K, Winnick M J, Graham S A, et al., 2015. Role of the westerlies in central asia climate over the cenozoic[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 428: 33–43.
- Caves Rugenstein J K, Chamberlain C P, 2018. The evolution of hydroclimate in asia over the cenozoic: a stable-isotope perspective[J]. *Earth-Science Reviews*, 185: 1129–1156.
- Chamley H, 1989. Clay sedimentology[M]. Berlin: Springer-Verlag.
- Chen T, Wang H, Zhang Z Q, et al., 2003. Clay minerals as indicators of paleoclimate[J]. *Acta Petrologica Et Mineralogica*, 22 (4) : 416–420 (in Chinese with English abstract).
- Chen Y L, Chen G R, Zhang K Z, et al., 2015. 1: 250000 regional geological survey report of the people's Republic of China (Baingoin Sheet, No: H46C001001) [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press.
- Cheng F, 2018. Study on characteristics and source provenance of the Pleistocene Red Earth Sediments in southern China[D]. Beijing: China University of Geosciences.
- Coxall H K, Pearson P N, 2007. The eocene–oligocene transition[J]. *Geological Society London Special Publications*, 1256 (1) : 351–387.
- Cramwinckel M J, Huber M, Kocken I J, et al., 2018. Synchronous tropical and polar temperature evolution in the eocene[J]. *Nature*, 559 (7714) : 382–386.
- Deng T, Wang S, Xie G, et al., 2012. A mammalian fossil from the Dingqing Formation in the Lunpola basin, northern tibet, and its relevance to age and paleo-altimetry[J]. *Chinese Science Bulletin*, 57 (2-3) : 261–269.
- Zhai F R, Liang S, Dai H M, 2020. Geochemical Survey of Black Land in Northeast China: Progress and Prospect[J]. *Geology and Resources*, 29 (6) : 503–509 (in Chinese with English abstract).
- Ding L, Xu Q, Yue Y, 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.
- Fan X L, Yu P H, Zeng L, et al., 2016. The biostratigraphic and chronological research of Cenozoic in the Qaidam Basin, Northwest China[J]. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 33 (4) : 363–378 (in Chinese with English abstract).
- Fang X, Dupont-Nivet G, Wang C, et al., 2020. Revised chronology of central tibet uplift (lunpola basin) [J]. *Science Advances*, 6 (50) : a7298.
- Fang X, Galy A, Yang Y, et al., 2019. Paleogene global cooling–induced temperature feedback on chemical weathering, as recorded in the northern tibetan plateau[J]. *Geology*, 47 (10) : 992–996.
- Fang X, Yan M, Zhang W, et al., 2021. Paleogeography control of indian monsoon intensification and expansion at 41 Ma[J]. *Science Bulletin*, 66 (22) : 2320–2328.
- Fang X M, Song C H, Dai S, et al., 2007. Cenozoic deformation and uplift of the NE Qinghai–Tibet Plateau: from high-resolution magnetostratigraphy and basin evolution[J]. *Earth Science Frontiers* (1) : 230–242.
- Gao R Q, Zhu Z H, Zheng G G, et al., 2000. Palynology of petroliferous basins in China[M]. Beijing: Petroleum Industry Press.
- Han W, Hong H L, Yin K, 2016. Transformation mode and mechanism of clay minerals in Red Earth sediment[C] // 2016 National Mineral Science and Engineering Symposium Abstract Collection, 40–41.
- 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.
- He H, Sun J, Li Q, et al., 2012. New age determination of the cenozoic Lunpola basin, central tibet[J]. *Geological Magazine*, 149 (1) : 141–145.
- Hong H L, Wang C W, Xu Y M, et al., 2010. Paleoclimate Evolution of the Qinghai-Tibet Plateau since the Cenozoic[J]. *Earth Science; Journal of China University of Geosciences*, 35 (5) : 728–736 (in Chinese with English abstract).
- Huang Z G, Zhang W Q, Chen J H, 1999. The Change of Natural Zones and the Evolution of Red Earth in China. [J]. *Acta Geographica Sinica* 54 (3) : 193–203.
- Huber M, Goldner A, 2012. Eocene monsoons [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 44: 3–23.
- Hutchinson D K, Coxall H K, Lunt D J, et al., 2021. The Eocene–Oligocene transition: a review of marine and terrestrial proxy data, models and model–data comparisons[J]. *Climate of the Past*, 17 (1) : 269–315.
- Jiang Y S, Peng H R, 2017. Analysis of Clay Minerals by X-ray Diffraction Method[J]. *Journal of Qingdao University of Science and Technology; Natural Science Edition*, 38 (S1) : 139–141+146 (in Chinese with English abstract).
- Katz M E, Miller K G, Wright J D, et al., 2008. Stepwise transition from the Eocene greenhouse to the Oligocene icehouse[J]. *Nature Geoscience*, 1 (5) : 329–334.
- Lear C H, Bailey T R, Pearson P N, et al., 2008. Cooling and ice growth across the Eocene–Oligocene transition[J]. *Geology (Boulder)*, 36 (3) : 251–254.
- Li M P, Shao L Y, Dong D X, et al., 2017. Clay mineral characteristics and its geological significance in argillaceous rock in

- eastern margin of Ordos basin[J]. *Coal Geology & Exploration*, 45 (2) : 39–44 (in Chinese with English abstract).
- Liang H D, Shen S W, Liu X T, et al., 1992. The age of the Volcanic Rocks and Their Geological Time in Liaohe Depression.[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 13 (2) : 35–41 (in Chinese with English abstract).
- Liu H H, Jiang F Q, Zhou Y, et al., 2016. Provenance of clay minerals in the Amami Sankaku Basin and their paleoclimate implications since late Pleistocene[J]. *Advances in Earth Science*, 31 (3) : 286–297 (in Chinese with English abstract).
- Licht A, van Cappelle M, Abels H A, et al., 2014. Asian monsoons in a late eocene greenhouse world[J]. *Nature*, 513 (7519) : 501–506.
- Liu X D, Buwen D, Zhi-Yong Y, et al., 2019. Continental drift, plateau uplift, and the evolutions of monsoon and arid regions in Asia, Africa, and Australia during the Cenozoic[J]. *Scientia Sinica (Terrae)*, 49 (7) : 1059–1081 (in Chinese with English abstract).
- Liu Y H, Liu P G, 2003. Principle and application of X-ray diffraction analysis[M]. Beijing: Chemical Industry Press.
- Long H, Wang C H, Liu Y P, et al., 2007. Application of Clay Minerals in Paleoenvironment Research[J]. *Journal of Salt Lake Research*, 15 (2) : 21–25 (in Chinese with English abstract).
- Lu C X, 1997. Clay Minerals as Indicators of Paleoenvironment [J]. *Journal of Desert Research*, 17 (4) : 124–128 (in Chinese with English abstract).
- Liu J F, Song B W, Chen R M, et al., 2010. Palynological Assemblage of Eocene-Oligocene Pollen and Their Biostratigraphic Correlation in Dahonggou, Daqaidam Area, Qaidam Basin[J]. *Earth Science - Journal of China University of Geosciences*, 35 (5) : 839–848 (in Chinese with English abstract).
- Lu Y, Dewald N, Koutsodendris A, et al., 2020. Sedimentological evidence for pronounced glacial - interglacial climate fluctuations in NE Tibet in the latest Pliocene to early Pleistocene[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 35 (5) .
- Ma P F, Wang L C, Ran B, 2013. Subsidence analysis of the Cenozoic Lunpola Basin, central Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 29 (3) : 990–1002 (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.
- Miller K G, Fairbanks R G, Mountain G S, 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion[J]. *Paleoceanography*, 2 (1) : 1–19.
- 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.
- Pearson P N, Foster G L, Wade B S, 2009. Atmospheric carbon dioxide through the Eocene–Oligocene climate transition[J]. *Nature*, 461 (7267) : 1110–1113.
- Petercakova M, Snopkova P, 1983. Upper Eocene and Lower Oligocene sporomorphs of the Oravska vrchovina highlands[J]. *Geologicky Sbornik*, 34 (2) : 213–242.
- Pu H B, 2011. Method of Identifying Clay Mineral by X-Ray Diffraction Analysis[J]. *Site Investigation Science and Technology* (5) : 12–14.
- Exploration and Development Research Institute of Qinghai Petroleum Administration, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Chinese Academy of Sciences, 1985. Tertiary palynology of Qaidam Basin[M]. Beijing: Petroleum Industry Press.
- 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.
- Ren Z Y, 2002. Stratigraphic division and correlation and paleoenvironment in P119–3 area[D]. Beijing: Research Institute of Petroleum Exploration and Development.
- Shao Q L, Chen X Y, Huang R X, 2013. Effect of opening the Drake Passage on the oceanic general circulation: A box model study[J]. *Science China: Earth Sciences*, 43 (2) : 181–191 (in Chinese with English abstract).
- Shi Y X, Dai X R, Song Z G, et al., 2005. Characteristics of Clay Mineral Assemblages and Their Spatial Distribution of Chinese Loess in Different Climatic Zones[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 23 (4) : 690–695 (in Chinese with English abstract).
- Shukla A, Mehrotra R C, Spicer R A, et al., 2014. Cool equatorial terrestrial temperatures and the South Asian monsoon in the Early Eocene: Evidence from the Gurha Mine, Rajasthan, India[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 412: 187–198.
- Song Z C, Wang W M, Mao F Y, 2008. Palynological Implications for Relationship between Aridification and Monsoon Climate in the Tertiary of NW China.[J]. *Acta Palaeontologica Sinica*, 47 (3) : 265–272 (in Chinese with English abstract).
- Song Z C, Zheng Y H, Li M Y, 1999. Palynology from China (Vol. 1) Late Cretaceous and Tertiary palynology[M]. Beijing: Science Press.
- Spicer R A, 2017. Tibet, the Himalaya, Asian monsoons and biodiversity – in what ways are they related?[J]. *Plant Diversity*, 39 (5) : 233–244.
- Su T, Farnsworth A, Spicer R A, et al., 2019. No high Tibetan plateau until the Neogene[J]. *Science Advances*, 5 (3) : v2189.
- Su T, Spicer R A, Wu F, et al., 2020. A middle Eocene lowland humid subtropical “shangri-la” ecosystem in central Tibet[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 117 (52) : 32989–32995.
- Sun J, Xu Q, Liu W, et al., 2014. Palynological evidence for the latest Oligocene–early Miocene paleoelevation estimate in the Lunpola basin, central Tibet[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 399: 21–30.
- Sun J M, Liu W G, Liu Z H, et al., 2017. Effects of the Uplift of the Tibetan Plateau and Retreat of Neotethys Ocean on the Stepwise Aridification of Mid-latitude Asian Interior[J]. *Bulletin of Chinese Academy of Sciences*, 32 (09) : 951–958 (in Chinese with English abstract).

- Sun Q F, Christophe C, Chen F H, et al., 2011. A discussion on the factors affecting formation and quantity of clay minerals in climatic and environmental researches[J]. *Acta Petrologica Et Mineralogica*, 30 (2) : 291 – 300 (in Chinese with English abstract).
- Sun S Y, 1982. Oligocene Spore and Pollen Assemblages from the Tongxin District of Ningxia[C] // Proceedings of Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences (4) , 130–141.
- Svetlana P, Torsten U, Anna A, et al., 2019. Early miocene flora of central kazakhstan (turgai plateau) and its paleoenvironmental implications[J]. *Plant Diversity*, 41 (3) : 183 – 197 .
- Tang Y, Jia J, Xie X, 2002. Environment significance of clay minerals[J]. *Earth Science Frontiers*, 9 (2) : 337 – 344 (in Chinese with English abstract).
- Tessalina S, Talavera C, Pritchinn M E, et al., 2019. Biostratigraphy versus isotope geochronology: testing the urals island arc model[J]. *Geoscience Frontiers*, 10 (1) : 119 – 125 .
- Tuo S T, Liu Z F, 2003. Global Climate Event at the Eocene-Oligocene Transition: from Greenhouse to Icehouse[J]. *Advance in Earth Sciences*, 18 (5) : 691 – 696 (in Chinese with English abstract).
- Jones T D, Bown P R, Pearson P N, et al., 2008. Major shifts in calcareous phytoplankton assemblages through the Eocene- Oligocene transition of tanzania and their implications for low-latitude primary production[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 23 (4) : PA4204 .
- Wang B, Lin H, 2002. Rainy season of the asian–pacific summer monsoon[J]. *Journal of Climate*, 15 (4) : 386 – 398 .
- Wang C W, Hong H L, Xiang S Y, et al., 2008. Characteristics of clay minerals and their paleoclimatic indicator of early Pleistocene sediments from Alag Lake, East Kunlun[J]. *Geological Science and Technology Information*, 27 (5) : 37 – 42 (in Chinese with English abstract).
- Wang F L, Hong H L, Yin K, et al., 2010. Clay Mineralogy and Its Paleoclimatic Indicator of the Miocene Sediments of Xunhua Basin[J]. *Earth Science (Journal of China University of Geosciences)* , 35 (5) : 828 – 838 (in Chinese with English abstract).
- Wang H J, 1998. On the Error Calculation of the kubler Index of Illite Crystallinity[J]. *Geological Review*, 44 (3) : 328 – 335 (in Chinese with English abstract).
- Wang H J, Zhou J, 1998. On the indices of illite crystallinity [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 14 (3) : 128 – 138 (in Chinese with English abstract).
- Wang H J, Zhou Z, Wang L, et al., 2015. Calibration of Illite Crystallinity Kübler Index and Determination of Anchizone[J]. *Acta Geologica Sinica*, 89 (2) : 406 – 411 (in Chinese with English abstract).
- Wang Q, Fang H S. 2016. Analysis of Quantitative Phase Analysis and Experiment for Clay Mineral X–ray Diffraction[J]. *Modern Chemical Research* (7) : 146–147.
- 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.
- Wei L J, Liu X H, Yan F H, et al., 2011. Palynological evidence sheds new light on the age of the Liuqu Conglomerates in Tibet and its geological significance[J]. *Scientia Sinica (Terrae)* , 41 (10) : 1424 – 1434 (in Chinese with English abstract).
- Westerhold T, Marwan N, Drury A J, et al., 2020. An astronomically dated record of earth’s climate and its predictability over the last 66 million years.[J]. *Science*, 369 (6509) : 1383 – 1387 .
- Wu H B, Liu X M, Lyu B, et al., 2016. Debates about the Origin of Loess and Their Significances[J]. *Journal of Subtropical Resources and Environment*, 11 (3) : 38 – 45 (in Chinese with English abstract).
- Wu H Y, Ren Z Y, Liu CH, et al., 2013. Pre-Tertiary Bohai Sea Hydrocarbon Source Rock Evaluation[J]. *Journal of Chongqing University of Science and Technology (Natural Sciences Edition)* , 15 (6) : 18 – 20 (in Chinese with English abstract).
- Xia D X, Liu S K, 1997. lithostratigraphy in Tibet Autonomous Region[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press.
- Xia G, Wu C, López R, et al., 2021. Eocene–Oligocene terrestrial cryospheric processes: bipolar glaciation and uplifted Tibet. PREPRINT (Version 1) available at Research Square.
- Xiao G Q, Hang Z S, Yao Z Q, 2012. The Eocene—Oligocene Climate Transition: Review of Recent Progress[J]. *Geological Review*, 58 (1) : 91 – 105 (in Chinese with English abstract).
- Xiong Z, Ding L, Spicer R A, et al., 2020. The early eocene rise of the gonjo basin, SE Tibet: from low desert to high forest[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 543: 116312 .
- Xiong Z, Liu X, Ding L, et al., 2022. The rise and demise of the paleogene central tibetan valley[J]. *Science Advances*, 8 (6) : j944 .
- Xu B L, Li X H, Chen Y H, et al., 2007. Clay Minerals in Northeast of the "Eastern Plateau", China[J]. *Acta Geologica Sichuan*, 27 (3) : 166 – 170 (in Chinese with English abstract).
- Xu M, Chang C, Fu C, et al., 2006. Steady decline of east Asian monsoon winds, 1969 –2000: evidence from direct ground measurements of wind speed[J]. *Journal of Geophysical Research*, 111: D24111 .
- Xu Q, Ding L, Zhang L, et al., 2013. Paleogene high elevations in the Qiangtang terrane, central Tibetan plateau[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 362 (1) : 31 – 42 .
- Yang Y, Han W, Ye C, et al., 2022. Trends and transitions in silicate weathering in the Asian interior (ne tibet) since 53 ma[J]. *Frontiers in Earth Science*, 10: 2296 – 6463 .
- Ye C C, 2017. Clay minerals and geochemical records of Cenozoic chemical weathering in Qaidam Basin[D]. Beijing: University of the Chinese Academy of Sciences.
- Ye X Y, Feng Z T, Peng T J, 2018. Preliminary clay minerals on the loess-paleosol sequence in the Xijin core, Lanzhou[J]. *Journal of Lanzhou University (Natural Sciences)* , 54 (1) : 75 – 81 (in Chinese with English abstract).
- Yu R Z, 2019. The Variability Pattern, Global Linkage Andinfluencing Factors of Asian Summer Monsoon Over the Past 2000 Years[D]. Lanzhou: Lanzhou University.

- 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 .
- Zhang C, Guo Z, 2014. Clay mineral changes across the Eocene–Oligocene transition in the sedimentary sequence at Xining occurred prior to global cooling[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 411: 18 – 29 .
- Zhang H, Griffiths M L, Huang J, et al., 2016. Antarctic link with east asian summer monsoon variability during the heinrich stadial–bølling interstadial transition[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 453 (1) : 243 – 251 .
- Zhang X R, Jiao J Y, 2020. Formation and Evolution of Black Soil [J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 50 (2) : 553 – 568 (in Chinese with English abstract).
- Zhang S, Wang B, 2008. Global summer monsoon rainy seasons [J]. *International Journal of Climatology*, 28 (12) : 1563 – 1578 .
- Zhao X Y, Zhang Y Y, 1990. Analysis of clay minerals and clay minerals[M]. Beijing: China Ocean Press.
- Zheng H, Yang Q, Cao S, et al., 2022. From desert to monsoon : irreversible climatic transition at ~ 36 ma in southeastern tibetan plateau[J]. *Progress in Earth and Planetary Science*, 9 (1) : 1 – 14 .
- Zheng J J, He X X, Liu S W, et al., 1999 Chinese stratigraphic Classics: Tertiary System[M]. Beijing: Geology Press.
- The Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Exploration and Development Research Institute of Xinjiang Petroleum Administration, 1990. Permian to Tertiary strata and palynological assemblages in northern Xinjiang[M]. Beijing: China Environmental Science Pres.
- Zhu Z Y, Zheng H H, Zhang G M, et al., 1991. The Developmental Stages of Red Soils and Their Weathering Minerals in the Tropics of South China.[J]. *Quaternary Sciences*, 11 (1) : 18 – 27 (in Chinese with English abstract).
- Zuo J, 2016. Clay Mineral Characteristics of the Jianzha Basin in Northeastern Margin of the Tibet Plateau, and Its Environment Significance[D]. Xi'an: Chang'an University.
- 高瑞祺, 朱宗浩, 郑国光, 等, 2000. 中国含油气盆地孢粉学[M]. 北京: 石油工业出版社.
- 韩文, 洪汉烈, 殷科, 2016. 红土中粘土矿物的转化方式和机理研究[C]//. 2016年全国矿物科学与工程学术研讨会, 40–41.
- 洪汉烈, 王朝文, 徐耀明, 等, 2010. 青藏高原新生代以来气候环境演化的粘土矿物学特征[J]. *地球科学(中国地质大学学报)*, 35 (5) : 728 – 736.
- 黄镇国, 张伟强, 陈俊鸿, 1999. 中国红土与自然地带变迁[J]. *地理学报*, 54 (3) : 193–203.
- 江云水, 彭红瑞, 2017. 黏土矿物的x射线衍射分析[J]. *青岛科技大学学报(自然科学版)*, 38 (S1) : 139 – 141+146.
- 李明培, 邵龙义, 董大啸, 等, 2017. 鄂尔多斯盆地东缘泥质岩黏土矿物特征及其地质意义[J]. *煤田地质与勘探*, 45 (2) : 39 – 44.
- 梁鸿德, 申绍文, 刘香婷, 等, 1992. 辽河断陷火山岩地质年龄及地层时代[J]. *石油学报*, 13 (2) : 35 – 41.
- 刘华华, 蒋富清, 周焯, 等, 2016. 晚更新世以来奄美三角盆地黏土矿物的来源及其对古气候的指示[J]. *地球科学进展*, 31 (3) : 286 – 297.
- 刘晓东, Buwen D, Zhi-Yong Y, 等, 2019. 大陆漂移、高原隆升与新生代亚-非-澳洲季风区和干旱区演化[J]. *中国科学: 地球科学*, 49 (7) : 1059 – 1081.
- 刘粤惠, 刘平安, 2003. X射线衍射分析原理与应用[M]. 北京: 化学工业出版社.
- 隆浩, 王晨华, 刘勇平, 等, 2007. 粘土矿物在过去环境变化研究中的应用[J]. *盐湖研究*, 15 (2) : 21 – 25.
- 鲁春霞, 1997. 粘土矿物在古环境研究中的指示作用[J]. *中国沙漠*, 17 (4) : 124 – 128.
- 路晶芳, 宋博文, 陈锐明, 等, 2010. 柴达木盆地大柴旦地区大红沟古近纪孢粉组合序列与地层对比[J]. *地球科学(中国地质大学学报)*, 35 (5) : 839 – 848.
- 马鹏飞, 王立成, 冉波, 2013. 青藏高原中部新生代伦坡拉盆地沉降史分析[J]. *岩石学报*, 29 (3) : 990 – 1002.
- 蒲海波, 2011. 用X射线衍射分析鉴定粘土矿物的方法[J]. *勘察科学技术* (5) : 12–14.
- 青海石油管理局勘探开发研究院, 中国科学院南京地质古生物研究所, 1985. 柴达木盆地第三纪孢粉学研究[M]. 北京: 石油工业出版社.
- 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) [R]. 武汉: 中国地质大学出版社有限责任公司.
- 任志勇, 2002. P119–3地区地层划分对比与古环境[D]. 北京: 中国石油勘探开发科学研究院.
- 邵秋丽, 陈显尧, Huang Ruixin, 2013. 德雷克海峡的打开对海洋环流的影响: 基于一个箱式模型的研究[J]. *中国科学: 地球科学*, 43 (2) : 181 – 191.
- 师育新, 戴雪荣, 宋之光, 等, 2005. 我国不同气候带黄土中粘土矿物组合特征分析[J]. *沉积学报*, 23 (4) : 690 – 695.
- 宋之琛, 王伟铭, 毛方园, 2008. 依据孢粉资料探讨我国西北地区第三纪时期的干旱化及其与季风的关系[J]. *古生物学报*, 47 (3) : 265 – 272.
- 宋之琛, 郑亚惠, 李曼英, 1999. 中国孢粉化石(第1卷)晚白垩世

## 附中文参考文献

- 陈涛, 王欢, 张祖青, 等, 2003. 粘土矿物对古气候指示作用浅析[J]. *岩石矿物学杂志*, 22 (4) : 416 – 420.
- 陈玉禄, 陈国荣, 张宽忠, 等, 2015. 中华人民共和国区域地质调查报告(1: 250000): 班戈县幅(H46C001001) [M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 253.
- 程峰, 2018. 中国南方更新世红土沉积物的特征及其物源研究[D]. 北京: 中国地质大学.
- 翟富荣, 梁帅, 戴慧敏, 2020. 东北黑土地地球化学调查研究进展与展望[J]. *地质与资源*, 29 (6) : 503 – 509.
- 樊小龙, 余平辉, 曾亮, 等, 2016. 柴达木盆地新生界生物地层年代研究[J]. *微体古生物学报*, 33 (4) : 363 – 378.
- 方小敏, 宋春晖, 戴霜, 等, 2007. 青藏高原东北部阶段性变形隆升: 西宁、贵德盆地高精度磁性地层和盆地演化记录[J]. *地学前缘* (1) : 230–242.

- 和第三纪孢粉[M].北京:科学出版社.
- 孙继敏,刘卫国,柳中晖,等,2017.青藏高原隆升与新特提斯海退却对亚洲中纬度阶段性气候干旱的影响[J].中国科学院院刊,32(09):951-958.
- 孙庆峰,Christophe C,陈发虎,等,2011.气候环境变化研究中影响粘土矿物形成及其丰度因素的讨论[J].岩石矿物学杂志,30(2):291-300.
- 孙素英,1982.宁夏同心地区渐新世孢粉组合[C]//中国地质科学院地质研究所文集(4),130-141.
- 汤艳杰,贾建业,谢先德,2002.粘土矿物的环境意义[J].地学前缘,9(2):337-344.
- 拓守廷,刘志飞,2003.始新世—渐新世世界线的全球气候事件:从“温室”到“冰室”[J].地球科学进展,18(5):691-696.
- 王朝文,洪汉烈,向树元,等,2008.东昆仑阿拉克湖早更新世沉积物黏土矿物特征及其古气候环境意义[J].地质科技情报,27(5):37-42.
- 王粉丽,洪汉烈,殷科,等,2010.循化盆地中新世沉积物粘土矿物的特征及其古气候指示[J].地球科学(中国地质大学学报),35(5):828-838.
- 王河锦,1998.关于伊利石结晶度 k<sub>ubler</sub> 指数的误差计算[J].地质论评,44(3):328-335.
- 王河锦,周健,1998.关于伊利石结晶度诸指数的评价[J].岩石学报,14(3):128-138.
- 王河锦,周钊,王玲,等,2015.伊利石结晶度 k<sub>ubler</sub> 指数的校正与近变质带的确定[J].地质学报,89(2):406-411.
- 王倩,方宏树,2016.分析粘土矿物 X 射线衍射相定量分析方法与实验[J].当代化工研究(7):146-147.
- 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.
- 韦利杰,刘小汉,严富华,等,2011.西藏柳区砾岩地质时代厘定的微体古植物新证据及地质意义[J].中国科学:地球科学,41(10):1424-1434.
- 吴海斌,刘秀铭,吕镔,等,2016.中国黄土成因争论及其启示[J].亚热带资源与环境学报,11(3):38-45.
- 武海燕,任志勇,刘长海,等,2013.渤海海域前第三系烃源岩评价[J].重庆科技学院学报(自然科学版),15(6):18-20.
- 夏代祥,刘世坤,1997.西藏自治区岩石地层[M].武汉:中国地质大学出版社.
- 肖国桥,张仲石,姚政权,2012.始新世—渐新世气候转变研究进展[J].地质论评,58(1):91-105.
- 徐宝亮,李祥辉,陈云华,等,2007.中国“东部高原”东北部黏土矿物特征研究[J].四川地质学报,27(3):166-170.
- 叶程程,2017.柴达木盆地新生代化学风化的粘土矿物与地球化学记录[D].北京:中国科学院大学.
- 叶喜艳,冯展涛,彭廷江,等,2018.兰州西津黄土-古土壤序列中黏土矿物特征[J].兰州大学学报(自然科学版),54(1):75-81.
- 余仁哲,2019.近2000年来亚洲夏季风的变迁模式、全球联系及影响因素[D].兰州:兰州大学.
- 张新荣,焦洁钰,2020.黑土形成与演化研究现状[J].吉林大学学报(地球科学版),50(2):553-568.
- 赵杏媛,张有瑜,1990.粘土矿物与粘土矿物分析[M].北京:海洋出版社.
- 郑家坚,何希贤,刘淑文,等,1999.中国地层典:第三系[M].北京:地质出版社.
- 中国地质科学院地质研究所,新疆石油管理局勘探开发研究所,1990.新疆北部二叠纪至第三纪地层及孢粉组合[M].北京:中国环境科学出版社.
- 朱照宇,郑洪汉,张国梅,等,1991.华南热带红土期及风化物初步研究[J].第四纪研究,11(1):18-27.
- 左俊,2016.青藏高原东北缘尖扎盆地黏土矿物特征及其古环境意义[D].西安:长安大学.