



新疆果子沟埃迪科拉纪冰碛岩沉积环境

丁海峰, 马东升*, 姚春彦, 舒良树

内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学地球科学与工程学院, 南京 210093

* 联系人, E-mail: dongsma@public1.ptt.js.cn

2009-02-24 收稿, 2009-06-02 接受

国家重点基础研究发展计划资助项目(编号: 2007CB411301)

摘要 西天山赛里木湖南缘果子沟剖面出露了新疆新元古代一套较完整的冰碛沉积, 称为塔里萨依组, 以往研究程度较差。根据前人的化学地层学年龄数据及该组的层位和区域对比, 塔里萨依组应属于埃迪科拉纪冰期沉积。对该区埃迪科拉纪塔里萨依组冰碛岩剖面进行的地球化学研究, 揭示了该区埃迪科拉纪晚期所处的大地构造背景和沉积环境特征, 初步恢复了当时古气候特点并与同时代其他地区进行对比。采自果子沟冰碛岩剖面样品的 Si, K, Na 和 Al 氧化物及其比值表明, 该地区逐渐从构造活动区域演变为较为埃迪科拉纪稳定的被动大陆边缘环境; CIA 值及 A-CN-K 图解表明, 该地层属于同一冰期中的不同沉积阶段, 经历了较为寒冷的中低程度的化学风化作用; 分别在剖面顶、底部出现的 TOC 以及 V/Cr, Ni/Co 和 U/Th 比值突变, 反映了冰川开始和结束时出现的生物生产率和氧化还原条件的急剧变化。

关键词
果子沟
埃迪科拉
冰碛岩
地球化学
沉积环境

新元古代期间广泛出露的冰川沉积及其上覆突然出现的碳酸盐岩盖帽指示了气候的振荡突变^[1,2], 与Rodinia超大陆的裂解、埃迪科拉生物大辐射以及寒武纪生命大爆发等具有密切关系, 是前寒武纪研究的重要内容。尤其是Hoffman等人^[1,2]提出“雪球地球”模式假说之后, 有关新元古代冰川活动前后的气候环境变化以及其对现代地球气候演化的指示意义等成为全球古环境研究的前沿和热点领域。

新元古代期间地球上到底发生了几次全球性冰期一直是研究的重点内容, 现在普遍将结束于 635 Ma^[3]的Marinoan冰期认为是最后一次全球对比性冰期。而在埃迪科拉纪(635~542 Ma, 相当于我国震旦纪)是否存在具有全球对比性的冰川活动, 即是否存在Post-Marinoan冰期逐渐受到更多的关注^[4,5]。

新元古代冰期时古环境变化的研究重点和进展主要集中在地层碳同位素, 即冰川沉积产物——冰碛岩之后的碳酸盐岩盖帽的无机碳同位素, 以及冰川沉积的地层学、古生物学、沉积学和古地磁等方面

^[4,6-9]。因为冰碛岩及间冰期沉积的碎屑岩中碳酸盐含量常很低, 所以研究难度较大, 研究相对较少。但另一方面, 冰碛岩具有分选差和化学分化较弱的特点, 适宜用来判别物源区性质^[6,10-14], 而间冰期泥质产物含有较高的微量元素, 可用于指示古气候及沉积环境等条件^[15-19], 因此对冰碛岩及间冰期沉积中的细碎屑岩进行元素地球化学研究具有重要的意义。

我国新疆地区新元古代冰川沉积主要分布在塔里木盆地北东缘的库鲁克塔格地区、伊犁地区以及甘新交界的北山一带、塔里木盆地西北缘的阿克苏-乌什地区和塔里木盆地西南缘的新藏公路叶尔羌河一带(西昆仑山北坡)。目前对库鲁克塔格和阿克苏-乌什地区的新元古代冰川沉积已有一些研究^[4,9,18,20-23]。本次研究区位于伊犁地区果子沟, 其埃迪科拉纪塔里萨依组冰碛岩剖面属于Post-Marinoan冰期, 出露比较完整, 研究程度相对较低, 有关地球化学研究尚未见报道。本文将提供该区埃迪科拉纪冰碛岩剖面的地球化学数据, 并据此对冰川发生时的构造背景、

引用格式: 丁海峰, 马东升, 姚春彦, 等. 新疆果子沟埃迪科拉纪冰碛岩沉积环境. 科学通报, 2009, 54: 3726~3737

Ding H F, Ma D S, Yao C Y, et al. Sedimentary environment of Ediacaran glacial diamicite in Guozigou of Xinjiang, China. Chinese Sci Bull, 2009, 54: 3282-3294, doi: 10.1007/s11434-009-0443-5

古化学风化作用和沉积环境等进行讨论。

1 地质背景

果子沟-科古尔琴山地区属于伊犁地块北缘的别珍套-汗吉尔晚古生代沉积构造区 [24]，该区地层主要出露有奥陶系、寒武系、埃迪科拉系和青白口系，并呈一向斜分布。埃迪科拉系顶部塔里萨依组与下寒武统磷矿沟组磷块岩、碳酸盐岩呈平行不整合接触；埃迪科拉系底部与青白口系不整合接触，青白口系为一套巨厚的滨海-浅海相碳酸盐和陆源碎屑岩。

出露于果子沟-科古尔琴山地区的新元古界自下而上可划分为 6 组，即库鲁铁列克提组、吐拉苏组、别西巴斯套组、喀英迪组、塔尔恰特组、塔里萨依组 [25-29]，包括了 3 套新元古代冰川沉积(图 1)，即库鲁铁列克提组、别西巴斯套组和塔里萨依组。其中库鲁铁列克提组、吐拉苏组、别西巴斯套组主要分布在科古尔琴山一带，而喀英迪组、塔尔恰特组和塔里萨依组则主要分布在赛里木湖南缘的果子沟地区。王景斌等人 [28] 曾将果子沟地区的冰成沉积命名为“凯拉克提群”塔里萨依组，属于 Post-Marinoan 冰期产物，与新疆库鲁克塔格地区埃迪科拉系最顶部汉格尔乔

克组冰碛岩层相对应，并将科古尔琴山地区的冰成沉积命名为“科古尔琴”群，包含别西巴斯套组和库鲁铁列克提组，属于果子沟冰碛岩下部的早期冰期产物，分别与 Sturtian 和 Marinoan 冰期相对应。间冰期岩性组主要为粉砂岩、泥质粉砂岩、砂岩、硅质灰岩等。

有关果子沟地区新元古代冰川沉积的时代的报道，除了具有 3 套可与库鲁克塔格地区相对比的冰成沉积和普遍含有相当于埃迪科拉纪的微古植物组合外，还有其上覆的下寒武统磷矿沟组产有早寒武世中晚期的 3 叶虫 Redlichiids、海绵骨针及小壳化石 Hyolithes sp., Cambroclavus sp. 等 [27]。在塔尔恰特组泥质粉砂岩中获得的 Rb-Sr 全岩等时线年龄为 (640 ± 33) Ma [27]，表明上覆的塔里萨依组冰成沉积应属于 Post-Marinoan 冰期的产物。

2 样品采集与分析方法

埃迪科拉系塔里萨依组实测地球化学剖面全长 705 m (图 2)，共采集样品并化学分析 23 处(图 3, 4)。出露于果子沟的塔里萨依组剖面由 6 个岩性段组成，包括埃迪科拉纪的 3 个冰碛岩岩性段夹 2 个粉砂岩-

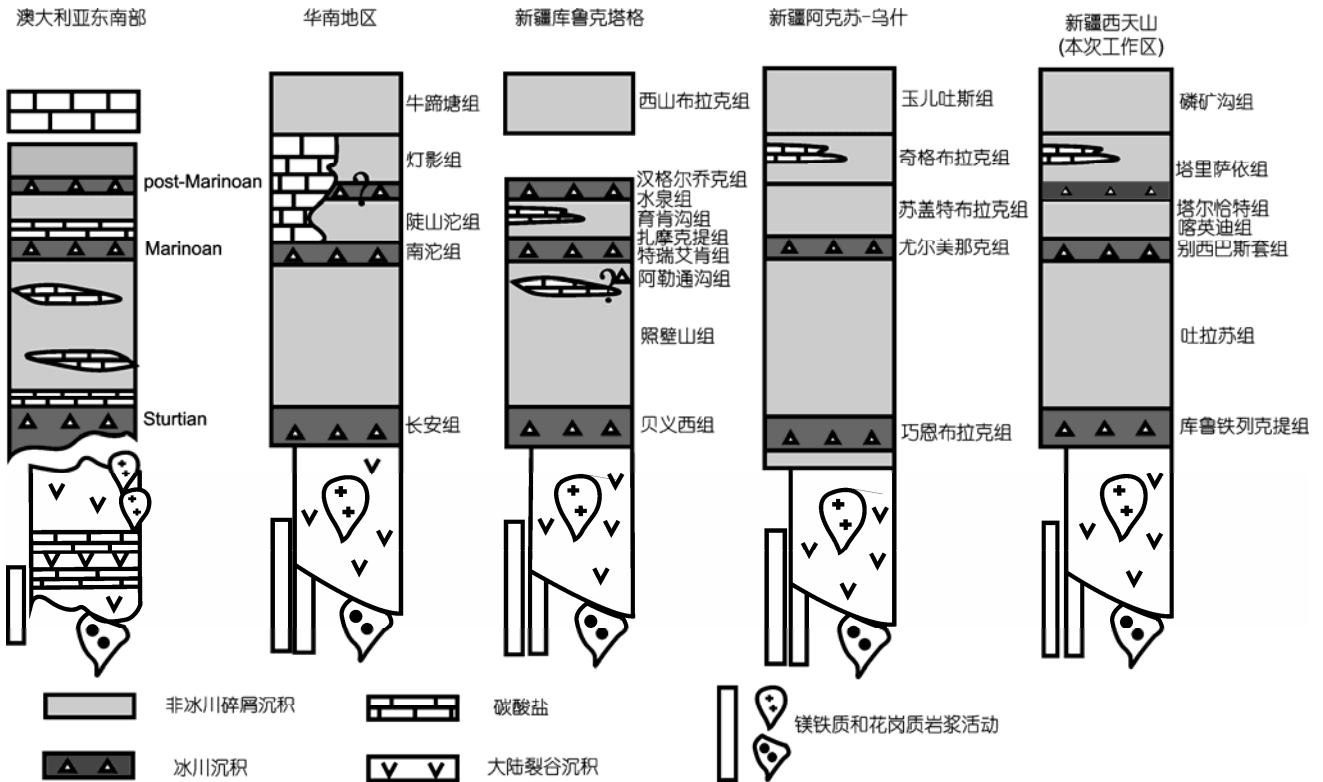


图 1 西天山果子沟地区新元古代地层对比图

据文献 [25, 27, 30] 修改

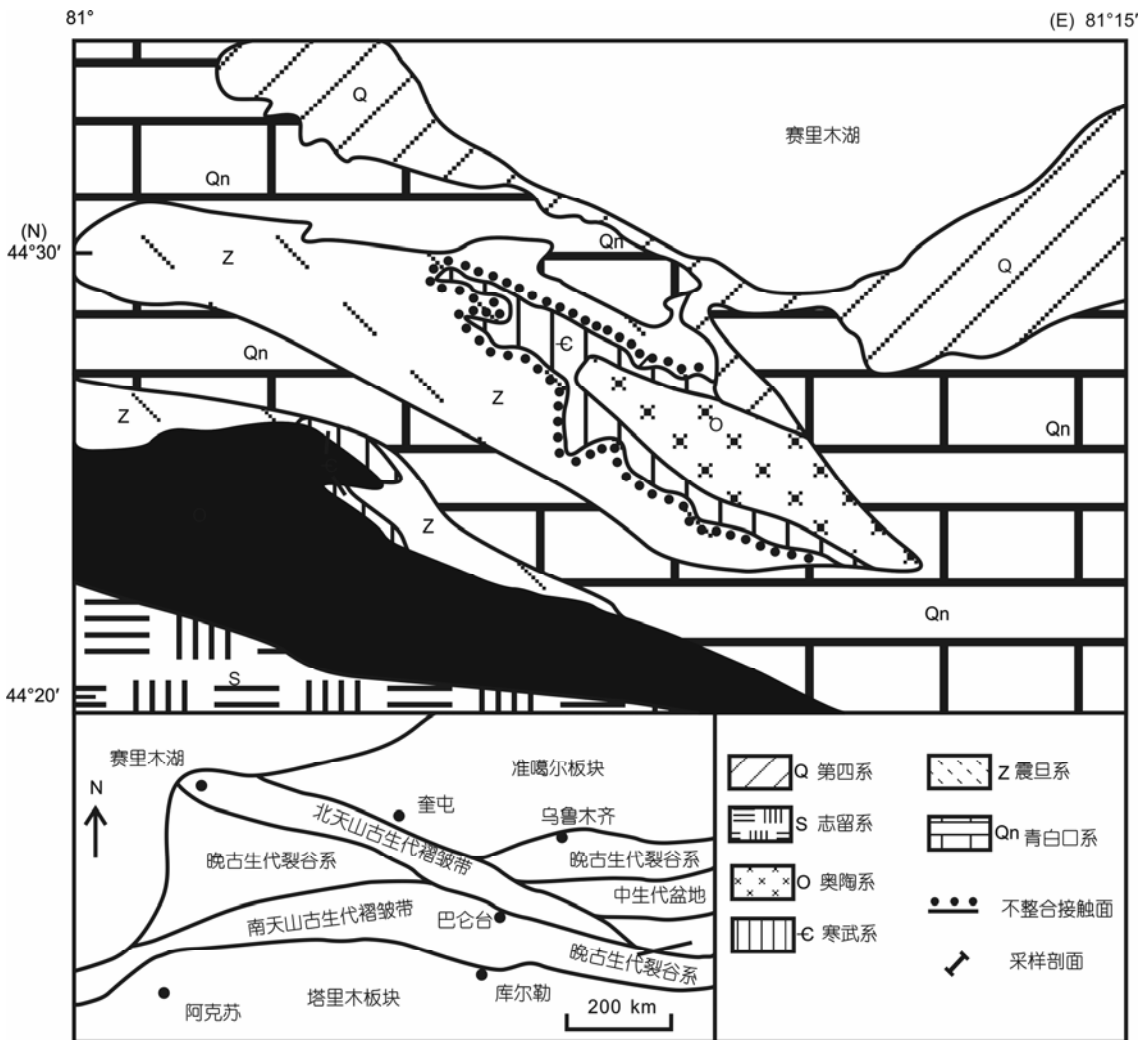


图2 工作地区地质简图

泥质粉砂岩段以及下寒武统的 1 个碎屑白云质灰岩段，即塔里萨依组自下而上由冰 1，粉 1，冰 2，粉 2 和冰 3 五个岩性段组成(图 4)。剖面底部的冰 1 层与下伏塔尔恰特组粉砂岩-泥质粉砂岩呈断层接触；剖面顶部灰岩样品为下寒武统的碎屑白云质灰岩，与塔里萨依组上部冰 3 地层呈平行不整合接触。值得注意的是冰砾岩砾石中火山岩砾石较坚硬而磨圆度较好，灰岩等硬度小，却多带棱角，这可能与砾石物质来源远近有关。而粉砂岩-泥质粉砂岩段可见微层理，并且发生颜色变化，红色与绿色相间，表明沉积过程中有环境冷暖或氧化还原条件的变化。采样点位置及岩性描述见图 4。

() 样品预处理。在室内先对冰砾岩进行粗碎，挑去砾石后过 2 mm 筛，选取基质部分；对粉砂岩-泥

质粉砂岩则直接选取新鲜样品。样品在研磨前用去离子水清洗，清洗之后用玛瑙研钵研磨到 200 目粉末准备做化学分析用。

() 元素分析。常量元素在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室用 ICP-AES 仪器测定。主要步骤为：(1) 准确称取 200 目样品粉末 0.1000 g；(2) 准确称取 0.125 g 四硼酸锂，与岩石样品混合在玛瑙研钵中磨均匀；(3) 将混合样品放入石墨坩埚中，放入马沸炉加热到 1000 后加热 15 min；(4) 待坩埚冷却后，取出坩埚内样品熔体柱，加入 10% 的盐酸溶解；(5) 待样品充分溶解后定溶到 100 mL；(6) 搅拌均匀后送入电感耦合等离子光谱 ICP-AES 进行测试。测试误差在 2% 以内。

微量及稀土元素在南京大学内生金属矿床成矿



图 3

(a)~(c)分别为冰 1、冰 2 和冰 3 层冰碛沉积, (d)为剖面夹于冰碛岩层中的粉砂岩-泥质粉砂岩

机制研究国家重点实验室用 HR/ICP-MS 仪器测定。主要步骤为: (1) 准确称取 50 mg 200 目粉末样品放入洗净并风干的 Teflon 溶样罐进行溶样; (2) 加入 1 mL HF 后加热至 150 °C 蒸干, 以除去样品中的 Si; (3) 加入 1.0 mL HF 和 0.6 mL HNO₃ 后, 把 Teflon 溶样罐置于钢套内, 加热至 190 °C 并保持温度 96 h 以上, 然后, 打开溶样罐, 蒸发溶液至乳滴状, 以便除去样品中过量的 HF; (4) 再加入 1 mL 浓硝酸并加热蒸发至乳滴状(重复此过程两次); (5) 继续加入 1.6 mL HNO₃ 后, 在 140 °C 条件下保温 3~5 h; 冷却后将样品溶液转移到 50 mL 的离心管中, 最后在离心管中加入 1 mL 500 ppb 的 Rb 内标, 稀释至 50 mL 刻度; (6) 搅拌均匀后送入电感耦合等离子质谱(HR/ICP-MS)进行测试。测试误差在 5% 以内。

() 有机碳分析。有机碳含量(TOC)在中国科学院南京地理与湖泊研究所用 FLASH EA1112 型元素分析仪测定。主要步骤为: 先将 200 目样品粉末加入 1 mol/L 的盐酸搅拌, 并置于 50 °C 水浴 48 h(其间重复加盐酸 2 次), 直至不再有反应, 然后将样品用纯水洗至中性, 烘干后用玛瑙研钵重新研磨到 200 目, 送至元素分析仪分析。测试误差在 0.2% 内。

3 分析结果与讨论

根据所得到的地球化学数据(表 1, 2), 对埃迪科拉系塔里萨依组陆源碎屑沉积的构造背景、化学风化以及沉积环境进行了研究, 并与其他地区的冰碛岩进行了对比, 以探讨冰期沉积与该区地质及古环境演化的关系。由于剖面顶部下寒武统白云质灰岩中碳酸盐含量较多, 容易影响构造背景及风化作用的分析, 因此, 在对于构造背景及 CIA 的分析中不包括灰岩样品。

3.1 沉积构造背景

在 K₂O/Na₂O-SiO₂ 模式图(图 5)中, 剖面样品大部分都投影在被动大陆边缘区域, 说明沉积期间的物源及沉积构造背景应比较稳定, 只有冰 1 岩性段的样品落入主动大陆边缘范围, 可能表明冰碛沉积初期携带了更早期未定时代的活动大陆边缘碎屑。然而, 其整体结果与有关温泉-达巴特一带的陆壳基底组成和演化的研究结论^[29]以及 Rodinia 裂解的大地构造背景是相吻合的, 即在埃迪科拉纪早期, 赛里木湖以北的温泉-达巴特一带的陆壳基底逐渐抬升形成地背斜^[24], 而其南缘, 即果子沟地区, 则演化为接受陆源沉积的被动大陆边缘。

表1 赛里木湖南缘果子沟地区埃迪科拉系塔里萨依组冰碛岩剖面样品常量元素分析数据(wt%)

	岩性	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	烧失量	Σ
SLM4-1	白云质灰岩	33.34	0.26	3.53	1.02	0.88	0.09	8.04	25.11	0.61	0.82	0.29	25.81	99.8
SLM4-2	白云质灰岩	33.46	0.25	3.34	0.82	1.21	0.13	8.35	24.17	0.43	0.92	0.22	26.84	100.14
SLM4-3	白云质灰岩	31.83	0.25	3.11	0.78	1.09	0.11	8.25	25.36	0.36	0.84	0.34	27.64	99.96
SLM4-4	杂砾岩基质	58.54	0.55	5.59	1.62	1.64	0.11	6.19	9.31	0.37	1.41	0.27	14.18	99.78
SLM4-5	杂砾岩基质	66.49	0.73	8.62	2.1	2.34	0.08	3.71	4.59	0.63	2.11	0.27	8.55	100.22
SLM4-7	粉砂岩-泥质粉砂岩	59.68	1.46	14.93	4.31	3.72	0.07	2.4	2.28	0.94	3.81	0.36	5.67	99.63
SLM4-8	粉砂岩-泥质粉砂岩	60.84	1.39	12.42	6.26	2.3	0.07	2.76	2.78	0.68	3.83	0.27	6.49	100.09
SLM4-10	粉砂岩-泥质粉砂岩	59.52	1	14.17	2.42	2.07	0.13	3.34	4	2.51	3.38	0.21	7.51	100.26
SLM4-11	粉砂岩-泥质粉砂岩	54.32	1.19	13.26	6.23	2.39	0.12	3.83	4.74	0.61	4.48	0.25	8.86	100.28
SLM4-13	粉砂岩-泥质粉砂岩	65.02	1.07	12.14	1.77	2	0.08	2.79	3.57	1.07	3.57	0.25	6.5	99.83
SLM4-14	杂砾岩基质	53.45	1.37	10.43	0.98	1.97	0.16	5.7	8.29	1.32	2.83	0.39	13.04	99.93
SLM4-15	杂砾岩基质	52.37	0.95	9.6	3	5.1	0.11	5.34	7.38	0.98	2.18	0.4	12.42	99.83
SLM4-16	杂砾岩基质	61.03	1	9.95	3.06	2.5	0.1	3.87	5.76	0.92	2.92	0.39	8.76	100.26
SLM4-17	杂砾岩基质	66.38	1.27	10.9	3.78	4.95	0.06	2.39	1.91	1.31	2.4	0.46	4.16	99.97
SLM4-18	杂砾岩基质	64.67	1.1	9.22	2.98	2.03	0.1	3.56	4.95	0.71	2.48	0.51	7.74	100.05
SLM4-19	杂砾岩基质	63.55	0.63	5.76	2.56	1.14	0.17	4.42	8.44	0.39	1.4	0.42	11.34	100.22
SLM4-20	粉砂岩-泥质粉砂岩	66.93	0.95	9.37	3.08	2.99	0.12	1.89	4.77	1.51	1.36	0.35	6.57	99.89
SLM4-21	粉砂岩-泥质粉砂岩	65.71	1.6	13.66	2.84	4.98	0.02	1.75	0.86	0.93	3.45	0.56	3.5	99.86
SLM4-23	粉砂岩-泥质粉砂岩	71.12	1.68	12.46	2.91	1.95	0.01	1.55	0.71	1.16	3.25	0.47	2.77	100.04
SLM4-25	粉砂岩-泥质粉砂岩	59.59	1.22	13.76	3.91	7.27	0.06	2.91	1.61	0.94	1.88	0.34	6.24	99.73
SLM4-26	杂砾岩基质	77.91	0.34	9.99	2.24	2.4	0.04	1.19	0.12	2.33	0.79	0.1	2.73	100.18
SLM4-27	杂砾岩基质	56.74	0.79	20.64	3.6	0.87	0.62	1.35	1.45	1.75	2.23	0.31	9.47	99.82
SLM4-28	杂砾岩基质	62.05	0.86	16.23	4.01	1.97	0.06	1.76	1.54	1.72	2.65	0.29	6.57	99.71

表2 赛里木湖南缘果子沟地区埃迪科拉系塔里萨依组冰碛岩剖面样品分析数据

	岩性	V/ppm	Cr/ppm	Co/ppm	Ni/ppm	Th/ppm	U/ppm	U/Th	V/Cr	Ni/Co	K ₂ O/Na ₂ O	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	K ₂ O/ Al ₂ O ₃	CIA	ICV	TOC(%)
SLM4-1	白云质灰岩	61.87	23.33	3.50	9.95	3.84	2.05	0.53	2.65	2.84	1.34	9.44	0.28			0.45
SLM4-2	白云质灰岩	69.64	28.40	5.03	43.73	3.87	2.10	0.54	2.45	8.70	2.14	10.02	0.24			0.74
SLM4-3	白云质灰岩	61.14	23.04	3.72	11.94	3.83	2.03	0.53	2.65	3.21	2.33	10.23	0.26			0.65
SLM4-4	杂砾岩基质	55.47	32.35	6.51	24.05	6.91	2.12	0.31	1.71	3.69	3.81	10.47	0.16	67.08	3.58	0.15
SLM4-5	杂砾岩基质	84.63	52.85	7.66	23.24	9.68	3.93	0.41	1.60	3.03	3.35	7.71	0.21	66.43	1.80	0.14
SLM4-7	粉砂岩-泥质粉砂岩	123.51	88.75	5.23	28.48	13.41	2.86	0.21	1.39	5.44	4.05	4.00	0.35	67.41	1.13	0.05
SLM4-8	粉砂岩-泥质粉砂岩	118.81	70.73	7.34	103.29	12.22	2.60	0.21	1.68	14.08	5.63	4.90	0.34	66.05	1.48	0.06
SLM4-10	粉砂岩-泥质粉砂岩	106.65	54.73	11.82	34.31	19.29	4.26	0.22	1.95	2.90	1.35	4.20	0.46	54.32	1.56	0.06
SLM4-11	粉砂岩-泥质粉砂岩	108.10	57.01	6.11	24.52	12.18	3.12	0.26	1.90	4.01	7.34	4.10	0.46	65.92	1.61	0.06
SLM4-13	粉砂岩-泥质粉砂岩	91.03	61.70	8.56	34.04	12.82	3.11	0.24	1.48	3.98	3.34	5.36	0.28	62.18	1.33	0.06
SLM4-14	杂砾岩基质	109.07	48.56	6.95	19.97	13.59	2.85	0.21	2.25	2.87	2.14	5.12	0.44	58.48	2.27	0.09
SLM4-15	杂砾岩基质										2.22	5.46	0.00	63.22	2.26	0.07
SLM4-16	杂砾岩基质	102.81	72.32	6.16	12.71	14.36	3.96	0.28	1.42	2.06	3.17	6.13	0.23	61.66	1.87	0.19
SLM4-17	杂砾岩基质	78.18	71.11	3.40	14.77	15.04	4.00	0.27	1.10	4.35	1.83	6.09	0.18	61.21	1.48	0.05
SLM4-18	杂砾岩基质	69.85	60.61	8.25	24.81	12.81	3.18	0.25	1.15	3.01	3.49	7.01	0.16	64.75	1.83	0.17
SLM4-19	杂砾岩基质	58.78	35.91	6.47	17.26	7.23	2.24	0.31	1.64	2.67	3.59	11.03	0.15	67.30	2.83	0.10
SLM4-20	粉砂岩-泥质粉砂岩	44.34	44.73	3.17	14.57	7.18	1.72	0.24	0.99	4.59	0.90	7.14	0.14	59.27	1.46	0.11
SLM4-21	粉砂岩-泥质粉砂岩	392.95	163.85	9.35	28.41	17.27	4.66	0.27	2.40	3.04	3.71	4.81	0.50	71.34	0.94	0.05
SLM4-23	粉砂岩-泥质粉砂岩	232.96	260.95	7.85	20.64	17.72	4.30	0.24	0.89	2.63	2.80	5.71	0.16	69.02	1.02	0.04
SLM4-25	粉砂岩-泥质粉砂岩	75.76	116.62	18.70	42.07	17.36	3.13	0.18	0.65	2.25	2.00	4.33	0.15	72.85	1.14	0.08
SLM4-26	杂砾岩基质	13.73	21.15	3.62	46.20	8.66	2.31	0.27	0.65	12.77	0.34	7.80	0.08	68.06	0.88	0.08
SLM4-27	杂砾岩基质	81.73	44.24	94.61	178.53	12.74	4.86	0.38	1.85	1.89	1.27	2.75	0.67	74.17	0.64	0.27
SLM4-28	杂砾岩基质	97.49	57.19	9.91	56.40	15.44	5.31	0.34	1.70	5.69	1.54	3.82	0.45	67.53	0.91	0.33

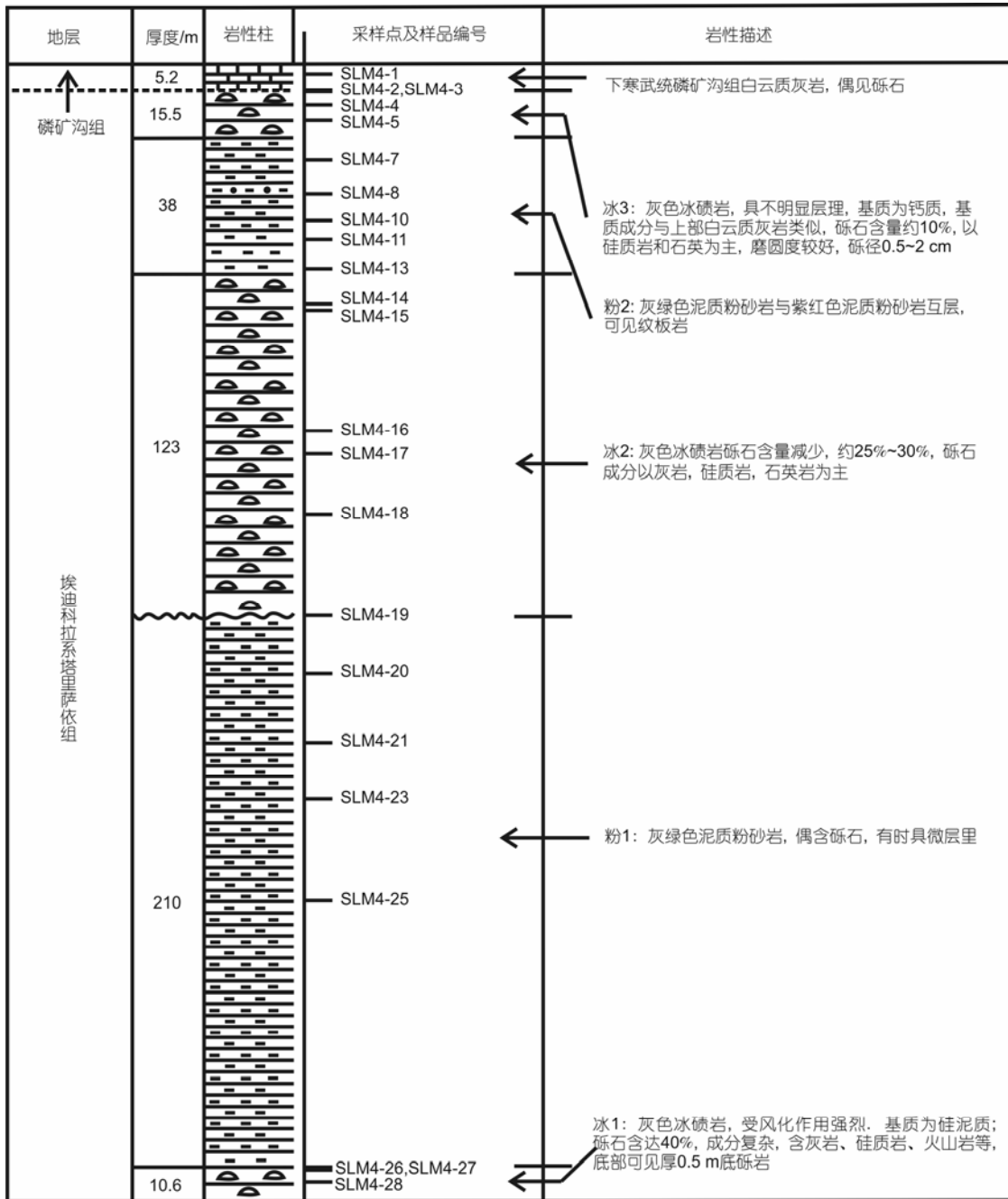


图4 塔里萨依组剖面柱状图及采样点位置

3.2 化学蚀变指数

沉积岩遭受化学风化的强度可以通过计算碱金属以及碱土金属元素之间的关系获得 [15,16]。在风化过程中, 长石是最重要的蚀源区矿物。随着风化作用增强, 长石矿物相应减少, Ca, Na和K等不稳定的碱土和碱金属离子从长石矿物中流失, 从而形成铝黏土矿物, 如蒙脱石、伊利石和高岭石等。通过化学蚀

变指数CIA(Chemical index of alteration)的计算可以定量地获得沉积物化学风化的程度 [15]:

$$CIA = \{n(Al_2O_3)/[n(Al_2O_3) + n(CaO^*) + n(Na_2O) + n(K_2O)]\} \times 100.$$

方程式中的各成分均以摩尔分数表示。其中的CaO*指岩石硅酸岩中的CaO, 除了要去除碳酸盐之外, 该值还取决于全岩的P₂O₅ 和Na₂O含量。McLennan [32]

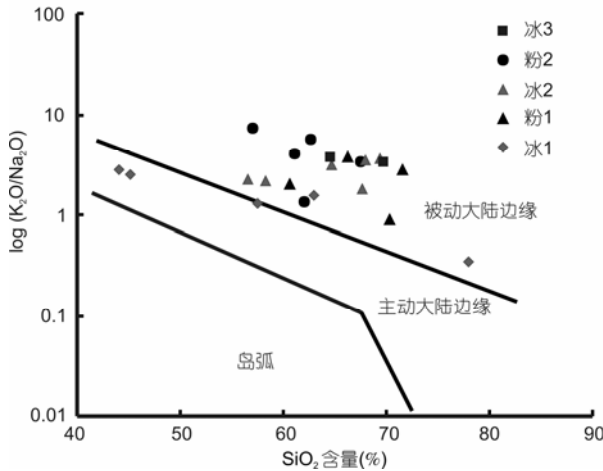


图5 K₂O/Na₂O-SiO₂关系图
据文献 [31]修改

提出, $n(\text{CaO}^*) = n(\text{CaO}) - 10 \times n(\text{P}_2\text{O}_5) / 3$, 若计算后的 $n(\text{CaO}^*) < n(\text{Na}_2\text{O})$, 则认为需要的 $n(\text{CaO}^*) = n(\text{CaO}^*)$; 若计算后的 $n(\text{CaO}^*) > n(\text{Na}_2\text{O})$, 则认为需要的 $n(\text{CaO}^*) = n(\text{Na}_2\text{O})$.

在成岩过程中, 受到普遍存在的钾交代作用的影响, 会发生例如高岭石反应转变为伊利石的成分变化, 因此需要进行钾交代作用的校正, 即 $n(\text{K}_2\text{O}^*) = n(\text{K}_2\text{O}_{\text{样品}}) - n(\text{K}_2\text{O}_{\text{加入}})$, 而 $n(\text{K}_2\text{O}^*)$ 即为校正后的 K_2O 含量, 而 CaO^* 仍指硅酸岩中的 CaO . 根据 Panahi 等人 [33]: $n(\text{K}_2\text{O}_{\text{加入}}) = [m \times n(\text{Al}_2\text{O}_3) + m \times (n(\text{CaO}^*) + n(\text{Na}_2\text{O}))] / (1 - m)$, $m = n(\text{K}_2\text{O}) / (n(\text{Al}_2\text{O}_3) + n(\text{CaO}^*) + n(\text{Na}_2\text{O}) + n(\text{K}_2\text{O}))$.

另外, 由于新元古代后沉积再循环作用对于物源成分的影响不容忽视, 这时就需要用到另一个化学指数, 即成分变异指数 (ICV, index of compositional variability). ICV 被广泛应用于判断细屑岩是代表第一次沉积的沉积物还是源于沉积再循环的沉积物. 其定义为

$$\text{ICV} = \frac{[n(\text{Fe}_2\text{O}_3) + n(\text{K}_2\text{O}^*) + n(\text{Na}_2\text{O}) + n(\text{CaO}^*) + n(\text{MgO}) + n(\text{MnO}) + n(\text{TiO}_2)]}{n(\text{Al}_2\text{O}_3)}$$

式中各成分依然以摩尔分数表示, CaO^* 仍指硅酸岩中的 CaO , K_2O^* 为校正后的 K_2O . 当细碎屑岩的 ICV 值大于 1 时, 表明其含黏土矿物较少, 属首次经历过风化剥蚀的沉积产物; 当 ICV 值小于 1 时, 则表明其含较多的黏土矿物, 曾经历过沉积再循环作用或遭受过强烈化学风化作用 [34,35]. 本次研究样品中的 ICV 值除冰 1 中 3 个样品外均大于 1, 表明样品几乎未经受过沉积再循环作用, 其 CIA 的值可以代表原始沉积

环境的真实记录.

CIA 指数被许多学者用来研究我国不同地区冰期沉积所遭受的化学风化或化学蚀变的程度 [17,18,20,36,37]. 一般认为: 炎热潮湿的热带气候条件下沉积产物的 CIA 的值介于大约 80~100; 温暖湿润气候条件下则介于 70~80 附近; 而寒冷干燥气候条件下形成的冰碛岩和冰碛物大致介于 60~70 [36]. 塔里萨依组冰碛岩基质及粉砂岩-泥质粉砂岩的 CIA 值范围为 54~74, 平均 65.8, 与西苏格兰地区 Darlradian 群冰碛岩的 CIA 值相似 [6], 表明源区经历了中-低程度的化学风化, 属于寒冷气候条件下形成的冰期产物. 其中冰碛岩基质的 CIA 值均值为 66, 粉砂岩-泥质粉砂岩的 CIA 值为 65, 前者略大于后者, 但两者相差不大, 意味着沉积其间环境气候变化不大, 说明本套地层应属于同一期不同阶段的沉积产物. 冰碛岩基质稍高的 CIA 值主要是冰 1 地层样品, 这也与前面论述沉积构造背景中冰 1 样品投影到活动大陆边缘内吻合, 说明了本剖面最早一次冰期形成时构造环境尚未稳定, 冰期前湿润气候条件下形成的化学风化程度较高的一些物质卷入了冰川混杂沉积物中. 而冰 2 地层样品基本投影在 CIA 最低值处, 说明了冰 2 冰期应为最强的一次冰期.

CIA 值同样可以在 Al_2O_3 -($\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}$)- K_2O (A-CN-K) 三角图 (图 6) 中表示. 样品点在图 6 中比较分散, 说明沉积物沉积后, 风化作用比较强烈. 在 A-CN-K

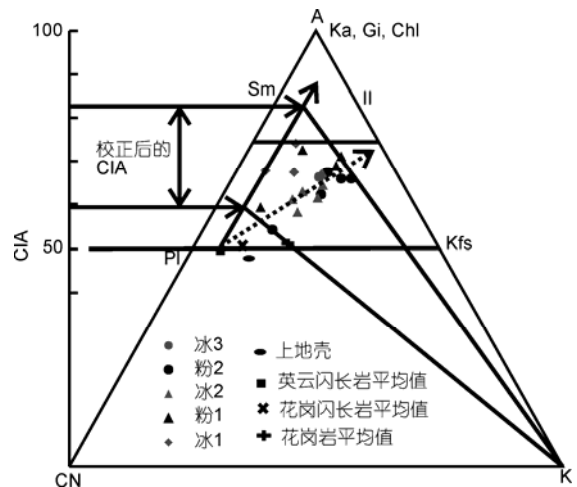


图6 塔里萨依组冰碛岩样品 A-CN-K 三角图

据文献 [38]修改. 实线箭头为样品的理想风化趋势线; 虚线箭头为实际风化趋势线; A, $n(\text{Al}_2\text{O}_3)$; K, $n(\text{K}_2\text{O})$; CN, $n(\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O})$, $n(\text{CaO}^*)$ 计算方法见正文; Ka, 高岭石; Gi, 水铝矿; Chl, 绿泥石; Sm, 蒙脱石; II, 伊利石; Pl, 斜长石; Kfs, 钾长石. 英云闪长岩、上地壳、花岗闪长岩以及花岗岩平均值据文献 [4]

图解中, 物源区新鲜未风化岩石的起点应分布于平行A-CN边的理想趋势线(图6中的实线箭头)上, 而钾交代作用则可导致实际样品风化趋势线(图6中的虚线箭头)偏离理想趋势线 [38]。根据实际趋势线亦可得到钾交代校正后的CIA值并在CIA尺度上读出。塔里萨依组样品经校正后的CIA值 58~83, 大部分样品高于加拿大安大略地区古元古代冰碛岩CIA值的范围(48~69) [38]; 与苏格兰西部地区新元古代Dalradian群冰碛岩CIA值的范围(62~80) [6]和库鲁克塔格地区汉格爾乔克组冰碛岩CIA值的范围(55~81) [20]相似。

3.3 沉积环境

样品中 CaO 和 MgO 含量呈显著正相关($R^2=0.919$), 但与其他常量元素及 REE 等却呈负相关关系, 显示出冰碛岩基质和粉砂岩-泥质粉砂岩中的碳酸盐对其他元素含量的冲淡作用。从剖面底部向顶部

CaO 和 MgO 的含量呈现增加趋势(表 1), 反映了碳酸盐的化学沉积作用逐渐增强, 直至到下寒武统出现灰岩, 也反映了海平面逐渐上升的趋势。

微量元素的研究是恢复岩石沉积环境的重要手段。特别是氧化还原敏感元素及其比值以及有机碳含量(TOC), 能够反映沉积古环境的氧化-还原条件和生物产率及有机物理埋藏量的变化。U在氧化的海水中常以 $UO_2(CO_3)_3^{4-}$ 存在, 并具有高溶解度。还原环境中 $UO_2(CO_3)_3^{4-}$ 以扩散方式从海水进入沉积物, 并还原为 UO_2 , U_3O_7 或 U_3O_8 固定在沉积物中, 造成沉积物中U的富集 [39,40]。Th在海水温度下则是一种相对惰性的元素, 通常富集在黏土碎屑中。因此, 依据U, Th行为的差异, U/Th值可以作为鉴别氧化还原环境的一个参数。通常 $U/Th > 1.25$ 代表缺氧环境, $0.75 < U/Th < 1.25$ 代表贫氧环境, $U/Th < 0.75$ 代表氧化环

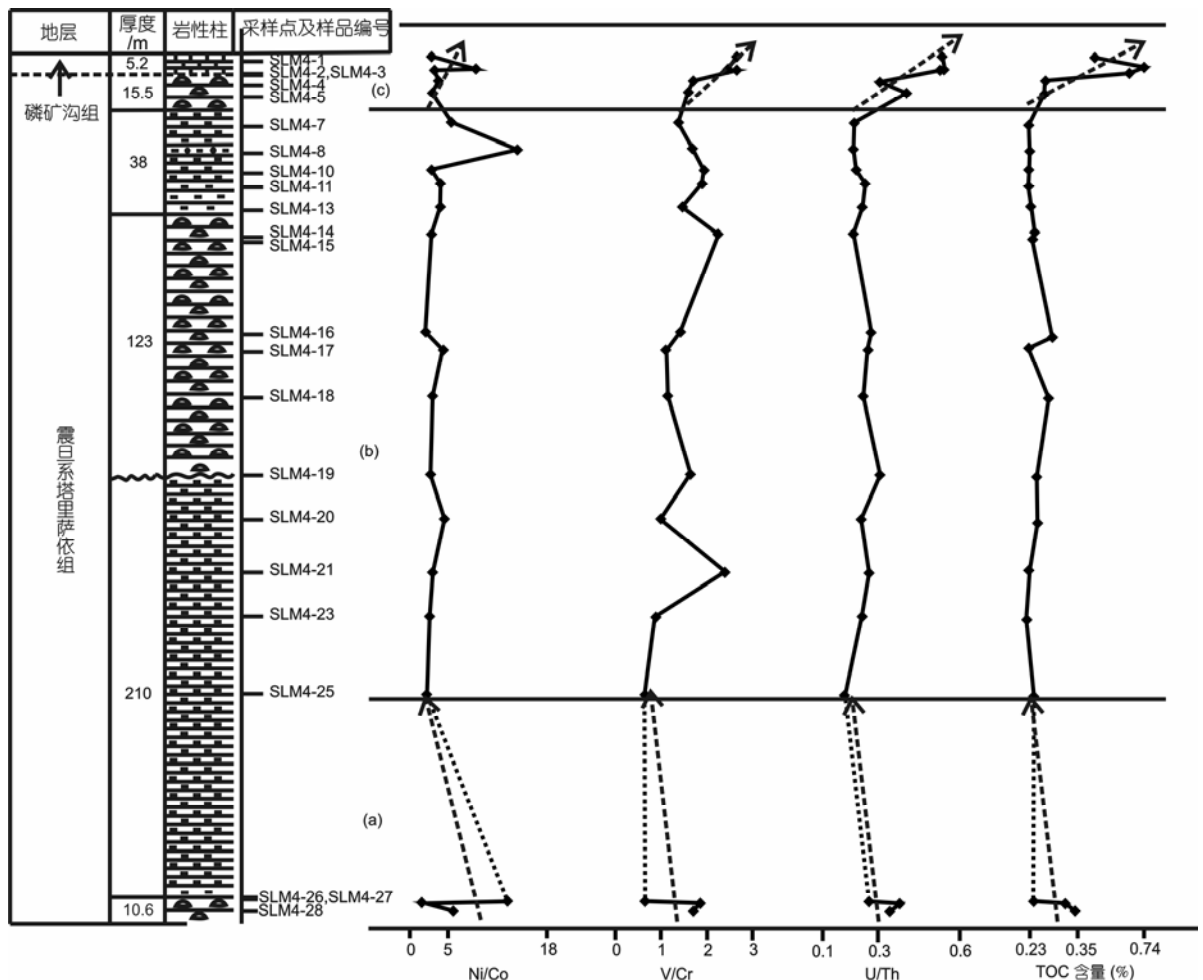


图7 剖面 TOC 及微量元素比值趋势图

SLM4-25 与 26 之间由于间隔较远采用虚线连接, 箭头虚线为各参数变化趋势

境^[39,41]。V/Cr也受泥质岩石形成的氧化还原条件影响。当V/Cr < 2时代表富氧环境, 2 < V/Cr < 4.25 指示次富氧环境, V/Cr > 4.25 代表贫氧和缺氧环境^[39]。Ni和Co虽然都在还原环境中易于富集, 但由于二者性质差异, 在氧化环境中Ni/Co < 5, 次富氧环境中 5 < Ni/Co < 7, 而Ni/Co > 7 则指示贫氧或缺氧环境^[39]。剖面岩石中的Ni/Co, V/Cr, U/Th基本上分别小于5, 2和0.75(图7), 表明塔里萨依组总体上表现为氧化的沉积环境^[42-44]。研究认为^[45-48]大规模冰期会使海洋成为水动力弱的相对封闭的沉积环境, 并且埃迪科拉时期海洋普遍存在着巨大的有机碳储库, 形成一个长期的分隔表层氧化海水与深部缺氧海水的氧化界面, 使得当时浅海及深海沉积物表现出不同的 $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{34}\text{S}$ 等稳定同位素以及氧化还原环境的特征。本剖面粉1, 粉2段岩石发育的微层理表明当时处于弱水动力的浅海沉积环境。剖面中Ni/Co, V/Cr, U/Th 3组微量元素比值分别在顶、底部急剧增高, 与样品的TOC在剖面顶底部增高的变化相一致(图7), 表明在塔里萨依组冰碛沉积的初期和结束, 分别发生过两次生物产率或碳埋藏量增加事件, 沉积环境明显变化。在剖面底部, 伴随着冰1开始到结束而进入到粉1(图7(a)), TOC含量逐渐减少, V/Cr, Ni/Co, U/Th等比值也出现变小的趋势, 可能反映寒冷环境中生物产率降低的效应。随着时间的发展, 在粉1,

冰2, 粉2(图7(b)), TOC及各微量元素比值变化不明显, 表明当时沉积环境变化不大, 属于一次较长的冰期沉积。冰3岩性段沉积结束后(图7(c)), TOC增加, 环境变暖, 生物产率或碳埋藏量增加。此时沉积物中3组微量元素比值也相应增大, 可能与冰期结束后海平面上升, 海水分层遭到破坏^[49], 深部缺氧水体与上部富氧水体混合^[50,51]形成相对还原沉积环境等过程有关。

以上分析结果表明, 果子沟地区埃迪科拉系沉积环境特征与我国华南^[48]及新疆库鲁克塔格地区^[47]埃迪科拉纪沉积环境特征相似, 以弱动力浅水条件下的氧化沉积环境为特征。

4 结论

通过上述研究获得以下初步认识:

- () 果子沟埃迪科拉纪塔里萨依组冰碛岩属 post-Marinoan 冰期, 沉积构造背景为被动大陆边缘;
- () 果子沟埃迪科拉系塔里萨依组属于一次连续冰期不同阶段的沉积产物, 沉积期间总体上应处于富氧的弱水动力的浅水沉积之中, 经历了寒冷干燥的中低程度化学风化作用, 其中冰2岩性段沉积期间冰期强度最大;
- () 在剖面顶、底部出现的 TOC 和 Ni/Co, V/Cr, U/Th 比值的变化反映了冰期开始和结束时生物产率及沉积环境的急剧变动。

致谢 徐备教授、郭庆军研究员以及编委对文章的修改完善提供了许多建设性的意见, 作者特此致以衷心的感谢。

参考文献

- 1 Hoffman P F, Kaufman A J, Halverson G P, et al. A Neoproterozoic snowball earth. *Science*, 1998, 281: 1342—1346[DOI]
- 2 Hoffman P F, Schrag D P. The snowball Earth hypothesis: Testing the limits of global change. *Terra Nova*, 2002, 14: 129—155[DOI]
- 3 Kendall B, Creaser R A, Selby D. Re-Os geochronology of postglacial black shales in Australia: Constraints on the timing of “Sturtian” glaciation. *Geology*, 2006, 34: 729—732[DOI]
- 4 Xiao S H, Bao H M, Wang H F, et al. The Neoproterozoic Qurruqtagh Group in eastern Chinese Tianshan: Evidence for a post-Marinoan glaciation. *Precambrian Res*, 2004, 130: 1—26[DOI]
- 5 Chen D F, Dong W Q, Zhu B Q, et al. Pb-Pb ages of Neoproterozoic Doushantuo phosphorites in South China: Constraints on early metazoan evolution and glaciation events. *Precambrian Res*, 2004, 132: 123—132[DOI]
- 6 Panahi A, Young G M. A geochemical investigation into the provenance of the Neoproterozoic Port Askaig Tillite, Dalradian Supergroup, western Scotland. *Precambrian Res*, 1997, 85: 81—96[DOI]
- 7 Gao Z J, Qian J X. Sinian glacial deposits in Xinjiang, northwest China. *Precambrian Res*, 1985, 29(Suppl I): 143—147
- 8 Lu S N, Ma G G, Gao Z J, et al. Sinian ice ages and glacial sedimentary facies-areas in China. *Precambrian Res*, 1985, 29(Suppl I): 53—63[DOI]

- 9 Zhan S, Chen Y, Xu B, et al. Late Neoproterozoic paleomagnetic results from the Sugetbrak Formation of the Aksu area, Tarim basin (NW China) and their implications to paleogeographic reconstructions and the snowball Earth hypothesis. *Precambrian Res*, 2007, 154: 143—158[DOI]
- 10 Wronkiewicz D J, Condie K C. Geochemistry and provenance of sediments from the pongola supergroup, south-africa-evidence for a 3.0-Ga-old continental craton. *Geochim Cosmochim Acta*, 1989, 53: 1537—1549[DOI]
- 11 Frakes L A. A preliminary model for subaqueous-glacial and post-glacial sedimentation in intra-continental basins. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeocol*, 1985, 51: 347—356[DOI]
- 12 Chen B, Jahn B M. Geochemical and isotopic studies of the sedimentary and granitic rocks of the Altai orogen of northwest China and their tectonic implications. *Geol Mag*, 2002, 139: 1—13
- 13 Baroni C, Fasano F, Giorgetti G, et al. The Ricker Hills Tillite provides evidence of Oligocene warm-based glaciation in Victoria Land, Antarctica. *Global Planet Change*, 2008, 60: 457—470[DOI]
- 14 Joo Y J, Lee Y, Bai Z Q. Provenance of the Qingshuijian Formation (Late Carboniferous), NE China: Implications for tectonic processes in the northern margin of the North China Block. *Sediment Geol*, 2005, 177: 97—114[DOI]
- 15 Nesbitt H W, Young G M. Early proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of Lutites. *Nature*, 1982, 299: 715—717[DOI]
- 16 Nesbitt H W, Young G M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic-rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim Cosmochim Acta*, 1984, 48: 1523—1534[DOI]
- 17 王自强, 尹崇玉, 高林志, 等. 宜昌三斗坪地区南华系化学蚀变指数特征及南华系划分、对比的讨论. *地质论评*, 2006, 52: 577—585
- 18 刘兵, 徐备, 孟祥英, 等. 塔里木板块新元古代地层化学蚀变指数研究及其意义. *岩石学报*, 2007, 23: 1664—1670
- 19 Scheffler K, Buchmann D, Schwark L. Analysis of Late Palaeozoic glacial to postglacial sedimentary successions in South Africa by geochemical proxies—Response to climate evolution and sedimentary environment. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleocol*, 2006, 240: 184—203[DOI]
- 20 李秋根, 刘树文, 韩宝福, 等. 新疆库鲁克塔格震旦系冰碛岩的地球化学特征及其对物源区的指示. *自然科学进展*, 2004, 14: 999—1005
- 21 何秀彬, 徐备, 袁志云. 新疆柯坪地区新元古代晚期地层碳同位素组成及其对比. *科学通报*, 2007, 52: 107—113
- 22 徐备, 郑海飞, 姚海涛, 等. 塔里木板块震旦系碳同位素组成及其意义. *科学通报*, 2002, 47: 1740—1744
- 23 何金有, 徐备, 孟祥英, 等. 新疆库鲁克塔格地区新元古代层序地层学研究对比. *岩石学报*, 2007, 23: 1645—1654
- 24 新疆地质矿产局. 新疆维吾尔自治区区域地质志. 北京: 地质出版社, 1993. 1—841
- 25 刘鸿允, 等. 中国震旦系. 北京: 科学出版社, 1991. 319
- 26 高振家, 等. 新疆前寒武纪地质. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1984. 1—151
- 27 高振家, 等. 新疆北部前寒武系. 北京: 地质出版社, 1993. 1—171
- 28 王景斌, 等. 北天山西段震旦系中的冰成岩层. 见: 地质矿产部《前寒武纪地质》编辑委员会, 编. 中国晚前寒武纪冰成岩论文集. 北京: 地质出版社, 1985. 105—118
- 29 朱诚顺. 新疆赛里木湖南缘震旦纪的亚冰期与构造运动. *新疆大学学报(自然科学版)*, 1979, 1: 1—8
- 30 Li Z X, Bogdanova S V, Collons A S, et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Res*, 2008, 160: 179—210[DOI]
- 31 Roser B P, Korsch R J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ration. *J Geol*, 1986, 94: 635—650[DOI]
- 32 McLennan S M. Meathering and global denudation. *J Geol*, 1993, 101: 295—303[DOI]
- 33 Panahi A, Young G M, Rainbird R H. Behavior of major and trace elements (including REE) during Paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of an Archean granite near Ville Marie, Québec, Canada. *Geochim Cosmochim*, 2000, 64: 2199—2220[DOI]
- 34 Cullers R L, Podkovyrov V M. Geochemistry for the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: Implications for mineralogical and provenance control and recycling. *Precambrian Res*, 2000, 104: 77—93[DOI]
- 35 Cullers R L. The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic U_i group, southeastern Russia. *Precambrian Res*, 2002, 117: 157—183[DOI]
- 36 冯连君, 储雪蕾, 张同钢, 等. 莲沱砂岩—南华大冰期前气候转冷的沉积记录. *岩石学报*, 2006, 22: 2387—2393
- 37 冯连君, 储雪蕾, 张启锐, 等. 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*, 2003, 10: 539—544
- 38 Christopher M F. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 1995, 23: 921—924[DOI]
- 39 Jones B, Manning D A C. Comparison of the geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstone. *Chem Geol*, 1994, 111: 111—129[DOI]

- 40 Tribovillard N, Algeo T J, Lyons T, et al. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies—An update. *Chem Geol*, 2006, 232: 12—32[DOI]
- 41 Pattan N, Pearce N J G, Mislankar P G. Constraints in using Cerium anomaly of bulk sediments as an indicator of paleo bottom water redox environment: A case study from the Central Indian Ocean Basin. *Chem Geol*, 2005, 221: 260—278[DOI]
- 42 Hatch J R, Leventhal J S. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, USA. *Chem Geol*, 1992, 99: 65—83[DOI]
- 43 胡修棉, 王成善. 古海洋溶解氧研究方法综述. *地球科学进展*, 2001, 16: 65—71
- 44 Rimmer S M, Thompson J A, Godnight S A, et al. Multiple controls on the preservation of organic matter in Devonian-Mississippian marine black shales: Geochemical and petrographical evidence. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 2004, 215: 125—154
- 45 Hurtgen M T, Arthur M A, Suits N S, et al. The sulfur isotopic composition of Neoproterozoic seawater sulfate: Implications for a snowball Earth? *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 203: 413—429[DOI]
- 46 Gorjan P, Veevers J J, Walter M R. Neoproterozoic sulfur-isotope variation in Australia and global implications. *Precambrian Res*, 2000, 100: 151—179[DOI]
- 47 Shen B, Xiao S, Kaufman A J, et al. Stratification and mixing of a post-glacial Neoproterozoic ocean: Evidence from carbon and sulfur isotopes in a cap dolostone from northwest China. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 265: 209—228[DOI]
- 48 蒋干清, 张世红, 史晓颖, 等. 华南埃迪卡拉纪陡山沱盆地氧化界面的迁移与碳同位素异常. *中国科学D辑: 地球科学*, 2008, 38: 1481—1495
- 49 王自强, 尹崇玉, 高林志, 等. 湖北宜昌峡东地区震旦系层型剖面化学地层特征及其国际对比. *地质论评*, 2002, 48: 408—415
- 50 Brasier M D. Global ocean-atmosphere change across the Precambrian-Cambrian transition. *Geol Mag*, 1992, 129: 161—168[DOI]
- 51 Tucker M E. The Precambrian-Cambrian boundary: Seawater chemistry, ocean circulation and nutrient supply in metazoan evolution, extinction and biomineralization. *J Geol Soc*, 1992, 149: 655—668[DOI]