

doi:10.3799/dqkx.2010.094

# 青海循化盆地 23.1~5.0 Ma 沉积地层中常量、微量元素组成特征及其古气候演变

叶 荷<sup>1,2,3</sup>, 张克信<sup>1,2,4\*</sup>, 季军良<sup>1,2</sup>, 梁美艳<sup>1,2</sup>, 张键钰<sup>1,2</sup>, 徐亚东<sup>1,2</sup>, 陈奋宁<sup>5</sup>

1. 中国地质大学生物地质与环境地质教育部重点实验室, 湖北武汉 430074
2. 中国地质大学地球科学学院, 湖北武汉 430074
3. 广东省地质局七五六地质大队, 广东惠州 516000
4. 中国地质大学地质调查研究院, 湖北武汉 430074
5. 西安地质矿产研究所, 陕西西安 710054

**摘要:** 位于青藏高原东北缘循化盆地南缘的循化县积石镇羊圈贡拜—西沟上庄剖面, 出露地层从老到新依次为他拉组、咸水河组和临夏组, 总厚 1 047 m。在野外地层剖面详细实测与沉积相研究基础上, 系统采集地球化学样品进行常量和微量元素的测试和分析, 结果表明: 该剖面沉积物主要化学成分为  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$  和  $\text{TFeO}(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ , 4 者平均含量之和在 80% 以上。剖面沉积物中元素平均含量与上部陆壳(UCC)元素平均含量比揭示了研究区在 23.1~5.0 Ma 期间总体较为干旱寒冷的气候环境特征。根据化学蚀变指数(chemical index of alteration, CIA)、 $\text{Rb}/\text{Sr}$ 、 $\text{Ti}/\text{Sr}$ 、 $\text{CaO}/\text{Sr}$  比值的变化划分为 4 个气候演变阶段:(I) 23.1~17.0 Ma 为冷干的气候阶段, 分为 I<sub>1</sub>(23.1~21.8 Ma) 回暖的半干旱气候期和 I<sub>2</sub>(21.8~17.0 Ma) 变冷变干的气候期;(II) 17.0~13.0 Ma 为暖湿的气候阶段;(III) 13.0~8.5 Ma 为凉湿的气候阶段;(IV) 8.5~5.0 Ma 为冷干的气候阶段, 分为 IV<sub>1</sub>(8.5~7.0 Ma) 波动的气候转型期和 IV<sub>2</sub>(7.0~5.0 Ma) 转冷旱化的气候期。循化剖面常量、微量元素分布记录的循化盆地及周边地区的气候演化受青藏高原构造隆升和全球气候变化的共同影响。

**关键词:** 青藏高原; 循化盆地; 新近纪; 常量和微量元素; 气候演化。

中图分类号: P534

文章编号: 1000-2383(2010)05-0811-10

收稿日期: 2010-05-31

## Major and Trace Element Characters of the Sediments and Paleoclimatic Evolvement during about 23.1—5.0 Ma in Xunhua Basin, Qinghai

YE He<sup>1,2,3</sup>, ZHANG Ke-xin<sup>1,2,4\*</sup>, JI Jun-liang<sup>1,2</sup>, LIANG Mei-yan<sup>1,2</sup>, ZHANG Jian-yu<sup>1,2</sup>,  
XU Ya-dong<sup>1,2</sup>, CHEN Fen-ning<sup>5</sup>

1. Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology of Ministry of Education, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China
2. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China
3. No. 756 Geological Party, Guangdong Bureau of Geology, Huizhou 516000, China
4. Geological Survey of China University of Geosciences, Wuhan 430074, China
5. Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, Xi'an 710054, China

**Abstract:** The measured Yangjuangongbai-Xigoushangzhuang Section, Xunhua Section, lies in the southern margin of the Xunhua basin, which is composed of three lithostratigraphic units named Tala Formation, Xianshuihe Formation and Linxia Formation from Oligocene to Pliocene with the thickness of 1 047 m. According to the detail research of the section and sedimentary facies, major and trace elements were analyzed to reveal paleoclimatic information from the deposits during 23.1—5.0 Ma.  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  and  $\text{TFeO}(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$  are the main chemical components with a sum of 80% at the average level. The element ratios between the deposits and the upper continental crust (UCC) indicate that the paleoclimate of the studied area is characterized as cold and dry during 23.1—5.0 Ma. According to variations of CIA (chemical index of alteration),  $\text{Rb}/\text{Sr}$ ,

基金项目: 中国地质调查局项目(No. 1212010610103); 国家自然科学基金项目(Nos. 40830212, 40921062)。

作者简介: 叶荷(1984—), 女, 硕士研究生, 主要从事生态地质学研究. E-mail: wyyehe@gmail.com

\* 通讯作者: 张克信, E-mail: kx\_zhang@cug.edu.cn

$\text{TiO}_2/\text{Sr}$  和  $\text{CaO}/\text{Sr}$ , 的古气候可以被分为四阶段。阶段 I: 23.1—17.0 Ma, 它被特征为冷干气候, 包括两个亚阶段: 亚阶段 I<sub>1</sub> (23.1—21.8 Ma) 是半干湿的并变暖; 亚阶段 I<sub>2</sub> (21.8—17.0 Ma) 变冷并干燥。阶段 II: 17.0—13.0 Ma, 它是温暖湿润的。阶段 III: 13.0—8.5 Ma, 它比阶段 II 更冷但更湿。阶段 IV: 8.5—5.0 Ma, 它再次变冷并干燥, 有两亚阶段: 亚阶段 IV<sub>1</sub> (8.5—7.0 Ma) 是波动的, 亚阶段 IV<sub>2</sub> (7.0—5.0 Ma) 变冷并干燥。我们得出结论, 青藏高原的抬升和全球气候变化对古气候演化在 Xunhua 盆地约 23.1—5.0 Ma 期间有影响。

**Key words:** 青藏高原; Xunhua 盆地; 新生代; 主要和微量元素; 古气候演化。

## 0 引言

循化盆地位于青藏高原东北缘与黄土高原的交汇处, 西秦岭北缘与祁连山的结合部位, 属压陷盆地, 受相邻分布的拉脊山和西秦岭北缘逆冲带所限, 形成具有青藏高原东北缘典型构造特征的菱形盆地展布形态(于庆文和李长安, 2001; 刘少峰等, 2007; 张克信等, 2007; Zhang et al., 2008; Zhang et al., 2010). 本文研究的剖面地处循化盆地南缘, 属青海省循化撒拉族自治县(图 1). 研究区内晚渐新世—上新世地层出露完整. 实测剖面位于循化县城南侧(简称循化剖面, 剖面代号 S20), 剖面起点在循化县积石镇羊圈贡拜村( $35^{\circ}49'30''\text{N}, 102^{\circ}30'00''\text{E}$ ), 剖面终点至西沟上庄( $35^{\circ}48'18''\text{N}, 102^{\circ}16'10''\text{E}$ ).

沉积物中化学元素的分配及比值的变化、组合,

可以定性地反映气候环境的冷暖干湿变化, 运用地质学指标来反演古环境具有良好的理论基础(刘英俊等, 1984; 刘立和胡春燕, 1991; 邓宏文和钱凯, 1993; 钟巍等, 1998b; 匡少平等, 2002; 李明慧和康世昌, 2007; 宋春晖等, 2007). 本文在对循化剖面自下而上进行精细的层序划分和沉积相分析研究的基础上, 通过分析 23.1—5.0 Ma 沉积地层中常量、微量元素分布特征, 重建区域的古气候变化, 并讨论其成因机制.

## 1 循化剖面地层序列、沉积环境及样品的采集与分析

根据野外实测剖面, 建立了循化剖面详细的沉积地层序列(张键钰等, 2010)及磁性地层年龄(季军

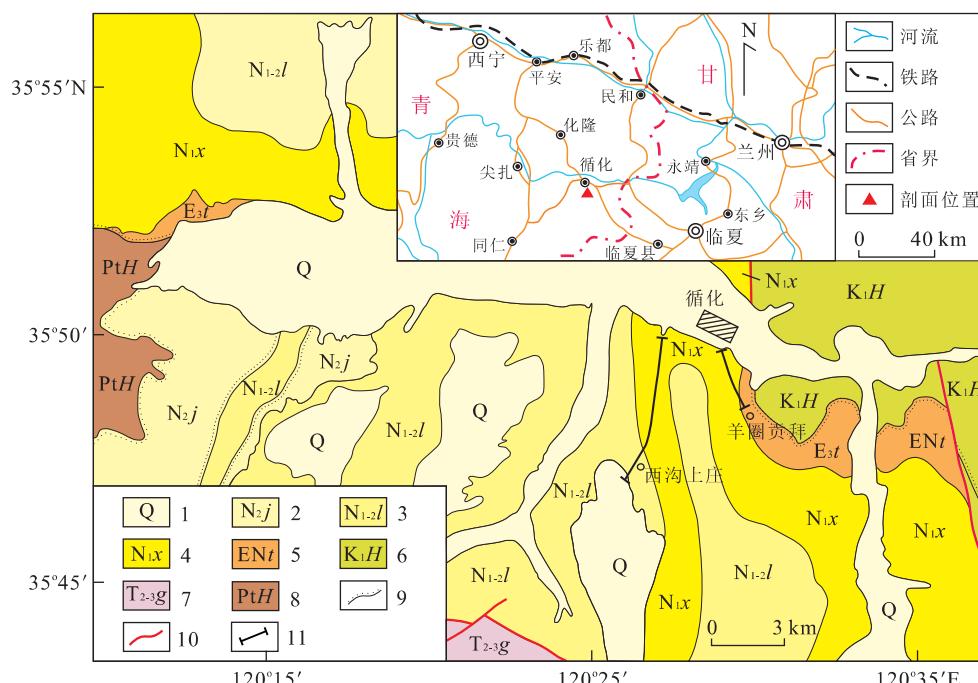


图 1 青海循化研究区地质简图及剖面位置(据张键钰等, 2010)

Fig. 1 Simplified geological map of the Xunhua Section, Qinghai

- 第四系; 2. 上新统积石组; 3. 中—上新统临夏组; 4. 中新统咸水河组; 5. 渐新统一中新统他拉组; 6. 下白垩统河口群; 7. 中—上三叠统古浪堤组; 8. 元古宇化隆岩群; 9. 角度不整合; 10. 断层; 11. 实测剖面

良等, 2010). 剖面总厚 1 047 m, 共分 213 层, 根据岩性岩相组合特征, 自下而上依次划分为渐新统—中新统他拉组 ( $EN_t$ ) (124.06 m), 中新统咸水河组 ( $N_{1x}$ ) (618.45 m) (自下而上为中庄段 ( $N_{1cz}$ ) (145.46 m)、上庄段 ( $N_{1sz}$ ) (138.20 m)、东乡段 ( $N_{1d}$ ) (334.79 m)) 和中新统—上新统临夏组 ( $N_{1-2l}$ ) (279.80 m) (自下而上为中新统柳树段 ( $N_{1l}$ ) (106.38 m) 和中新统—上新统何王家段 ( $N_{1-2h}$ ) (173.42 m)) (图 2). 他拉组以冲积扇相为主, 顶部为淡水湖相; 咸水河组以富含膏盐层的咸水湖相—三角洲前缘相为主, 其中的中庄段为淡水湖相—三角洲前缘相, 上庄段为微咸水湖相, 东乡段以淡水湖相—三角洲前缘相为主、底部为咸水湖相; 临夏组以湖相—三角洲前缘相为主, 柳树段中部、何王家段底部和上部为水下扇相. 他拉组、咸水河组和临夏组何王家段沉积期的古水流方向多在 SEE-NEE 之间, 结合物源分析, 表明当时西秦岭北缘逆冲带和拉脊山逆冲带均已隆起并遭受剥蚀成为循化盆地沉积物的物源供应区; 而在临夏组柳树段沉积期, 古水流以 NWW 为主, 推测循化盆地东部的积石山隆起成为物源的主要供应区(张键钰等, 2010).

本次在循化剖面上获得如下磁性地层年龄(季军良等, 2010): 他拉组上部为 23.1~21.2 Ma, 咸水河组为 21.2~9.6 Ma(中庄段为 21.2~16.0 Ma、上庄段为 16.0~14.6 Ma、东乡段为 14.6~9.6 Ma), 临夏组为 9.6~5.0 Ma(柳树段 9.6~7.3 Ma、何王家段为 7.3~5.0 Ma).

笔者在野外根据地层岩性的变化自下而上对剖面 1 39~1 009.81 m 的沉积地层(1~212 层, 对应 23.1~5.0 Ma) 进行了采样, 共采取和分析样品 152 件. 样品均采自细粒沉积物以保证样品的代表性. 所有样品送国土资源部武汉综合岩矿测试中心进行测试分析, 运用 Thermoel Emental X7 型质谱仪和 Magix-pro2440 型 X 射线荧光光谱仪测定样品常量元素和微量元素含量. 其中全岩分析 13 项, 为  $Na_2O$ 、 $MgO$ 、 $Al_2O_3$ 、 $SiO_2$ 、 $P_2O_5$ 、 $K_2O$ 、 $CaO$ 、 $TiO_2$ 、 $MnO$ 、 $Fe_2O_3$ 、 $FeO$ (化学法测定)、 $H_2O^+$ 、 $CO_2$ , 以“%”形式给出, 除  $Na_2O$ 、 $MgO$ 、 $Al_2O_3$  的 RSD 分别为 2.3%、1.9%、1.2% 外, 其余均低于 1.0%; 微量元素共分析 15 项, 为  $Ba$ 、 $Sr$ 、 $V$ 、 $Zn$ 、 $Cr$ 、 $Co$ 、 $Ni$ 、 $Rb$ 、 $Mo$ 、 $W$ 、 $Pb$ 、 $As$ 、 $Sb$ 、 $Ag$ 、 $Au$  等, 其中  $Ba$ ~ $Ag$  的计量单位为  $\mu g/g$ ,  $Au$  的计量单位为  $ng/g$ , 除  $Cr$  和  $V$  的 RSD 分别为 5.4%、3.0% 外, 其余均低于 2.0%.

## 2 循化剖面元素分布特征

### 2.1 循化剖面元素组成特征及元素含量随时间的变化特征

本文将主要氧化物及部分与气候变化关联较密切的氧化物和元素含量随深度变化的曲线列出(图 2), 图 2 中各曲线顶部的数字从左到右分别表示氧化物和元素含量在全部面上的最小值、平均值和最大值. 分析结果表明, 循化剖面沉积物主要化学成分为  $SiO_2$ 、 $Al_2O_3$ 、 $CaO$  和  $TFeO$ ( $Fe_2O_3 + FeO$ ), 4 者的平均含量分别为 54.00%、12.66%、9.15% 和 4.74%, 其平均含量之和在 80.00% 以上. 一般当  $SiO_2 : Al_2O_3 > 2 : 1$  时, 反映偏碱性环境(李嘉林, 1989), 循化剖面 23.1~5.0 Ma 间沉积物的  $SiO_2 / Al_2O_3$  值在 2.7~8.9 之间波动, 其  $SiO_2$  与  $Al_2O_3$  较为正同步的波动形式及较高的  $SiO_2 / Al_2O_3$  值, 反映了持续偏碱性的宏观表生沉积环境.

常量元素氧化物对古环境反映较为敏感, 且主要受自然环境影响下的地球化学和地球物理过程的制约, 其中水分条件的差异对性质不同的地球化学元素的分解、迁移、富集行为特征的影响显著. 通常情况下,  $TiO_2$ 、 $Fe_2O_3$ 、 $Al_2O_3$ 、 $MgO$  和  $K_2O$  这些氧化物含量升高指示相对湿润的环境条件(钟巍等, 1998a). 匡少平等(2002)认为  $Na_2O$ 、 $CaO$  和  $SiO_2$  等氧化物含量与湿润程度呈反向变化趋势. 在微量元素中如  $Ni$ 、 $V$ 、 $Cr$  和  $Ba$  等常被用来指示湿润环境(陈克造, 1987).

具相同或相近表生地球化学特征的元素含量波动往往呈正同步. 根据图 2 显示的氧化物及微量元素含量变化可以看出,  $TiO_2$ 、 $Fe_2O_3$ 、 $Al_2O_3$  和  $K_2O$  在循化剖面上的含量变化非常相似, 而  $MgO$  含量变化在大多数时候与上述氧化物相似, 却在剖面第 78~98 层(约 14.5~13.1 Ma) 明显升高, 其中在第 96 层(约 13.3 Ma) 出现峰值, 而这一段中  $TiO_2$ 、 $Fe_2O_3$ 、 $Al_2O_3$  和  $K_2O$  含量波动较大, 有明显的低值出现.  $CaO$  在剖面上总体与上述氧化物含量变化相左,  $SiO_2$  却表现出与  $Al_2O_3$  等类似的变化特征.  $Ni$ 、 $V$  和  $Cr$  等元素在剖面上的变化趋势也与  $TiO_2$  等较为相似.  $Rb$  与  $K_2O$  表现出了高度的相关性, 这是其类质同相  $K$ (刘英俊等, 1984) 的一个反映.  $Sr$  在少数地方出现极大的峰值, 在第 37~53 层(约 19.0~17.0 Ma) 和剖面第 78~98 层(约 14.5~13.1 Ma) 的含量都相当高, 在第 37、38 和 40 层(约 19.0 Ma)、第 47、49 层(约 18.0 Ma)、第 52、53 层

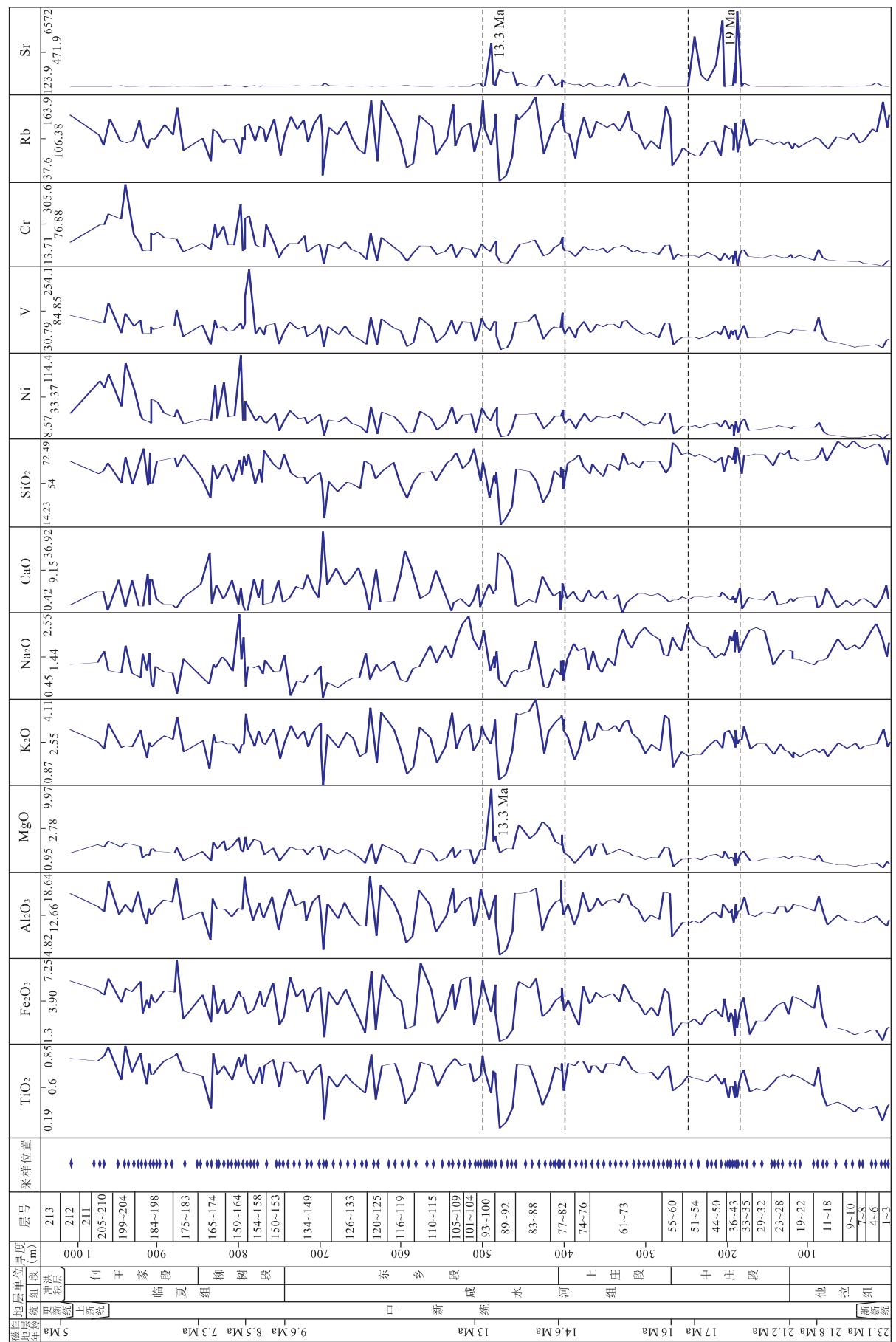


图 2 青海循化剖面(S20)部分元素含量分布变化  
Fig. 2 Element concentrations of the Xunhua Section, Qinghai

氧化物单位:%;微量元素单位:μg/g

(约 17.0 Ma) 和第 96 层(约 13.3 Ma) 等都出现极高值, 这样的高值出现可能是因为样品中包含较多富 Sr 矿物(刘英俊等, 1984)。

## 2.2 循化剖面元素含量与上部陆壳(UCC)元素平均含量对比

元素含量与上部陆壳(UCC)元素平均含量比, 能说明沉积物中母源物质经过风化过程后其元素含量的改变情况: 比值大于 1 说明该元素富集, 小于 1 说明亏损(鲁新川, 2007)。分别将分析统计的循化剖面地层沉积物全剖面样品元素平均含量、各组段样品元素平均含量与上部陆壳元素平均含量(马振东和韩吟文, 2003)进行比较(图 3), 可以看出循化剖面总体呈现  $MgO$ 、 $CaO$ 、 $Cr$ 、 $Ni$ 、 $Sr$ 、 $V$ 、 $As$ 、 $Sb$ 、 $Ag$  和  $Au$  等化合物及元素富集,  $Na_2O$ 、 $Al_2O_3$ 、 $SiO_2$ 、 $P_2O_5$ 、 $K_2O$ 、 $TiO_2$ 、 $Mo$  和  $Ba$  等化合物及元素亏损的特征。各组、段元素含量组成特征与全剖面元素组成特征相似。但是可以看到, 一些氧化物或元素在不同时期地层中表现为相反的富集或亏损特征。如  $MgO$ 、 $Zn$  和  $TFeO$  在剖面他拉组地层含量明显亏损, 在中庄段也略微亏损, 不同于其他组段及整个剖面平均值的富集特征。与此类似的还有  $Cu$  和  $Ni$ , 都在其余组段显示富集的同时于他拉组内出现亏损。各元素在他拉组普遍表现出相对低值的特征, 可能与他拉组以中—粗砾岩和含砾中—粗砂岩为主的岩性有关。

根据查阅的区域地质资料及野外实际工作的结果, 研究区未发现同期及后期岩浆活动作用, 因此元

素含量变化能够较好地反映表生作用的影响。在循化剖面地层沉积物中,  $Ca$ 、 $Mg$  等元素的富集及  $Na$ 、 $Al$ 、 $Ti$  和  $Ba$  等元素的亏损(匡少平等, 2002)反映了较为干旱的环境特征; 而  $As$  和  $Sb$  的极高值可能跟母源物质组成有关,  $As$  在西藏地区的背景值为 18.7(赵振华, 1997), 在剖面中的均值为 18.08, 两者基本相等;  $Sr$  在中庄段和上庄段明显富集, 正是受其在第 37、38、40、47、49、52、53 层(中庄段)和第 96 层(上庄段)这些地层内出现的极高值影响, 这可能反映了这些层位循化盆地湖面收缩导致文石等富 Sr 矿物生成(王云飞, 1993)。

## 3 循化盆地气候演化及其成因机制讨论

### 3.1 循化剖面元素比值随时间的变化特征及气候演化阶段划分

元素含量比值是反映古气候环境特征的常用指标。化学风化程度的高低可以反映气候条件, 化学蚀变指数(chemical index of alteration, CIA)作为一个判断化学风化程度的指标被广泛应用(冯连君等, 2003)。 $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + K_2O + Na_2O)] \times 100\%$ (Nesbitt and Young, 1982), 其中氧化物均为氧化物分子摩尔数,  $CaO^*$  为硅酸盐矿物中  $CaO$  的摩尔含量, 不包括碳酸盐矿物和磷酸盐矿物中  $CaO$  含量。由于硅酸盐中的  $CaO$  与  $Na_2O$  通常以 1:1 的比例存在, 所以当  $CaO$  的摩尔数大于  $Na_2O$  时, 可认为  $mCaO^* = mNa_2O$ , 而小于  $Na_2O$  时则  $mCaO^* = mCaO$ (McLennan, 1993), 本文中使用数值均通过此校正。以现今地球上的主要矿物和一些反映典型气候的现代沉积物的 CIA 值来看, CIA 值介于 50~65 之间, 反映寒冷干燥的气候条件下低等的化学风化程度; CIA 值介于 65~85 之间, 反映温暖、湿润条件下中等的化学风化程度; CIA 值介于 85~100 之间, 反映炎热、潮湿的热带、亚热带条件下的强烈的化学风化程度(冯连君等, 2003)。但是这个数值在各种具体情况下并不绝对, 一般认为, CIA 的值越高, 表明风化程度越高。在实际应用时, 分析所获沉积物的 CIA 值及其变化趋势, 能大致推断沉积物沉积时的环境与气候特征。

$Rb$  和  $Sr$  都是分散元素,  $Rb$  主要分散在地表岩石和沉积物的含  $K$  矿物中,  $Sr$  主要分散在含  $Ca$  矿物中。在风化作用中  $Rb$  相对稳定, 而  $Sr$  易发生淋失(陈骏等, 2001)。原岩的物质组成是制约  $Rb$  和  $Sr$  元素在沉积地层中含量变化的主要因素(杨競红等,

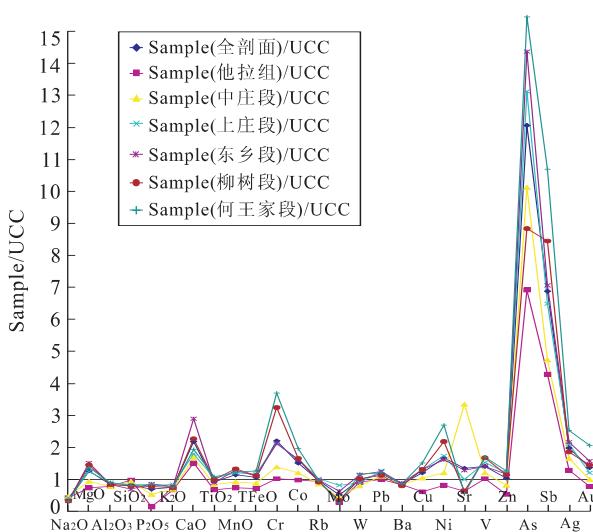


图 3 循化剖面氧化物及微量元素的 UCC 标准化曲线分布

Fig. 3 UCC-normalized patterns of major and trace elements of the Xunhua Section

2007). 当气候湿润, 降水较多, 风化强烈时, 部分 Sr 迁移至水体, 导致母岩中 Sr 含量下降, Rb/Sr 比值升高, 风化碎屑被搬运至湖盆沉积, 记录了当时的环境状况, 而同期迁移到水体中的 Sr 由于溶剂丰富此时并不大量沉积, 因此在湿润气候条件下, 沉积物中的 Rb/Sr 值相对较高。在干旱气候条件下, Sr 更多残留在母岩中, 导致母岩中 Rb/Sr 比值相对较低, 同时由于干旱时期水量减少, 水体中的 Sr 这时候倾向于进入沉积, 更使得沉积物中 Sr 含量增加, Rb/Sr 比值降低, 所以当气候干旱时, 沉积物中 Rb/Sr 值相对较低。而 Ti 的活动性比 Rb 还低(赵振华, 1997), Ti/Sr 比值变化表现出与 Rb/Sr 比值相似的趋势。

Ca 与 Sr 化学性质相近, 但在沉积物中的赋存形式不尽相同(陈骏等, 2001), 在风化过程当中两者会发生分化。在湿润气候条件下, 碳酸盐分解发生淋失, CaO 含量大量下降, CaO/Sr 比值减小, 所以 CaO/Sr 比值与气候湿润程度反相关, 而与干旱程度正相关(Miller et al., 1993; Bain and Langan, 1995)。

图 4 绘出了这 4 个重要比值, 并与深海氧同位素曲线(Zachos et al., 2008)及其他全球气候变化事件(Zachos et al., 2001)进行对比, 探讨循化剖面沉积物元素分布记录的气候演化。分析图 4 中 CIA 和 Rb/Sr、TiO<sub>2</sub>/Sr、CaO/Sr 比值随深度的变化曲线, 结合深海氧同位素曲线将循化剖面 23.1~5.0 Ma 期间自下向上划分为 4 个气候演化阶段:

I : 23.1~17.0 Ma(对应循化剖面 0~242 m, 1~53 层), 冷干的气候阶段。分为 I<sub>1</sub> 和 I<sub>2</sub> 两期。

I<sub>1</sub>: 23.1~21.8 Ma(对应循化剖面 0~89 m, 1~17 层), 回暖的半干旱气候期。这段时期 CIA 值从底部的低值往上有所增长, 变化趋势与同期氧同位素非常相似, 对应自 23.1 Ma 的 Mi1 事件以来的一个逐步升温过程; Rb/Sr 和 CaO/Sr 比值基本处于整个剖面的中等水平, 同期粘土矿物的研究结果表明循化剖面在这段时间气候较为干旱(殷科等, 2010)。

I<sub>2</sub>: 21.8~17.0 Ma(对应循化剖面 89~242 m, 18~53 层), 变冷变干的气候期。CIA 值逐步降低并趋于最低, 化学风化程度最弱; Rb/Sr 值的逐步降低和 CaO/Sr 值的升高显示气候变得更加干旱。此段上部 19.0~17.0 Ma 期间 Rb/Sr 和 CaO/Sr 都处于低值是由于当时 Sr 出现了峰值的原因。

II: 17.0~13.0 Ma(对应循化剖面 242~506 m, 54~100 层), 暖湿的气候期。CIA 值在这段时期几乎一直维持高值, 尤其在 16.0~14.0 Ma 期间; Rb/Sr 和 TiO<sub>2</sub>/Sr 值较高且波动剧烈, 说明气候湿润且干湿

波动大; CaO/Sr 处于低值, 同样反映了湿润气候。同期氧同位素曲线显示温度升高, CIA 的高值与这一时期全球的中新世气候适宜期有着很好的对应。

III: 13.0~8.5 Ma(对应循化剖面 506~784 m, 101~158 层), 凉湿的气候阶段。CIA 的值在氧同位素曲线显示持续降温的情况下依然很高并呈略微增加的趋势, 说明沉积物的化学风化程度不仅仅被温度控制; Rb/Sr 和 TiO<sub>2</sub>/Sr 的较高值说明可能是水分条件更多的影响了风化行为; CaO/Sr 值比 II 阶段有所升高, 表明这一时期可能比此前的暖湿期要略微干旱。同时各比值反映的发生在 11.9 Ma、11.2 Ma 和 9.6 Ma 的气候干冷特征, 跟氧同位素曲线揭示的 Mi4、Mi5 和 Mi6 事件(Billups et al., 2002; 汪品先等, 2003)能够很好对应。

IV: 8.5~5.0 Ma(对应循化剖面 784~1 010 m, 159~212 层), 冷干的气候阶段。分为 IV<sub>1</sub> 和 IV<sub>2</sub> 两期。

IV<sub>1</sub>: 8.5~7.0 Ma(对应循化剖面 784~879 m, 159~183 层), 波动的气候转型期。CIA 的值比前期有所降低, 并明显表现出了氧同位素曲线显示的 8.0 Ma 和 7.1 Ma 两个冷锋; CaO/Sr 比值出现大幅度的波动, 总体是变干的。受东亚冬季风加强(郑洪波等, 2005)的影响, 在本区表现为循化盆地从此前的凉湿气候转变为之后的冷干气候。

IV<sub>2</sub>: 7.0~5.0 Ma(对应循化剖面 879~1 010 m, 184~212 层), 转冷旱化的气候期。CIA 值显示出跟氧同位素相似的往低值波动的趋势, 表明期间温度降低; Rb/Sr 值的降低和 CaO/Sr 比值升高, 说明气候进一步干旱。

### 3.2 循化剖面气候演变的成因机制

地球化学元素分析方法在环境演变方面应用广泛, 但是由于沉积物及沉积环境的复杂性, 除了受气候影响以外, 流域地质背景、生物活动介质条件、区域构造运动等诸多因素也会影响其表现特征, 因此元素反映的气候意义需结合其他研究成果的佐证。

青藏高原气温变化一方面受全球气候影响, 另一方面又受到高原隆升及夷平等作用引起气候格局变化的影响。总体而言, 循化剖面气候演化的记录与青藏高原的构造隆升以及全球气候变化有密切的关系。将本文循化剖面 23.1~5.0 Ma 期间沉积记录所划分的气候阶段与深海氧同位素标准曲线各阶段的变化趋势对比, 是对全球气候变化的响应。

根据元素含量与 UCC 的比值, 可以看出循化盆地在 23.1~5.0 Ma 期间整体是较为冷干的, 周边地区研究结果也表明这一期间气候演变的总趋势

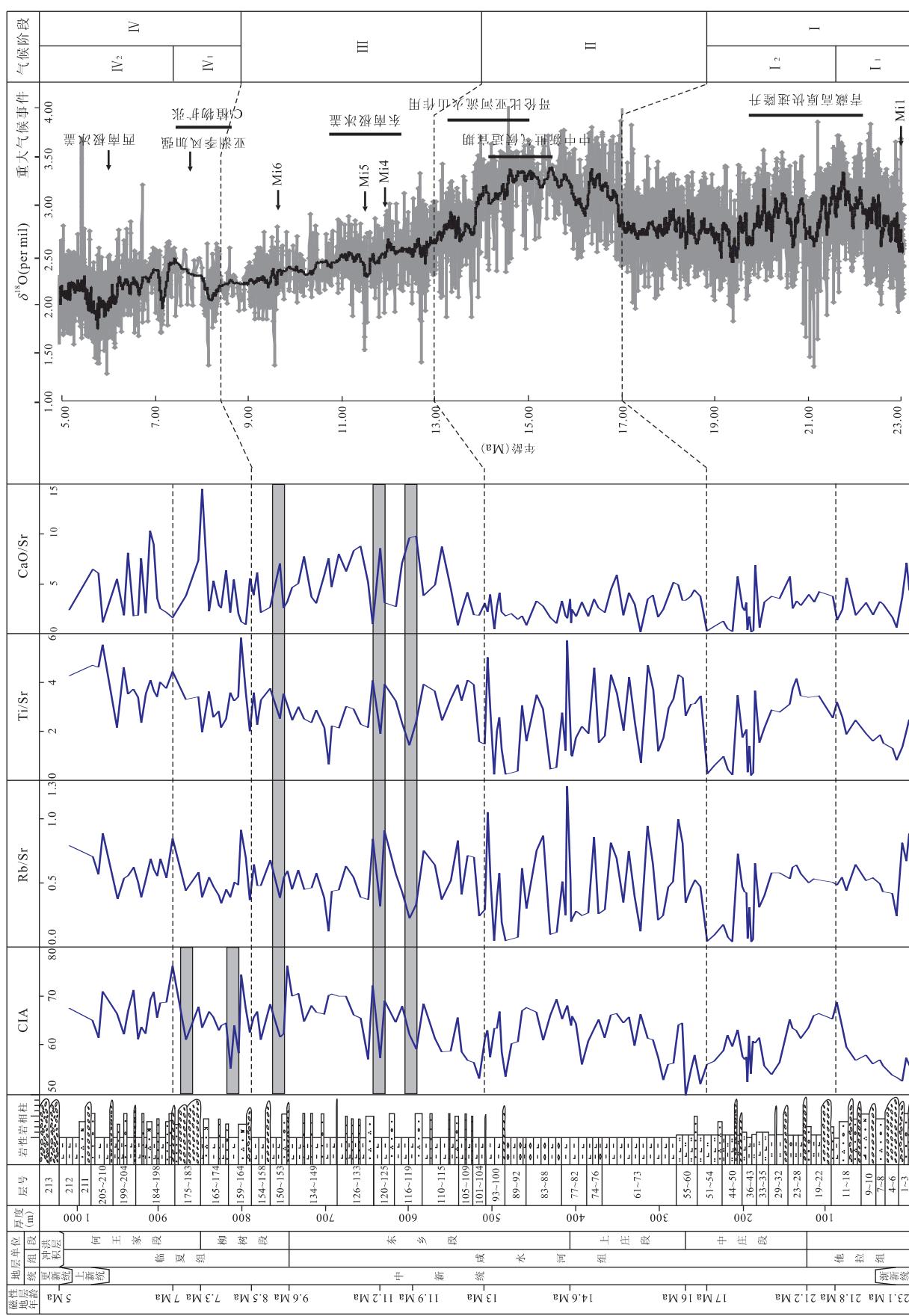


图 4 循化剖面(S20)元素比值记录的古环境变化与全球古气候变化事件的对比

Fig. 4 Paleoclimate and paleoenvironment variations of the Xunhua Section vs. the global paleoclimate events

是变冷变干的(马玉贞等,1998)。23.1~17.0 Ma 期间 CIA 的总体低值很可能与青藏高原在 23.0 Ma 开始的阶段性整体隆升有着密切的内在关系,因为构造隆升阶段意味着地表侵蚀的加剧,沉积物主要是经过物理风化,来不及进行充分的化学风化,剖面 23.1~21.2 Ma 的他拉组以中—粗砾岩和含砾中—粗砂岩为主,也体现了青藏高原此期间的快速隆升过程。因而虽然 CIA 值的变化趋势与深海氧同位素标准曲线能较好的对比,但 CIA 值总体并不高。

而 13.0~8.5 Ma 期间 CIA 值在氧同位素曲线反映全球变冷的趋势下却有着比较高的值,结合 Rb/Sr 的较高值反映当时气候较为湿润,沉积物的化学风化程度主要受干湿条件的控制,对应此期间青藏高原东北部的一次构造隆升事件(宋春晖等,2007);15.0~10.0 Ma 期间青藏高原北缘广泛发生较强烈的构造运动,并且强度存在西强东弱、异幅的特点,可能是循化盆地以西的高原抬升到了一定高度,阻挡了来自海洋的暖湿气流,在循化盆地形成较强的降水,导致了 CIA 值的整体提高,这反映循化盆地气候受到高原隆升影响,而同时气候在阶段变化趋势上还是和全球气候变化有着良好的对应。另外,氧同位素曲线显示 14.0 Ma 以来全球经历了长时间和大幅度的降温,这使得北半球的西风带南移,导致原本干冷地区的升温及降水。上述分析都表明循化盆地及周边的气候演化受到高原隆升和全球气候变化的共同影响。

## 4 结论

通过对循化剖面实测并进行常量和微量元素的测试和分析,本文得出如下结论:

(1) 循化剖面沉积物主要化学成分为  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$  和  $\text{TFeO}$ ,4 者平均含量之和在 80% 以上;沉积物中  $\text{SiO}_2$  与  $\text{Al}_2\text{O}_3$  的正同步波动形式及较高的  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  值反映了持续偏强碱性的一种宏观表生沉积环境(图 2)。

(2) 循化剖面元素平均含量与上部陆壳(UCC)元素平均含量比值表明循化盆地在 23.1~5.0 Ma 期间整体较为冷干(图 3)。

(3) 通过分析沉积物元素含量随时间变化的特征和元素比值及综合参数的变化特点,结合沉积物岩性特征和年代序列参数,并与深海氧同位素曲线及其他全球气候变化事件进行对比,本文将循化盆地 23.1~5.0 Ma 气候环境演化划分为 4 个阶段(图

4): I : 23.1~17.0 Ma 为冷干的气候阶段,分为两个气候期,  $I_1$ (23.1~21.8 Ma)回暖的半干旱气候期和  $I_2$ (21.8~17.0 Ma)变冷变干的气候期; II : 17.0~13.0 Ma 为暖湿的气候阶段; III : 13.0~8.5 Ma 为凉湿的气候阶段; IV : 8.5~5.0 Ma 为冷干的气候阶段,分为两个气候期,  $IV_1$ (8.5~7.0 Ma)波动的气候转型期和  $IV_2$ (7.0~5.0 Ma)转冷旱化的气候期。

(4) 循化剖面常量、微量元素分布记录的循化盆地及周边地区的气候演化受青藏高原构造隆升以及全球气候变化的共同影响。

致谢: 参加野外剖面测制及采样工作的还有中国地质大学(武汉)地球科学院研究生路晶芳、强泰、韩芳、徐耀明等,本文写作过程中得到了中国地质大学(武汉)林晓等老师的宝贵意见和建议,在此一并表示感谢。

## References

- Bain, D. C. , Langan, S. J. , 1995. Weathering rates in catchments calculated by different methods and their relationship to acidic inputs. *Water, Air and Soil Pollution*, 85:1051—1056.
- Billups, K. , Channell, J. E. T. , Zachos, J. , 2002. Late Oligocene to Early Miocene geochronology and paleoceanography from the Subantarctic South Atlantic. *Paleoceanography*, 17(1):4—10.
- 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. *Acta Geologica Sinica*, 75(2):259—266 (in Chinese with English abstract).
- Chen, K. Z. , 1987. Late Pleistocene saline evolution in Qaidam basin. In: China-Australia Cooperation in Chinese Academy of Quaternary Research, ed., Chinese and Austria conference corpus of Quaternary period. Science Press, Beijing, 83—91 (in Chinese).
- Deng, H. W. , Qian, K. , 1993. Analyses of sedimentary geochemistry and environment. Gansu Science and Technology Publishing House, Lanzhou (in Chinese).
- Feng, L. J. , Chu, X. L. , Zhang, Q. R. , et al. , 2003. CIA (chemical index of alteration) and its applications in the Neoproterozoic clastic rocks. *Earth Science Frontiers*, 10(4):539—544 (in Chinese with English abstract).
- Ji, J. L. , Zhang, K. X. , Qiang, T. , et al. , 2010. Magnetostratigraphy of the Neogene strata in the Xunhua basin, Qinghai Province. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 35(5):803—810 (in Chinese with English abstract).

- nese with English abstract).
- Kuang, S. P., Xu, Z., Zhang, S. S., et al., 2002. Applying geochemistry to research into Meso-Cenozoic climate: discussion on Jurassic climatic change in Sichuan basin, China. *Journal of Qingdao Institute of Chemical Technology*, 23(1): 4—9 (in Chinese with English abstract).
- Li, J. L., 1989. Introduction of geochemistry. Lanzhou University Publishing House, Lanzhou, 88—92 (in Chinese).
- Li, M. H., Kang, S. C., 2007. Responses of lake sediments to paleoenvironmental and paleoclimatic changes in Tibetan plateau. *Journal of Salt Lake Research*, 15(1): 63—72 (in Chinese with English abstract).
- Liu, L., Hu, C. Y., 1991. The matter source indication of main component in clastic sandstone. *Lithofacies Palaeogeography*, 6: 48—53 (in Chinese).
- Liu, S. F., Zhang, G. W., Heller, P. L., 2007. The development and the indicating function from Xunhua-Guide Cenozoic basin. *Science in China (Ser. D)*, 37(Suppl. D): 235—248 (in Chinese).
- Liu, Y. J., Cao, L. M., Li, Z. L., et al., 1984. Elements geochemistry. Science Press, Beijing (in Chinese).
- Lu, X. C., 2007. Elemental geochemical characters and palaeoclimatic changes of lacustrine sediments of 14—4.4 Ma in Linxia basin (Dissertation). Lanzhou University, Lanzhou (in Chinese).
- Ma, Y. Z., Li, J. J., Fang, X. M., 1998. Palynoflora in red layer and climate evolution recorded in Linxia about 30.6—5.0 Ma. *Chinese Science Bulletin*, 43(3): 301—304 (in Chinese).
- Ma, Z. D., Han, Y. W., 2003. Geochemistry. Geological Publishing House, Beijing, 46—47 (in Chinese).
- McLennan, S. M., 1993. Weathering and global denudation. *The Journal of Geology*, 101: 295—303.
- Miller, E. K., Blum, J. D., Friedland, A. J., 1993. Determination of soil exchangeable-cation loss and weathering rates using Sr isotopes. *Nature*, 362: 438—441.
- Nesbitt, H. W., Young, G. M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715—717.
- Song, C. H., Lu, X. C., Xing, Q., et al., 2007. Late Cenozoic element characters and palaeoclimatic change of the lacustrine sediments in Linxia basin, China. *Acta Sedimentologica Sinica*, 25(3): 409—416 (in Chinese with English abstract).
- Wang, P. X., Zhao, Q. H., Jian, Z. M., et al., 2003. Thirty million year deepsea records in South China Sea. *Chinese Science Bulletin*, 48(23): 2524—2535.
- Wang, Y. F., 1993. Lacustrine carbonate chemical sedimentation and climatic-environmental evolution—a case study of Qinghai Lake and Daihai Lake. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 24(1): 31—35 (in Chinese with English abstract).
- Yang, J. H., Wang, Y., Zhang, Z. K., et al., 2007. Geochemical characteristics of trace elements in Baoying borehole sediments and their implications for depositional environments. *Quaternary Sciences*, 27(5): 735—749 (in Chinese with English abstract).
- Yin, K., Hong, H. L., Li, R. B., et al., 2010. Characteristics of clay mineralogy of Late Oligocene sediments in Xunhua basin, Qinghai Province and their implications for palaeoclimate. *Geoscience*, 24(1): 187—194 (in Chinese with English abstract).
- Yu, Q. W., Li, C. A., 2001. Regional geological character and field mapping in the northeast margin of Qinghai-Tibet plateau in Cenozoic. China University of Geosciences Press, Wuhan, 1—123 (in Chinese).
- Zachos, J. C., Dickens, G. R., Zeebe, R. E., 2008. An Early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451(17): 279—283.
- Zachos, J. C., Pagani, M., Sloan, L., et al., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686—693.
- Zhang, J. Y., Zhang, K. X., Ji, J. L., et al., 2010. Oligocene—Pliocene sedimentary facies analysis and sedimentary evolution of Xunhua basin in northeastern margin of Qinghai-Tibet plateau. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 35(5): 774—788 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, K. X., Wang, G. C., Cao, K., et al., 2008. Cenozoic sedimentary records and geochronological constraints of differential uplift of the Qinghai-Tibet plateau. *Science in China (Ser. D)*, 51(11): 1658—1672.
- Zhang, K. X., Wang, G. C., Chen, F. N., et al., 2007. Coupling between the uplift of Qinghai-Tibet plateau and distribution of basins of Paleogene—Neogene. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 32(5): 583—597 (in Chinese with English Abstract).
- Zhang, K. X., Wang, G. C., Ji, J. L., et al., 2010. Stratigraphic realm and sedimentary sequence of Paleogene—Neogene of Qinghai-Tibet plateau and sedimentary response to the uplift of the plateau. *Science in China (Earth Sciences)*, 53(9): 1271—1294.
- Zhao, Z. H., 1997. The trace elements geochemistry theory. Science Press, Beijing (in Chinese).
- Zheng, H. B., Huang, X. T., Liu, R., et al., 2005. The evolution of the Asian monsoon since Late Miocene: evidence

- from the continental and oceanic sediments. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 24(2): 103—109 (in Chinese with English abstract).
- Zhong, W., Fang, X. M., Li, J. J., et al., 1998a. The geochemical record of paleoclimate during about 7.00—0.73 Ma in Linxia basin, Gansu Province. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 12(1): 36—43 (in Chinese with English abstract).
- Zhong, W., Li, J. J., Fang, X. M., et al., 1998b. Features of paleoclimatic changes since about 30 MaBP by means of the factor analysis method to deal with oxides of Cenozoic sediment in Linxia basin. *Journal of Xinjiang University (Natural Science Edition)*, 15(4): 74—81 (in Chinese with English abstract).

## 附中文参考文献

- 陈骏, 汪永进, 陈旸, 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. 地质学报, 75(2): 259—266.
- 陈克造, 1987. 柴达木盆地晚更新世盐湖演化. 见: 中国科学院中澳第四纪合作研究组编, 中—澳第四纪学术讨论会文集. 北京: 科学出版社, 83—91.
- 邓宏文, 钱凯, 1993. 沉积地球化学与环境分析. 兰州: 甘肃科学技术出版社.
- 冯连君, 储雪蕾, 张启锐, 等, 2003. 化学蚀变指数(CIA)及其在新元古代碎屑岩中的应用. 地学前缘, 10(4): 539—544.
- 季军良, 张克信, 强泰, 等, 2010. 青海循化盆地新近纪磁性地层学及其对青藏高原东北缘隆升的年代学制约. 地球科学——中国地质大学学报, 35(5): 803—810.
- 匡少平, 徐仲, 张书圣, 等, 2002. 运用地球化学方法研究中、新生代环境气候演替——兼论四川盆地侏罗纪气候变化. 青岛化工学院学报, 23(1): 4—9.
- 李嘉林, 1989. 地球化学导论. 兰州: 兰州大学出版社, 88—92.
- 李明慧, 康世昌, 2007. 青藏高原湖泊沉积物对古气候环境变化的响应. 盐湖研究, 15(1): 63—72.
- 刘立, 胡春燕, 1991. 砂岩中主要碎屑成分的物源区意义. 岩相古地理, 6: 48—53.
- 刘少峰, 张国伟, Heller, P. L., 2007. 循化—贵德地区新生代盆地发育及其对高原增生的指示. 中国科学(D辑), 37(增刊 I ): 235—248.
- 刘英俊, 曹励明, 李兆麟, 等, 1984. 元素地球化学. 北京: 科学出版社.
- 鲁新川, 2007. 临夏盆地 14.0~4.4 Ma 湖相沉积物元素地球化学特征与气候变化(硕士论文). 兰州: 兰州大学.
- 马玉贞, 李吉均, 方小敏, 1998. 临夏地区 30.6~5.0 Ma 红层孢粉植物群与气候演化记录. 科学通报, 43(3): 301—304.
- 马振东, 韩吟文, 2003. 地球化学. 北京: 地质出版社, 46—47.
- 宋春晖, 鲁新川, 邢强, 等, 2007. 临夏盆地晚新生代沉积物元素特征与古气候变迁. 沉积学报, 25(3): 409—416.
- 汪品先, 赵泉鸿, 翟知泯, 等, 2003. 南海三千万年的深海记录. 科学通报, 48(21): 2206—2215.
- 王云飞, 1993. 青海湖、岱海的湖泊碳酸盐化学沉积与气候环境变化. 海洋与湖沼, 24(1): 31—35.
- 杨競红, 王颖, 张振克, 等, 2007. 宝应钻孔沉积物的微量元素地球化学特征及沉积环境探讨. 第四纪研究, 27(5): 735—749.
- 殷科, 洪汉烈, 李荣彪, 等, 2010. 青海循化盆地晚渐新世沉积物中坡缕石的特征及其古气候指示意义. 现代地质, 24(1): 187—194.
- 于庆文, 李长安, 2001. 青藏高原东北缘新生代隆升—沉积—气候演化及其耦合. 武汉: 中国地质大学出版社, 1—123.
- 张健钰, 张克信, 季军良, 等, 2010. 青藏高原东北缘循化盆地渐新世—上新世沉积相分析与沉积演化. 地球科学——中国地质大学学报, 35(5): 774—788.
- 张克信, 王国灿, 陈奋宁, 等, 2007. 青藏高原古近纪—新近纪隆升与沉积盆地分布耦合. 地球科学——中国地质大学学报, 32(5): 583—597.
- 赵振华, 1997. 微量元素地球化学原理. 北京: 科学出版社.
- 郑洪波, 黄湘通, 刘锐, 等, 2005. 晚中新世以来亚洲季风阶段性演化的海陆记录. 矿物岩石地球化学通报, 24(2): 103—109.
- 钟巍, 方小敏, 李吉均, 等, 1998a. 近 7.00~0.73 MaBP 期间甘肃临夏盆地古气候演变的沉积物地球化学记录. 干旱区资源与环境, 12(1): 36—43.
- 钟巍, 李吉均, 方小敏, 等, 1998b. 运用因子分析法提取青藏高原东北边缘临夏盆地近 30 MaBP 以来沉积物氧化物含量的古气候信息. 新疆大学学报(自然科学版), 15(4): 74—81.