

全新世以来辽河三角洲地区的化学风化及其对气候变化的响应

郭若舜^{1,2}, 叶思源^{2,3}, 何磊^{2,3}, 赵俐红¹

(1. 山东科技大学 地球科学与工程学院, 山东 青岛 266590; 2. 中国地质调查局 滨海湿地生物地质重点实验室, 山东 青岛 266071; 3. 青岛海洋地质研究所, 山东 青岛 266071)

摘要: 以辽河三角洲 ZK2 孔为研究对象, 对其 57 件沉积物样品进行常量元素测试和分析。研究表明, 该地区总体遭受的化学风化作用较弱, 基本处于化学风化的初期阶段, 与所处纬度整体化学风化特征类似。将该区全新世以来的气候变化过程分为如下 5 个阶段: 全新世早期(11.0—8.8 cal ka BP): 化学风化程度逐渐增强, 气候逐步向温湿方向发展; 全新世早中期(8.8—6.9 cal ka BP): 化学风化程度最强, 气候暖湿; 全新世中期(6.9—4.6 cal ka BP): 风化强度较强, 但有减弱的趋势, 气候温湿; 全新世中晚期(4.6—1.3 cal ka BP): 化学风化程度在该时期属于最弱阶段, 气候冷干; 全新世晚期(1.3 cal ka BP—至今): 气候温干, 风化程度有所增强。总体来说, 该区常量元素反映的气候变化过程与石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线基本一致, 揭示了常量元素在反演气候变化过程中有一定的作用。

关键词: 辽河三角洲; 常量元素; 风化指数; 化学风化; 气候变化

中图分类号: P736.2 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-3096(2018)09-0038-13

DOI: 10.11759/hyxx20180209002

研究第四纪气候变化一直是学者们长期关注的研究方向^[1-3]。目前, 在研究古气候变化方面有很多的指标, 并已取得丰硕的成果, 但同时相关指标在研究某些区域古环境分析时存在一些局限, 如: 利用大洋浮游有孔虫壳体或天然石笋碳酸钙中 ^{18}O 变化来揭示第四纪古气候变化^[4-5], 虽然其反映的时间跨度长、受到的干扰小, 但通常受到材料样品稀缺的限制; 磁化率指标连续性、记录性较好, 能反演区域古气候古环境, 但其通常与古气候之间存在多解性^[6-7]; 孢粉对气候较敏感, 能较好地反映气候信息, 常用来进行古气候重建^[8-10], 但会受到孢粉产量及分辨率低(如三角洲地区海相地层)的影响。反而, 很多学者利用沉积物常量化学元素对区域的风化特征及古气候古环境进行分析和研究, 并已取得一些不错的进展, 如黄土^[11-12]、红土^[13-14]等。本文中, 我们也会借助于不同的元素和元素组合可以相互补充和印证的优点, 结合孢粉、石笋等指标展开更为全面的研究。

事实上, 沉积物中的化学成分和矿物成分特征能够揭示其相关地球化学行为^[15], 通过对沉积物中相关成分的化学风化特征进行研究, 不仅有助于研究该地区的化学风化程度和趋势, 而且可以确定物源^[16-17]、评价古气候环境^[18-19]以及为区域构造分析^[20-21]提供依据。

辽河三角洲是我国重要的河口三角洲之一。目前在对辽河三角洲沉积环境和古气候特征方面的研究取得了一些进展, 例如, 许坤等^[22]利用 LH10-1-1、海 12 等 9 口井的孢粉资料对辽东湾北部地区新生代以来的古气候演化模式进行了探索, 初步建立了该区的气候变化过程。王秀玲等^[23]通过对下辽河滨海平原区田家镇 LT 钻孔样品不同种属孢粉所占的数量百分比进行分析, 将柱状样划分了 7 个孢粉组合带, 建立了该区全新世以来的古气候演化系列为: 温湿-暖湿-湿热-冷干-暖湿-凉干。李萍等^[24]通过对辽东湾北部 LH01 孔柱状岩芯样品进行粒度、孢粉、有孔虫和测年多项环境指标测试, 建立了辽东湾北部晚更新世 24 ka BP 以来的古环境演变过程。因此可以看出, 大多数的研究都是从孢粉或粒度等指标来研究其气候演化模式, 而从地球化学分析的角度进行

收稿日期: 2018-02-09; 修回日期: 2018-04-16

基金项目: 科技部政府间科技创新合作重点专项(2016YFE0109600); 国家自然科学基金(41706057)

[Foundation: Key Projects of Intergovernmental Science and Technology Innovation Cooperation in the Ministry of Science and Technology, No. 2016YFE0109600; National Natural Science Fund, No. 41706057]

作者简介: 郭若舜(1991-), 男, 山东菏泽人, 硕士研究生, 地球探测与信息技术, E-mail: ruoshun_666@163.com; 叶思源(1963-), 通信作者, 女, 研究员, 主要从事海洋地质、地球化学研究, E-mail: siyuanye@hotmail.com

分析探讨还很欠缺, 因此其经历的化学风化过程尚不明确, 其中蕴含的大量古气候信息还有待进一步挖掘。

近年来, 前人利用辽河三角洲地区的 ZK2 孔作了很多的工作, 如: 王雪飞等^[25]、Liu 等^[26](该文献中钻孔编号为 LHDC12-2)利用该孔对辽河口 33 ka 以来的沉积环境演化模式及生物硅记录进行了探讨; 何磊等^[27]利用 ZK2 孔对辽河三角洲地区晚更新世晚期以来的碎屑矿物及其物源进行了研究, 结果表明自晚更新世晚期以来沉积物源没有发生明显的变化,

其主要物源来自辽河。这些前期工作为我们的研究奠定了基础, 本文中, 我们选择 ZK2 孔全新世地层的常量元素对辽河三角洲的化学风化特征进行研究, 以期研究该区全新世的气候变化提供参考。

1 区域背景

辽河三角洲是我国重要的河口三角洲之一, 是由辽河、大辽河以及大凌河等多条入海河流共同堆积而成, 其地理位置为 40°40'~41°25'N, 121°25'~122°55'E, 面积范围约 5 200 km²(图 1)^[28]。

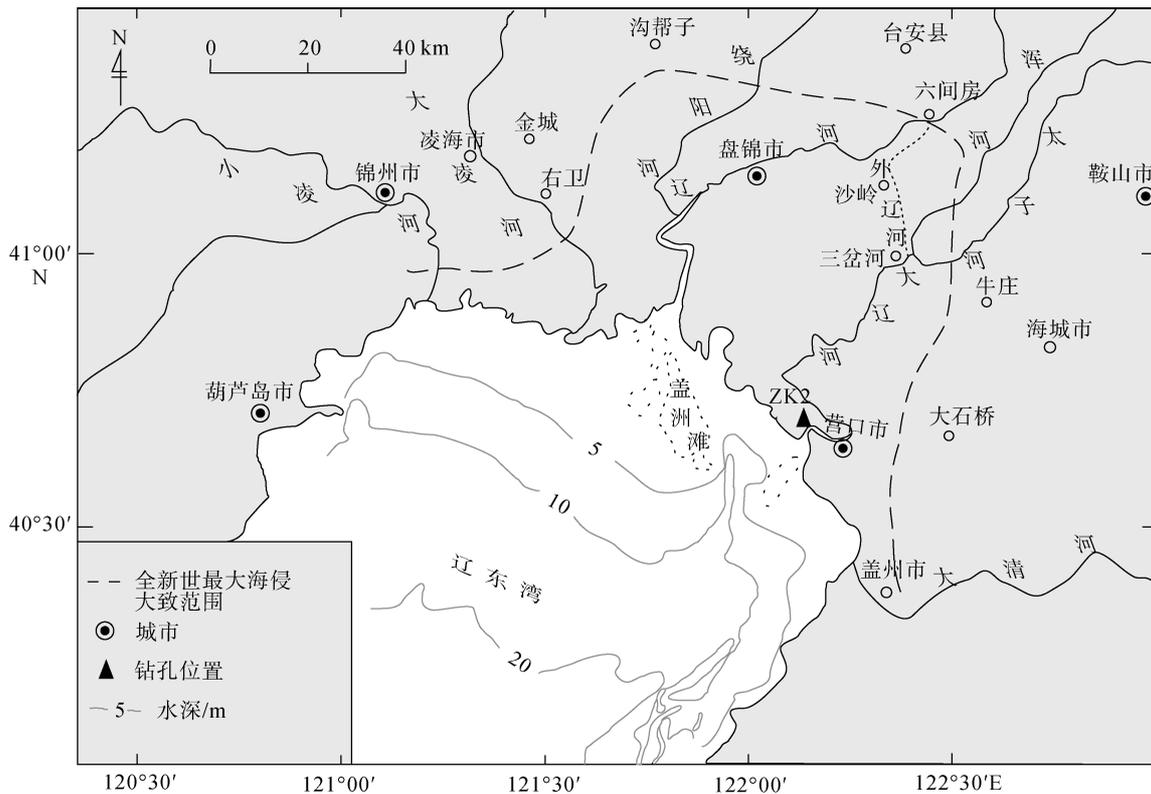


图 1 辽河三角洲分布范围及 ZK2 孔位置图

Fig. 1 Location of the Liaohe Delta and distribution of core ZK2

辽河三角洲属于暖温带大陆性半湿润季风气候, 同时兼具大陆性和海洋性气候, 气候的总体特点为冷凉湿润、四季分明、雨热同季。年均气温为 8.4℃, 春季平均气温为 8.7℃, 夏季平均气温 23.1℃, 秋季平均气温为 9.9℃, 冬季的平均气温为 -7.8℃。年平均降水量为 611.6~640.0 mm, 主要集中于夏季, 占全年降雨量的 63%, 而年均蒸发量则达到 1 392.0~1 705.0 mm^[29]。

研究区构造上包括辽西凹陷、辽西凸起、辽中凹陷、辽东凸起和辽东凹陷 5 个二级构造单元, 形成

了凹凸相间的构造格局。下辽河平原是新生代发育起来的断陷盆地, 辽河三角洲位于下辽河平原的南部, 是由多条河流形成的复合三角洲, 其大地构造地处华北陆台, 燕辽沉降带东端、辽河断陷南部。进入新生代第四纪以后, 由于受新构造运动影响, 下辽河平原的海陆轮廓的变化异常频繁, 自晚更新世以来, 下辽河平原共发生了 3 次海侵, 分别为水源海侵、先锋海侵以及盘山海侵^[30]。

从区域出露地表的岩性来看, 辽河中下游流域范围内大部分地区被第四纪松散沉积物所覆盖, 上

游支流地区分布面积不大的太古和元古代片麻状花岗岩, 太古代片麻岩、斜长角闪岩, 燕山期二长花岗岩, 中、上元古界碎屑岩、碳酸盐岩, 侏罗系火山熔岩和火山碎屑岩, 白垩系砂岩等^[27]。

辽河三角洲地区 ZK2 孔 (40°45'18.33"N, 122°07'11.23"E) 位于辽宁营口市大辽河口, 距营口市北西约 10 km 处, 该孔孔深 41.4 m, 高程 4.24 m, 取心率>90%^[26-27]。前人^[25-27]将 ZK2 孔全新世地层(孔深 0~14.45m)自下而上划分为 3 个沉积单元(图 2), 简述如下:

U1(高程-8.86~-10.21 m)湖相沉积, 该沉积相的年代在 11 000—8 820 cal a BP 之间, 主要为灰色粉砂及黏土质粉砂, 平均粒径 ϕ 为 5.96±0.07, 可见水平层理, 含少量贝壳碎片。

U2(高程 1.74~-8.86 m)海相沉积, 年代在 8 820—1 295 cal a BP, 由灰色黏土质粉砂与粉砂质黏土互层组

成, 平均粒径 ϕ 为 4.88±0.09。U2 有孔虫含量相对丰富(图 2), 有孔虫丰度和简单分异度平均值分别为 2 865 和 12。优势组合主要为 *Protelphidium tuberculatum* 和 *Ammonia beccarii* vars., 该组合超过 75%。根据粒度和微体古生物特征把 U2 划分为 5 个沉积亚相: U2-1 潮坪沉积(高程-7.26~-8.86 m); U2-2 浅海沉积(高程-6.06~-7.26 m); U2-3 前三三角洲(高程-4.36~-6.06 m); U2-4 三角洲前缘(高程-0.96~-4.36 m); U2-5 下三角洲平原相沉积(高程 1.74~-0.96 m)。

U3(高程 4.24~1.74 m), 该沉积单元主要包括 1 295 cal a BP 以来的地层, 主要为黄色、黄褐色黏土质粉砂, 平均粒径 ϕ 为 6.00±0.08, 水动力条件较 U2 减弱。底栖有孔虫组合丰度和多样性明显低于 U2 组, 以 *A. beccarii* vars. 与 *Pseudonionella variabilis* 两种为绝对优势种, 优势度在 98%以上, 反映半咸水盐沼的环境, 为上三角洲平原沉积。

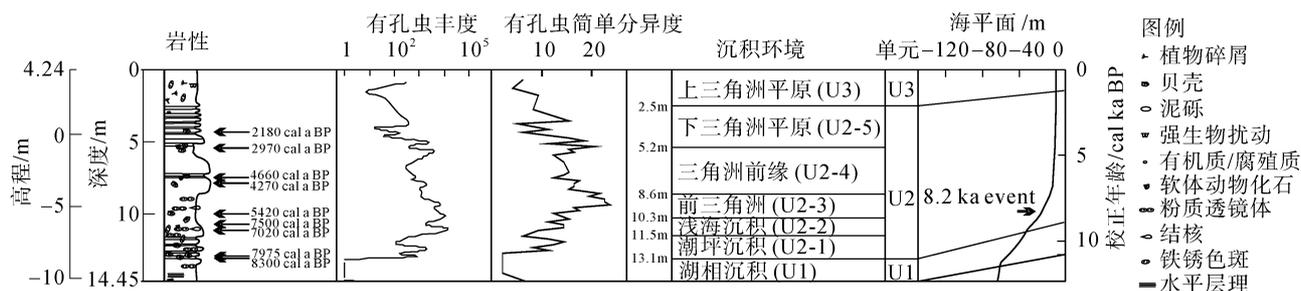


图 2 ZK2 孔全新世综合地层划分图(据文献[26]修改)

Fig. 2 Comprehensive stratigraphic division of core ZK2 during the Holocene (from reference [26])

2 材料和方法

按照 20~30 cm 间距对 ZK2 孔进行取样, 孔深 14.45 m 之上共取得 57 个样品, 进行常量元素测试分析。样品在国土资源部海洋地质实验检测中心利用荷兰帕纳科公司 Axios PW4400 X-射线荧光光谱仪进行常量元素测试, 具体流程为: 样品在 120°C 的烘箱内烘 8 h 后, 称取已烘干的样品 4.0 g, 放入模具内拨平, 用低压聚乙烯镶边垫底, 在 30 t 压力下压制成试样直径为 32 mm、镶边外径为 40 mm 的圆片, 然后测定 SiO₂、Al₂O₃、CaO、Na₂O、K₂O、MgO 和 Fe₂O₃ 等常量组分的质量分数, 测试过程中利用海洋沉积物标样 GBW07315 对测试结果进行标定, 元素质量分数的相对标准偏差<5%。

AMS¹⁴C 年代测试工作由美国 Beta 公司完成, 采用质量光谱加速器(AMS)进行测年工作, 共获得测年数据 11 个(表 1)。对年龄进行了区域海洋库效应

校正, 并采用校正软件 Calib Rev.7.0.2 进行日历年校正, ¹⁴C 半衰期以 5 568 a 计, 海相样品的地区贮存库数值与全球平均贮存值之间的差值 $\Delta R = (-178 \pm 50) \text{a}$ ^[31]。对于测年数据和历史记录均缺乏的目标地层单元的时间确定, 我们采用模式时间概念, 即利用相邻的或目标地层单元内部某一已知的沉积速率来计算目标地层单元沉积时间, 本文也称由此计算的时间为模式时间。本钻孔获得的最新年龄是 2 180 cal a BP, 位于孔深 4.33 m 处, 最老年龄位于全新世地层底部 13.05 m 处, 为 8 820 cal a BP(模式时间), 指示其发育于全新世海侵时期, 对应于 MIS1(深海同位素阶段)阶段^[26]。

3 结果

3.1 常量元素含量特征

表 2 为 ZK2 孔中全新世地层常量元素质量分数 ω , 从表中可以看出 SiO₂ 和 Al₂O₃ 是该层的主要成分,

两者的平均质量分数分别为 67.98%和 12.43%; 而其他元素质量分数都比较低, 其中 K₂O 和 Fe₂O₃ 质量分数相当, 分别为 3.11%和 3.43%, Na₂O、MgO 质量分

数为 2.33%、1.45%, CaO 质量分数最低为 1.39%。常量元素质量分数的排序特征为: Si>Al>Fe>K>Na>Mg>Ca。

表 1 ZK2 孔 AMS¹⁴C 年代数据(据文献[26]修改)

Tab. 1 AMS¹⁴C data of core ZK2 (from reference [26])

实验室编号	深度/m	测试材料	校正后年龄	校正后年龄中值
ZK2FA-1	4.33	贝壳	2 320—2 040 cal a BP	2 180 cal a BP
ZK2FA-2	5.4	贝壳	3 140—2 800 cal a BP	2 970 cal a BP
ZK2F39	5.6~5.7	有孔虫	4 770—4 390 cal a BP	4 580 cal a BP
ZK2FA-5	7.42	贝壳	4 820—4 500 cal a BP	4 660 cal a BP
ZK2F54	7.8~7.9	有孔虫	4 420—4 120 cal a BP	4 270 cal a BP
ZK2FA-3	9.96	贝壳	5 560—5 280 cal a BP	5 420 cal a BP
ZK2F75	9.9~10.0	有孔虫	5 940—5 690 cal a BP	5 815 cal a BP
ZK2FA-4	10.72	贝壳	7 590—7 410 cal a BP	7 500 cal a BP
ZK2F85	11.1~11.2	有孔虫	7 160—6 880 cal a BP	7 020 cal a BP
ZK2FA-6	12.9	贝壳	8 100—7 850 cal a BP	7 975 cal a BP
ZK2FA-7	13.05	贝壳	8 410—8 190 cal a BP	8 300 cal a BP

表 2 ZK2 孔全新世地层中的常量元素质量分数

Tab. 2 Major element contents in the Holocene strata of core ZK2

沉积环境	样品编号	样品数/个	深度/m	数值范围	$\omega/\times 10^{-2}$						
					SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O
上三角洲平原	E1—E6	6	0~2.5	最大值	67.15	13.93	1.33	1.96	4.84	3.05	2.12
				最小值	65.32	12.67	1.17	1.63	3.45	2.93	1.80
				平均值	65.85	13.60	1.24	1.86	4.53	2.98	1.88
下三角洲平原	E7—E17	11	2.5~5.2	最大值	72.27	13.81	1.86	2.08	4.90	3.22	2.75
				最小值	65.35	11.01	1.17	0.96	2.07	2.94	1.85
				平均值	69.71	11.63	1.35	1.23	2.65	3.16	2.57
三角洲前缘	E18—E31	14	5.2~8.6	最大值	74.53	12.47	2.35	1.63	3.43	3.42	2.94
				最小值	66.26	10.39	1.19	0.82	1.74	3.13	2.44
				平均值	70.43	11.03	1.36	1.11	2.31	3.26	2.63
前三角洲	E32—E39	8	8.6~10.3	最大值	67.33	13.27	1.59	1.97	4.39	3.21	2.37
				最小值	65.43	12.30	1.34	1.57	3.24	3.06	2.25
				平均值	66.78	12.76	1.48	1.73	3.72	3.14	2.31
浅海沉积	E40—E44	5	10.3~11.5	最大值	69.13	13.75	1.62	1.75	4.43	3.13	2.37
				最小值	65.49	11.62	1.47	1.23	2.70	3.03	2.11
				平均值	67.60	12.68	1.53	1.49	3.44	3.10	2.24
潮坪沉积	E45—E49	5	11.5~13.1	最大值	67.06	16.09	1.70	2.22	7.56	3.09	2.12
				最小值	59.57	13.34	1.33	1.59	4.22	2.91	1.66
				平均值	63.88	14.49	1.55	1.84	5.47	2.99	1.93
湖相沉积	E50—E58	8	13.1~14.45	最大值	69.37	14.89	1.40	1.91	6.54	3.03	2.44
				最小值	62.76	12.34	1.17	1.28	2.91	2.80	1.76
				平均值	67.17	13.38	1.30	1.53	4.17	2.92	2.15

为研究常量元素在不同时期的含量变化,我们做出了相关元素随时间的变化趋势图(图3)。从常量元素整体含量曲线变化形态上看,各种元素的含量变化呈波动的特征,具体表现为以下。

湖相沉积 U1: 该沉积层属湖相沉积,中值粒径较高,粒度较细,其常量元素从老到新分布呈两种模式: 其一是 SiO₂、Na₂O、CaO 和 K₂O 的含量呈现出递降的趋势; 其二是 Al₂O₃、MgO、Fe₂O₃ 的百分含量呈递增的趋势。

海相沉积 U2: 相对于 U1 层,中值粒径下降,粒度变粗,水动力条件变强。该沉积单元的 Al₂O₃、Fe₂O₃ 和 MgO 呈递降的变化趋势, SiO₂、Na₂O 和 K₂O

呈递增的变化趋势。

上三角洲平原沉积 U3: 相对于 U2 层,中值粒径升高,粒度变细,水动力条件减弱。各常量元素含量变化不大,稍有波动,但较其下伏的海相地层来讲, SiO₂、Na₂O 和 K₂O 的百分含量减少, Al₂O₃、MgO 和 Fe₂O₃ 的含量增加。

总的来说,指示湿润型的氧化物 Al₂O₃、Fe₂O₃ 和 MgO 变化趋势大体一致,自下而上大致呈递增-递减-递增的特点; 而与其含量变化曲线形态相反的是 SiO₂ 和 Na₂O, 它们是指干旱型的氧化物^[32]。这表明气候环境总体上是向湿润-干旱-湿润方向转变,进而对研究该区的化学风化强度提供了参考依据。

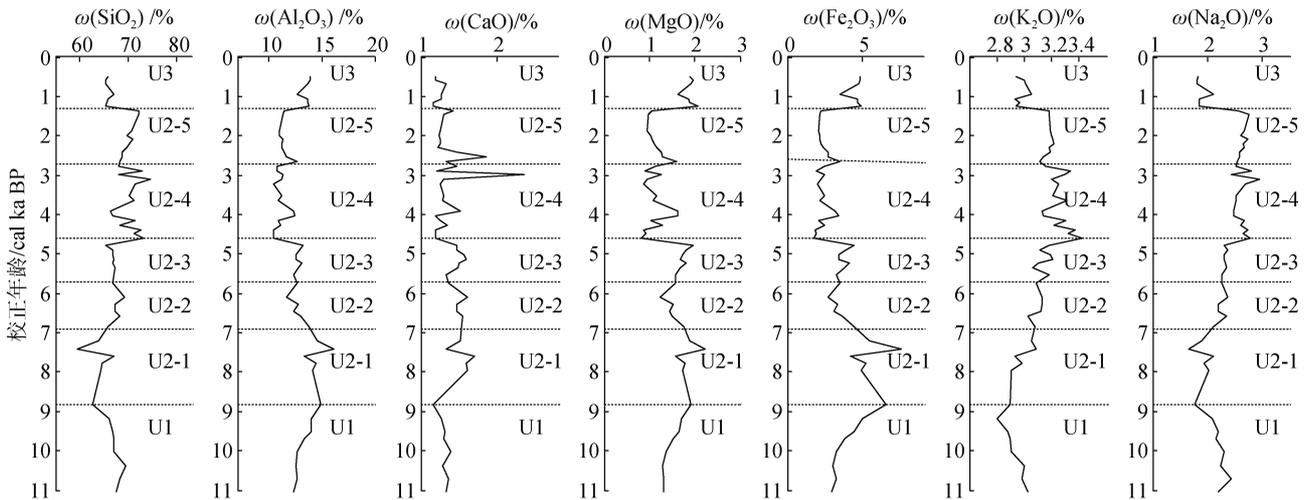


图3 ZK2孔全新世地层中的常量元素含量变化曲线

Fig. 3 Curves of major element contents in the Holocene strata of core ZK2

3.2 化学风化强度

现在应用较广泛的指示化学风化程度的地球化学指标是化学蚀变指数 CIA, 它是 Nesbitt 等^[33]提出的用来评价沉积物化学风化程度的指标, 其表达式为:

$$CIA = \frac{n(Al_2O_3)}{n(Al_2O_3) + n(Na_2O) + n(K_2O) + n(CaO^*)} \times 100\%$$

上式中 $n(Al_2O_3)$ 、 $n(Na_2O)$ 、 $n(K_2O)$ 、 $n(CaO^*)$ 均为氧化物物质的量, 其中 CaO* 为硅酸盐矿物中 CaO 物质的量, 不包括碳酸盐组分(如碳酸盐和磷酸盐)中的 CaO 含量。由于部分样品测试结果中包括了碳酸钙在内, 因此 Nesbitt^[33] 建议用一定方法加以修正, 以在碳酸钙含量未知情况下求取 CIA 计算中所需要的 CaO*。本文采用了 McLennan^[34] 所推荐的方法, 进行了计算和校正, 即: $n(CaO^*) = n(CaO) - 10n(P_2O_5)/3$,

若计算后的 $n(CaO^*) < n(Na_2O)$, 则认为 $n(CaO^*) = n(CaO)$; 若计算后的 $n(CaO^*) > n(Na_2O)$, 则认为 $n(CaO^*) = n(Na_2O)$, 本文中所有 $n(CaO^*)$ 值据此方法获得。

CIA 指数能有效地指示长石风化成黏土矿物(如高岭石)的程度, 不存在元素迁移后再淀积的情况, 能很好地反映沉积物形成时的化学风化情况^[12, 35]。 $n(Na)/n(K)$ (物质的量之比)是衡量样品中斜长石风化程度的重要指标, 同样可以用于表征堆积物的化学风化程度。斜长石中往往以钠长石居多, 而钾长石、伊利石和云母富含 K, 由于斜长石比钾长石风化得快, 因而 $n(Na)/n(K)$ 与风化强度成反比, $n(Na)/n(K)$ 变化曲线与 CIA 参数曲线呈现相反的变化特征^[13]。

据 ZK2 孔全新世各常量元素数据, 作出 CIA 与 $n(Na)/n(K)$ 随时间的变化曲线(图4), 结果显示: 湖相沉积化学风化强度较强, 其 CIA 为 56.50~64.56, 平

均值为 59.55, 并且在该层位中 CIA 逐渐增大, $n(\text{Na})/n(\text{K})$ 逐渐减小, 表明化学风化作用逐渐增强; 海相沉积为低等的化学风化程度, $n(\text{Na})/n(\text{K})$ 逐渐呈上升的趋势, 表明总体上化学风化强度在减弱, 具体表现为: 潮坪沉积的 CIA 为 57.73~65.40, 平均值为 61.00, 并且在全新世地层中, 该层位的化学风化作用相对来说最强; 浅海沉积的 CIA 在 53.15~58.84,

平均值为 56.27; 前三角洲的 CIA 为 55.31~57.20, 平均值为 56.33; 三角洲前缘的 CIA 为 49.27~56.32, 平均值为 51.63, 该层位的 CIA 在全新世地层中达到了最低; 下三角洲平原的 CIA 为 51.38~62.28, 平均值为 53.50; 到了上三角洲平原沉积相中时, $n(\text{Na})/n(\text{K})$ 骤减, 化学风化强度增强, CIA 为 58.17~62.43, 平均值为 61.29。

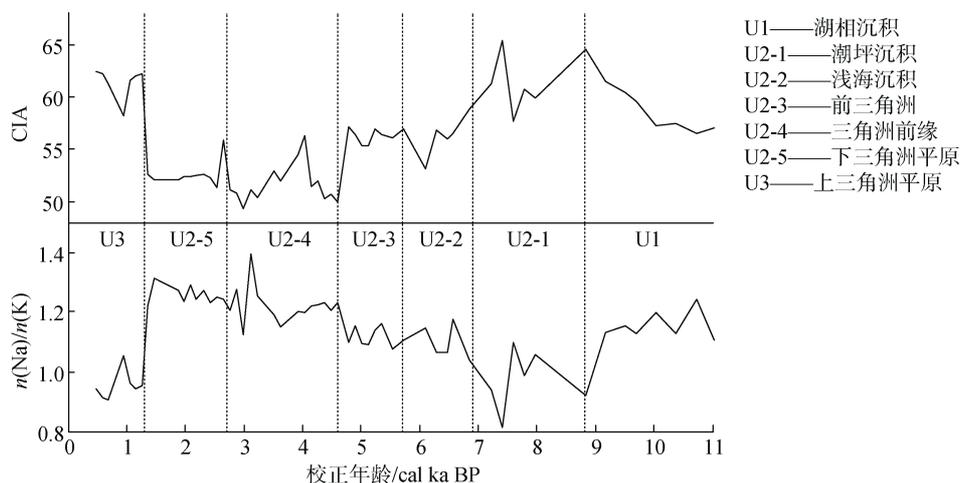


图 4 ZK2 孔全新世以来的 CIA 和 $n(\text{Na})/n(\text{K})$ 变化曲线图

Fig. 4 Variation curves of CIA and $n(\text{Na})/n(\text{K})$ in core ZK2 since the Holocene

ZK2 孔全新世地层的 CIA 和 $n(\text{Na})/n(\text{K})$ 参数的散点图, 见图 5, 总体来说, CIA 为 50~65, 该区的化学风化强度不高, 基本属寒冷干燥的气候条件下低等的化学风化程度。湖相沉积数据分布跨度较大, 化学风化强度较强; 潮坪沉积数据分布较零散, 同样

经历了低等的化学风化过程, 但较湖相沉积来说化学风化作用有所增强, 甚至有的达到了温暖湿润气候下中等的化学风化程度; 相比潮坪沉积, 浅海沉积遭受的化学风化作用变弱; 前三角洲数据分布较集中, 化学风化程度不高, 为寒冷干燥的气候条件

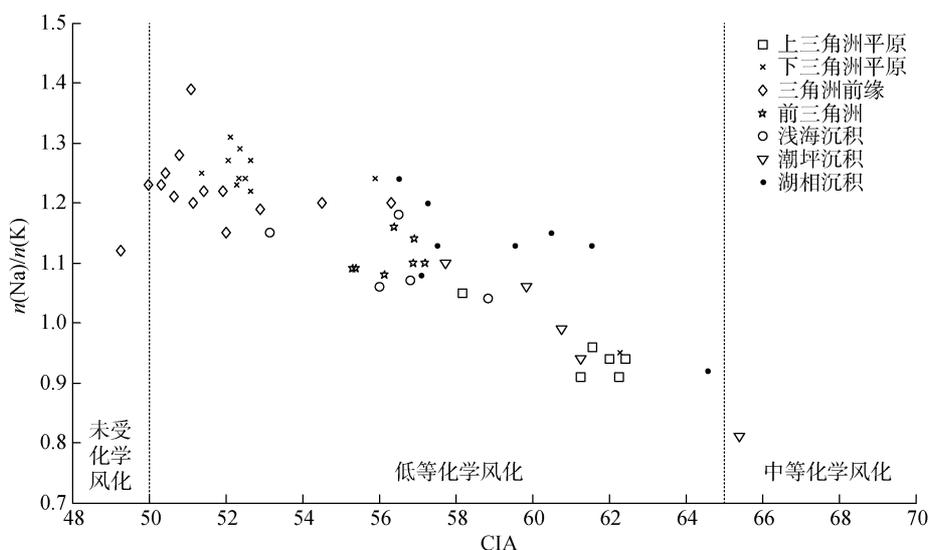


图 5 ZK2 孔全新世以来的 CIA- $n(\text{Na})/n(\text{K})$ 关系散点图

Fig. 5 Scatter diagram of CIA- $n(\text{Na})/n(\text{K})$ in core ZK2 since the Holocene

下低等的化学风化程度；三角洲前缘总体处于化学风化的初期，甚至有的数据显示没有遭受化学风化作用，属于全新世地层中风化最弱的时期；下三角洲平原仍处于化学风化作用的初期，但比三角洲前缘的风化强度稍强；上三角洲平原遭受的化学风化作用，较下三角洲平原来说显著增强，虽仍属于低等的化学风化程度，但已到达低等风化的末期阶段。

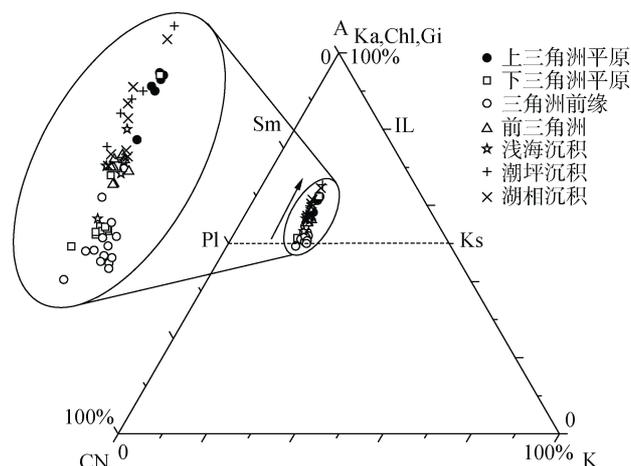
4 讨论

4.1 化学风化趋势

根据质量平衡原理、长石淋溶动力学实验和矿物稳定性的热力学计算，Nesbitt 和 Young 等^[33, 36]提出了大陆化学风化趋势预测的两个三角模型图，即 A-CN-K(Al_2O_3 - CaO^* + Na_2O - K_2O 三角图)和 A-CN-K-FM(Al_2O_3 - CaO^* + Na_2O + K_2O - FeO_T + MgO 三角图)，此模型可以反映化学风化趋势以及化学风化过程中主成分和矿物变化。

Nesbitt 等^[37]根据元素活性顺序将化学风化过程划分为初期脱 Na、Ca，中期去 K 和晚期脱 Si 等 3 个阶段。据图 6 显示，ZK2 孔沉积物的风化趋势线基本与 A-CN 边平行，说明遭受的化学风化作用很弱，基本处于化学风化的初期阶段。并且数据点靠近 A-CN 一侧， K_2O 的含量较低，这是 K 在风化过程产生的黏土中进行离子交换和吸附的结果，反映长石矿物的化学风化很弱，仅仅斜长石经历了较弱的脱 Ca 和 Na 的风化过程，而钾长石基本处于较稳定的状态。随着风化作用的不断进行，Ca 和 Na 逐渐递减，Al 元素发生富集，但还未进入脱 K 阶段，并且有逐渐向 Sm-IL 连线靠近的趋势，表明风化过程中风化程度的增强促使蒙脱石和伊利石等黏土矿物的形成。相对于其他沉积相来说，湖相沉积和潮坪沉积的数据点更靠近 A 点，斜长石的 Na、Ca 丢失程度更为显著，反映在化学风化时，硅酸盐矿物(如长石)经历了更强的风化过程，可能有的数据已达到中等的化学风化程度，这与 CIA 化学风化指数和 $n(Na)/n(K)$ 指示的结果吻合。三角洲前缘和下三角洲平原的数据点在 PI-Ks 的连线上，说明经历的化学风化作用更弱。湖相沉积、潮坪沉积和上三角洲平原沉积，数据点以几乎与 A-CN 线平行的趋势向 A-K 边靠近，而远离 PI-Ks 基线，有更靠近 Sm-IL 连线的趋势，这说明在化学风化时，它们的硅酸盐矿物经历了更明显的风化，斜长石的脱 Ca 和 Na 过程更为显著，但钾长石的风化仍很弱，脱 K 不明显，说明总体上还未进

入中等的化学风化阶段，仍处于化学风化的初期阶段，其化学风化产物以伊利石和蒙脱石为主，未达到以高岭石和三水铝石为主的阶段。



图中箭头指示化学风化趋势；A= Al_2O_3 ，CN= CaO^* + Na_2O ，K= K_2O ；主要元素均为摩尔比；Ka=高岭石，Chl=绿泥石，Gi=三水铝石，Sm=蒙脱石，IL=伊利石，Pl=斜长石，Ks=钾长石

图 6 ZK2 孔全新世 A-CN-K 化学风化趋势三角图
Fig. 6 A-CN-K ternary diagram of core ZK2 since the Holocene

A-CN-K 图解可以反映碱金属和 Al 的含量变化以推测经历的化学风化程度，但不能反映 Fe、Mg 等元素的迁移变化规律或风化过程。所以，根据常量元素含量表作出 A-CN-K-FM(Al_2O_3 - CaO^* + Na_2O + K_2O - FeO_T + MgO)三角图，它可以指示浅色矿物和暗色矿物的风化趋势，并反映 Fe、Mg 等其他金属元素的特征^[33]。由图 7 可见，Fe、Mg 分异程度较高，样品数据点在长石附近，由此可以推断样品的矿物含量以长石为主，并且样品点未超过图中虚线，说明总体上处于低等的化学风化程度。三角洲前缘和下三角洲平原更靠近 CNK 顶点，含有的 Ca、Na 和 K 等组成浅色矿物的元素较多，亦即是说石英、长石含量较多，说明仍处于以长石风化为主的早期阶段；而上三角洲平原、潮坪沉积和湖相沉积更靠近 FM 顶点，暗色矿物(绿泥石、角闪石、辉石和黑云母等)含量相对较多，说明风化产物中绿泥石等高等风化作用矿物含量增多，化学风化作用达到较强的阶段^[33, 36]。

综上所述，各沉积相处于化学风化的最初阶段，缺少有效的化学风化过程，遭受的化学风化程度较低。三角洲前缘和下三角洲平原沉积相中 Ca、Na 淋失严重，含量很少，而 K 基本无亏损，经历的风化作用较弱，上三角洲平原、潮坪沉积和湖相沉积含有的 Ca、Na 和 K 元素相对较少，化学风化作用较强，这

与 CIA 和 $n(\text{Na})/n(\text{K})$ 得出的结论一致。

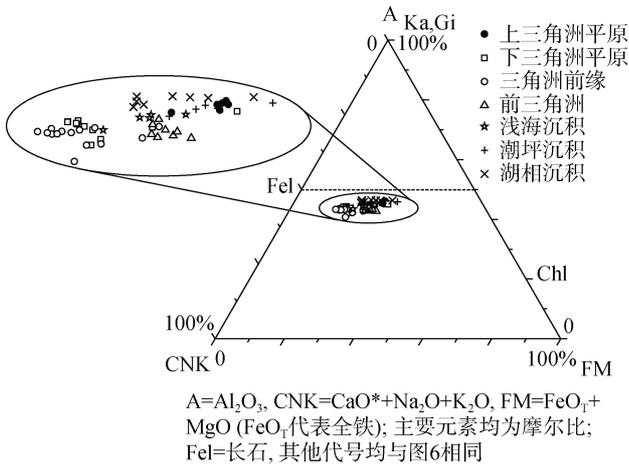


图 7 ZK2 孔全新世 A-CN-K-FM 化学风化趋势三角图
Fig. 7 A-CN-K-FM ternary diagram of core ZK2 since the Holocene

4.2 区域风化与气候

前面我们利用化学风化参数 CIA、 $n(\text{Na})/n(\text{K})$ 和 A-CN-K、A-CN-K-FM 三角形图解对辽河三角洲全新世以来的化学风化特征进行了研究，总体来说，该区域的化学风化程度大致经历了增强-最强-较强-减弱-增强的过程。11.0—8.8 cal ka BP: 湖相沉积时期，化学风化程度较高，且该时期的风化程度逐渐增强；8.8—6.9 cal ka BP: 潮坪沉积时期，风化程度基本已达到全新世时期的最强阶段；6.9—4.6 cal ka BP: 发育的沉积相有浅海沉积、前三角洲，该时期的化学风化程度有从强变弱的趋势；4.6—1.3 cal ka BP: 三角洲前缘、下三角洲平原沉积时期，此时的风化程度较低，基本属于全新世时期风化最弱的阶段；1.3 cal ka BP—至今：三角洲向前推进，形成上三角洲平原相，风化强度增强。

众所周知，化学风化程度受植被发育情况、气候、地形等多种因素影响，而其中气候因素中的降水量和温度起着至关重要的作用，一般来讲，在寒冷干燥的气候条件下，化学风化作用较弱，反之，在温暖湿润的气候条件下，化学风化作用较强^[13]。因此，深入研究一个地区所经历的化学风化程度，对了解其经历的气候转变过程有积极的意义。本文中，我们利用化学风化参数 CIA 和 $n(\text{Fe})/n(\text{Mg})$ ，与中国董歌洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 演化曲线^[5]、辽宁暖和洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线^[38] 和北半球 42°N 太阳辐射^[26] 作比较，进而了解辽河三角洲全新世以来的气候转变过程(图 8)。

从图 8 可知，辽河三角洲 ZK2 孔全新世以来的化学风化参数 CIA 和 $n(\text{Fe})/n(\text{Mg})$ 与中国董歌洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 、辽宁暖和洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 数据的波动趋势基本一致，并与其中的气候事件(编号 1、2、3、4、5)在时间尺度上有很好的对应关系，仅仅由于测年误差导致存在 100 年左右的偏差。因此，我们根据化学风化程度和石笋数据之间的对应关系，同时结合前人在该区利用孢粉数据对气候环境的研究^[23-24]，将该区全新世以来的气候变化过程分为如下五个阶段。

全新世早期(11.0—8.8 cal ka BP): 我们通常把新仙女木事件(YD)结束的时间(11.5 ka BP)作为全新世的开始，而它的结束也就意味着气温的回升。该时期的北半球夏季太阳辐射较强，夏季风增强，而中国作为季风气候区，深受夏季季风的影响，从而导致降雨量增加，并且冬季太阳辐射较弱，说明此时受干冷冬季风的影响较弱，因此该区的温度逐渐上升，化学风化程度逐渐增强，CIA 由 56.50 增长到 64.56， $\delta^{18}\text{O}$ 逐渐负偏，有孔虫丰度和简单分异度有增加的趋势，气候逐步向温湿方向发展。同时，李萍等^[24]的研究结果也是全新世的早期，气候由凉稍润向温暖稍润转变。

全新世早中期(8.8—6.9 cal ka BP): 由于该时期的北半球夏季太阳辐射依然较强，温度持续上升，石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 负偏显著，有孔虫含量继续增加。据李萍等^[24]的研究，该时期孢粉浓度明显增加，气候温暖较润，因而迎来了大暖期(8.5—3.0 ka BP)，导致此时的化学风化程度较高，CIA 平均值达到了 61.00，气候暖湿。但大量的研究证实全新世暖期并不是一个持续的暖期，这期间有多次剧烈的气候波动和寒冷事件^[23]。据中国董歌洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 数据，在 8.4—8.1 cal ka BP 期间，该地的 $\delta^{18}\text{O}$ 较高，气温较冷，而这次冷事件就是北大西洋冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的“8.2 ka BP”事件^[39-40]，受这次冷事件的影响，导致辽河三角洲全新世在 8.1—7.7 cal ka BP 期间，所遭受的化学风化程度明显降低。而随着温度的上升，海侵范围逐渐扩大，在 7 cal ka BP 左右全新世最大的海侵——盘山海侵，达到了最大规模，此时的温度最高，导致辽河三角洲在 7.2 cal ka BP 左右，化学风化达到了最大。

全新世中期(6.9—4.6 cal ka BP): 此阶段海平面继续升高直至最高海泛面，三角洲开始建造并向海推进，贝壳碎屑和有孔虫含量增加，有孔虫丰度和简单分异度较高，孢粉含量较高^[23-24]，CIA 平均值为 56.3，其风化强度依然较强，气候温湿。但该时期

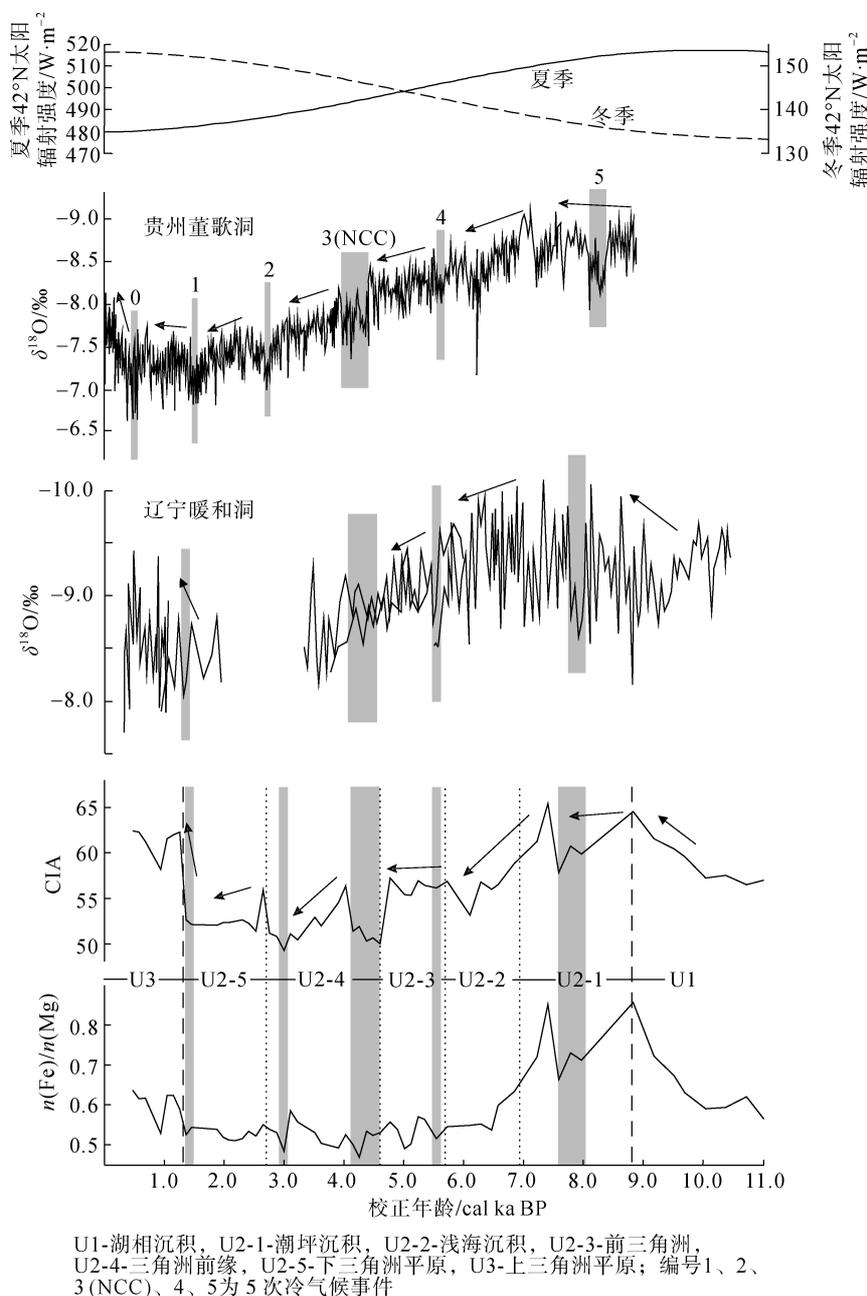


图 8 ZK2 孔全新世以来的化学风化参数与贵州董歌洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 演化曲线^[5]、辽宁暖和洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线^[38]和北半球太阳辐射曲线^[26]的比较

Fig. 8 Comparison between the chemical weathering parameters and the evolution curve of the stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ in Dongge Cave, Guizhou; ^[5] Nuanhe Cave, Liaoning; ^[38] and the northern hemisphere isolation^[26] in the ZK2 core since the Holocene

夏季太阳辐射逐渐减弱, 冬季太阳辐射增强, 温度逐渐下降, 化学风化程度有呈逐渐减弱的趋势。并且湖光岩玛珉湖的孢粉记录及磁化率等指标^[41-42]都共同指示了中全新世温度逐渐下降, $\delta^{18}\text{O}$ 值显著正偏, 气候由暖湿朝温湿方向演变, 且在 5.5 cal ka BP 左右发生了一次较弱的冷气候事件, 编号为 4。

全新世中晚期(4.6—1.3 cal ka BP): 该阶段三角

洲继续向海推进, 有孔虫丰度和简单分异度降低, 该阶段孢粉含量较上阶段明显降低^[23]。该时期夏季太阳辐射逐渐减弱, 冬季太阳辐射增强, 温度较低, 并且化学风化程度在该时期属于最弱阶段, CIA 均值降至 52.565, 气候冷干。并且据中国董歌洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 数据显示, 这期间有几次较强的气候事件, 编号分别为 1、2、3, 较强烈的是发生在 4.4—3.9 cal ka BP

期间的事件, 该事件被认为是一次全球或者至少是北半球的气候异常事件^[43]。较多的研究^[5, 44-45]认为, 该事件的结果是中国大范围、持续性的干旱, 温度下降, 而这次气候事件也导致了新石器文明(NCC)的衰落, 与辽河三角洲发生在 4.5—4.1 cal ka BP 期间化学风化程度较弱的特征相符。

全新世晚期(1.3 cal ka BP—至今): 该时期夏季太阳辐射达到最弱阶段, 但是由于当今社会人类的影响, 该时期的温度并没有持续下降, 而是有所回升, 风化程度增强, CIA 均值增至 61.29, 底栖有孔虫组合丰度和多样性略有增加, 气候温干。据中国董歌洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 数据显示, 该时期发生了一次气候事件, 编号为 0, 但是由于 ZK2 钻孔上部数据的缺失, 本文不对这次气候事件进行探讨。

总的来说, 该区的气候变化过程与本地区孢粉^[23-24]的研究结果也基本一致, 此气候变化过程为: 全新世早期(11.0—8.8 cal ka BP): 化学风化程度逐渐增强, 气候逐步向温湿方向发展; 全新世早中期(8.8—6.9 cal ka BP): 化学风化程度最强, 气候暖湿; 全新世中期(6.9—4.6 cal ka BP): 风化强度较强, 但有减弱的趋势, 气候温湿; 全新世中晚期(4.6—1.3 cal ka BP): 化学风化程度在该时期属于最弱阶段, 气候冷干; 全新世晚期(1.3 cal ka BP—至今): 气候温干, 风化程度有所增强。

5 结论

1) 指示湿润型的氧化物 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 和 MgO 变化趋势大体一致, 自下而上大致呈递增-递减-递增的特点; 而与其含量变化曲线形态相反的是 SiO_2 和 Na_2O , 它们是指示干旱型的氧化物。从而表明气候环境总体上是向湿润-干旱-湿润方向转变。

2) 利用化学蚀变指数 CIA 公式计算显示的结果是, 湖相沉积化学风化强度较强, 其 CIA 为 56.50~64.56。海相沉积中 CIA 有逐渐减小的趋势, 表明总体上化学风化强度在减弱, 具体表现为: 潮坪沉积的 CIA 为 57.73~65.40, 化学风化作用相对来说最强; 浅海沉积的 CIA 为 53.15~58.84; 前三角洲的 CIA 为 55.31~57.20; 三角洲前缘的 CIA 为 49.27~56.32, 该层位的 CIA 值在全新世地层中达到了最低; 下三角洲平原的 CIA 为 51.38~62.28。上三角洲平原的 CIA 为 58.17~62.43, CIA 变大, 化学风化强度增强。总体来说, 该区遭受的化学风化强度经历了增强—最强—较强—减弱—增强的过程。

3) 研究区遭受的化学风化作用很弱, 仅仅斜长石经历了较弱的脱 Ca 和 Na 的风化过程, 基本处于化学风化的初期阶段。三角洲前缘和下三角洲平原沉积相中 Ca、Na 淋失严重, 含量很少, 而 K 基本无亏损, 经历的风化作用较弱, 上三角洲平原、潮坪沉积和湖相沉积含有的 Ca、Na 和 K 元素相对较少, 化学风化作用较强,

4) 研究发现该区风化程度与全新世气候条件及近期人类活动增强有比较好的对应关系。全新世早期(11.0—8.8 cal ka BP): 化学风化程度逐渐增强, 气候逐步向温湿方向发展; 全新世早中期(8.8—6.9 cal ka BP): 化学风化程度最强, 气候暖湿; 全新世中期(6.9—4.6 cal ka BP): 风化强度较强, 但有减弱的趋势, 气候温湿; 全新世中晚期(4.6—1.3 cal ka BP): 化学风化程度在该时期属于最弱阶段, 气候冷干; 全新世晚期(1.3 cal ka BP—至今): 气候温干, 风化程度有所增强。

参考文献:

- [1] Davis M B, Shaw R G. Range shifts and adaptive responses to Quaternary climate change[J]. *Science*, 2001, 292(5517): 673-679.
- [2] Sandel B, Arge L, Dalsgaard B, et al. The influence of Late Quaternary climate-change velocity on species endemism[J]. *Science*, 2011, 334(6056): 660-664.
- [3] Vandergoes M J, Newnham R M, Preusser F, et al. Regional insolation forcing of late Quaternary climate change in the Southern Hemisphere[J]. *Nature*, 2005, 436(7048): 242-245.
- [4] Lin H L, Peterson L C, Overpeck J T, et al. Late Quaternary climate change from $\delta^{18}\text{O}$ records of multiple species of planktonic foraminifera: high-resolution records from the Anoxic Cariaco Basin, Venezuela[J]. *Paleoceanography*, 1997, 12(3): 415-427.
- [5] Wang Y, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate[J]. *Science*, 2005, 308(5723): 854-857.
- [6] 崔天宇, 庞奖励, 黄春长, 等. 湖北郧县瓦店黄土剖面风化特征及其对气候变化的响应[J]. *中国沙漠*, 2015, 35(3): 610-615.
Cui Tianyu, Pang Jiangli, Huang Chunchang, et al. Pedogenic characteristics of Liaowadian Holocene loess profile in the oupper Hanjiang River valley of China and its response to climate change[J]. *Journal of Desert Research*, 2015, 35(3): 610-615.
- [7] 王君兰, 李晖, 邓伟, 等. 内蒙古嘎顺诺尔湖泊沉积物磁化率与粒度的古环境意义[J]. *中国沙漠*, 2012, 32(3): 661-668.
Wang Junlan, Li Hui, Deng Wei, et al. Paleoenviron-

- mental significance of magnetic susceptibility and grain size of lake sediments from Gaxun Nur, Inner Mongolia, China[J]. *Journal of Desert Research*, 2012, 32(3): 661-668.
- [8] Miao Y F, Fang X M, Wu F L, et al. Late Cenozoic continuous aridification in the Western Qaidam Basin: evidence from sporopollen records[J]. *Climate of the Past*, 2013, 9(4): 1863-1877.
- [9] 姜修洋, 李志忠, 陈秀玲, 等. 新疆伊犁河谷风沙沉积晚全新世孢粉记录及气候变化[J]. *中国沙漠*, 2011, 31(4): 855-861.
- Jiang Xiuyang, Li Zhizhong, Chen Xiuling, et al. Late Holocene climate and environment changes inferred from pollen recorded in Takelmukul Desert in Yili Valley of Xinjiang, China[J]. *Journal of Desert Research*, 2011, 31(4): 855-861.
- [10] 陈静, 李晓, 王张华, 等. 长江三角洲 120kaB.P.以来孢粉记录反映的古气候变化及其与海平面的耦合[J]. *海洋科学*, 2009, 33(2): 68-73.
- Chen Jing, Li Xiao, Wang Zhanghua, et al. Paleoclimate and sea level fluctuations in Shanghai region: sporopollen implications during the past 120000 years[J]. *Marine Sciences*, 2009, 33(2): 68-73.
- [11] 李冠华, 夏敦胜, 柳加波, 等. 新疆塔城黄土沉积常量地球化学元素特征及其环境意义[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2013, 33(4): 183-191.
- Li Guanhua, Xia Dunsheng, Liu Jiabo, et al. Characteristics of major geochemical elements of Tacheng loess deposits in Xinjiang and its paleoenvironmental implications[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2013, 33(4): 183-191.
- [12] 张威, 董应巍, 于洋, 等. 辽南黄土化学风化特点及其环境意义[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2013, 33(5): 163-171.
- Zhang Wei, Dong Yingwei, Yu Yang, et al. Chemical weathering of the loess in the south of Liaoning Province and its implications for environmental change[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2013, 33(5): 163-171.
- [13] 谭元隆, 乔彦松, 赵志中, 等. 成都平原风尘堆积的化学风化特征及其古气候意义[J]. *地质力学学报*, 2013, 19(1): 26-34.
- Tan Yuanlong, Qiao Yansong, Zhao Zhizhong, et al. Chemical weathering characteristics and Paleoclimatic significance of the eolian deposits in Chengdu Plain[J]. *Journal of Geomechanics*, 2013, 19(1): 26-34.
- [14] 凌超豪, 龙进, 贾玉连, 等. 赣北鄱阳湖地区土塘剖面第四纪红土地球化学特征及古气候意义[J]. *古地理学报*, 2015, 17(5): 699-708.
- Ling Chaohao, Long Jin, Jia Yulian, et al. Geochemical characteristics and palaeoclimate significance of the Quaternary laterite of Tutang section in Poyang Lake region, northern Jiangxi Province[J]. *Journal of Palaeogeography*, 2015, 17(5): 699-708.
- [15] Nesbitt H W, Young G M, McLennan S M, et al. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies[J]. *Journal of Geology*, 1996, 104(5): 525-542.
- [16] 操应长, 宋玲, 王健, 等. 重矿物资料在沉积物物源分析中的应用: 以澜西南凹陷古近系流三段下亚段为例[J]. *沉积学报*, 2011, 29(5): 835-841.
- Cao Yingchang, Song Ling, Wang Jian, et al. Application of heavy mineral data in the analysis of sediment source: a case study in the Paleogene lower submember of the third member of the Liushagang Formation, Weixinan Depression[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2011, 29(5): 835-841.
- [17] 李学杰, 汪品先, 廖志良, 等. 南海西部表层沉积物碎屑矿物分布特征及其物源[J]. *中国地质*, 2008, 35(1): 123-130.
- Li Xuejie, Wang Pinxian, Liao Zhiliang, et al. Distribution of clastic minerals of surface sediments in the western China Sea and their provenance[J]. *Geology in China*, 2008, 35(1): 123-130.
- [18] 乔培军, 邵磊, 杨守业. 南海西南部晚更新世以来元素地球化学特征的古环境意义[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2006, 26(4): 59-65.
- Qiao Peijun, Shao Lei, Yang Shouye. The paleoenvironmental significance of the character of the element geochemistry in the southwestern south China Sea since late Pleistocene[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2006, 26(4): 59-65.
- [19] 赵小明, 刘圣德, 张权绪, 等. 鄂西长阳南华系地球化学特征的气候指示意义及地层对比[J]. *地质学报*, 2011, 85(4): 576-585.
- Zhao Xiaoming, Liu Shengde, Zhang Quanxu, et al. Geochemical characters of the Nanhua system in Changyang, Western Hubei Province and its implication for climate and sequence correlation[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2011, 85(4): 576-585.
- [20] 和政军, 牛宝贵, 任纪舜. 陕南山阳地区刘岭群砂岩岩石地球化学特征及其构造背景分析[J]. *地质科学*, 2005, 40(4): 594-607.
- He Zhengjun, Niu Baogui, Ren Jishun. Tectonic discriminations of sandstones geochemistry from the middle-late devonian Liuling Group in Shanyang area, southern Shanxi[J]. *Chinese Journal of Geology*, 2005, 40(4): 594-607.
- [21] 刘建峰, 李锦轶, 迟效国, 等. 内蒙古东南部早三叠世花岗岩带岩石地球化学特征及其构造环境[J]. *地质学报*, 2014, 88(9): 1677-1690.
- Liu Jianfeng, Li Jinyi, Chi Xiaoguo, et al. Petrological and geochemical characteristics of the early Triassic

- Granite Belt in southeastern Inner Mongolia and its tectonic setting[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2014, 88(9): 1677-1690.
- [22] 许坤, 石敦久, 邱开敏. 辽东湾北部晚新生代的古植被与古气候[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 1997, 17(1): 25-32.
Xu Kun, Shi Dunjiu, Qiu Kaimin. Late Cenozoic paleovegetation and paleoclimate in the north of the Liaodong Bay[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 1997, 17(1): 25-32.
- [23] 王秀玲, 介冬梅, 李瑛. 下辽河平原全新世孢粉组合与古气候演化研究[J]. *河南科学*, 2010, 28(7): 794-798.
Wang Xiuling, Jie Dongmei, Li Ying. The Holocene sporopollen assemblages and Paleoclimate evolution in the lower Liaohe Plain[J]. *Henan Science*, 2010, 28(7): 794-798.
- [24] 李萍, 徐元芹, 李培英. 辽东湾北部 LH01 孔晚更新世 24ka 以来古环境演变[J]. *海洋科学进展*, 2014, 32(1): 59-67.
Li Ping, Xu Yuanqin, Li Peiying. Evolution of paleoenvironment since late Pleistocene 24 ka of LH01 core in the northern Liaodong Bay[J]. *Advances in Marine Science*, 2014, 32(1): 59-67.
- [25] 王雪飞, 叶思源, 韩宗珠, 等. 近 33ka 以来辽河口沉积环境演变与生物硅记录[J]. *中国地质*, 2015, 42(4): 1092-1102.
Wang Xuefei, Ye Siyuan, Han Zongzhu, et al. The sedimentary environment evolution and biogenic silica records of the Liaohe Estuary since 33 ka BP[J]. *Geology in China*, 2015, 42(4): 1092-1102.
- [26] Liu J, Ye S Y, Allen L E, et al. Sedimentary environment evolution and biogenic silica records over 33, 000 years in the Liaohe delta, China[J]. *Limnology & Oceanography*, 2017, 62(2): 474 - 489.
- [27] 何磊, 叶思源, 王红霞, 等. 辽河三角洲地区 ZK2 孔晚更新世晚期以来的碎屑矿物及其物源[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2016, 36(6): 23-32.
He Lei, Ye Siyuan, Wang Hongxia, et al. Distribution of detrital minerals in the core ZK2 at the Liaohe Delta Area since Late Pleistocene: Implication for Provenance[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2016, 36(6): 23-32.
- [28] 何磊, 薛春汀, 叶思源, 等. 大凌河河口地区晚更新世晚期以来的沉积环境演化[J]. *海洋学报*, 2016, 38(5): 108-123.
He Lei, Xue Chunting, Ye Siyuan, et al. Sedimentary environmental evolution of the Dalinghe Estuary area since the Late Pleistocene[J]. *Haiyang Xuebao*, 2016, 38(5): 108-123.
- [29] 张绪良, 张朝晖, 谷东起, 等. 辽河三角洲滨海湿地的演化[J]. *生态环境学报*, 2009, 18(3): 1002-1009.
Zhang Xuliang, Zhang Zhaohui, Gu Dongqi, et al. Research on evolution of coastal wetlands in Liaohe River Delta[J]. *Ecology and Environmental Sciences*, 2009, 18(3): 1002-1009.
- [30] 金尚柱. 辽河油田浅海油气区海洋环境[M]. 大连: 大连海事大学出版社, 1996.
Jin Shangzhu. *Marine Environment in the Shallow Sea Oil-Gas Region of Liaohe Oil Field*[M]. Dalian: Dalian Maritime University Press, 1996.
- [31] He L, Xue C T, Ye S Y, et al. Holocene evolution of the Liaohe Delta, a tide-dominated delta formed by multiple rivers in Northeast China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2018, 152: 52-68.
- [32] 胡梦珺, 左海玲, 潘宁惠, 等. 中晚全新世以来玛曲高原的化学风化过程演变[J]. *中国沙漠*, 2016, 36(3): 623-635.
Hu Mengjun, Zuo Hailing, Pan Ninghui, et al. Evolution of chemical weathering process since the Middle-Late Holocene in the Maqu Plateau[J]. *Journal of Desert Research*, 2016, 36(3): 623-635.
- [33] Nesbitt H W, Young G M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites [J]. *Nature*, 1982, 299(5885): 715-717.
- [34] McLennan S M. Weathering and global denudation [J]. *Journal of Geology*, 1993, 101(2): 295-303.
- [35] 曹万杰, 季宏兵, 朱先芳, 等. 贵州高原地区典型风化剖面地球化学特征及其对比研究[J]. *中国岩溶*, 2012, 31(2): 131-138.
Cao Wanjie, Ji Hongbing, Zhu Xianfang, et al. Contrast of geochemical features of the typical weathered profiles in Guizhou Plateau[J]. *Carsologica Sinica*, 2012, 31(2): 131-138.
- [36] Nesbitt H W, Young G M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1984, 48(7): 1523-1534.
- [37] Nesbitt H W, Markovics G, Price R C. Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1980, 44(11): 1659-1666.
- [38] 吴江滢, 汪永进, 董进国. 全新世东亚夏季风演化的辽宁暖和洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录[J]. *第四纪研究*, 2011, 31(6): 990-998.
Wu Jiangying, Wang Yongjin, Dong Jinguo. Changes in east Asian summer monsoon during the Holocene recorded by stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ records from Liaoning Province[J]. *Quaternary Science*, 2011, 31(6): 990-998.
- [39] Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record [J]. *Nature*, 1993, 364(6434): 218-220.

- [40] Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, et al. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 2005, 233(1): 71-86.
- [41] 郭正府, 刘嘉麒, 储国强, 等. 湖光岩玛珥湖火山灰的成分及其来源[J]. *第四纪研究*, 2002, 22(3): 266-272.
Guo Zhengfu, Liu Jiaqi, Chu Guoqiang, et al. Composition and origin of tephra of the Huguangyan Maar Lake[J]. *Quaternary Science*, 2002, 22(3): 266-272.
- [42] 王淑云, 吕厚远, 刘嘉麒, 等. 湖光岩玛珥湖高分辨率孢粉记录揭示的早全新世适宜期环境特征[J]. *科学通报*, 2007, 52(11): 1285-1291.
Wang Shuyun, Lü Houyuan, Liu Jiaqi, et al. The early Holocene optimum inferred from a high-resolution pollen record of Huguangyan Maar Lake in southern China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2007, 52(11): 1285-1291.
- [43] 刘浴辉, 孙霞, 郭彩青. 中国全新世 4.2 ka BP 气候事件及其对古文明的影响[J]. *地质科技情报*, 2013, 32(1): 99-106.
Liu Yuhui, Sun Xia, Guo Caiqing. Records of 4.2 ka BP Holocene event from China and its impact on ancient civilization[J]. *Geological Science and Technology Information*, 2013, 32(1): 99-106.
- [44] Wu W, Liu T. Possible role of the “Holocene Event 3” on the collapse of Neolithic Cultures around the Central Plain of China[J]. *Quaternary International*, 2004, 117(1): 153-166.
- [45] An C B, Feng Z, Tang L. Environmental change and cultural response between 8000 and 4000 cal yr BP in the western Loess Plateau, northwest China[J]. *Journal of Quaternary Science*, 2004, 19(6): 529-535.

Chemical weathering and its implications regarding climate changes in the Liaohe Delta since the Holocene

GUO Ruo-shun^{1, 2}, YE Si-yuan^{2, 3}, HE Lei^{2, 3}, ZHAO Li-hong¹

(1. School of Earth Sciences and Engineering, Shandong University of Science and Technology, Qingdao 266590, China; 2. Key Laboratory of Coastal Wetlands Biogeosciences, China Geological Survey, Qingdao 266071, China; 3. Qingdao Institute of Marine Geology, Qingdao 266071, China)

Received: Feb. 9, 2018

Key words: the Liaohe Delta; major element; weathering parameters; chemical weathering characteristics; climate change

Abstract: In this study, we analyzed a total of 57 samples with respect to the major elements in core ZK2 in the Liaohe Delta. The results of the research reveal that the chemical weathering of the region has been generally weak and remains in the early stage, which is similar to the overall chemical weathering characteristics observed at this latitude. We categorized the paleoclimate changes of this area into five stages since the Holocene as follows: (1) the Early Holocene (11.0–8.8 cal ka BP) during which the intensity of the chemical weathering was gradually enhanced and the climate gradually transformed into warm-wet conditions; (2) the Early and Mid-Holocene (8.8–6.9 cal ka BP) during which the intensity of the chemical weathering was strongest and the climate was hot and wet; (3) the Mid-Holocene (6.9–4.6 cal ka BP) during which the intensity of the chemical weathering was strong but exhibited a weakening trend, and the climate was warm and wet; (4) the Middle and Late Holocene (4.6–1.3 cal ka BP) during which the intensity of the chemical weathering was weakest and the climate turned cold and dry; and (5) the Late Holocene (1.3 cal ka BP–present) during which the climate was warm and dry with an enhancing intensity of the chemical weathering. In general, the climate change process reflected by the major elements in this area is consistent with the stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ curve, which indicates that the major elements have a certain role in the inversion process of climate change.

(本文编辑: 刘珊珊)