文章编号:1009-3850(2019)01-0050-10

黔东北地区南华系两界河组 CIA 指数特征及意义

郑 杰[1], 阳正熙[2], 刘石磊[2], 安显银[2], 桑永恒[2], 马健飞[2]

(1. 成都理工大学, 四川 成都 610059; 2. 中国地质调查局成都地质调查中心, 四川 成都 610081)

摘要:化学蚀变指数(CIA)是判断源岩风化程度的化学指标。通过分析黔东北地区苗哨溪剖面两界河组的 CIA 特征,为讨论其古气候特征提供地球化学方面的依据。结果表明,两界河组 CIA 值介于 55.48 ~ 89.33 之间,均值为 72.49,除极个别数值为 55.48、89.33 之外,其它数值皆介于 65 ~ 75 之间,指示两界河组具有温暖湿润的古气候特征。通过综合分析两界河组岩石组合、沉积构造及古气候特征,认为两界河组为间冰期沉积。在此基础上,结合最新同位素年代学数据,认为其可与富禄组中上部进行对比。

关 键 词:黔东北;南华系;两界河组;化学蚀变指数 CIA

中图分类号:P534.1 **文献标识码**:A

引言

两界河组上覆于清水江组之上,下伏于铁丝坳组之下。马国干和王砚耕在原两界河组顶部发现冰成地层,将其划出,称之为“铁丝坳组”,其下地层仍称“两界河组”[1]。本文沿用此定义。

长期以来,两界河组的古气候特征处于争论中,一部分学者认为两界河组具有冰成特征,代表冰期沉积。例如,刘巽锋等认为两界河组在整体上“具明显的冰成特点”[2];刘鸿允亦认为两界河组为冰期沉积记录,并将其与桂北长安组,黔东南乌衣组等对比[3];罗亮等认为该套地层由数个退积型副层序构成,并属于地堑盆地冰内水道沉积[4]。一些学者认为两界河组主要为间冰期沉积,王砚耕等认为两界河组整体上属重力流产物,主要为水道和道间沉积,而非冰期沉积[5];林树基等认为两界河组相当于富禄组中的一段,并认为其属于间冰期沉积[6];陈建书等认为其为间冰期沉积,属于潮坪 - 潟湖相沉积[7]。

综上所述,前人通过分析两界河组岩石学特征,得出了完全不同的古气候结论。由于对两界河组古气候特征及其是否为冰期沉积记录的认识不同,进而在区域地层对比与划分产生迥异的观点。

本文分析黔东北地区苗哨溪剖面上两界河组化学蚀变指数(CIA),为讨论该地区两界河组古气候特征提供重要依据。通过综合分析两界河组岩石组合特征及沉积结构构造,讨论其是否为冰期沉积记录。在此基础上,综合分析区域同位素年代学数据,为研究黔东北地区南华纪地层划分与对比提供依据。

收稿日期: 2018-07-08; **改回日期**: 2018-10-12

作者简介: 郑杰(1990 -),男,在读硕士研究生,矿物学、岩石学、矿床学方向。E-mail:625474145@qq.com

通讯作者: 刘石磊(1986 -),男,博士研究生,主要从事沉积学和区域地质学方面研究。E-mail:hanliliushilei@163.con

基金项目: Sturtian 冰期区域性海侵事件启动时间及其性质研究-以黔东北地区两界河组为例(41802137);及中国地质调查局项目(DD20160018)联合资助

1　区域地质背景

黔东北地区位于华南裂谷盆地西南缘(图 1)。南华纪地层作为裂谷体,呈楔状分布,自下往上依次划分为两界河组、铁丝坳组、大塘坡组、南沱组。其中,两界河组与下伏地层清水江组呈微角度不整合接触[3,9,10],其间存在 ~40Ma 的沉积间断(张予杰,待刊数据)。该组地层相当于富禄组中上部地层[11],与其上覆地层铁丝坳组为整合接触[7,10]。

研究区两界河组以砂岩为主夹白云岩透镜体、细粒杂砾岩,发育一系列向上变深的退积型副层序[4]。粒度自下而上由粗到细,砂岩层理清晰,局部发育交错层理。由于古地理位置差异,两界河组地层横向变化剧烈,地层厚度从几米至两百米不等。岩石组合变化较大,特别是杂砾岩与白云岩横向分布不稳定。

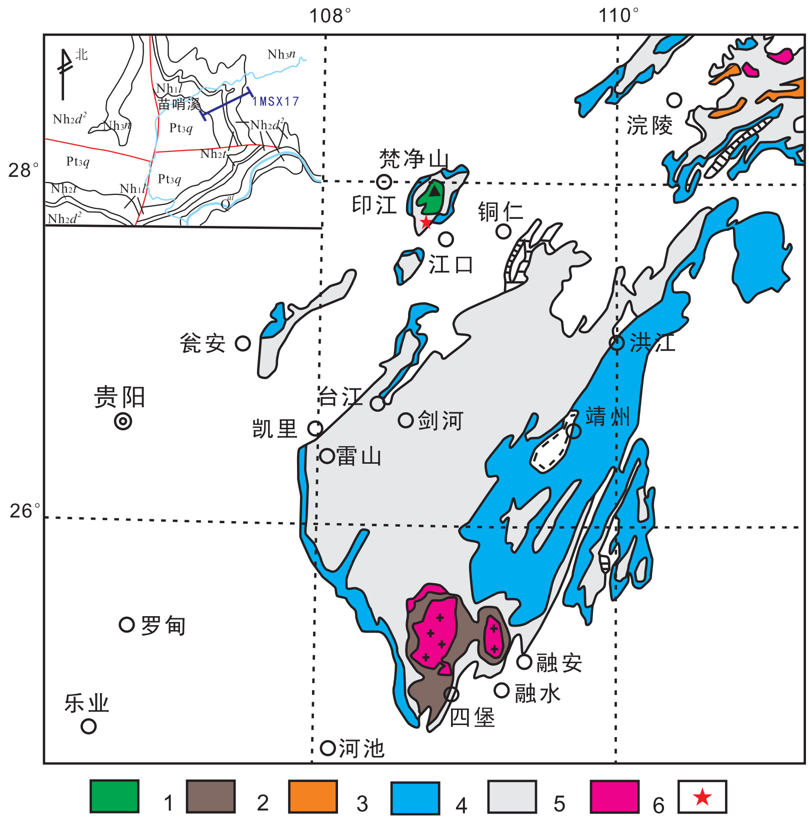

图 1　黔桂地区新元古代地层分布及取样位置(据张传恒,2009 修改[8])

1. 焚净山群;2. 四堡群;3. 冷家溪群;4. 南华—震旦系;5. 下江群;6. 花岗岩;7. 剖面位置

Fig. 1　Diagrams showing the distribution of the Precambrian strata and location of the study area

2　样品描述及分析方法

2.1　样品描述

黔东北地区苗哨溪剖面位于贵州省铜仁市江口县坝盘镇苗哨溪村(图 1),其中剖面起点坐标为 X:27°45′22.25″, Y:108°57′44.15″(GPS),H:389 m;终点坐标为 X:27°45.622′, Y:108°58.379′(GPS),H:398 m;剖面长度为 1136.3m,地层厚度为 376.57m。该剖面上南华系地层完整,且由于修路开挖,地层出露良好。

岩石类型主要为粉砂岩 - 粗砂岩,主要包括粉砂质泥岩(图 2A)、次棱角状细粒岩屑长石砂岩(图 2B)、次棱角状中粒岩屑长石砂岩(图 2C)、次棱角状粗粒岩屑长石砂岩(图 2D)、次棱角状细 - 中粒长石石英砂岩(图 2E)、次棱角状中 - 粗粒长石石英砂岩(图 2F)。其中粉砂岩、细砂岩与中粗砂岩组成向上变细的沉积序列。本文共采集 20 件主量、微量元素分析样品(图 3),样品涵盖所有两界河组岩石类型,且较均匀的分布在两界河组地层当中,最大程度上保证了取样代表性。

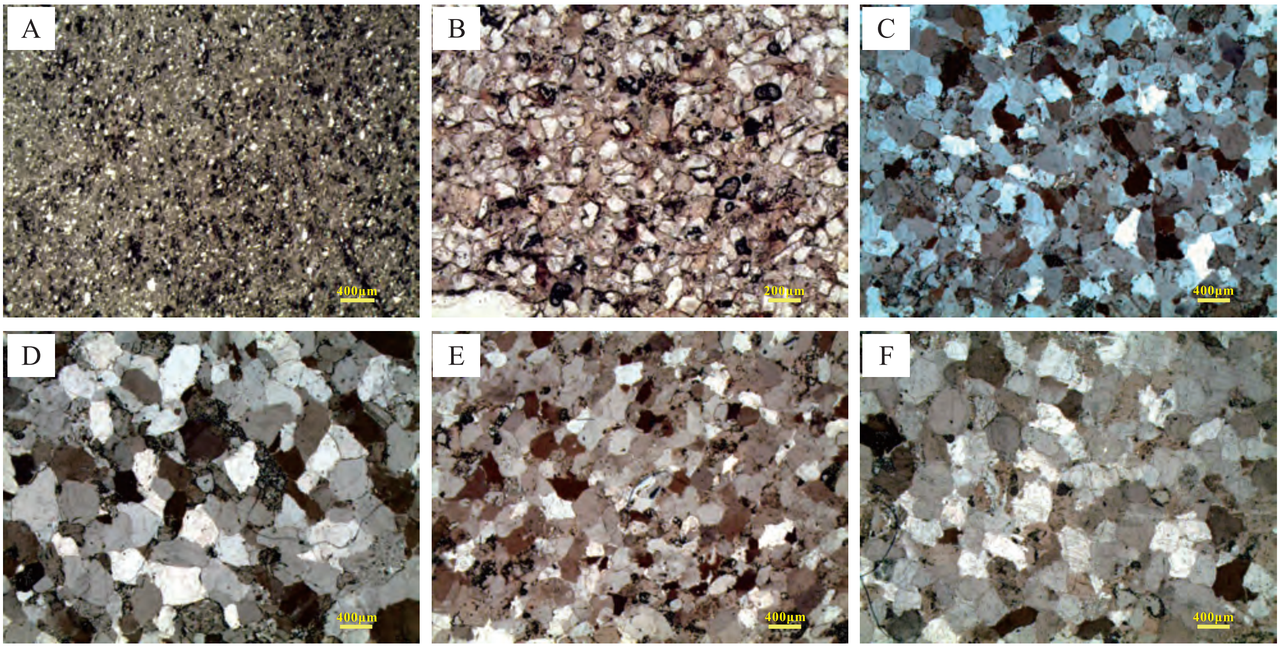

图 2　两界河组岩石类型

A. 粉砂质泥岩;B. 次棱角状细粒岩屑长石砂岩;C. 次棱角状中粒岩屑长石砂岩;D. 次棱角状粗粒岩屑长石砂岩;E. 次棱角状细 - 中粒长石石英砂岩;F. 次棱角状中 - 粗粒长石石英砂岩

Fig. 2　Rock types in the Liangjiehe Formation

为避免表生作用对样品的地球化学成分组成造成影响,本次研究中所有样品均选自剖面的新鲜岩石,并在分析测试前仔细清洗、晾干,以减少外带泥土等对测试结果产生的误差。

2.2　分析方法

主量元素分析采用 X 荧光光谱仪。分析方法为:粉碎至 0.071 mm(200 目)的样品经过称量后,加入 $Li_2B_4O_7$-$LiBO_2$ 助熔物,充分混和后,放置在自动熔炼仪中,使之在 1000℃ 以上熔融;熔融物倒出后形成扁平玻璃片,再用荷兰 PANalyticalAxio 荧光光谱仪分析。测试在中国地质调查局成都地质调查中心自然资源部沉积盆地与油气资源重点实验室完成,测试结果及 CIA、ICV 值见表 1。

3　分析结果

3.1　CIA 值计算

化学蚀变指数 CIA 的表达式为:

$CIA = Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO^* + NaO + K_2O) \times 100\%$。式中:各组分采用摩尔分数,$CaO^*$ 表示硅酸盐中 CaO 摩尔分数。对于 CaO 的计算和校正,一般用公式 $CaO^* = n(CaO)-(10/3) \times n(P_2O_5)-r \cdot n(CO_2)$,当碳酸盐矿物为方解石时,r = 1;当为白云石时,r = 0.5。但因为实际操作中碳酸盐含量难以确定,本文运用 McLennan 提出的方法对 CaO^* 进行校正:若校正后的 CaO 摩尔数小于 Na_2O 摩尔数,则采用校正后的 CaO 摩尔数作为 CaO 的摩尔数;相反,则采用 Na_2O 摩尔数作为 CaO 的摩尔数[12]。上地壳在遭受化学风化过程中,长石成为主要的母岩矿物,其中 Na、K、Ca 等碱金属以离子形式流失并形成黏土矿物(如高岭石、蒙脱石、伊利石等),该过程中,风化产物主成分 Al_2O_3 的摩尔分数将随化学风化的强度而变化,据此将碎屑岩 CIA 指数作为反映源区风化程度的指标[13]。

通常,不同的 CIA 值代表不同的气候条件。CIA 的值介于 50 ~ 100,50 代表未经风化的岩石,100 代表完全风化的岩石。CIA 值为 75 ~ 100,代表炎热潮湿的热带气候条件下的强烈风化;CIA 值在 65 ~ 75 之间,反映温暖湿润的气候条件;CIA 值在 50 ~ 65 之间反映寒冷干燥的气候条件下形成的冰碛岩和冰碛黏土。主要沉积物和矿物在某些典型气候下的 CIA 参数见表 2。

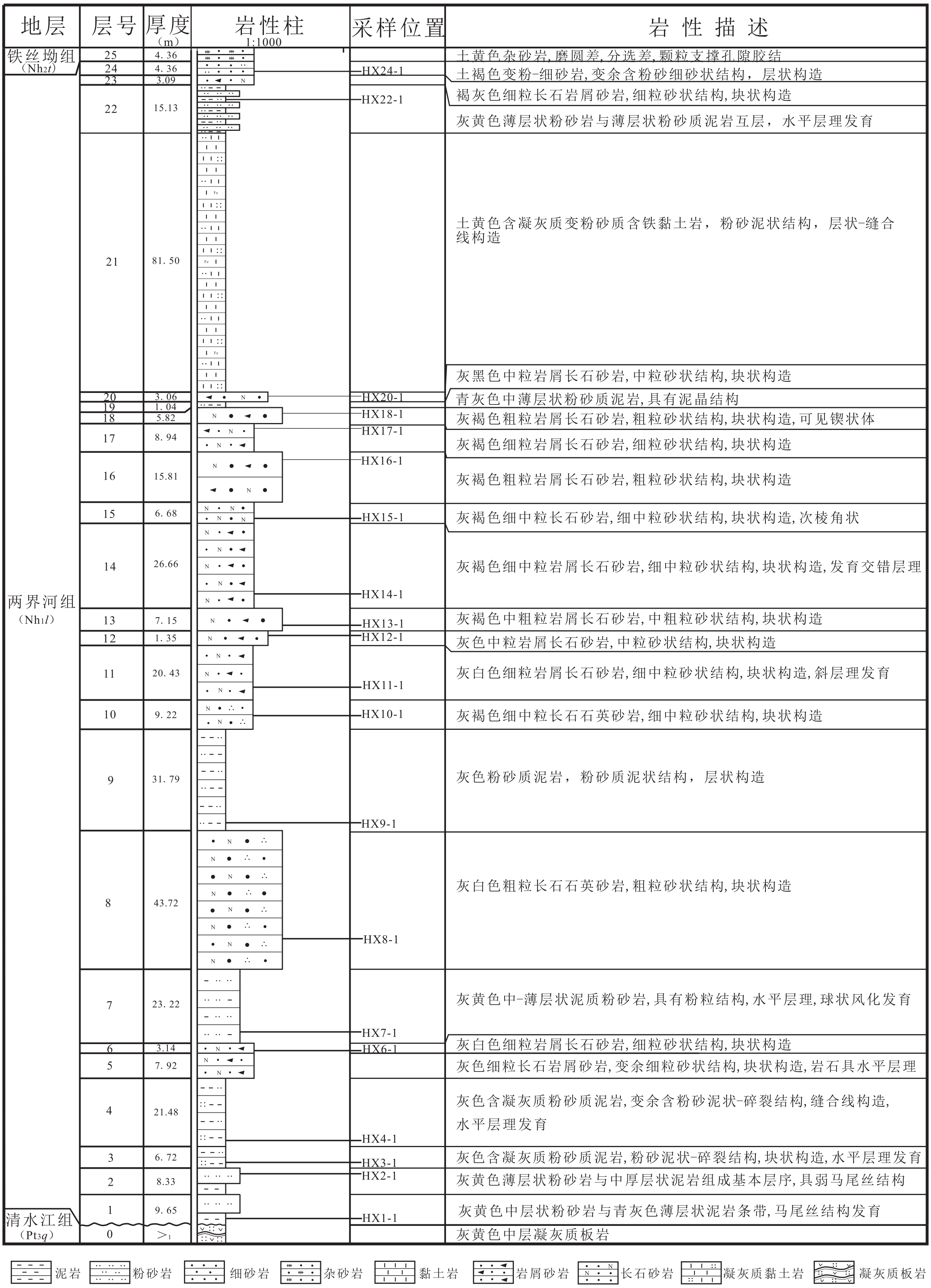

图 3　苗哨溪剖面南华系地层柱状图

Fig. 3　Column of the Nanhuan strata in the Miaoshaoxi section

表 1 苗哨溪南华系剖面样品主量元素分析及 CIA、ICV 值

Table 1 Major element analyses and the CIA and ICV values for the samples collected from the Miaoshaoxi section

送样号	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	灼失	CIA	ICV
	10^{-2}	10^{-2}	10^{-2}	10^{-2}	10^{-2}	10^{-2}	10^{-2}	10^{-2}	10^{-2}	10^{-2}	10^{-2}	10^{-2}		
1MSX17HX1-1	69.64	14.38	3.68	1.59	0.25	1.07	3.26	2.06	0.58	0.057	0.03	3.14	66.08	0.92
1MSX17HX2-1	91.64	3.79	1	0.4	0.062	0.27	0.54	0.82	0.18	0.021	0.18	1	64.92	1.02
1MSX17HX3-1	71.51	15.5	2.57	0.6	0.044	0.85	4.31	0.04	0.42	0.061	0.012	3.91	76.27	0.59
1MSX17HX4-1	64.26	19.09	3.83	0.54	0.038	0.93	5.39	0.04	0.8	0.04	0.011	4.8	76.13	0.62
1MSX17HX6-1	81.67	10	1.11	0.22	0.073	0.22	1.77	3.63	0.22	0.016	0.018	0.97	55.48	0.96
1MSX17HX7-1	70.22	15.26	3.13	0.58	0.046	1.06	4.52	0.4	0.5	0.048	0.03	4.03	72.99	0.72
1MSX17HX8-1	73.81	14.36	2.63	0.4	0.043	0.79	3.41	0.09	0.5	0.022	0.0082	3.79	78.53	0.58
1MSX17HX9-1	68.72	17.37	1.99	0.47	0.042	0.9	4.82	0.33	0.68	0.024	0.012	4.46	74.81	0.59
1MSX17HX10-1	66.31	18.97	1.41	0.6	0.054	1.31	6.37	0.04	0.42	0.036	0.063	4.22	72.82	0.63
1MSX17HX11-1	92.65	4.24	0.28	0.1	0.053	0.14	0.29	0.06	0.2	0.011	0.0092	1.95	89.33	0.31
1MSX17HX12-1	54.01	25.25	3.27	0.74	0.084	1.19	7.64	1.01	1.33	0.048	0.0091	5.14	71.42	0.67
1MSX17HX13-1	47.36	28.21	5.4	0.86	0.062	1.26	7.94	0.12	1.34	0.048	0.012	7.11	75.96	0.61
1MSX17HX14-1	49.15	27.47	4.73	0.62	0.14	1.48	8.9	0.24	1.08	0.092	0.019	5.8	72.72	0.67
1MSX17HX15-1	62.56	19.39	3	0.93	0.22	1.39	6.36	0.78	0.79	0.046	0.014	4.29	69.31	0.78
1MSX17HX16-1	50.59	27.63	2.78	0.69	0.18	1.51	9.37	0.52	1.23	0.042	0.013	5.13	70.88	0.67
1MSX17HX17-1	53.1	25.54	3.02	0.8	0.16	1.3	8.56	1.31	1.04	0.038	0.021	4.8	68.52	0.72
1MSX17HX18-1	57.06	23.96	2.72	0.71	0.076	0.98	7.37	1.35	0.73	0.031	0.014	4.7	69.82	0.65
1MSX17HX20-1	54.39	21.39	8.54	0.81	0.081	1.32	5.07	0.6	1	0.032	0.03	6.5	76.32	0.78
1MSX17HX22-1	68.26	17.1	2.24	0.54	0.097	0.88	4.64	1.34	0.72	0.038	0.02	3.93	69.75	0.70
1MSX17HX24-1	57.76	23.25	2.34	0.84	0.13	1.53	7.65	0.49	1.02	0.035	0.042	4.62	71.33	0.69

表 2 上地壳各类岩石、矿物 CIA 值[12]

Table 2 CIA values for the sedimentary rocks and minerals from the upper crust

岩石	矿物	CIA 值	气候和风化程度
平均上地壳	钠长石	50	反映寒冷干燥气候下低等风化程度
	钙长石	50	
	钾长石	50	
更新世冰碛岩基质		50 ~ 55	
更新世冰期黏土岩		60 ~ 65	
黄土		65 ~ 70	反映温暖湿润气候下中等风化程度
平均页岩	白云母	70 ~ 75	
亚马逊泥岩残留黏土	伊利石	75 ~ 85	反映炎热、潮湿的热带、亚热带气候下高等风化程度
	蒙脱石	75 ~ 85	
		80 ~ 90	
		85 ~ 100	
	绿泥石	100	
	高岭石	100	

3.2　A-CN-K 三角图解

A-CN-K(Al_2O_3-CaO^* + Na_2O-K_2O)是 CIA 指数的另一种表达形式,利用该图解可以更形象地表现 CIA 值的分布情况,并可判断样品的源岩成分和钾交代作用的特征。通常,气候因素控制着沉积物(岩石)的化学风化程度,构造因素则控制了源岩的剥蚀和供应程度。如果沉积物主元素成分变化不大或 A-CN-K 三角图解中样品点的分布区域紧凑集中,反映源岩化学风化和剥蚀的相对稳定状态。反之,如果源岩的主化学元素成分变化大而且三角图解中样品点分散且不紧凑,则表明气候和构造环境都处在非稳定状态[14]。

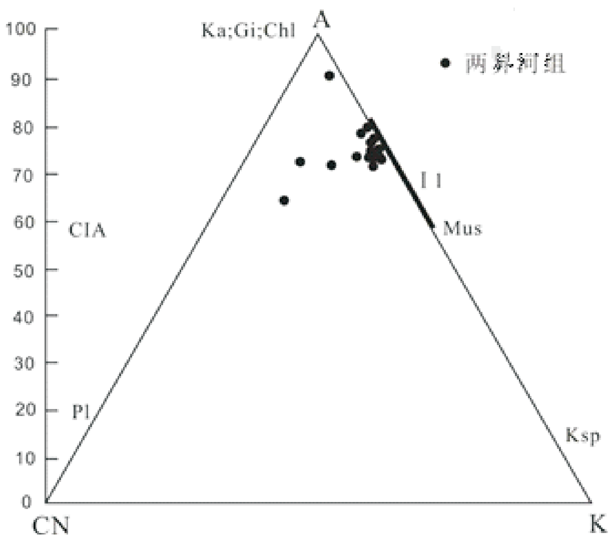

图 4　苗哨溪剖面样品 A-CN-K 三角图

Fig. 4　A-CN-K diagram of the samples collected from the Miaoshaoxi section

表 1 中两界河组的主要元素成分变化不大且 A-CN-K 图解(图 4)中的样品点分布区域集中紧凑,反映出研究区两界河组沉积时源岩化学风化和剥蚀的相对稳定状态。并且从 A-CN-K 图中观察可知,两界河组 CIA 值除两个数据在 60、90 附近外,其余数据均在 70 ~ 80 之间,反映源岩温暖湿润气候条件下的中等风化程度。

3.3　蚀变风化指数 ICV 与钾交代作用讨论

在计算 CIA 值的同时,也应计算其成分分异指数 ICV,用来判断沉积再循环作用对细粒碎屑岩成分的改变程度。当 ICV > 1 时,代表碎屑岩含有少量的黏土物质,表示为活动构造带的首次沉积;ICV < 1 时,表示碎屑岩含有黏土物质,代表沉积物经历了沉积再循环作用,或者是在强烈的风化作用下的首次沉积[10]。越低的 CIA 值对应越大的 ICV 值。苗哨溪剖面低 CIA 值样品对应的 ICV 值在 1 左右,表示钾交代作用较小,为活动构造带的首次沉积;高 CIA 值样品对应的 ICV 值则越小,苗哨溪剖面两界河组样品的 ICV 值多数介于 0.61 ~ 0.78 之间,表示 K 交代作用影响较大,代表在强烈的风化作用下的首次沉积。

4　讨论

4.1　两界河组古气候特征

两界河组整体上具有温暖湿润的气候特征。通过处理和分析苗哨溪剖面 20 件两界河组化学分析样品(表 1),样品编号为 1MSX17HX1-1 ~ 24-1,结果显示 CIA 值介于 55 ~ 89 之间,均值为 72.17,除单个数值为 55、89 之外,其它数值皆介于 65 ~ 75 之间,这些数据指示两界河组沉积期总体为温暖湿润的气候条件。该研究结果与富禄组 CIA 的指示意义一致,例如广西三江冠峒剖面富禄组中上部 CIA 值为 70.39,指示温暖湿润的古气候特征[15];此外来自贵州从江富禄组三段的样品 CIA 值介于 61 ~ 76 之间,均值为 68.6,指示温暖湿润的古气候特征(卢定彪等,2013,贵州省南华系层型候选剖面研究报告)。

值得注意的是,1MSX17HX2-1 与 1MSX17HX6-1 均为砂岩,具有良好的成层性,1MSX17HX6-1 样品 CIA 值为 55,与更新世冰碛岩 CIA 值一致,指示该层为冰期沉积。1MSX17HX2-1 样品 CIA 值为 64.92,与更新世冰期黏土岩 CIA 值一致,指示两界河组底部可能存在短暂的冰期沉积记录。这两层冰期沉积与前人研究成果一致,例如刘巽锋等在两界河组中下部也发现具冰成特征的层段,指示两界河组底部存在冰期沉积物[2]。此外,陈建书在大塘坡铁矿坪一带,发现两界河组底部存在冰成岩特征的冰碛含砾砂岩,砂泥岩以及含“落石”板岩[7]。

4.2　两界河组沉积属性

岩石组合特征表明两界河组整体上为间冰期沉积,而非冰期沉积。苗哨溪剖面以粉 - 粗砂岩为主(图 2),其中粉砂岩、细砂岩与中粗砂岩组成向上变细的沉积序列,不是典型冰碛沉积记录。区域上,两界河组岩性主要为灰至浅灰色中厚层至块状 - 粗粒长石岩屑砂岩,局部地区见白云岩透镜体,

夹少许含砾砂岩-粉砂岩及砾砂质黏土岩。白云岩透镜体在两界河组较为常见，例如，王砚耕等在凉桥剖面上两界河组中发现白云岩透镜体[1]；周琦等在猫猫岩剖面两界河组中发现白云岩透镜体[16]；何明华等在松桃杨立掌ZK005钻孔中见厚为18.5m的碳酸盐岩地层，其主要由灰质白云岩、白云质灰岩、泥晶灰岩、砂质灰岩组成[17]；本研究在半溪剖面、大雅堡剖面、万家堰剖面、举贤剖面、和尚平剖面等均见两界河组中的白云岩透镜体。尽管未能厘定白云岩成因，但碳酸盐岩作为温暖海洋环境的产物已达成了广泛的共识。

两界河组常见含砾砂岩-粉砂岩及砾砂质黏土岩，该套岩性曾经被认为是冰期沉积记录证据。通过分析其岩石特征及其沉积结构发现该套含砾砂岩-粉砂岩为浊流沉积，而非冰碛砾岩。含砾砂岩-粉砂岩及砾砂质黏土岩由砂级沉积物组成，可见砾级沉积物(图5A)，发育底模构造，平行层理(图5B)，波状漩涡纹层、碟状构造(图5B)，包卷层理(图5A)、砂火山、流体逃逸构造指示其为浊流沉积，而非冰碛砾岩(图5)。沉积构造特征表明两界河组具有典型的流水成因构造，指示其为非冰期沉积。

两界河组沉积构造较为发育[18,19]，主要为平行层理(图6A)、脉状层理、粒序层理(图6B)、底冲刷(图6C)、双向交错层理(图6D)等沉积构造，指示砂岩为流水成因，而非冰川作用沉积。自下而上，砂岩具有向上变细的粒序特征，发育一系列向上变深的退积型副层序[4]，反映海平面不断上升。

在全球范围内，冰川作用的衰减往往与气候变暖、海平面上升具有密切联系。在Sturtian冰期(716Ma~659Ma)，从北纬40度—南纬80度均有间冰期沉积，华南裂谷盆地[15,18,20,21]、澳大利亚地区[22]、北美地区[23]、西非地区[24]等地的沉积记录表明，正常海相沉积物分布于冰川杂砾岩之间，指示在全球范围内在Sturtian冰期内，广泛存在间冰期沉积。

4.3 两界河组地层对比研究

两界河组通常被置于南华纪地层序列中[1-3,6,7,10]，其主要依据是在两界河组不整合于下伏地层之上[7,10]。然而该界面性质及时间尚未确定。最新的同位素年代学数据表明，两界河组最大沉积年龄为713Ma(刘石磊，待刊数据)，该年龄数据与黔湘桂邻区长安组最大沉积年龄数据一致[25]，指示两界河组属于南华纪地层。

由于对两界河组沉积属性认识不同，两界河组地层对比研究存在较大的争议。例如马国干、王砚耕将其与富禄组中下部-长安组对比[1]；刘巽锋等在两界河组中下部也发现具冰成特征的层段，认为

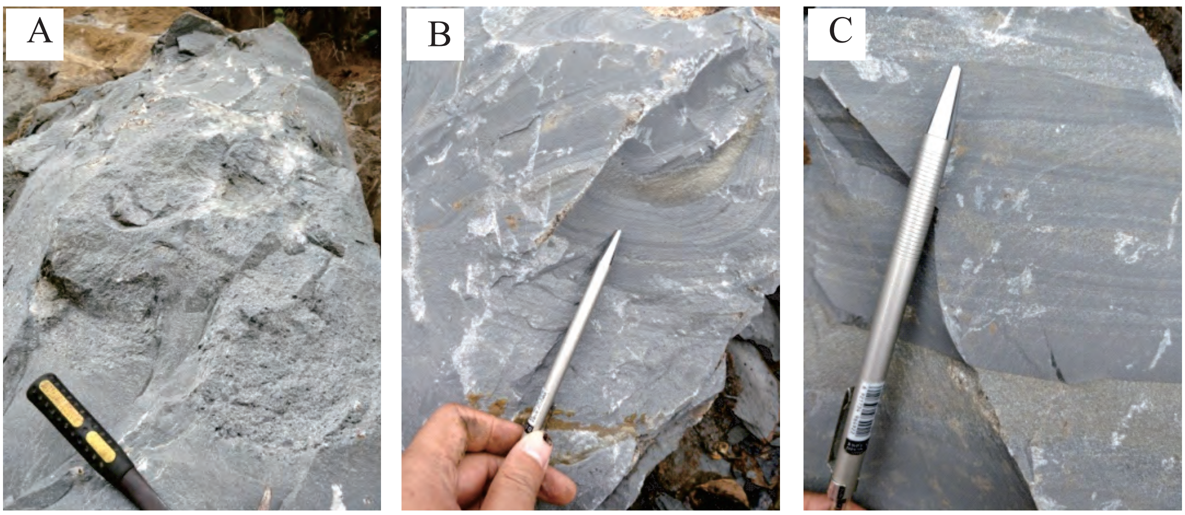

图5 两界河组鲍玛序列

a. 浊流沉积鲍玛序列，块状泥砾段，具有典型的滑塌构造；b. 浊流沉积鲍玛序列C段，波状漩涡纹层、碟状构造；c. 浊流沉积鲍玛序列，笔头所指为鲍马序列D段，上平行纹层

Fig.5 Bouma sequences developed in the Liangjiehe Formation

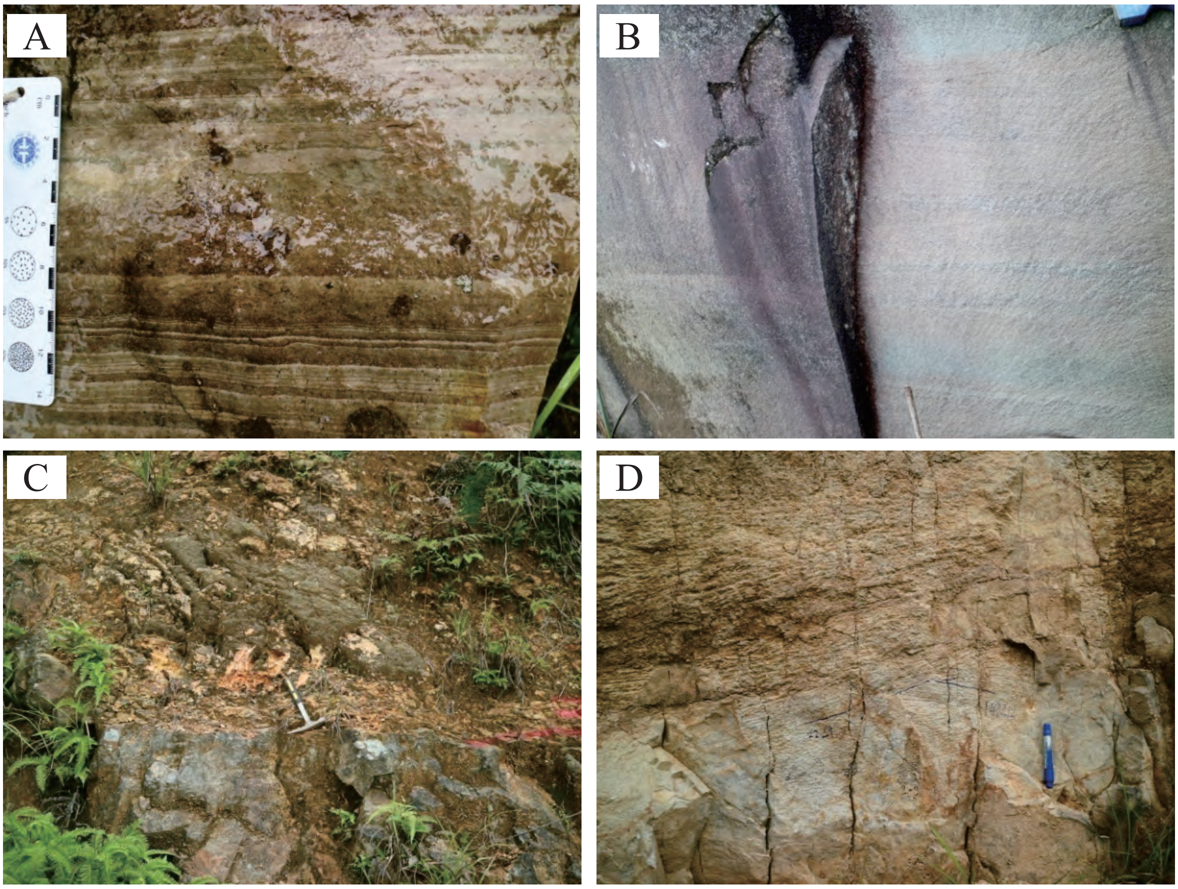

图 6　两界河组沉积构造

A. 平行层理,松桃大塘坡剖面,两界河组底部; B. 粒序层,松桃大塘坡剖面两界河组中段; C. 底冲刷,松桃大雅堡剖面,两界河组中段; D. 双向交错层理,松桃苗哨溪剖面,两界河组中段

Fig. 6　Sedimentary structures observed in the Liangjiehe Formation

该段在整体上“具明显的冰成特点”,将其与广西北部的长安组、富禄组,湖南西部的江口组一、二段以及川西一带的“下冰碛层”对比[2];刘鸿允亦将该组与桂北长安组,黔东南乌衣组等对比[3];林树基等认为两界河组属于富禄间冰期,其下的白云岩可与烂阳间冰段进行对比,其上为两界河组冰段[6]。综上所述,两界河组为间冰期沉积,由于缺乏有效的同位素年代学证据,两界河组地层既可以对比三江间冰段,又可对比烂阳间冰段。

两界河组的 CIA 值介于 55 ~ 89 之间,均值为 72.17,除单个数值为 55、89 之外,其它数值皆介于 65 ~ 75 之间,指示两界河组沉积期总体上为温暖湿润的气候条件,结合两界河组岩石组合及沉积结构构造特征,认为两界河组为间冰期沉积。在区域上,两界河组整合于铁丝坳组之下,因此两界河组可与富禄组中上部进行对比。

5　结论

(1)两界河组 CIA 值介于 55 ~ 89 之间,均值为 72.17,除单个数值为 55、89 之外,其它数值皆介于 65 ~ 75 之间,指示两界河组沉积期总体上为温暖湿润的气候条件,ICV 值多数介于 0.61 ~ 0.78 之间,表示钾交代作用影响较大,指示两界河组为强烈的风化作用下的首次沉积。

(2)两界河组岩石类型以砂岩为主,夹含砾砂岩及白云岩透镜体。其中砂岩中发育大量流水成因构造,含砾砂岩具有浊流沉积特征,白云岩为正常海相沉积产物。因此,两界河组沉积岩石组合及沉积构造均指示其为间冰期沉积。

(3)最新同位素年代学研究表明,两界河组最大沉积时限为 713Ma,指示两界河组属于南华纪沉积序列。在此基础上,依据区域地层接触关系,结

合两界河组为间冰期的沉积事实,认为两界河组可与富禄组中上部进行对比。

参考文献:

[1] 马国干,王砚耕. 鄂、湘、川、黔毗邻地区早震旦世冰川地质问题讨论[A]. 中国地质科学院宜昌地质矿产研究所文集(7)[C]. 中国地质学会,1983. 43 – 51.

[2] 刘撰峰,王庆生,高兴基等. 贵州锰矿地质[M]. 贵阳:贵州人民出版社,1989. 59 – 184.

[3] 刘鸿允. 中国震旦系[M]. 北京:科学出版社,1991. 1 – 388.

[4] 罗亮,孙志明,马志鑫,等. 黔东渝东南地区南华纪沉积序列与沉积环境演变[J]. 地质科技情报,2015,34(2):27 – 35.

[5] 王砚耕,谢志强,王来兴,等. 贵州东部及邻区铁丝坳组层序及沉积环境成因[J]. 中国区域地质,1986,(4):341 – 348.

[6] 林树基,卢定彪,肖加飞,等. 贵州南华纪冰期地层的主要特征[J]. 地层学杂志,2010,37(4):542 – 557.

[7] 陈建书,戴传固,彭成龙,等. 湘黔桂相邻区新元古代 820 ~ 635Ma 时期裂谷盆地充填序列与地层格架[J]. 中国地质,2016,43(3):899 – 920.

[8] 张传恒,刘耀明,史晓颖,等. 下江群沉积地质特征及其对华南新元古代构造演化的约束[J]. 地球学报,2009,30(4): 495 – 504.

[9] 尹赞勋,徐道一,浦庆余. 中国地壳运动名称资料汇编[J]. 地质论评,1965,(S1):20 – 81 + 83.

[10] 汪正江,王剑,江新胜,等. 华南扬子地区新元古代地层划分对比研究新进展[J]. 地质论评,2015,61(1):1 – 22.

[11] 林树基,肖加飞,卢定彪,等. 湘黔桂交界区富禄组与富禄间冰期的再划分[J]. 地质通报,2010,29(Z1):195 – 204.

[12] 齐靓,余文超. 黔东南华纪铁丝坳期—大塘坡期古气候的演变:来自 CIA 的证据[J]. 地质科技情报,2015,34(6):47 – 57.

[13] 冯连君,储雪蕾. 化学蚀变指数(CIA)及其在新元古代碎屑岩中的应用[J]. 地学前缘,2003(4):539 – 544.

[14] 王自强,尹崇玉. 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[J]. 地质论评,2006,(5):577 – 585.

[15] 王自强,尹崇玉,高林志,等. 黔南—桂北地区南华系化学地层特征[J]. 地球学报,2009,30(4):465 – 474.

[16] 周琦,杜远生,颜佳新,等. 贵州松桃大塘坡地区南华纪早期冷泉碳酸盐岩地质地球化学特征[J]. 地球科学(中国地质大学学报),2007,(6):845 – 852.

[17] 何明华. 贵州东部及邻区震旦纪铁丝坳期和南沱期沉积相与环境演化及构造属性探讨[J]. 贵州地质,1998,(1):26 – 31 + 25.

[18] 伍皓,江新胜,王剑,汪正江,等. 湘西托口地区南华系沉积地层学研究及其地质意义[J]. 地层学杂志,2015,39(3):300 – 309.

[19] 柏道远. 湘西南震旦纪长安期沉积相变与构造环境分析[J]. 湖南地质,2001,(1):5 – 8.

[20] 林树基,肖加飞,卢定彪等. 湘黔桂交界区富禄组与富禄间冰期的再划分[J]. 地质通报,2010,29(Z1):195 – 204.

[21] 彭学军,刘耀荣,吴能杰等. 扬子陆块东南缘南华纪地层对比[J]. 地层学杂志,2004,(4):354 – 359.

[22] Heron D P L. The significance of ice-rafted debris in sturtian glacial successions [J]. Sedimentary Geology, 2015, 322, 19 – 33.

[23] Balgord E A , Yonkee W A , Link P K , et al. Stratigraphic, geochronologic, and geochemical record of the Cryogenian Perry Canyon Formation, northern Utah: Implications for Rodinia rifting and snowball Earth glaciation[J]. Geological Society of America Bulletin, 2013, 125(9 – 10):1442 – 1467.

[24] Kellerhals P , Matter A . Facies analysis of a glaciomarine sequence, the Neoproterozoic Mirbat Sandstone Formation, Sultanate of Oman [J]. Eclogae Geologicae Helvetiae, 2003, 96 (96):49 – 70.

[25] 蔡娟娟,崔晓庄,兰中伍,等. 华南扬子陆块成冰纪冰川作用的启动时限及其全球对比[J]. 古地理学报,2018,20(1):65 – 86.

The chemical alteration indexes and their significance for the Nanhuan Liangjiehe Formation in northeastern Guizhou

ZHENG Jie[1], YANG Zhengxi[2], LIU Shilei[2], AN Xianyin[2], SANG Yongheng[2], MA Jianfei[2]
(1. *Chengdu University of Technology*, *Chengdu* 610059, *Sichuan*, *China*; 2. *Chengdu Center*, *China Geological Survey*, *Chengdu* 610081, *Sichuan*, *China*)

Abstract: There has been much debated recently concerning the issue whether or not the Nanhuan Liangjiehe Formation may be classified into the interglacial deposits. The values of chemical alteration index (CIA) for the Liangjiehe Formation in the Miaoshaoxi section, northeastern Guizhou may directly provide geochemical evidence for the approaches to the palaeoclimatological features in this region. The values of chemical alteration index presented in this study generally vary from 55.48 to 89.33, with an average of 72.49. Except the values 55.48 and 89.33, all the other ones range between 65 and 75, indicating the warm and humid palaeoclimatic conditions during the deposition of the Liangjiehe Formation. The integration of rock assemblages, sedimentary structures and palaeoclimatological features show that the Liangjiehe Formation should be assigned to the interglacial deposits, and may be correlated to the middle and upper parts of the Fulu Formation.

Key words: northeastern Guizhou; Nanhuan; Liangjiehe Formation; chemical alteration index (CIA)