

对南华系下统莲沱组 CIA 值寒冷气候认识的几点商榷

——以鄂西神农架、湘西北南华系莲沱组为例

蔡雄飞^{1,2}, 叶 琴^{1,2}, 肖明元³

(1. 中国地质大学 生物地质与环境地质国家重点实验室, 湖北 武汉 430074; 2. 中国地质大学 地球科学学院, 湖北 武汉 430074; 3. 中国地质大学 地球物理与空间信息学院, 湖北 武汉 430074)

摘 要: 本文根据华南南华系莲沱组化学蚀变指数(CIA 值)的不同曲线分布特征,把莲沱组 CIA 值不同曲线的解释与莲沱组沉积特征的相-古气候分析法进行对比,发现二者古气候变化特征不相吻合。再用类比方法,与南沱组寒冷气候进行类比分析,发现南沱组冰期沉积物十分单调,而莲沱组沉积物非常丰富,沉积构造呈多样性。CIA 值精度受采样岩性、采样精度、汇源关系等多种因素控制。可以说,有什么样的母岩成分和风化剥蚀方式,就会在盆内形成什么类型的沉积物。此外,成岩作用和区域后期改造作用也不可小视。因此,CIA 值必须与传统的相-古气候分析法以及其它相关方法紧密结合,才能相互验证,互相吻合,收到携手共进的效果。

关键词: 化学蚀变指数; 相-古气候; 相互验证; 莲沱组

中图分类号: P588.2

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2018)04-0621-16

Some opinions concerning the understanding of CIA cold climate of the Liantuo Formation of Nanhua System: Exemplified by the Nanhua System from Shennongjia in western Hubei and western Hunan

CAI Xiong-fei^{1,2}, YE Qin^{1,2} and XIAO Ming-yuan³

(1. State Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China;
2. School of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China; 3. Institute of Geophysics and Geomatics, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China)

Abstract: In this paper, the authors analyzed the characteristics of the CIA distribution curve of Liantuo Formation in Nanhua System in South China, and compared different CIA values as well as their explanations for the paleoclimate. Compared with the lithofacies-paleoclimate analysis method, the result does not show consistency in the paleoclimate characteristics. By means of analog method and in comparison with the cold paleoclimate of the overlying Nantuo Formation, it is found that the interglacial period sediment is very monotonous in Nantuo Formation, whereas it is abundant in Liantuo Formation and has various sedimentary structures. The factors controlling the accuracy of CIA values mainly include the lithology of samples, sampling precision and the source-to-sink system. It can be said that the source rock composition and weathering denudation determined the types of sediments in the basin formation. In addition, the later diagenesis and regional transformation should not be ignored. Therefore, it is believed that the CIA value application must be combined closely with the traditional sediment facies and paleoclimate

收稿日期: 2016-06-12; 接受日期: 2018-03-22

基金项目: 中国地质调查局地质调查工作资助项目(12120114066301)

作者简介: 蔡雄飞(1952-), 男, 研究员, 从事地层和沉积学研究, E-mail: caixiongfei1952@163.com.

analysis, which can prevent any missing in the explanation and obtain the best results.

Key words: CIA; lithofacies-palaeoclimate; mutual authentication; Liantuo Formation

Fund support: Geological Survey Work Project of China Geological Survey (12120114066301)

中国华南地区新元古界南华系底部的莲沱组在各地出露都较佳,特别是鄂西神农架、湘西北莲沱组都出露在河岸边。由于河水不断冲刷,剖面岩性新鲜、沉积构造丰富且清楚。剖面连续,顶、底完整,纵向上演化清楚,地层单位发育完整。这些天然条件给进一步深入系统研究奠定了良好的基础。

两地的莲沱组自下而上由下统莲沱组、中统古城组、大塘坡组和上统南沱组组成,以含冰期寒冷事件古城组、南沱组记录为特色(表 1)。

两地的莲沱组都具有七、八十年的研究历史。多年来研究精细,可划分为几个突出的阶段。20 世纪 70 年代以前,基本建立了地层、沉积特征序列。20 世纪 70、80 年代是研究的高峰阶段,集中了全国的精兵强将,借助多种手段(古生物、岩石、地球化学特征、化学地层及古地磁、同位素等),研究程度之高和精细前所未有,成为国内外前寒武纪候选层型剖面之一。这时期鄂西神农架以李铨等(1991)为代表,进行了该地区上前寒武纪系统总结,湘西北以杨彦均等(1984)为代表,进行了石门县中岭—杨家坪地区前寒武纪的系统总结。20 世纪 90 年代是两地开展层序地层研究时期,以王剑(2000)为代表系统进

行了华南片区的总结。

由于南华系相当国际成冰系,出现过两次冰期,分别为南沱冰期和古城冰期。其中南沱冰期时间约 650 ~ 635 Ma,古城冰期时间为 720 ~ 710 Ma(表 1)。早期的古城 Sturtian 冰期在华南表现为厚度小、规模小,在横向上不呈“席状”稳定分布,而是时隐时现,特别是横向上由神农架向东宜昌经典标准剖面,缺失中统冰期和间冰期沉积,但在两地均有出现(表 1),厚度不大。神农架厚 10 m,湘西北仅 2 ~ 3 m。晚期的南沱冰期在华南分布广,横向上又比较稳定。既具有广泛的同时性,又具有一定的内部差异性。其在南华系沉积演化中占重要一幕,特别对华南南华系古气候具有重要研究作用。以冯连君等(2003, 2004)为代表,首次将化学蚀变指数(chemical index of alteration, CIA)应用在两地,给人耳目一新的感觉,开辟了南华系特别是中国莲沱组古气候研究的新途径,与传统认识相差甚远。但如何去检验 CIA 值的准确性,却是开展和深化南华系古气候研究值得注意的问题。

需要指出,两地由于地层分区不同,莲沱组组名是各不相同的,鄂西神农架沿用宜昌标准剖面莲沱

表 1 鄂西神农架、湘西北南华系地层对比

Table 1 Stratigraphic correlation of the Nanhua System from Shennongjia in western Hubei, and west Hunan

系(国际) 系(国内) 统		鄂西神农架南华系					湘西北南华系				
		组名	岩性	沉积特征	古气候	年龄/Ma	组名	岩性	沉积特征	古气候	年龄/Ma
成冰系	南华系	上统 南沱组	冰碛砾岩与砂泥岩互层夹白云岩	重力流发育、纹层发育	冰期	660~635	南沱组	冰碛砾岩与砂泥岩互层	碎屑流、重力流发育、水平层理发育	冰期	660~635
		中统 大塘坡组	炭质页岩、夹含锰白云岩		间冰期		大塘坡组	含锰页岩、粉砂岩、白云岩		间冰期	
		古城组	灰绿色砾岩、含砾砂岩	纹层发育	冰期	725~660	古城组	含砾板岩	纹层发育	冰期	725~660
		下统 莲沱组	底杂色粗细碎屑岩、中部大套紫红色夹灰绿色中、细粉砂岩,顶部灰绿色含凝灰质细、粉砂岩	斜层理、双向层理、波状、条带状层理、波痕、包卷层理发育	间冰期	748±12	溇水河组	底紫红粗细碎屑岩,中部大套紫红色夹灰绿色中、细粉砂岩,顶灰绿色含凝灰质细、粉砂岩	斜层理、双向层理、波状、条带状层理、波痕、包卷层理发育	间冰期	758±23

组;而湘西北处于所谓的江南过渡区分区称为溇水河组。虽然组名不同,但两地沉积类型是相同的。蔡雄飞等(2018)对横跨两区的南华系、震旦系进行过地层序列、沉积学深入系统工作,发现在震旦纪早世晚期,湘西北、鄂西没有发生岩性、岩相的差异,在震旦纪晚世灯影组时期,则出现岩性、岩相的巨大差异。表明南华纪-震旦纪早世江南过渡区不复存在(图1)。关于地层对比最直观的应是地层特征和属性的对比,也就是本身的岩性组合特征和特殊标志才是靠得住的对比基础。其次碎屑锆石年龄佐证也是必不可少的验证方法之一。从两地莲沱组内部岩性、地层序列、颜色、演化特征、特有标志层、岩相古地理完全可以对比(图1)。尤其第2段紫红色夹灰绿色特殊颜色标志和第2段所谓的“震积岩”现象出现的特殊标志软沉积变形、液化构造等也相似。软沉积变形、液化构造等并不是“震积岩”特色的标志,在非正常深海沉积环境也具有专属性,但神农架-湘西北地区莲沱组第2段则是极浅水的潮坪沉积

环境,不可能具有这种专有的属性。从沉积环境上看,也几乎相同。因而第2段紫红色夹灰绿色,内部具有相同的沉积构造组合、相同的“震积岩”的扰动特征,属于一大套特殊标志层(图2~图6),可以不受空间的限制,具有进行长距离对比可能。其次,两地莲沱组内部各组的岩性也是大同小异。横向上两地岩性组合、颜色特征及各段变化甚微(表1、图1)、甚至碎屑锆石年龄也很接近。神农架莲沱组的报道年龄为 748 ± 12 Ma(马国干等,1984,1989),“溇水河组”报道的年龄是 758 ± 23 Ma(尹崇玉等,2003)。因此,湘西北“溇水河组”可直接称为莲沱组。

1 鄂西神农架、湘西北莲沱组 CIA 研究概况

1.1 CIA 简介

CIA 是 chemical index of alteration 的简称,它是地表岩石经受化学风化程度的指标,主要研究对象是细屑岩系。Wedepohl(1995)指出,上地壳矿物组分中石英占 21%、斜长石 41%、钾长石 21%(体积分数)。上地壳在遭受化学风化过程中长石成为母源矿物。在岩石化学风化过程中,Na、K 和 Ca 等碱金属元素应以离子形式随地表流体大量流失而形成黏土矿物(高岭石、蒙脱石、伊利石等)。在风化过程中作为风化产物主要成分的 Al_2O_3 的摩尔分数也将随化学风化强度的变化而改变。

1982 年, Nesbitt 和 Young 在研究加拿大古元古界 Huronian 超群的碎屑岩时就利用常量元素(硅酸盐氧化物)中的 Al_2O_3 、 Na_2O 、 K_2O 及 CaO 的变化,进行 CIA 研究并将其作为判断源区化学风化程度的指标。至今 CIA 的应用范围已逐步扩大到通过沉积物的化学蚀变指数的变化来判别沉积物所反映的气候环境。随后 CIA 被引进对古气候环境进行分析(表2)。

CIA 在应用中一个很重要问题是,对老地层采集样品,必须满足去掉 K_2O 。Harmois(1988)提出了化学风化指数 CIW(chemical index of weathering)。老地层细屑岩在成岩过程中的钾交代作用会改变岩石的元素成分,需要进行钾交代作用的校正。其计算方式是 $n(K_2O \text{ 初始}) = n(K_2O \text{ 样品}) - n(K_2O \text{ 加入})$ 。这样取得 K_2O 的初始值,就可以较好回避钾交代作用的影响。

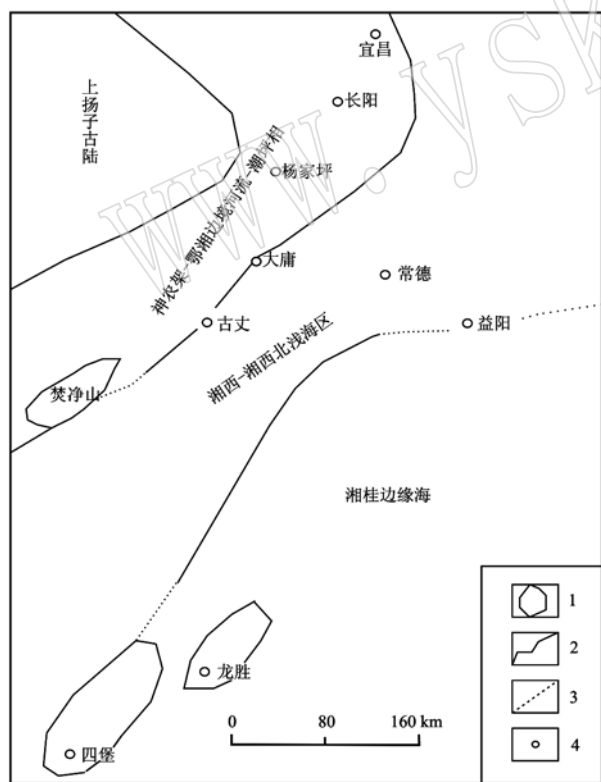


图1 神农架-湘西北莲沱组时期岩相古地理图

Fig. 1 Lithofacies palaeogeography of Liantuo Formation in the Shennongjia, Xiangxi

1—古陆; 2—岩相界线; 3—推测岩相界线; 4—城市及乡镇

1—ancient land; 2—lithofacies boundary line; 3—inferred

lithofacies boundary line; 4—cities and towns

表 2 上地壳和各类岩石矿物 CIA 值
Table 2 The CIA values of the upper crust and different types of rock

岩石和矿物	CIA 值	气候和风化程度
平均上地壳	50	
更新世冰 岩 (基质)	50~55	反映寒冷、干燥气候条件下化
更新世冰川 (冰水沉积)	60~65	学风化程度
黄土	65~70	反映温暖、湿润气候条件下中
平均页岩	70~75	等化学风化程度
亚马孙泥岩	80~90	反映炎热潮湿的热带、亚热带
残留黏土	85~100	气候条件下强化学风化程度
钠长石	50	
钙长石	50	
钾长石	50	
白云石	75	
伊利石	75~85	
蒙脱石	75~85	
绿泥石	100	
高岭石	100	

注：来自 Nesbitt and Yoong(1982,1989)。

此外, 盆内陆源碎屑岩系沉积往往经历再沉积作用而导致细碎屑岩系成分改变, 还需要进行对样品再沉积作用判别, 需要通过成分变异指数检验。成分变异指数(vindex of compositionval variability)在本世纪初提出 (Culler and Podkovyrow, 2000; Cullers, 2002), 简称 ICV。其计算方程 $ICV = (Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO_2 + MnO_2 + TiO_2) / Al_2O_3$ (摩尔分数)。当 $ICV > 1$ 时, 表明含黏土矿物较少, 属于构造活动时期的初始沉积; 当 $ICV < 1$ 时, 表明其含较

多黏土矿物, 可能经历了再沉积作用或是强烈风化条件下初始沉积。ICV > 1 时, 说明样品未受到再沉积作用影响, 因而其 CIA 值是原始沉积环境的真实记录。

1.2 两地 CIA 研究概况

冯连君等(2003,2004)首次将 CIA 应用于湖南石门杨家坪南华系(成冰系)的东山峰组、溁水河组(相当莲沱组)和青白口系板溪群老山崖组的地层, 提出石门杨家坪的溁水河组及东山峰组的 CIA 值分别为 60~65 和 60~70, 与更新世冰川粘土的 CIA 值大体一致(图 2e)。表明该地区地层自大塘坡组以下均为寒冷干燥气候、低等化学风化条件下的产物。而溁水河组之下的板溪群老山崖组上部的 CIA 值为 70~75, 显示温湿气候、中等化学风化作用的产物。具有相似 CIA(化学蚀变指数)和 CIW(化学风化指数)值的东山峰组、溁水河组(相当莲沱组), 意味着溁水河组和南沱组、古城组的沉积岩在沉积前具有相近的低等化学风化程度。因此, 溁水河组也可能是在寒冷气候环境下形成的, 属于冰期记录的一部分(图 2e)。冯连君等(2006)对宜昌田家院子莲沱组 CIA 值的研究认为, 莲沱组中、上部 CIA 值(60~70)属于寒冷干燥气候(图 2c)。王自强等(2006)对宜昌三斗坪南华系化学蚀变指数的研究表明, 南沱组之下的莲沱组并非如前人认为的温暖、干旱气候条件下的产物(赵自强等, 1980; 马国干等, 1984; 董榕生等, 1987; 刘鸿允等, 1991; 王剑, 2000;

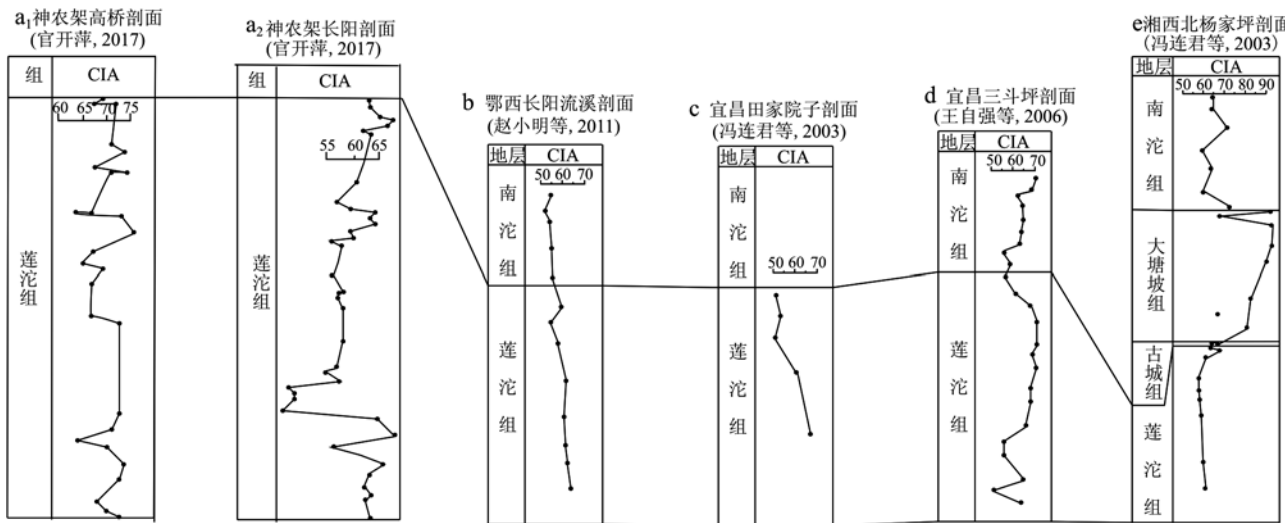


图 2 莲沱组 CIA 值变化曲线
Fig. 2 Change curve of CIA value of Liantuo Formation

薛耀松等, 2001), 而是经历了由寒冷干燥—温暖湿润—寒冷干燥气候变化所控制的沉积过程(图 2d)。赵小明等(2011)对长阳流溪地区莲沱组 CIA 值研究表明, 莲沱组沉积时期主体处于温暖/湿润—温暖干燥气候、低—中等化学风化程度的环境, 上部转入寒冷干燥气候、低等化学风化程度的环境(图 2b)。尹崇玉等(2015)认为, 莲沱组并非单一气候环境下的沉积物, 其下部可能有属于寒凉环境下的产物, 上部细碎屑岩则属于温暖湿润气候环境下产物, 最顶部出现寒冷气候下的沉积产物。迄今官开萍(2017)的 CIA 值(图 2a1、2a2)最详尽、样品间距控制比较适当, 认为神农架地区莲沱组内部早、中、晚记录了先后 3 次寒冷和 3 次温暖旋回事件, 而神农架高桥和长阳剖面莲沱组内部 3 次寒冷事件的过程和持续时间都不太一致(图 2a1、2a2)。

因此, 在对南华系下统的莲沱组及其相当的地层, 国内 CIA 值明显出现多种不一致性和对古气候不同的解释。一种以冯连君等(2003, 2004)为代表, 认为宜昌地区莲沱组中、上部属于寒冷气候。相当莲沱组的湘西北溁水河组可能是在寒冷气候环境下形成的; 另一种以王自强等(2006)为代表, 认为莲沱组并非如前人所述, 而是经历了由寒冷干燥—温暖湿润—寒冷干燥气候演化的过程; 第 3 种以赵小明等(2011)为代表, 认为主体处于温暖/湿润—温暖干燥气候、低—中等化学风化程度的环境; 第 4 种以官开萍(2017)为代表, 认为莲沱组内部早、中、上部先后出现 3 次寒冷气候。但莲沱组顶部出现寒冷气候几乎相一致(图 2), 下部也出现部分相一致(图 2a1、2a2、2d)。应当指出, 神农架、宜昌地区和长阳地区莲沱组的岩性大同小异, 至今对其地层对比未提出过异议。对于岩相纵向横向十分稳定的、岩性变化不大、沉积环境相同的莲沱组, 出现 5 种各不相同的变化曲线和解释。这就需要用传统、经典的相—古气候分析方法去检验。

2 与莲沱组相—古气候分析方法对比

CIA 值只有与莲沱组内部物质原始记录特征紧密结合、相互吻合、互相对比才具有指示作用和研究意义。沉积学家往往注重用“相—古气候分析方法”, 认为各种环境形成的沉积体—相和沉积体系必然包含了气候(尤其是温度、湿度)的因素(赵锡文, 1992)。

2.1 岩相—古气候对比

两地的莲沱组下段(第 1 段)都为粗碎屑岩(图 3、图 5)。神农架每个沉积序列底为冲刷面, 之上为灰紫色巨厚层—块状砾岩, 砾石含量 30% ~ 70%, 砾石大小不一(0.2 ~ 25.0 cm), 砾石成分以硅化微晶白云岩为主, 次为石英质、砂质和少量板岩砾。次圆—次角状。砾石略具定向性(图 3、图 5a), 其上为厚层含砾中粗砂岩, 内部发育板状交错层理。这种以冲刷面为底, 一板到顶的交错层理是辫状河道典型序列的标志(图 3、图 5a、5b)。湘西北溁水河组也是这种河道相沉积序列, 下段沉积序列下部为浅灰紫色块状石英砾岩、砂砾岩与含砾粗、中砂岩、粉砂岩互层。砾石成分以结构成熟度低, 成分成熟度高的单晶石英为主, 多晶石英(石英岩、硅质岩屑)、砂岩及砂质板岩为次, 砾石含量达 80% 以上, 砾径以 3 cm 者居多, 大者达 5 ~ 6 cm, 棱—次棱角状至次圆状, 砾石的长轴显定向性, 系定向流水作用的结果; 填隙物为不等粒砂和粉砂及氧化铁等组成孔隙, 呈基底式胶结。为辫状河沉积特征(图 4、图 6a)。

众所周知, 砾石的各种现象无不是判断物源区、沉积环境等一系列地质背景的良好标志。尤其是莲沱组下段砾石成分常常可以反映基底来源区母岩的成分, 也反映破坏磨蚀的程度和气候条件以及构造背景。莲沱组下段砾石成分含有大量碳酸盐岩的白云岩, 一方面可以反映基底母岩区的物质成分以碳酸盐岩为主, 但更重要的是反映当时母岩区和盆地的气候条件。气候条件中关键要素是温度和湿度, 如果是炎热而潮湿地区, 化学风化作用必然占优势, 大量的碳酸盐岩地层必然以化学溶解和溶蚀作用方式进行。碳酸盐岩必然被溶解掉而不会成为各种不同形状大小的砾石。而早期的不同大小的灰质砾的存在, 表明当时气候处于炎热干燥, 母岩区的大量碳酸盐岩地层被崩解成碎块, 而迅速沉积到盆地中去。二者不同的地方主要表现在粗碎屑岩物质组成的成分有很大差异, 前者砾石组分硅化微晶白云岩、石英质、砂质和少量板岩砾, 后者主要砾石成分以结构成熟度低、成分成熟度高的单晶石英为主, 次为砂岩及砂质板岩。这种差异主要与源区母岩供给物质息息相关, 随地而异, 而与岩性组合特征、沉积方式、沉积环境无关。

第 2 段从神农架—湘西北也非常具有特色, 一是颜色为一大套紫红色夹灰绿色的砂岩夹粗碎屑岩, 而不是经常被前人简化为一大套紫红色砂岩; 二是

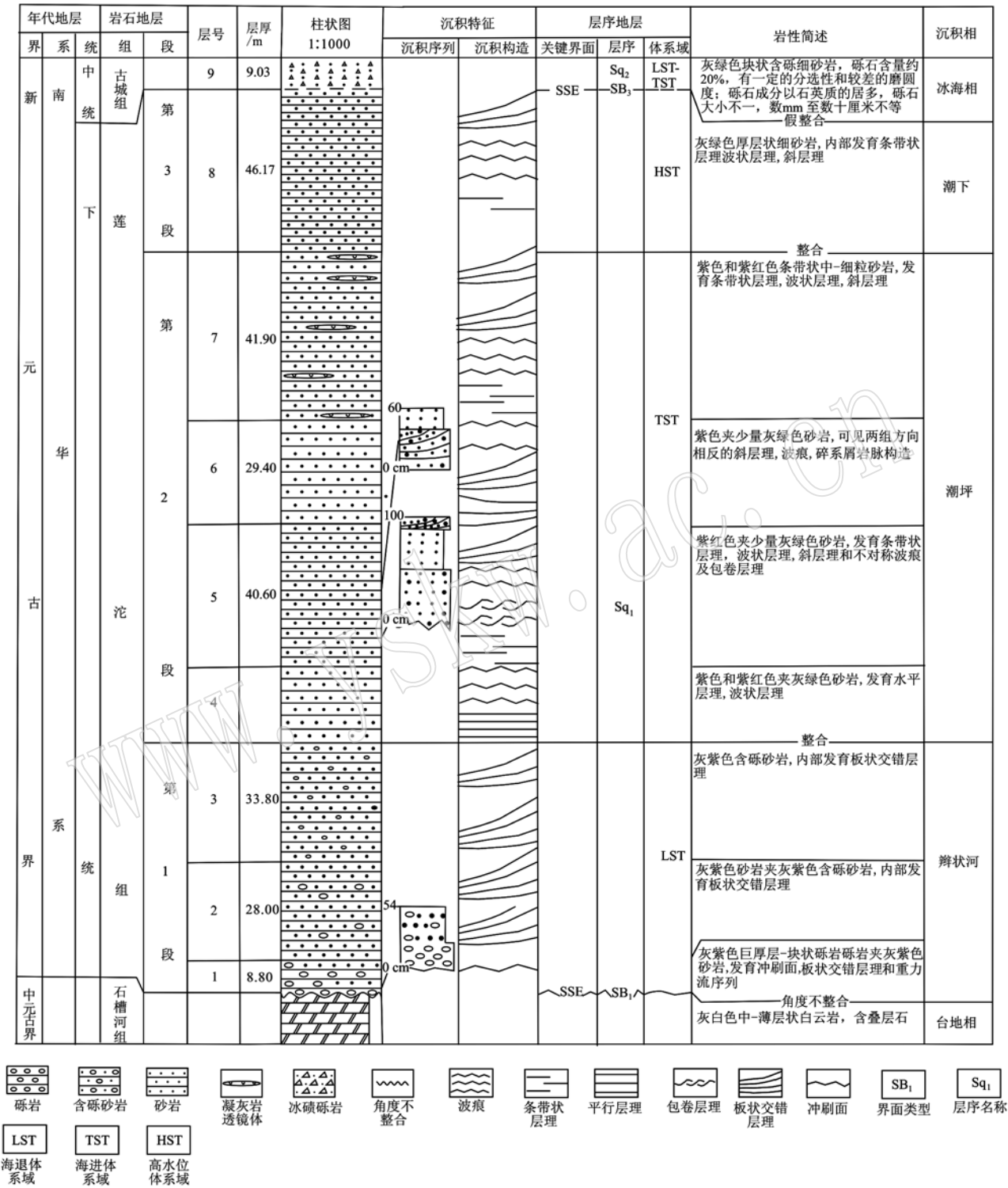


图 3 神农架莲沱组组柱状图
Fig. 3 Integrated histogram of Liantuo Formation in Shennongjia, Hubei

该套砂岩不但岩性、颜色稳定,而且沉积构造发育且异常丰富。沉积构造发育双向交错层理、波状层理、压扁层理、沙纹层理、不对称波痕、条带状层理等丰富的潮坪沉积构造组合的标志(图 5c、d、e、f、g;图 6c、d、e、f)。其中还大量发育包卷层理、岩墙构造、液化构造的重荷模、火焰砂球、砂枕等具有特殊

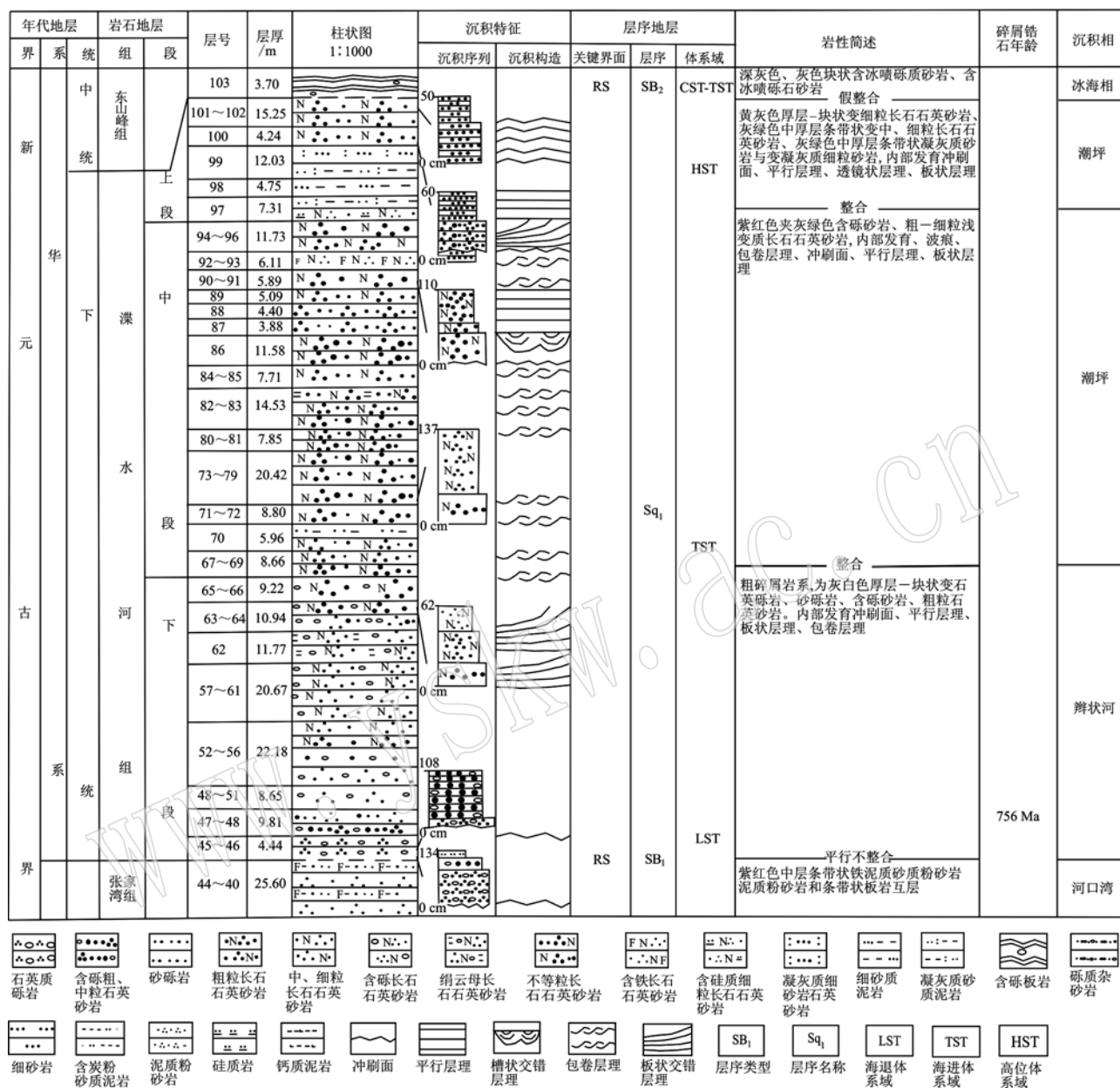


图4 湖南杨家坪渌水河组柱状图

Fig. 4 Integrated histogram of Xieshuihe Formation in Yangjiaping, Hunan

标志的震积岩扰动现象(图5d、f、g、h、;图6d、e、f)。湘西北莲沱组中段为灰紫色夹灰绿色含砾砂岩、粗一细粒浅变质长石石英砂岩、石英砂岩组成。中段沉积序列具有两种沉积类型:一是中细粒石英砂岩、长石石英砂岩、粉砂岩组成的旋回层;二是长石、石英砂岩(粉砂岩)与砂质板岩、板岩组成的韵律层。两者相间出现组成潮间砂坪、砂泥混合坪沉积。由下至上在粒度上由粗到细,在组分上由砂质为主过渡到砂泥质互层。其单个旋回厚度不一,韵律不等

(一般3~4个),底冲刷发育,其面上有石英砾石及粗砂充填。特征性的沉积构造发育。层理类型多样:流水型层理的垂向分布特征大体为,从底冲刷开始即为高流态条件($F > 1$)下的平行层理一中小型槽状、板状交错层理夹少量楔状交错层理的组合,逐步过渡到低流态($F < 1$)的水平层理、沙纹层理。潮汐层理发育,有脉状、波状及透镜状层理,砂泥薄互层理,爬升层理,包卷层理及双向斜交层理等。变形构造有重荷模、火焰砂球、砂枕等。层面构造之波痕

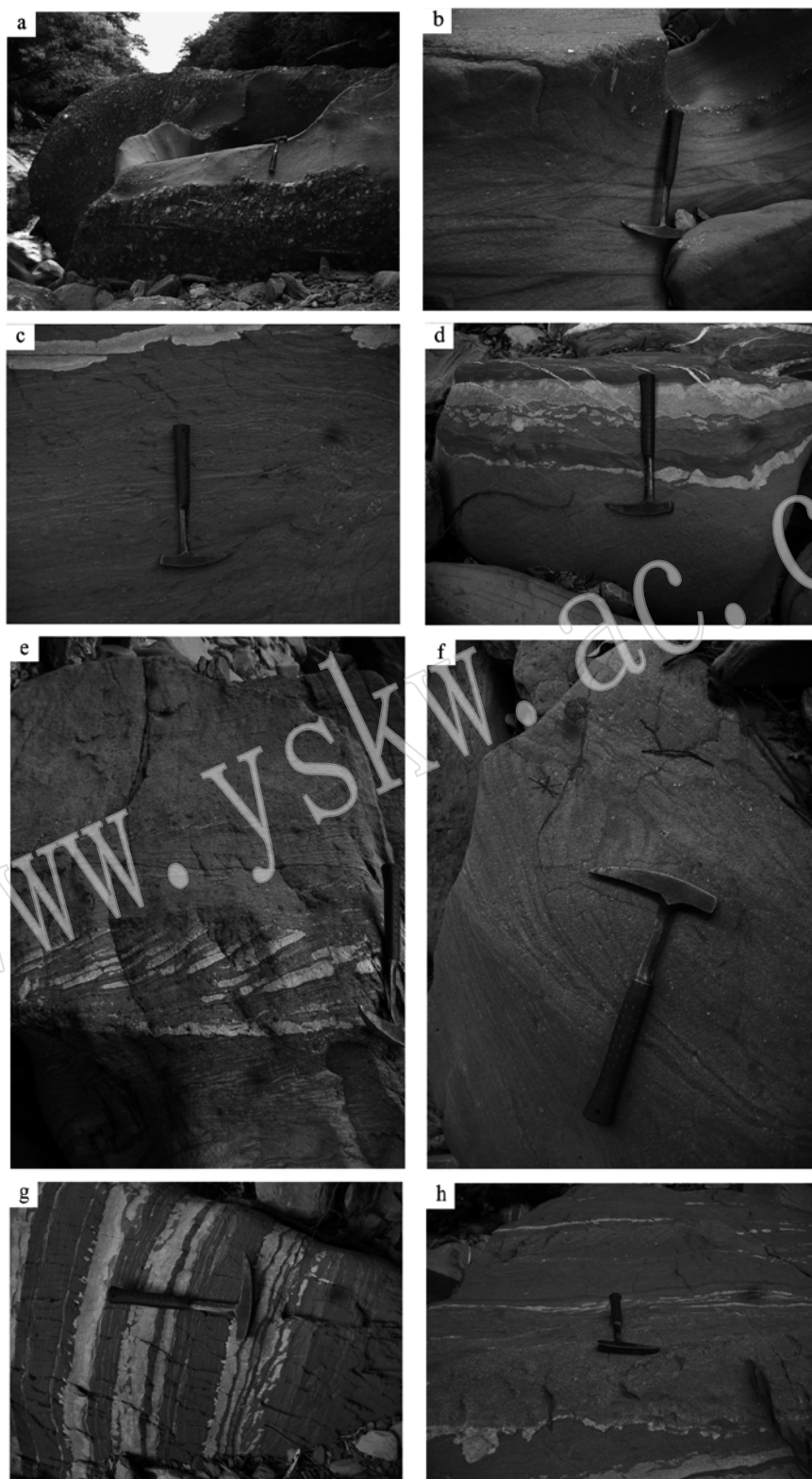


图5 湖北神农架莲沱组第1、2段沉积特征

Fig. 5 Sedimentary characteristics of Lower-Middle part of Liantuo Formation in Shennongjia, Hubei

a、b—莲沱组第1段沉积序列和白云质砾岩；c—莲沱组第2段紫红色夹灰绿灰绿色色及变形层理、包卷层理；d—灰绿色小岩墙、液化构造；e—斜层理、平行层理；f—双向层理；g—紫红色与灰绿色地层序列；h—条带状和负荷构造

a, b—first section of the Liantuo formation sedimentary sequence and dolomitic conglomerate; c— second purple grayish green and grayish green color intercalated with deformation bedding, convolute bedding of Liantuo Formation; d—grayish green dike, liquefied structure; e—oblique bedding, parallel bedding; f—two-way bedding; g—purple red and grayish green color stratigraphic sequence; h—banded structure and load

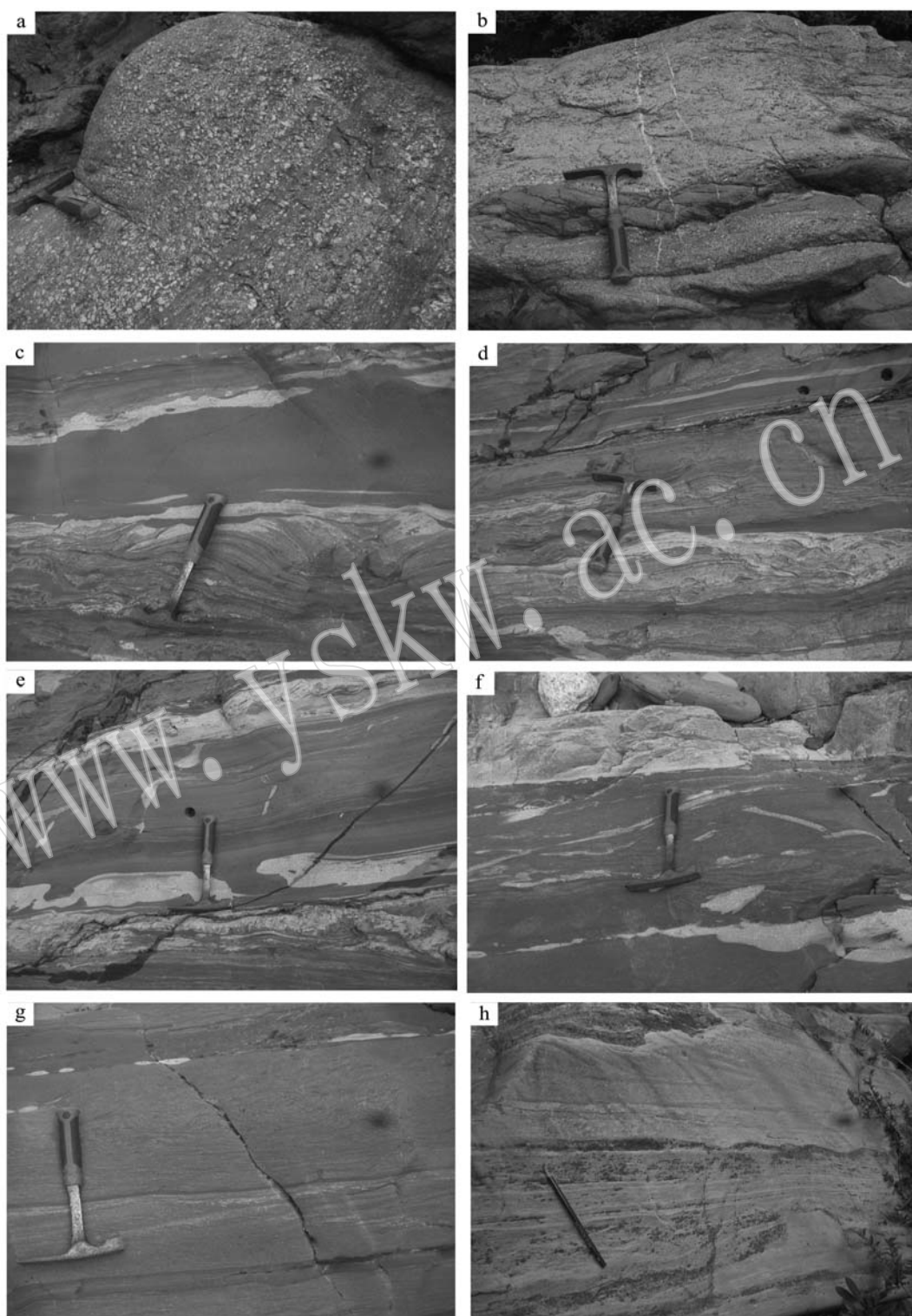


图6 湖南杨家坪莲沱组各段沉积特征

Fig. 6 Sedimentary characteristics of Xieshuihe Formation in Yangjiaping, Hunan

a—莲沱组第1段石英砾岩; b—莲沱组第2段波痕; c、d—莲沱组第2段波状层理; e、f—包卷层理、条带状;

g—莲沱组第3段斜层理; h—莲沱组第3段灰绿色板状和平行层理

a—the first section of the Liantuo Formation of quartz conglomerate; b—Liantuo Formation second bedding; c, d—ripple, Liantuo Formation second bedding; e, f—wavy bedding, convolute bedding, stripe; g—Liantuo Formation third oblique bedding; h—the Liantuo Formation third gray green plate and parallel bedding

发育:有高流态下的(水浅流急)双向菱形波痕,两种大小同向的叠置波痕及不对称的浪成波痕等。波峰一般狭尖,波谷宽而圆滑,脊线有直线型和复合分叉型两种,波长2~5 cm,波高0.25~1.0 cm,波痕指数(RI)为5~7,对称指数为1.6~2.6。具潮坪沉积组合环境的特征(图6c、d、e、f)。

关于第2段紫红色夹灰绿色,其中灰绿色不应该被忽视。紫红色往往代表氧化条件,而灰绿色往往代表半还原条件的产物。足以反映该段沉积、古气候等频繁的旋回性特点。

上段(第3段)以灰绿色厚层细、粉砂岩为主体,沉积构造也比较丰富多彩。湘西北沉积构造比较发育。可见楔状层理、波状层理、爬升层理,平行层理、板状层理等,具潮下高能沉积特征(图6g、h)。沉积序列为下部厚约40 cm,中砂岩,见平行层理;上部45 cm,中、细砂岩,见板状层理。上部沉积序列为厚约30 cm,细砂岩,具波状层理,上部20 cm,粉砂岩,未见纹理。

因此,莲沱组第2、3段具有沉积作用活跃和沉积构造丰富且多样化特征,大量岩性组合为长石石英砂岩、石英砂岩和含铁组分,有些地方还产有炎热、干旱泥裂等标志的暴露构造。作为属于最终沉积产物的细碎屑岩系,虽然受搬运和磨蚀的影响更大一些,其中碎屑成分明显减少,但仍然可以反映与母岩区的相关性。如细碎屑岩中含有石英、长石成分,反映其附近有杂砂岩的源区;再如石英在细砂岩中往往含量高,常形成石英细砂岩,它一方面反映基底母岩有石英质成分存在,另一方面也反映母岩区风化作用以化学为主,这是因为石英是最稳定的碎屑成分,往往和长期的或强的化学风化条件有关。关于砂岩的成熟度,气候往往是控制的关键因素。Suttner等(1986)深入研究了印度半岛冈瓦那超群5个不同砂岩相,认为砂岩含量占80%以上,古气候属于温暖半潮湿,石英含量99%属于温暖潮湿,石英含量少,长石和岩屑多,属于冰川、干旱气候。

2.2 类比分析

类比方法是地质学上沉积作用研究中常用的分析方法,从时间上常可以划分:将今论古、将古论今、将古论古等(龚一鸣,1993)。我们不妨将古论古。如果把南华系莲沱组内部寒冷气候与上覆的分布广泛的南沱组寒冷气候冰期和较温暖的间冰期沉积类型作为参照物,就会发现,南沱组在华南沉积类型往往千篇一律,沉积作用方式、沉积特点几乎相同,沉

积类型十分稳定,纵向上古气候表现为冰期和间冰期旋回。以湖南张家界四都坪南沱组为例。湖南张家界四都坪南沱组纵向上以两期冰期和间冰期旋回为特征,沉积作用虽然活跃,但沉积类型始终比较单一(图7)。

从冰期看,主要沉积作用发育在每期下部的冰川前缘,以重力流为沉积特征。冰期虽然以重力流为主体,但重力流既有碎屑流又有浊流。碎屑流序列巨石和砾石混杂,巨石来自下伏的原始地层体(图8e、f)。重力流序列往往具有递变性,内部呈现砾、砂、泥混杂结构,尤其是砂岩更具不等粒结构,粗、细砂混杂等特征。表现为分选差、成熟度低的特点(图7、图8c、d)。间冰期出现往往是转暖的标志,以深水沉积和浅水沉积为特征。深水沉积以“色暗、岩性为细砂岩、粉砂质泥岩,内部水平纹层发育”为特征(图7、图8b)。浅水沉积以顶部的泥、钙质石英砂岩为特征,内部发育平行层理和板状交错层理(图7、图8a、b)。因此,“将今论古”,冰川前缘往往是沉积作用活跃地带。如果进一步探讨南沱组冰期时冰盖的一些活动规律,可以看出,南沱组沉积作用自下而上演化始终受古气候的作用控制。

一个完整冰期的古气候往往经历了由低温至极低温,然后逐渐升温到高温,直到冰期结束。当冰期古气候达到低温至极低温,就会形成冰盖,面积达到最大,海平面达到最低。冰盖虽然是由固体冰组成,但它不是不动的刚体,而是要发生流动的(Hughes, 1981)。其直接沉积作用则主要发生在冰盖的前沿和冰前部分。在冰盖内部,沉积作用难以发生,即使发生也不是主要的。这期间由于主要的沉积区是陆架以外的陆坡,使得气候周期性波动的地质影响不明显。当气温从极低值开始上升,冰盖前沿逐渐后退,海平面逐渐上升,当前沿退到与研究区有一定距离之后,海平面也已上升到相应的高度。这时本区的冰盖处在半浮半沉状态。这期间气候波动的地质意义较大,因为随着冰退的发展,主要的沉积作用将发生在陆架上。由于陆架坡度小,气候的波动将控制海平面的波动,进而影响冰盖前沿的沉浮。南沱组两期冰期和间冰期沉积作用就是受这种古气候突变而形成两种不同的沉积类型。

沉积作用与古气候、海平面变化呈现紧密的耦合关系。当古气候变寒冷,形成冰盖,海平面下降到极点;当古气候由寒冷开始升温,冰盖前缘冰碛物中渗入了冰水,经某种触发作用,便发生重力运动,形

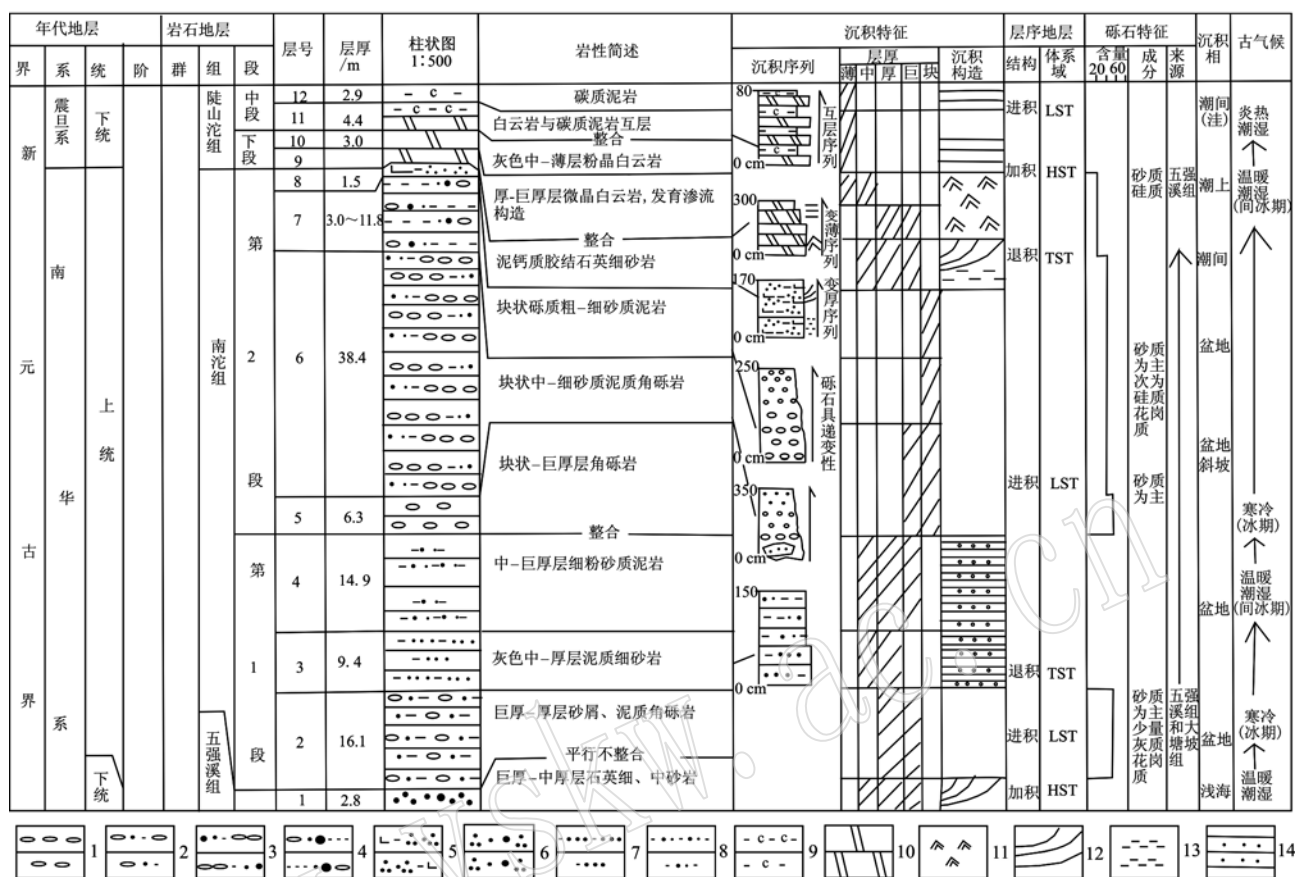


图7 四都坪南沱组实测综合柱状图

Fig. 7 Integrated histogram of Nantuo Formation in the Shiduping System

1—角砾岩; 2—砂屑、泥质角砾岩; 3—中-细砂质泥质角砾岩; 4—砾质粗-细砂质泥岩; 5—泥、砂质胶结石英细砂岩; 6—不等粒石英砂岩; 7—泥质细砂岩; 8—粉砂质泥岩; 9—碳质泥岩; 10—白云岩; 11—渗流构造; 12—板状交错层理; 13—平行层理; 14—韵律层理

1—breccia; 2—sand, mud breccia conglomerate; 3—medium-fine sand argillaceous breccia; 4—coarse argillaceous-fine sandy mudstone; 5—sandy mud, cementing quartz fine sandstone; 6—inequigranular quartz sandstone and argillaceous sandstone; 7—siliceous fine sandstones; 8—silty mudstones; 9—carbonaceous mudstones; 10—dolomite; 11—percolating structure; 12—tabular cross bedding; 13—parallel bedding; 14—rhythmic layering

成沉积物重力流。本区南沱组两期冰碛岩频繁发育的重力流,冰碛物被水流改造就是古气候从寒冷开始升温的标志;当古气候继续不断升温冰盖前沿逐渐后退,海平面逐渐上升。当海平面上升到相应的高度,本区往往出现间冰期,海水变深,出现正常牵引流沉积的细碎屑岩系。因此,可以说古气候自始至终控制了本区南沱组的沉积作用和沉积类型。

因此,作为古气候寒冷和温暖演化参照物的南沱组,在寒冷气候条件下,几乎所有的化学风化作用都受到限制,以单一的机械风化作用为主,伴随物源供给源源不断。随着温度升高,处于温暖潮湿气候,化学风化作用就会始现,出现南沱组顶部的间冰期

泥、钙质石英细砂岩为特征(图8a、b),内部沉积构造也比较发育的、显示温暖环境的沉积产物。需要指出,顶部的间冰期上覆陡山沱组全球广泛分布的盖帽白云岩,二者之间古气候关系需要进一步研究。

把莲沱组与南沱组对照,具有显著古气候对比的参照系标准。莲沱组自下往上始终未出现单一类型的沉积,表明其古气候不具备寒冷气候条件下沉积作用。南沱组间冰期泥、钙质石英细砂岩沉积,显然是温暖潮湿气候的标志,而莲沱组自下而上,不出现大量稳定石英质砾、砂岩和含铁、暴露构造等沉积,从鄂西到湘西北稳定分布。将古论古,莲沱组的古气候,尤其是、上部应与湘西北张家界四都坪南沱

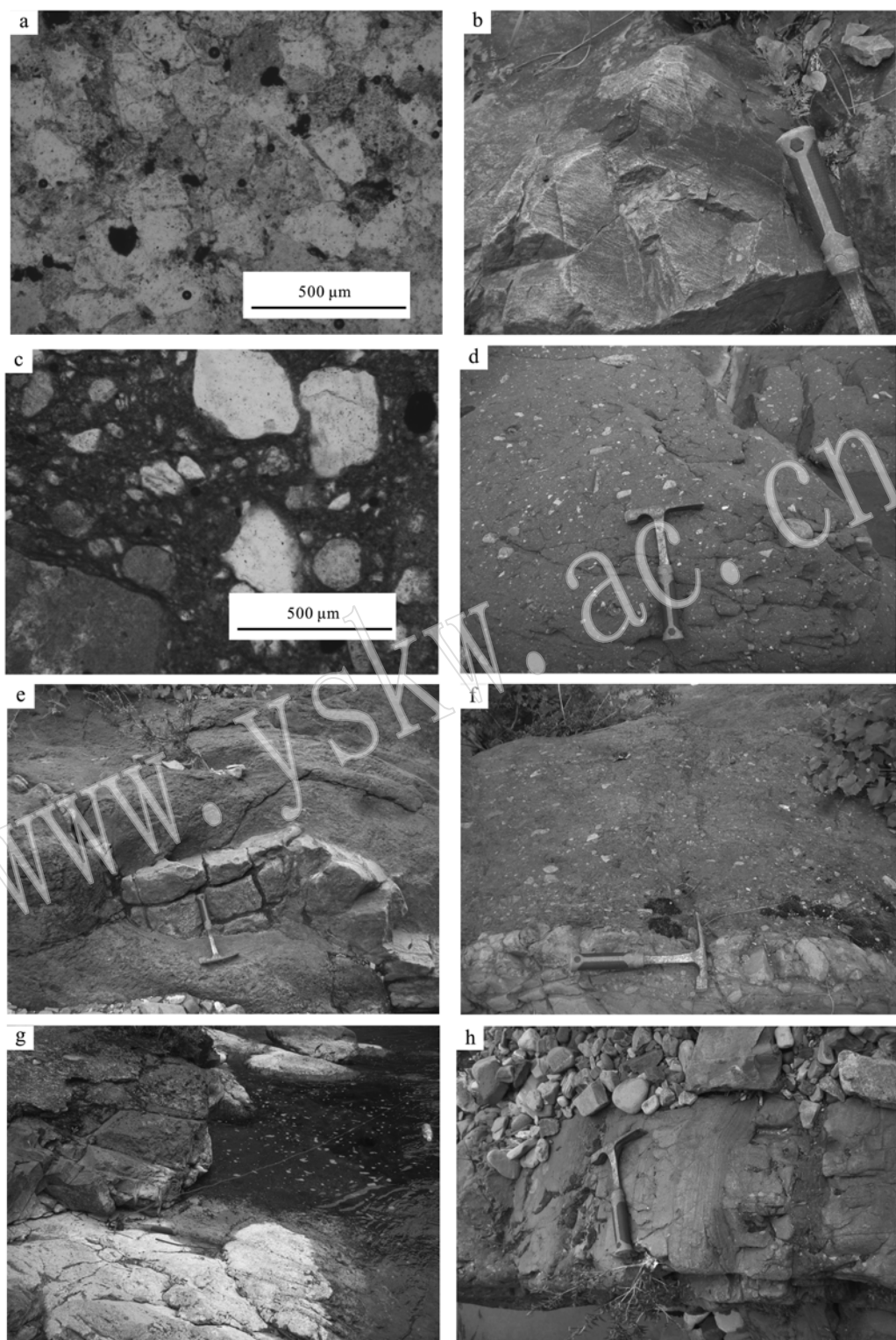


图8 四都坪南沱组沉积特征

Fig. 8 Sedimentary characteristics of Nantuo Formation in the Shiduping

a—泥、钙质胶结石英细砂岩(?); b—泥、钙质胶结石英细砂岩; c—砾、砂、泥混杂结构(?); d—落石构造、递变性; e、f—南沱组第2段冰期: 重力流的碎屑流; g—南沱组第1段冰期角砾岩; h—南沱组第1段间冰期: 具水平层理粉砂质泥岩

a—mud and calcareous cemented quartz fine sandstone(?); b—mud and calcareous cemented quartz fine sandstone; c—mixed structure of gravel, sand, mud(?); d—falling rock structure, grading sandstone; e, f—Nantuo Formation, Stage 2 Ice Age: gravity flow debris flow; g—Nantuo Formation, Stage 1 Glacial breccia; h—Nantuo Formation, Interglacial Period 1 Ice Age: horizontal bedding silty mudstone

组顶部古气候的转暖期标志的泥、钙质石英细砂岩相当。从图 2e, 湘西北杨家坪 CIA 值变化曲线看, 南沱组古气候指数比莲沱组还大, 反映南沱组古气候温度比莲沱组还要高; 另一方面也反映湘西北 CIA 值变化曲线本身存在很大误差系数。

2.3 两地莲沱组相、古气候分析法与 CIA 古气候比较

通过两地的莲沱组相-古气候分析方法和将古论古的古气候比较法, 可见神农架莲沱组下段主要以杂色粗碎屑岩系为主, 砾石成分不少是碳酸盐岩的白云岩, 它们都属于就地堆积的产物。白云岩砾石具有很强的古气候指示作用。一般来说, 碳酸盐岩的白云岩、灰岩成为砾石都属于物理风化作用的标志, 而如果当时气候炎热和潮湿, 化学风化作用就会占优势, 白云岩地层必然以化学溶解和融蚀作用方式进行。白云岩必然溶解掉, 而不会成为各种不同形态大小的砾石。因此, 神农架莲沱组下段含白云岩砾石的砾岩应该是古气候处于炎热干燥, 母岩区大量碳酸盐岩地层被崩解成碎块, 在洪水作用下迅速沉积到盆内的。

莲沱组两地第 2 段含有大套紫红色的中、细砂岩, 内部组分产有大量石英和赤铁矿。石英和赤铁矿也是古气候的良好标志。细粒的石英砂岩, 一方面可以反映基岩母岩有石英质成分存在; 另一方面也反映母岩区风化作用以化学为主。这是因为石英是最稳当的碎屑成分, 往往和长期的或强的化学风化作用条件有关, 可代表潮湿温暖气候、远距离搬运的结果。赤铁矿也是古气候良好指示标志, 气候越湿热赤铁矿越发育。此外, 第 2 段岩性沉积构造丰富多彩(表 2), 反映第 2 段也是温暖潮湿气候、沉积速率很高。两地第 3 段, 厚-块状细、粉砂岩颜色为灰绿色, 沉积构造仍然很发育, 也应当是温暖、沉积速率很高的环境。

因此, 莲沱组、南沱组 CIA 值变化分析与相-古气候分析方法产生的演变特征很不相吻合, 因而目前的 CIA 值还缺乏一定的可信性。

张启锐等(2008)认为, 莲沱组较低的 CIA 值, 可能仅仅说明它是干燥气候条件下的快速沉积, 与冰期无关; 也有可能是出现了比较寒冷的气候, 但是与真正的冰期无关。因为除了 CIA 值之外, 莲沱组至今未发现任何直接的冰川沉积和寒冷气候下沉积证据。笔者非常同意此对莲沱组古气候的基本认识。

3 CIA 值必须与沉积记录的古气候特征紧密结合

前述, CIA 值在近十多年国内应用中, 仅与莲沱组顶部相一致。换句话说, 大多数情况下 CIA 值的计算, 在最原始采样距离精度上远远没有达到控制要求(图 2), 尤其缺乏与精细剖面研究的紧密结合。如果把目前国内两地 CIA 值变化研究与莲沱组相-古气候分析方法研究结果相对比, 几乎背道而驰。CIA 值的准确性大打折扣。影响 CIA 值偏移的因素来自于两个不可忽视的因素: 一个是对精细剖面岩性缺乏控制、对样品采集本身精细要求还缺乏严格控制, 另一个则是盆外、成岩、改造作用等干扰因素。

盆地沉积往往与盆外构造、古气候等存在一系列相关性特征, 但最直接的相关性特征是基底母岩区的岩性往往直接控制了盆内沉积物的类型, 尤其在成盆早期和晚期的粗碎屑岩系的堆积尤为显著。可以说, 有什么样的母岩成分和风化剥蚀的方式, 就会在盆内形成什么类型的沉积物。盆地的发展中期, 地势大为平坦, 母岩区风化剥蚀作用大为减弱, 沉积作用多表现为以远距离搬运为主的细碎屑岩系。因此, 这些最终沉积产物的细碎屑岩系难免会打上原始沉积古气候的记录, 而不是原地的古气候记录, 这种相关性较难消除。换句话说, CIA 难免打上“源”区的古气候特征。

以赣北双桥山群计林组深水沉积为例。计林组习称“古红层”, 但并非是风化的残余, 而是原生的猪肝色, 沉积作用以 CD、DE 缺底的远源鲍玛序列为特征, 以发育各种不同类型的流水波痕和单一的古流向为标志, 为外扇沉积。紫红色层大量发育, 也是外扇和深海沉积的重要标志。在现代大洋沉积分布着多种类型的软泥, 其中分布最广的首推红色粘土, 它们显然是由于海水中铁的氧化物沉积所致。从镜下看, 计林组第 1 段陆源组分含量略高, 碳质具一定含量。而计林组第 3 段则缺乏碳质。表明计林组第 1、3 段紫红色组分有相当部分来源于陆源富铁氧化物。据统计, 每年从陆上搬运到海洋碎屑组分约 20 Gt, 其中约 10% ~ 15% 进入深海(Choughs and Hesse, 1976)。紫红色与还原环境具一定联系, 而外扇环境往往处氧化还原界面。因而外扇深海环境也是细碎

屑岩产生的良好场所。

其二,盆地最终沉积产物在成岩过程中,往往还受到成岩作用中的胶结作用影响,不断有新的矿物进入,如赤铁矿、黄铁矿、海绿石等。而这种胶结作用受各个阶段的水岩反应等因素影响,而且地层水的性质是不断变化的,水性质(酸、碱性)变化将导致成岩环境的属性发生变化。因此,也会对样品的CIA值进行干扰。

再者,作为莲沱组,特别是一个具有7亿多年的地质体,在地质发展中受各种区域动力作用改造,也会发生一定的成分变化。莲沱组在不少地区都发育浅变质岩系的板岩等岩性的特征,就是明证,这种叠加因素也不能忽视。

至于原始样品的控制精度绝大多数都远未达到控制标准(图2)体现在:一是CIA应用中,对采集岩性要求相当苛刻,虽说是细屑岩,但最理想的是黏土岩(表2),换句话说,就是能够代表盆地的原生、准原生的沉积物泥岩、页岩、板岩以及粉砂质黏土岩,尽量消除源区的影响。而两地莲沱组第1段就缺乏这种岩性,几乎都是中、粗碎屑岩系,细砂岩很难见到。实践证明,中、粗碎屑岩系采样往往误差甚大(尹崇玉等,2015)。可以说,两地莲沱组第1段岩性不具备采集CIA对样品要求。第2段主要为紫红色与灰绿色细砂岩为主体,可见到粉砂岩,也未达到采集样品对岩性苛刻要求。第3段主要为灰绿色,也就是本区最细岩性的粉砂岩,该段倒适宜CIA样品采集,所以各家做出的CIA值就比较一致(图2)。

其二,必须与优质剖面紧密结合。湘西北杨家坪南华系剖面不但出露齐全,而且手段多样,剖面分层常常是厘米级控制,可谓精耕细作。直到今天为止也仍然是国内高等院校、科研院所南华系、震旦系参照系的标准。遗憾的是,该剖面尽管有不少研究单位光顾,但没有一家单位重新进行测制。这种优质剖面上,对岩性、颜色不同的层划分相当准确,是CIA采集样品的指南。如莲沱组第2段一大套紫红色细、粉砂岩,沉积构造、沉积特征不但丰富多彩,而且岩性、颜色不断出现频繁的旋回性。颜色以紫红色与灰绿色相间(图5c、d、e、f、i;图6c、d、e、f),紫红色与灰绿色在古气候演化上理应不是同一种气候下的产物。而在该大套紫红色细、粉砂岩采集样品甚至仅有1~2个,远没有达到古气候演化间距控制要求,也就是缺乏与精细剖面研究的紧密结合。因此,莲沱组CIA样品采集应该在两地莲沱组细碎屑岩

中,尤其莲沱组第2、3段。对第2段不同颜色都应有加强样品控制,才能真实反映古气候演化特征。

其三,采集的CIA样品还必须通过去钾化、成分变异指数检验,才能确保数据的可靠性。

4 结语

南华系是全球气候变化剧烈时期,CIA的应用不仅有助于对新元古代雪球事件探讨,同时也为南华系古气候研究提供了一种新的研究途径,其重要性不言而喻。

CIA值在两地莲沱组第3段古气候研究都得出寒冷气候,表明在细屑岩隐晶质状岩性效果较好,也就是说,缺乏颗粒状的岩性(如黏土岩等)才是CIA值最佳的研究对象。才能符合消除“源”对“汇”的影响。其次对不同颜色更细的岩性加强密度控制,才能准确反映内部古气候一系列的演化特征。CIA样品采集必须与优质剖面紧密结合,尤其是国内外建组的层型和候选层型剖面。不但出露好,而且研究程度高,地层划分精细,不同岩性、颜色都能够划分出来。应该说,优质剖面无疑是提高采样样品数量和保证数据质量的指南。此外,必须与相关研究方法紧密结合,需要满足对样品去钾化、再沉积作用判别和检验。更重要的是必须与传统的相-古气候分析法紧密结合,传统的相-古气候分析法往往来自于盆地岩石的原始沉积特征。多年研究证明,单靠一种先进方法,很难发展,也不具有科学的理性。只有紧密结合,才能相互验证、互相吻合、互相帮助,达到共同提高。

因此,CIA值只有与精细剖面研究、满足诸多相关条件和相-古气候分析法紧密结合,在南华系古气候研究中才可大有作为,具有指示古气候作用。方能收到相得益彰,携手共进的效果。

References

- Cai Xiongfei and Luo Zhongjie. 2018. Sedimentary features and its paleogeographical significance from the Doushantou Formation in Siduping, Northwest Hunan[J]. East China Geology, 39(1): 11~17 (in Chinese with English abstract).
- Chough S and Hesse R. 1976. Submarine meandering thalweg and turbidity, currents flowing for 4 000 km in the Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel, Labrador Sea[J]. Geology, 4(9): 529~533.

- Cullers R L. 2002. The source and origin of terrigenous sedimentary rock in the Mesoproterozoic Vi group, southeastern Russia[J]. *Precambrian Research*, 117 ~ 183.
- Cullers R L and Podkovyrov W M. 2000. Geochemistry of the Mesoproterozoic Lokhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: implications for mineralogical and provenance control, recycling[J]. *Precambrian Research*, 104: 77 ~ 93.
- Dong Rongsheng and Li Jianlin. 1987. On the Lower age limit of Sinian System in China [A]. *Precambrian Geology Editorial Committee, Ministry of Geology and Mineral Resources, P. R. China. International Symposium on Late Precambrian Geology* [C]. Beijing: Geological Publishing House, 171 ~ 178 (in Chinese).
- Feng Lianjun, Chu Xuelei, Zhang Qirui, *et al.* 2003. CIA (chemical index of alteration) and its application in the Neoproterozoic clastic rocks[J]. *Earth Science Frontiers*, 10(4): 539 ~ 544 (in Chinese with English abstract).
- Feng Lianjun, Chu Xuelei, Zhang Qirui, *et al.* 2004. New evidence for that Nanhuaian Xieshuihe Formation in northwestern Hunan was formed in cold climate[J]. *Chinese Science Bulletin*, 49(12): 1 172 ~ 1 178 (in Chinese with English abstract).
- Feng Lianjun, Chu Xuelei, Zhang Tonggang, *et al.* 2006. Liantuo sandstone: sedimentary record under cold climate before the Nanhua big glaciations[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(9): 2 387 ~ 2 393 (in Chinese with English abstract).
- Gong Yiming. 1990. Plate sedimentology of volcanic sedimentary rock of Devonian in the north of Xinjiang Province [D]. China University of Geosciences, Wuhan (in Chinese with English abstract).
- Guan Kaiping. 2017. Study on the Nanhua stratigraphic sequence and Paleoclimate of Western Hubei Province [D]. Wuhan: China University of Geosciences (Wuhan).
- Harmois L. 1988. The CIW index: A new chemical index of weathering [J]. *Sedimentary Geology*, 55(3 ~ 4): 319 ~ 322.
- Hughes T J. 1981. Numerical reconstruction of paleo-ice sheets [A]. Denton G H and Hughes T J. *The Last Great Ice Sheets* [C]. New York: Wiley, 221 ~ 261.
- Li Quan and Leng Jian. 1991. The upper Upper Cambrian in Shennongjia Region [J]. *Tian China: Tianjin Science and Technology* (in Chinese with English abstract).
- Liu Hongyun, Dong Rongsheng, Qi Zhonglin, *et al.* 1991. The Sinian System in China [M]. Beijing: Science Press, 1 ~ 388 (in Chinese).
- Ma Guogan, Lee Huaqin and Zhang Zichao. 1984. An investigation of the age limits of the Sinian System in South China [J]. *Bulletin of Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences*, 8: 1 ~ 30 (in Chinese with English abstract).
- Ma Guogan, Zhang Zichao, Lee Huaqin, *et al.* 1989. A geochronostratigraphical study of the Sinian System in Yangtze platform [J]. *Bulletin of Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences*, 14: 83 ~ 124 (in Chinese with English abstract).
- Nesbitt H W and Young G M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites [J]. *Nature*, 299: 715 ~ 717.
- Nesbitt H W and Young G M. 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles [J]. *Journal of Geology*, 97: 129 ~ 147.
- Suttner L J and Dutta P K. 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I, Framework mineralogy [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 56(3): 329 ~ 345.
- Wang Jian. 2000. Neoproterozoic Rifting History of South China: Significance to Rodinia Breakup [M]. Beijing: Geological Publishing House, 78 ~ 99 (in Chinese with English abstract).
- Wang Ziqiang, Yin Chongyu, Gao Linzhi, *et al.* 2006. The character of the chemical index of alteration and discussion of subdivision and correlation of the Nanhua System in Yichang area [J]. *Geological Review*, 52(5): 577 ~ 585 (in Chinese with English abstract).
- Wedepohl K H. 1995. The composition of the continental crust [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(7): 1 217 ~ 1 232.
- Xue Yaosong, Cao Ruiji, Tang Tianfu, *et al.* 2001. The Sinian stratigraphic sequence of the Yangtze region and correlation to the Late Precambrian strata of North China [J]. *Journal of Stratigraphy*, 25(3): 207 ~ 216 (in Chinese with English abstract).
- Yang Yanjun, Chen Wenbin, Zhang Lizhi, *et al.* 1984. The Investigation of upper precambrian system of Yangjiaping section in Shimen county, Hunan Province [J]. *Geology of Hunan*, (3): 1 ~ 95 (in Chinese).
- Yin Chongyu, Gao Linzhi, Liu Pengju, *et al.* 2015. The Neoproterozoic Biostratigraphic Succession and Chronostratigraphic Division in China [M]. Beijing: Science Press (in Chinese).
- Yin Chongyu, Liu Dunyi, Gao Linzhi, *et al.* 2003. Lower boundary age of the Nanhua System and the Gucheng glacial stage: evidence from SHRIMP II dating [J]. *Chinese Science Bulletin*, 48(16): 1 721 ~ 1 725 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Qirui, Chu Xuelei and Feng Lianjun. 2008. A correlation of the "Xieshuihe Formation", Nanhua System, with a discussion to its glacial sedimentary structures [J]. *Journal of Stratigraphy*, 32(3): 19 ~ 25 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Xiwen. 1992. *Conspectus in Palaeoclimatology* [M]. Beijing: Geo-

logical Publishing House (in Chinese).

Zhao Xiaoming, Liu Shende, Zhang Quanxu, *et al.* 2011. Geochemical characters of the Nanhua System in Changyang, western Hubei Province and its implication for climate and sequence correlation[J]. *Acta Geologica Sinica*, 85(4): 576~585(in Chinese with English abstract).

Zhao Ziqiang, Xing Yusheng, Ma Guogan, *et al.* 1980. The Sinian system of Eastern Yangtze Gorges, Hubei[A]. *Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences. Sinian Suberathem in China: Research on Precambrian Geology*[C]. *Tianjin: Tianjin Science and Technology Press*, 31~55(in Chinese).

附中文参考文献

蔡雄飞, 罗中杰. 2018. 湘西北张家界四都坪陡山沱组沉积特征新发现及其古地理意义[J]. *华东地质*, 39(1): 11~17.

董榕生, 李建林. 1987. 中国震旦系下界问题[A]. *地质矿产部前寒武纪地质编辑委员会. 国际晚前寒武纪地质讨论会论文选集*[C]. *北京: 地质出版社*, 171~178.

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[J]. *地学前缘*, 10(4): 539~544.

冯连君, 储雪蕾, 张启锐, 等. 2004. 湘西北南华系溁水河组寒冷气候成因的新证据[J]. *科学通报*, 49(12): 1172~1178.

冯连君, 储雪蕾, 张同钢, 等. 2006. 莲沱砂岩-南华大冰期前气候转冷的沉积记录[J]. *岩石学报*, 22(9): 2387~2393.

龚一鸣. 1993. 新疆北部泥盆纪火山沉积岩系的板块沉积学研究[D]. *武汉: 中国地质大学出版社*, 1~7.

官开萍. 2017. 鄂西地区南华纪沉积地层序列及古气候研究[D]. *武汉: 中国地质大学(武汉)硕士论文*.

李 铨, 冷 坚. 1991. 神农架上前寒武系[M]. *天津: 天津科学与*

技术出版.

刘鸿允, 董榕生, 戚中林, 等. 1991. 中国震旦系[M]. *北京: 科学出版社*, 1~388.

马国干, 李华芹, 张自超. 1984. 华南地区震旦纪时限范围的研究[J]. *中国地质科学院宜昌地质矿产研究所所刊*, 8: 1~30.

马国干, 张自超, 李华芹, 等. 1989. 扬子台地震旦系同位素年代地层学的研究[J]. *中国地质科学院宜昌地质矿产研究所所刊*, 14: 83~124.

王 剑. 2000. 华南新元古代裂谷盆地沉积演化: 兼论与 Rodinia 解体的关系[M]. *北京: 地质出版社*, 78~99.

王自强, 尹崇玉, 高林志, 等. 2006. 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*, 52(5): 577~585.

薛耀松, 曹瑞骥, 唐天福, 等. 2001. 扬子区震旦纪地层序列和南、北方震旦系对比[J]. *地层学杂志*, 25(3): 207~216.

杨彦均, 陈文斌, 张立志, 等. 1984. 湖南省石门县杨家坪上前寒武系剖面研究[J]. *湖南地质*, (3): 1~95.

尹崇玉, 高林志, 刘鹏举, 等. 2015. 中国新元古代生物地层序列与年代地层划分[M]. *科学出版社*.

尹崇玉, 刘敦一, 高林志, 等. 2003. 南华系底界与古城冰期的年龄: SHRIMP II 定年证据[J]. *科学通报*, 48(16): 1721~1725.

张启锐, 储雪蕾, 冯连君. 2008. 南华系“溁水河组”的对比及其冰川沉积特征的探讨[J]. *地层学杂志*, 32(3): 19~25.

赵锡文. 1992. 古气候学概论[M]. *地质出版社*.

赵小明, 刘圣德, 张权绪, 等. 2011. 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*, 85(4): 576~585.

赵自强, 邢裕盛, 马国干, 等. 1980. 湖北峡东震旦系[A]. *中国地质科学院天津地质矿产研究所. 中国震旦亚界: 前寒武地质研究*[C]. *天津: 天津科学技术出版社*, 31~55.