

文章编号: 1000-0550(1999)02-0176-07

滇西昌宁—孟连带存在一个古生代大洋吗^①?

崔春龙¹ 曾允孚² 段丽兰² 黄志勋²

1(西南工学院 四川绵阳 621002) 2(成都理工学院 成都 610059)

摘要 古特提斯昌宁—孟连带的海域性质和规模历来存在争议和分歧。一些研究者认为,昌宁—孟连带存在一个古生代大洋,有一套完整的洋盆沉积序列(腊垒群, D—P)。另外一些研究者则认为昌宁—孟连带是一个陆间裂谷,等等。通过对本区三套硅质岩系(腊垒群、南皮河群、拉巴群)的岩石学、古生物学及地球化学研究认为:拉巴群和南皮河群无疑是大陆边缘沉积,而腊垒群为砂岩、泥岩和硅质的互层沉积,在硅质岩沉积中见由放射虫化石组成粒序层和侵蚀现象,缺乏潜穴或生物扰动。硅质岩的地球化学特征是: $Fe_2O_3 < FeO$, $Fe = 16\ 700 \times 10^{-6} \sim 17\ 100 \times 10^{-6}$, $Mn = 120 \times 10^{-6} \sim 290 \times 10^{-6}$, $Co = 9 \times 10^{-6} \sim 15 \times 10^{-6}$, $Ni = 17 \times 10^{-6} \sim 24 \times 10^{-6}$, $Zn = 27.7 \times 10^{-6} \sim 121 \times 10^{-6}$, $MnO/TiO = 0.1 \sim 0.29$, $\delta Ce^* = 0.996 \sim 1.345$, δCe^* (页岩) = $1.02 \sim 1.39$, $\delta Eu = 0.53 \sim 0.67$, $\delta Eu^* = 0.3 \sim 1.04$, REE 页岩标准化模式曲线近水平,球粒陨石标准化模式曲线明显向右倾。以上特征表明腊垒群形成于较闭塞的浅海大陆边缘深陆棚至斜坡环境,而非洋盆沉积,不能代表一个古生代大洋。

关键词 硅质岩 洋盆性质 昌宁—孟连带

第一作者简介 崔春龙 男 1958 年出生 副教授 博士 沉积学

中图分类号 P512.2 **文献标识码** A

1 问题的提出

昌宁—孟连带位于特提斯喜马拉雅构造域三江褶皱带,是研究和解决该带许多重大地质问题的重要地区,其中古特提斯昌宁—孟连带的性质和规模是一个非常关键的问题,但目前还存在一些争论。杨嘉文等^[8]认为:“三江断裂带(含昌宁—孟连带)系冈瓦纳与欧亚大陆碰撞带及特提斯消亡带,未见完整洋壳序列,表明其间无大洋,此分界系一过渡性质,滇西为一联系南北大陆的一个陆间海...”。朱勤文、杨开辉等^[9]认为“分布于昌宁、铜厂街一带的拉斑玄武岩系列和广布于该带的过渡型碱性玄武岩系列火山岩,其火山岩组合、REE 分配形式和不相容元素谱系图,均可与现代红海裂谷洋盆的火山岩类比,表明该区不曾有过宽的大洋”。莫宣学^[5]也认为该带所谓的洋脊火山岩,并不是真正的洋脊火山岩,而属准洋脊火山岩。刘本培^[4]认为:“滇西古特提斯昌宁—孟连带(含澜沧江带)是古特提斯多岛洋盆的主支,...”,并认为腊垒群是代表该主支的完整的洋盆沉积序列,故昌宁—孟连带是冈瓦纳大陆与劳亚大陆的主界线。其他学者还从古地磁学角度进行了讨论,但数据少,采样分散,尚难定论昌宁—孟

连带的规模。本文针对目前的争议,着重从沉积岩石学、放射虫古生物和硅质岩的沉积地球化学等方面探讨了该带的性质和规模。

2 硅质岩系的沉积特征

本文硅质岩系是指含较多硅质岩的沉积序列。按作者提出的地层分区方案(另文发表),本区硅质岩系可分为拉巴群硅质岩沉积序列(C₂—P₂)、南皮河群硅质岩沉积序列(D₃—T₁)、腊垒群硅质岩沉积序列(D₁—T₂)。

2.1 拉巴群的沉积序列

拉巴群是一套砂岩、泥岩、粉砂岩和硅质岩构成的互层沉积。下段厚约 400 m,以黄绿色、紫红色泥页岩为主,夹少量薄层硅质岩、泥质硅质岩、生物屑泥晶灰岩和砂岩。生物屑泥晶灰岩中可见浪成沙纹交错层理和浅海生物化石碎片。中段厚约 200 m,为各种类型的细粒(杂)砂岩夹泥岩、粉砂岩,见少量含细砾中粗粒杂砂岩,岩屑杂砂岩中含大量植物碎片。砂岩的成分成熟度在各层中差别较大,某些层段发育不完整的鲍马序列或单向斜层理。砂岩的粒度概率累积曲线(图 2)表现出重力流沉积特征。上

① 国家“八五”攻关项目(85-01-003-04)资助

收稿日期: 1998-03-04 收修改稿日期: 1998-10-06

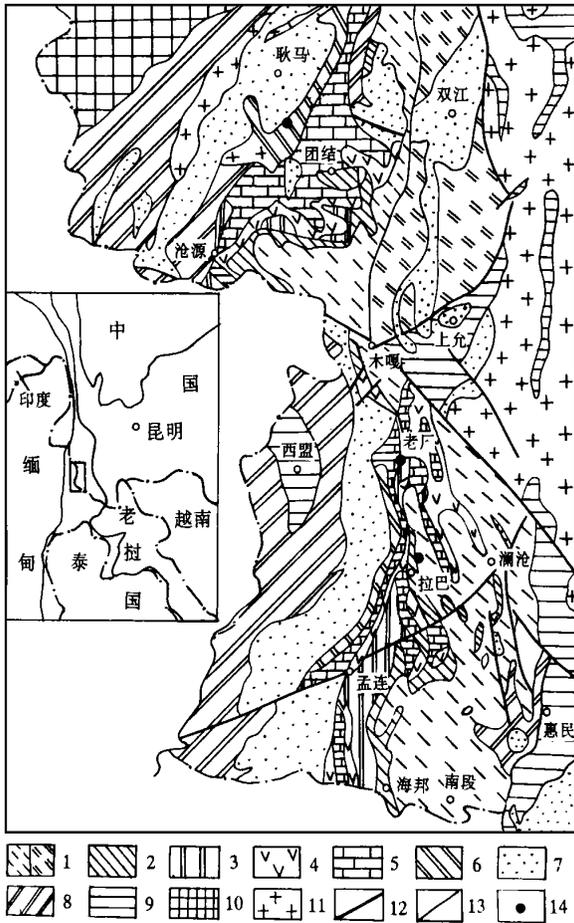


图 1 昌宁孟连带地质略图
(转自刘本培等 1993, 有修改)

- 1. 南段组(D₃-C₁); 2. 拉巴群(C₂-P₂); 3. 腊垒群(D₁-T₂);
- 4. 火山岩(C₁-P₂); 5. 碳酸岩(C₂-P₂); 6. 南皮河组(D₃-T₁);
- 7. 后印支盆地; 8. 前泥盆纪基底(Pz₁); 9. 前泥盆纪基底(Pt₂);
- 10. 保山地块; 11. 花岗岩; 12. 断层
- 13. 正常地质界线; 14. 剖面位置

Fig. 1 Geological Outline of Changning-Menglian Belt

段厚约 600 m, 以黄绿、灰白色泥页岩, 黑色及灰色硅质岩为主, 夹少量灰黄色岩屑石英砂岩或透镜体, 在下部泥岩中含原地埋藏的浅海深部至斜坡上部环境的底栖生物及浮游生物化石组合。因此, 该群为斜坡至深陆棚环境中的沉积。

2.2 南皮河群的沉积序列

南皮河群包括三个组, 其中南皮河组和帕拍组含有硅质岩。南皮河组至帕拍组在各地岩性变化较大。在南皮桥剖面, 南皮河组表现为细碎屑岩、泥岩、颗粒灰岩及硅质岩的互层沉积, 代表一套受陆源影响、与碳酸盐台地有关的台缘斜坡至台缘滞流盆

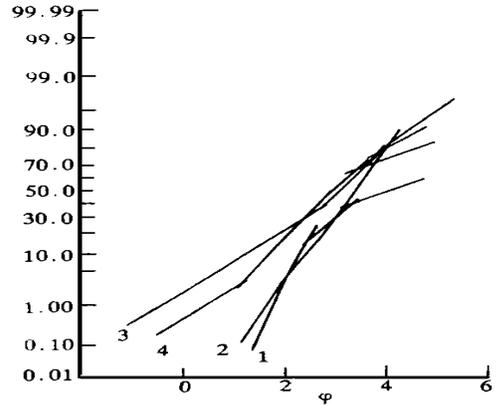


图 2 拉巴群砂岩的粒度概率累积曲线

1. 拉巴群下段砂岩透镜体; 2, 3, 4 拉巴群中段砂岩

Fig. 2 Cumulative probability curve of sandstone of Laba group

地的沉积。在弄巴剖面, 南皮河组为泥岩与硅质岩夹砂岩的互层沉积, 间夹有大陆拉斑玄武岩。硅质岩主要呈暗灰至黑色(含较丰富的放射虫化石)及少量浅绿、砖红色, 显示水平层理和少量粒序层理, 硅质岩中夹有浊积砂岩透镜体, 故属深陆棚至大陆斜坡盆地的沉积。帕拍组为一套泥页岩、粉砂岩夹少量薄层硅质岩, 含菊石、双壳类等化石, 底部为硅基质燧石质砂砾岩夹细砂岩、粉砂质泥岩。该套沉积代表了一个新的沉积阶段的开始, 其沉积环境为大陆边缘深陆棚上的断陷盆地沉积。

2.3 腊垒群的沉积序列

腊垒群由腊垒组(D₁)、岔河组(D₂-C)、中寨组

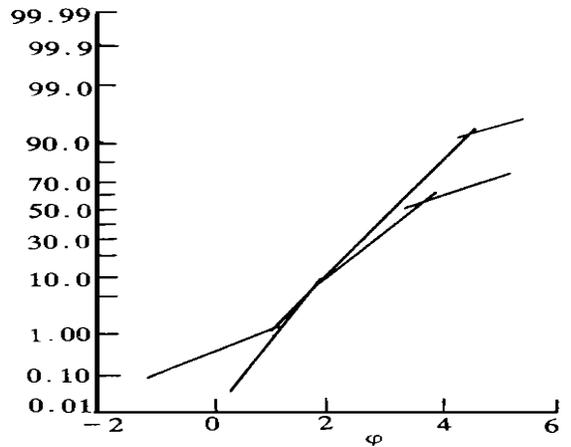


图 3 腊垒组砂岩的粒度概率累积曲线

Fig. 3 Cumulative probability curve of sandstone of Lalei Formation

表1 昌宁-孟连带晚古生代放射虫种组合比例
Table 1 Radiolarian Combination of Devonian-Triassic siliceous rock in Changning-Menglian Belt

时代	南皮河群		腊垒群		东区地层			
T	怕帕组	种属少, 泡沫虫 44% (隐管虫少), 阿尔拜虫 + 罩笼虫 56%	牡音河组	种属多, 泡沫虫 60%, (隐管虫 18%) * 罩笼虫 40%		无沉积		
	P ₂	种属多, 泡沫虫 62%, (隐管虫 38%), 阿尔拜 + 罩笼虫 38%	中寨组	种属一般, 泡沫虫 70% (隐管虫 38%) 阿尔拜虫 + 罩笼虫 30%	老厂组 (P ₂), 泡沫虫 78% (隐管虫 40%) 阿尔拜虫 + 罩笼虫 22%		上拉巴群 种属多 (P ₂), 泡沫虫 64% (隐管虫 30%) 阿尔拜虫 + 罩笼虫 36%	
P	P ₁		砂岩与泥岩互层, 含孢粉及植物碎片	岔河组	种属一般, 泡沫虫 56% (隐管虫少), 阿尔拜虫 42%, (中晚泥盆统仍以泡沫虫占优势)			下拉巴群 种属多, 泡沫虫几乎 100% (隐管虫 33%)
	C	C ₃					南段组 巨厚层砂岩与泥岩互层, 含浅海底栖生物化石	
		C ₂						
D	D ₃		腊垒组	种属较多, 泡沫虫 93% 阿尔拜虫 7%				
	D ₂							
	D ₁							

* 隐管虫超科的百分比系占总种属的比例

(P)、老厂组 (P₂) 和牡音河组 (P₂-T) 构成, 是确定滇西昌宁-孟连带是否存在一个古生代大洋的关键沉积序列。以下主要讨论腊垒组、岔河组、中寨组和老厂组的沉积。

2.3.1 腊垒组

腊垒组为黄绿灰色砂岩、粉砂岩与泥页岩互层夹黑色-浅灰色硅质岩, 泥页岩及硅质岩中发育水平层理, 砂岩具块状层理。生物化石有单笔石、头足类、牙形石、植物碎片和放射虫, 放射虫以泡沫虫为主。砂岩以杂砂岩为主, 主要为含细砾细粒长石岩屑杂砂岩、岩屑石英(杂)砂岩及长石石英(杂)砂岩。成分成熟度中等偏低, 碎屑以次棱角状为主, 分选差。粒度概率累积曲线(图3)显示重力流及部分牵引流沉积特征, 粒度参数的萨胡判别值 $Y_{油/冲} = 6.8754 \sim 7.476$, 属浊流沉积。硅质岩的微量元素特征(表2)也显示近岸沉积背景。这些特征表明腊垒组系三角洲前缘斜坡至深陆棚环境的沉积。

2.3.2 岔河组

为一套浅灰、灰色至黑色层状硅质岩、硅质泥岩夹少量泥岩及砂岩, 常见铁锰结核。上部硅质岩中泡沫虫类放射虫与其他种类的放射虫都较发育, 下

部硅质中几乎全为泡沫虫, 说明沉积水体向上变深。结合硅质岩的微量元素特征和 $\alpha_{Ce} \geq 1$, 可以认为岔河组系大陆边缘欠补偿性缓坡盆地半深水沉积。

2.3.3 中寨组

中寨组为一套薄层-厚层不等粒细粒长石石英砂岩、杂砂岩、夹薄层硅质岩、页岩, 底部为一层 28.9 m 的似层状全蚀变的层凝灰岩夹薄层状含粉砂质页岩, 代表大陆边缘早二叠世早期的火山活动, 可能与南皮河组中的大陆拉斑玄武岩相对应。在该组硅质岩中, 放射虫以泡沫虫为主占 70%, 隐管虫超科占 23% 为特征, 故中寨组理应代表近岸深陆棚至缓坡环境的沉积。

2.3.4 老厂组

主要分布在澜沧县老厂矿区, 为一套安山岩-玄武质熔岩夹熔结凝灰岩及角砾凝灰岩夹少量浅灰色硅质岩, 并具多个旋回, 与下伏中寨组呈喷发关系。但从枕状熔岩、海相夹层、玄武岩的气孔、杏仁发育和熔结火山碎屑岩来看, 应系海相至陆相喷发之过渡沉积。

由上可知, 该群并未构成完整的洋盆沉积, 应属大陆边缘型沉积或为陆间海深水沉积, 至多是半深水的缓坡盆地沉积。

3 硅质岩系中放射虫及其它古生物特征

放射虫硅质岩作为深海环境标志很早以来就给人们留下了深刻的印象。但现代和古代放射虫硅质岩的研究表明: 放射虫可以生长在许多构造—沉积环境中, 水可深可浅。放射虫喜欢清澈、盐度较正常的海水, 其种属组合、富集程度和个体大小受地理纬度、海水温度、水深、水文状况、离岸远近、海水浊度—盐度和底质等因素的控制, 水深是重要的因素之一, 并影响着水温、透光度等。从放射虫的保存来说, 浅水中硅的溶解度低, 深水中的溶解度高, 而且硅质岩成因的上升洋流学说也表明, 大陆边缘环境是硅质岩沉积的重要场所。

本文据薄片及酸处理所获放射虫种属分布, 结合冯庆来^[2]对滇西硅质岩中放射虫的种属描述资料, 对泥盆系—三叠系硅质岩中的放射虫种属按组及时代进行了重新统计、增补, 结果如表 1。据前人对放射虫古生态的研究, 并考虑到硅质岩系的建造特征和放射虫种属随时代的演化特征, 如阿尔拜虫在早石炭世才出现^[6]等, 对硅质岩系进行了形成环境分析。

从表 1 可以看出, 南皮河组、中寨组及老厂组、拉巴群上部所含放射虫组合属大陆斜坡半深海组合, 同时在拉巴群上部硅质岩之下的泥岩、粉砂质泥岩段中含有菊石、腕足、腹足、海百合茎、苔藓虫、双

壳及牙形石等浅海深部到斜坡上部的原地埋藏化石, 故代表浅海至大陆斜坡半深水环境。岔河组中上部以纯硅质岩、泥质硅质岩夹泥岩为特征, 水体可能最深, 所含放射虫组合介于半深海—深海组合之间, 代表大陆斜坡下部至斜坡边缘盆地的环境。腊垒组、岔河组下部、拉巴群中下部, 所含放射虫几乎全为泡沫虫, 其中隐管虫超科占 1/3, 代表浅海深陆棚至半深水斜坡环境。帕拍组和牡音河组属残余海盆较深水沉积。

应当指当, 在开阔海与有障壁的海盆中, 上述放射虫的组合、丰度与水深的对应关系是可变的, 水深尺度是相对的, 并非唯一因素。如黄慧琼^[3]在研究湘西—黔东早震旦世大塘坡锰矿时, 分析研究了其中所含放射虫种属的特征, 结合其他沉积标志, 把以罩笼虫为主、泡沫虫次之的环境定为离古陆不远的局限海盆, 且认为水深在 100 m 左右, 可见与上述放射虫组合与水深关系的认识相差很大。

综观放射虫古生物特征, 亦可得出腊垒群是几套硅质岩系中沉积环境水体最深的一套沉积, 但仍然不能代表是一套深海环境的完整洋盆沉积。

另外, 在南皮河群、南段组和拉巴群中的孢粉化石以全球属种为主, 且南北大陆属种混生, 其比例多少应于风向有关, 正说明洋盆不大; 在前人提到的洋岛海山上的碳酸盐岩、拉巴群下部夹的碳酸盐岩及南皮河群所夹的碳酸盐岩中均含有温水生物化石—蜓类化石等, 总体应属扬子大区, 亦于昌宁—孟连带

表 2 昌宁—孟连带硅质岩特征指示元素与环境

Table 2 Characteristic indicator element of siliceous rock vs. environment in Changning-Menglian Belt

地 层 单 元	样 号	采样位置 (见图 1)	指示元素 × 10 ⁻⁶					备 注	
			Fe	Mn	o	Ni	Zn		
东 区	拉 巴 群	M L-11-2	拉巴乡 拉巴剖面	27100	100	11	14	/	(11170)中子 活化数据(下同), 自测
		M L-8(9)		42400	190	19	31	(56)	
		M L-2		(11170)	/	19	16	(26.5)	
西 区	岔 河 组	SK-3	老厂水库剖面	16800	290	15	18	(27.7)	自测
		MD-1		17100	120	9	24	(121)	
	南 皮 河 群	P2n-1R	南臂桥剖面	16400	150	16	8	(42)	
		P2n-10		耿马弄巴剖面	31500	460	12	17	
东海大陆架硅质沉积				32000	500		25	68	赵一阳(1983)
冲绳海槽硅质沉积				36300	2600		39	84	
太平洋粘土平均成分				53900	4300	113	210	165	J. L. Bischoff(1979)
太平洋中部硅质沉积				56500	6262	(75)	(168)	(102)	肖永林(1991)

表3 昌宁—孟连带硅质岩的稀土元素特征值

Table 3 REE feature value of siliceous rock in Changning—Menglian Belt

地层单位	采样位置 (见图1)	La/ $\times 10^{-6}$	Ce/ $\times 10^{-6}$	Σ REE/ $\times 10^{-6}$	Lan/ Ybn	La*/ Yb _n	δ_{Eu}	δ_{Eu}^*	δ_{Ce}	δ_{Ce}^*	备注
拉巴群 C—P(2)	拉巴乡 拉巴剖面	5.6 ± 2	10.6 ± 3.8	> 22.9	5.47	0.62 ~ 0.081	0.52	0.816	0.824 ~ 1.022	0.8 ~ 1.08	自测 自测(2)
南坡河组 (4)	南臂桥和 弄巴剖面	27.70	48.53	> 111.47	6.35	0.45 ~ 8.68	0.35 ~ 0.41	0.54 ~ 0.63	0.88 ~ 1.04	0.93 ~ 1.06	及贾进华 (2)1993
腊垒群盆河 组D—C(2)	老厂水库和 勐省剖面	8.4 ~ 23.5	22.3 ~ 48	> 68.5	6.36 ~ 14.4	0.84 ~ 1.9	0.604	0.937	1.17	1.21	自测

* 北美页岩标准化数据, 未注明为球粒陨石标准化; () 中为样品数

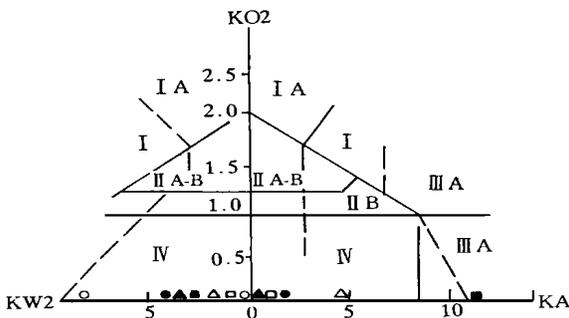


图4 硅质岩的多勃列图解

- I. 大洋及夏威夷型橄榄玄武岩区; II A. 大洋碱性玄武岩区;
II A—b. 裂谷带过渡玄武岩区; II B. 大陆碱性玄武岩区;
III A. 大洋中脊玄武岩区; III B. 岛弧高铝玄武岩区;
IV. 大陆玄武岩区(昌宁—孟连带硅质岩投点区)

Fig. 4 Dobrechov diagrams in siliceous rock

是一个大(主)洋盆相去甚远。

4 硅质岩系的地球化学特征与形成环境

4.1 常量元素和微量元素特征

表2是昌宁—孟连带各时代硅质岩的特征指示元素含量与现代大洋和陆架沉积的比较。从表中可知, 高含量的锰、钴、镍、锌、铁是现代大洋沉积与大陆架沉积的主要区别之一, 而本区硅质岩中这些元素的特征以及 MnO/TiO_2 比值为 $0.1 \sim 0.29$, 与大陆架沉积环境中硅质沉积的元素特征相同^[10], 代表了陆棚至斜坡附近的近岸沉积。上述讨论中涉及的火山作用或热水成因, 亦应发生在大陆边缘构造背景之下, 这与在弄巴剖面南皮河组中夹有大陆拉斑玄武岩及其多勃列图解(图4)显示的源区是一致的。

4.2 稀土元素特征

表3是本区硅质岩的稀土元素地球化学特征值, 其稀土元素的球粒陨石标准化模式曲线为明显的右倾式(图5B), 与现代太平洋中部的上凸式分布^[7]有明显区别, 也不同于 Richard W. Murray^[11]总结的太平洋型硅质岩的左倾式分布。稀土元素的北美页岩标准化模式曲线(图5A)总体讲均较平坦, 腊垒群、南皮河群硅质岩稍有起伏, 表明硅质来源于陆源区或与大陆性玄武岩活动有关。本区硅质岩的 δ_{Ce} 和 $\delta_{Ce(页)}$ 均显示弱的负或正铈异常, 与太平洋型硅质岩明显的负铈异常不同。其 $Lan/Ybn(页)$ 为 $0.45 \sim 8.68$, $FeO \gg Fe_2O_3$, 属 Richard W. Murray^[14]的 SHL—TYPE 近岸滞流环境的硅质岩。 $\delta_{Eu(球)}$ 显示较明显的负异常, 而太平洋中部硅质则几乎无此异常。 $\delta_{Eu(页)}$ 则为无异常或负异常, 与太平洋中部硅质沉积的 $\delta_{Eu(页)}$ 的正异常形成鲜明对照。从硅质岩、硅质页岩的稀土元素特征(表3)和 δ_{Ce} 与沉积背景的关系(表4)可知, 本区硅质岩无疑都是大陆边缘型硅质岩。但据丁林等^[1]的资料, 腊垒群内已发现地球化学特征具洋盆亲缘性质的硅质岩, 故

表4 硅质岩、页岩、硅质沉积物的平均 Ce/Ce^* Table 4 Average Ce/Ce^* in chert shale and siliceous sediment

沉积背景(距洋脊距离)	硅质岩(样品数)	页岩(样品数)
洋脊作用区(0~120 km)	$0.3 \pm 0.13(9)$ $0.28 \pm 0.04(8)$	$0.28 \pm 0.10(4)$
洋盆底部(150~1 000 km)	$0.6 \pm 0.11(4)$	$0.56 \pm 0.05(1)$
大陆边缘($> 1 000$ km)	$1.09 \pm 0.25(15)$ $0.93 \pm 0.01(3)$	$0.84 \pm 0.12(5)$ $0.93 \pm 0.02(4)$

据 Richard W. Murray et al (1991)^[12]

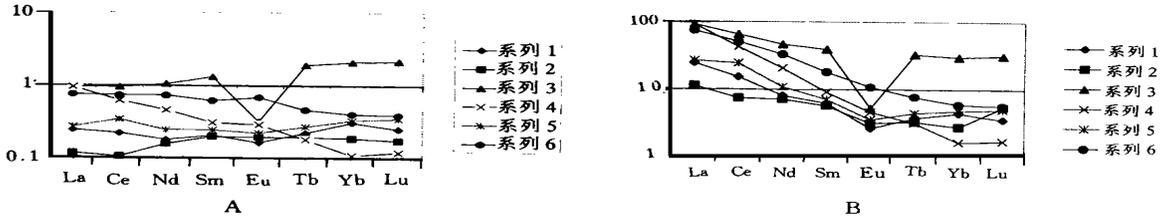


图 5 滇西昌宁—孟连带硅质岩的稀土元素分布型式

A. 北美页岩标准化; B. 球粒陨石标准化; 1, 5. 拉巴群硅质岩; 2, 4. 腊垒群硅质岩; 3, 6. 南皮河群硅质岩

Fig. 5 REE patterns of siliceous rock in Changning—Menglian Belt

情况较复杂。目前腊垒群的主体应属大陆边缘型硅质岩。

5 结论

1). 本区三个地层序列中的硅质岩产于陆源碎屑沉积岩、泥岩、碳酸盐岩和硅质岩构成的复杂沉积序列中。

2). 通过对与硅质岩共生的砂岩、硅质岩的放射虫古生物学和地球化学研究可知, 硅质岩形成于较闭塞的近岸大陆边缘的沉积背景(深陆棚至斜坡环境)之中, 与深海洋盆沉积的硅质岩差别很大。

3). 硅质岩主要是生物—生物化学沉积, 部分具有再沉积的特征。物质来源主要是陆源或与大陆壳物源有关的火山作用。

4). 昌宁—孟连带作为一个古生代的主大洋还缺乏足够的证据。

参 考 文 献

- 1 丁林, 钟大赉. 滇西昌宁—孟连带古提斯洋硅质岩的稀土元素和铀异常特征[J]. 中国科学(B), 1995, 25(1): 93~101
- 2 冯庆来. 放射虫古生态的初步研究[J]. 地质科技情报, 1992, 2: 41~46
- 3 黄惠琼, 许效松. 湘西—黔东早震旦世大塘坡组锰矿中放射虫的发出及环境意义[J]. 岩相古地理, 1988, 3-4: 51~59
- 4 刘本培, 冯庆来, 方念乔. 滇西南昌宁—孟连带和澜沧江带古提斯多岛洋的构造演化[J]. 地球科学, 1993, (5): 529~539

- 5 莫宣学, 路风香, 赵宗贺. 三江特提斯造山带的火山作用. 新的事实和概念[J]. 中国地质大学学报, 1991. 58~74
- 6 吴浩若, 李红生. 滇西昌宁孟连地区的石炭和二叠纪放射虫化石[J]. 微体古生物学报, 1989, 6(4): 337~343
- 7 肖永林, 赵济相, 张连英等. 太平洋中部硅质岩[M]. 成都: 西南交通大学出版社, 1991. 53~83
- 8 杨嘉文, 严平兴. 南特提斯滇西带石炭—二叠纪构造古地理格局[J]. 地球科学, 1990, 15(4): 379~406
- 9 朱勤文, 杨开辉. 澜沧江带火山岩构造—岩浆类型与特提斯演化[A]. 青藏高原地质文集(21)[C]. 北京: 地质出版社, 1991. 125~140
- 10 Koshi Yamamoto. Major and minor elements geochemistry and the depositional environment of siliceous sedimentary rocks[J]. Geochemistry, 1991, 25: 17~26
- 11 Richard W. Murray, et al. Inter-oceanic variation in the rare earth, major and trace elements depositional chemistry of chert; perspectives gained from the DSDP and ODP record[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1992, 58: 1897~1913
- 12 Richard W. Murray. Rare earth, major and elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California; Assessing REE sources to fine-grained marine sediments[J]. Geochimica et Cosmochimica, 1991, 55: 1875~1895
- 13 Richard W. Murray. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert; general principles and applications[J]. Sedimentary Geology, 1994, 90: 213~232
- 14 Richard W. Murray. Rare earth, major and trace element composition of Monterey and DSDP chert and associated host sediment; assessing the influence of chemical traction during diagenesis[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1992, 56: 2657~2671

Is there A Late Paleozoic Great Ocean in Changning—Menglian Belt, Western Yunnan, China ?

CUI Chun-long¹ ZENG Yun-fu² DUAN Li-lan² HUANG Zhi-xun²

¹(Southwest Institute of Technology, Mianyang Sichuan, China 621002)

²(Chengdu University of Technology, Chengdu, China 610059)

Abstract

The Changning—Menglian Belt, located in the western Yunnan, Himalayan tectonic region of Palaeo—Tethys, is one of the important areas of studying and resolving many significant geological problems in which the nature and scale of Changning—Menglian ocean are very key question, but now there are some arguments too. Some researchers believe that there is a late paleozoic great ocean and a set of complete oceanic sedimentary sequence, that is Lalei Group (D—P) of Changning—Menglian Belt, and this group consists of siliceous rock, mudstone and sandstone, the important and main evidences are deepsea radiolarian fossils combination in siliceous rock and $\delta\text{Ce} < -1$ of siliceous rock. Others think that there is no a great ocean, in Changning—Menglian Belt but a intercontinental rift and so on. In the paper some new evidences and idea are proposed on the base of the study for three sets of siliceous rock system, which are Lalei Group, Nanpihe Group and Laba Group.

The common characteristics of Laba Group and Nanpihe Group is consist of sandstone, mudstone, siliceous rocks and a few grain limestone, in which there are epibenthos fossils or their debris, oscillation ripple cross bedding composed of grain limestone, graded bedding composed of radiolaria fossils. Their radiolaria fossils combination belong to the combination of shallow sea deep shelf to continental slope subabyss environment. They are undoubtedly continental margin deposition. Lalei Group consists of three parts. The Upper is the interbed of sandstone, mudstone, siliceous rock, and includes a few tuffite, continental tholeiite (P₁) and andesite—basalt—welded tuff (P₂), and so on, which represents the volcanic eruption of continental basement. The Middle is pure siliceous rocks and few mudstone. The Lower is the interbed of sandstone, shale and siliceous rocks. There are graded bedding composed of radiolaria fossils, eroding appearance and lack of burrows or bioturbation in siliceous rocks of Lalei Group. The radiolaria fossils combination in siliceous rocks belong to the combination of continental slope to slope margin basin environment.

The geochemical character of siliceous rock is $\text{Fe}_2\text{O}_3 \ll \text{FeO}$, $\text{Fe} = 16\ 800 \sim 17\ 100$ ppm, $\text{Mn} = 120 \sim 290$ ppm, $\text{Co} = 9 \sim 15$ ppm, $\text{Ni} = 18 \sim 24$ ppm, $\text{Zn} = 27.7 \sim 121$ ppm, $\text{MnO}/\text{TiO} = 0.1 \sim 0.29$, $\delta\text{Ce} = 0.996 \sim 1.345$, $\delta\text{Ce}^* = (\text{shale standard}) = 1.02 \sim 1.39$, $\delta\text{Eu} = 0.53 \sim 0.67$, $\delta\text{Eu}^* = 0.83 \sim 1.04$, REE shale standardization model curve is nearly horizontal, but spherulite aerolite standardization model curve obviously incline to right, they are entirely different from oceanic geochemical characteristics. In addition, there is a mixture of Gondwana and Laurasia spore and pollen in Laba Group, Nanpihe Group and Lalei Group, at the same time, which contains also fusulinid fossils that reflect warm water condition.

The above characteristics appear that Lalei Group, Laba Group and Nanpihe Group are all formed in closer neritic continental margin deep shelf to continental slope subabyss environment. Therefore, Changning—Menglian ocean is not a late paleozoic great ocean, and not the boundary between Gondwana and Laurasia, too.

Key words siliceous rock oceanic feature Changning—Menglian Belt