

文章编号 1007-3701(2006)03-0024-07

青海南部金沙江缝合带二叠纪 硅质岩地球化学特征及沉积环境

段其发,王建雄,何龙清,赵小明,涂 兵

(宜昌地质矿产研究所,湖北 宜昌 443003)

摘要 青海省南部扎河地区金沙江缝合带中出露的通天河蛇绿混杂岩由不同时代、不同岩性的地层断片组成。对其中的二叠纪硅质岩进行地球化学研究后发现,该地区的硅质岩 SiO_2 含量在 71.56% ~ 88.24% 之间, $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 平均值为 0.64, MnO/TiO_2 平均值为 0.74, ΣREE 平均为 138.51×10^{-6} , 稀土元素配分曲线呈平坦型, δCe 为 0.97 ~ 1.49, 平均为 1.14, 无明显异常; $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 平均值为 1.85, $(\text{La}/\text{Ce})_N$ 平均值为 1.08, 与已知大地构造背景的硅质岩地球化学特征对比, 表明其形成环境为陆间洋盆环境。因此, 金沙江带不能作为古特提斯域的主缝合带。

关键词 硅质岩 地球化学 沉积环境 二叠纪 金沙江缝合带 青海南部

中图分类号 P588.24+4

文献标识码 A

青海省南部位于东特提斯构造域的 NE 部, 其地质演化受特提斯从发展到消亡的构造动力学体制制约, 是研究特提斯地质演化的重要地区之一。该区自然地理、气候条件恶劣, 交通条件较差, 地质构造复杂。金沙江缝合带延入青海南部玉树地区之后, 由 SN 向转为 NW 向, 经治多、巴音查乌玛延伸至西金乌兰湖、乌兰乌拉湖等地, 因此, 玉树、治多一线是联接 SN 向与 NW 向金沙江缝合带的枢纽。以往对青海境内金沙江缝合带的研究工作主要集中在可可西里地区^[1~4], 在玉树、治多一带尚未进行过系统的研究工作, 地质工作程度相对较低。

硅质岩作为造山带蛇绿混杂岩的重要岩石类型之一, 一方面可用其中的古生物化石确定蛇绿岩的形成时代, 另一方面它还是确定蛇绿岩形成时的岩相古地理环境和大陆构造背景的指示性岩石。

笔者等在开展 1:25 万区域地质调查时, 在青海省南部治多县扎河地区金沙江缝合带中发现一套泥质-硅质岩地层, 本文对其岩石学、常量元素和稀土元素地球化学特征与沉积环境进行了研究。

1 地质概况

扎河地区位于 NW 向金沙江缝合带的东段, 缝合带内的地层统称“通天河蛇绿混杂岩”, 地质时代为早石炭世杜内早期-早三叠世^[5]。其北部与巴颜喀拉周缘前陆盆地的界线为西金乌兰湖-歇武断裂带, 南部与羌塘地块的界线为乌兰乌拉湖-玉树断裂带。区内出露通天河蛇绿混杂岩、上三叠统巴颜喀拉山群、古近系和第四系, 断裂构造发育, 构造线以 NW-SE 向为主。

野外调查发现, 通天河蛇绿混杂岩由不同时代、不同构造背景的岩块堆叠而成, 岩块之间均为断层接触。新发现的硅质岩呈构造岩块出露于蛇绿混杂岩带的北部, 沿西金乌兰湖-歇武断裂带断续分布(图1), 长 1 000 ~ 1 500 m, 宽 40 ~ 120 m,

收稿日期 2006-05-26

基金项目 中国地质调查局 1:25 万曲麻莱县幅区域地质调查项目(200313000006)。

作者简介 段其发(1966-), 男, 副研究员, 从事区域地质调查与沉积学研究。

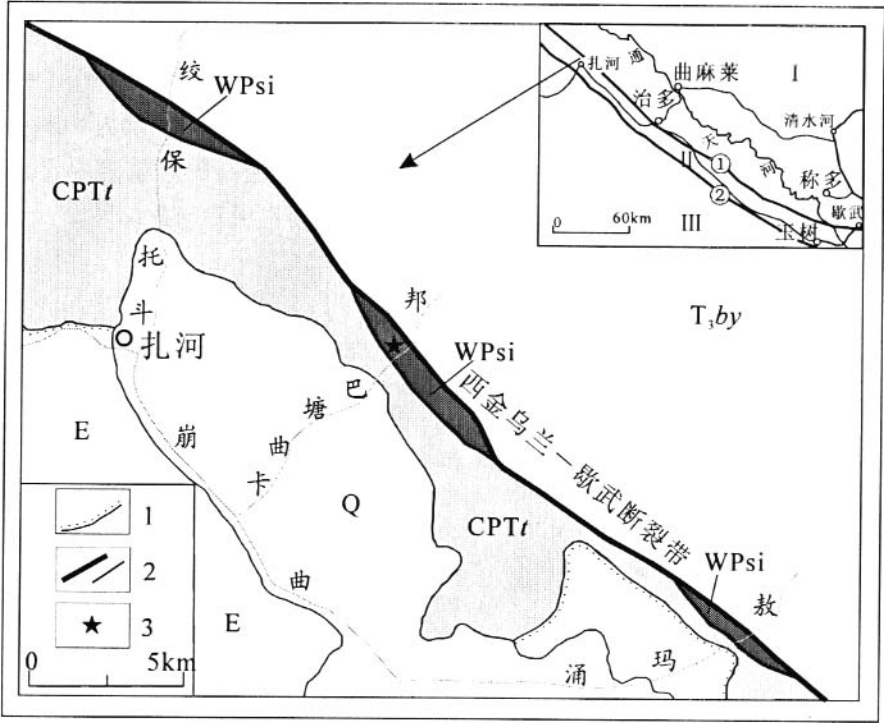


图 1 扎河地区地质略图及采样位置

Fig. 1 Geological sketch map of the Chaggar area and sampling location

①西金乌兰湖 - 歇武断裂带 ;②乌兰乌拉湖 - 玉树断裂带 ;I - 巴颜喀拉周缘前陆盆地 ;II - 金沙江缝合带 ;III - 羌塘地块 ;1. 角度不整合接触 2. 断裂带 3. 采样位置 ;CPTt - 通天河蛇绿混杂岩 ;WPsi - 硅质岩岩块 ;T3by - 巴颜喀拉山群 E - 古近系 Q - 第四系

长轴方向为 NW - SE 向,与区域面理产状基本一致,岩层变形强烈。

2 硅质岩的特征及时代

扎河北东部邦巴塘曲卡一带,硅质岩为中 - 薄层状与薄层状泥岩呈不等厚互层,颜色以深灰、灰黑色为主,上部夹少量红色薄层泥岩 ;石英矿物具微晶结构,发育水平纹层构造 岩石单层厚一般为 6 ~ 10 cm,少数达 20 cm,在 NW 方向绞保托斗一带硅质岩与下覆的块状玄武岩呈整合接触,在 SE 方向傲玛涌上游硅质岩与泥岩呈韵律互层。岩石主要矿物为微粒状、放射状微晶石英,此外尚有水云母、赤铁矿、绿泥石及零星放射虫生物屑,偶见火山凝灰物质。

在邦巴塘曲卡剖面,自下往上选取 5 个硅质岩样品进行了岩石地球化学分析,在 4 号样品 (BB - 4b) 中分离出放射虫化石 :*Pseudopalaeolbaillella longtanensis* Sheng et Wang, *Cauletellidae* gen. et sp. indet., *Entacmidae* gen. et sp. indet., 其中以 *Pseud-*

palaeolbaillella 属最丰富, *P. longtanensis* 种数量最多。 *P. longtanensis* 是苏皖地区中二叠统孤峰组中的带化石^[6, 7],也是广西钦州和日本西南部中二叠世的重要化石^[8, 9],所以该放射虫动物群的时代为中二叠世^[10]。该动物群以阿尔拜虫类为主,未见海绵骨针,指示深水沉积环境^[11]。在绞保托斗,与硅质岩伴生的火山岩具板内碱性玄武岩性质,暗示此时盆地处于拉张的构造背景,属被动大陆边缘环境。

3 硅质岩地球化学特征及沉积环境

3.1 常量元素特征

常量元素不仅能够用于判别硅质岩的硅质来源,而且也是研究沉积盆地构造背景的有效方法。硅质岩常量元素分析结果见表 1。5 个样品的 SiO₂ 含量变化在 71.56% ~ 88.24% 之间,总体上偏低,表明本区硅质岩不纯,这与镜下见较多泥质的情况相符。此外,灼失量也较低,暗示样品中有机质较少。

硅质岩中 Fe、Mn 的富集主要与热水的参与有

关,而 Al 的富集则与陆源物质的介入有关。海相沉积的 $Al/(Al + Fe + Mn)$ 比值随沉积物中热液沉积物的减少而增加^[12];该值在 0.01 (纯热液成因) 到 0.60 (纯生物成因) 之间变化,在 Al - Fe - Mn 图上,所有热液成因的硅质岩均落入图解的富 Fe 端,生物成因的硅质岩则落入富 Al 端^[13,14]。从表 1 中

可以看出,研究区硅质岩样品多落在生物成因硅质岩区(图 2A),硅质岩的 $Al/(Al + Fe + Mn)$ 值变化在 0.41 ~ 0.74 之间,平均为 0.64,接近于生物成因硅质岩,比值略高的硅质岩中含放射虫化石较多,表明是生物作用参与的结果。

表 1 硅质岩常量主元素($w_B/10^{-2}$)和稀土元素($w_B/10^{-6}$)含量分析结果
Table 1 Analytic results of major elements and REE of siliceous rock

样品号	BB-2b	BB-3b	BB-4b	BB-5b	BB-6b
SiO2	78.42	84.29	88.06	88.24	71.56
Al ₂ O ₃	8.96	4.42	5.15	4.53	12.24
Fe ₂ O ₃	3.51	2.40	0.26	0.66	5.57
FeO	0.66	0.66	2.22	2.45	0.14
CaO	0.14	0.07	0.12	0.13	0.21
MgO	0.88	0.52	0.82	0.89	1.48
K ₂ O	1.96	1.98	1.33	0.98	4.11
Na ₂ O	1.34	0.07	0.27	0.17	0.09
TiO ₂	0.38	0.30	0.19	0.14	0.58
P ₂ O ₅	0.09	0.15	0.08	0.11	0.11
MnO	0.71	0.01	0.09	0.12	0.29
LOI	2.86	4.29	0.68	1.18	3.06
total	99.90	99.16	99.28	99.59	99.44
Al/(Al + Fe)	0.43	0.68	0.74	0.67	0.76
Al/(Al + Fe + Mn)	0.41	0.68	0.73	0.65	0.74
Fe/Ti	28.18	6.01	8.21	13.79	5.74
MnO/TiO ₂	1.88	0.04	0.48	0.83	0.49
La	27.10	40.70	40.00	17.20	33.90
Ce	50.90	65.90	77.60	33.30	90.50
Pr	4.35	5.98	6.73	3.26	5.92
Nd	16.80	24.20	28.90	13.20	25.30
Sm	3.02	4.14	5.03	2.82	5.49
Eu	0.53	0.76	0.88	0.52	0.91
Gd	2.42	3.27	3.45	2.37	4.29
Tb	0.35	0.57	0.47	0.38	0.74
Dy	2.57	3.54	2.70	2.27	4.60
Ho	0.50	0.74	0.47	0.44	0.86
Er	1.49	2.33	1.43	1.10	2.65
Tm	0.24	0.36	0.24	0.16	0.40
Yb	1.47	2.16	1.35	1.02	2.38
Lu	0.15	0.25	0.14	0.09	0.29
Y	11.60	19.10	10.10	8.82	18.50
ΣREE	111.89	154.90	169.39	78.13	178.23
δEu	0.92	0.97	0.98	0.94	0.88
δCe	1.08	0.97	1.10	1.04	1.49
(La/Yb)N	1.74	1.78	2.79	1.59	1.34
(La/Ce)N	1.12	1.30	1.09	1.09	0.79

注 样品由宜昌地质矿产研究所岩矿测试中心分析,常量元素采用常规化学方法,REE 采用 ICP-AES (电感耦合等离子发射光谱)方法。

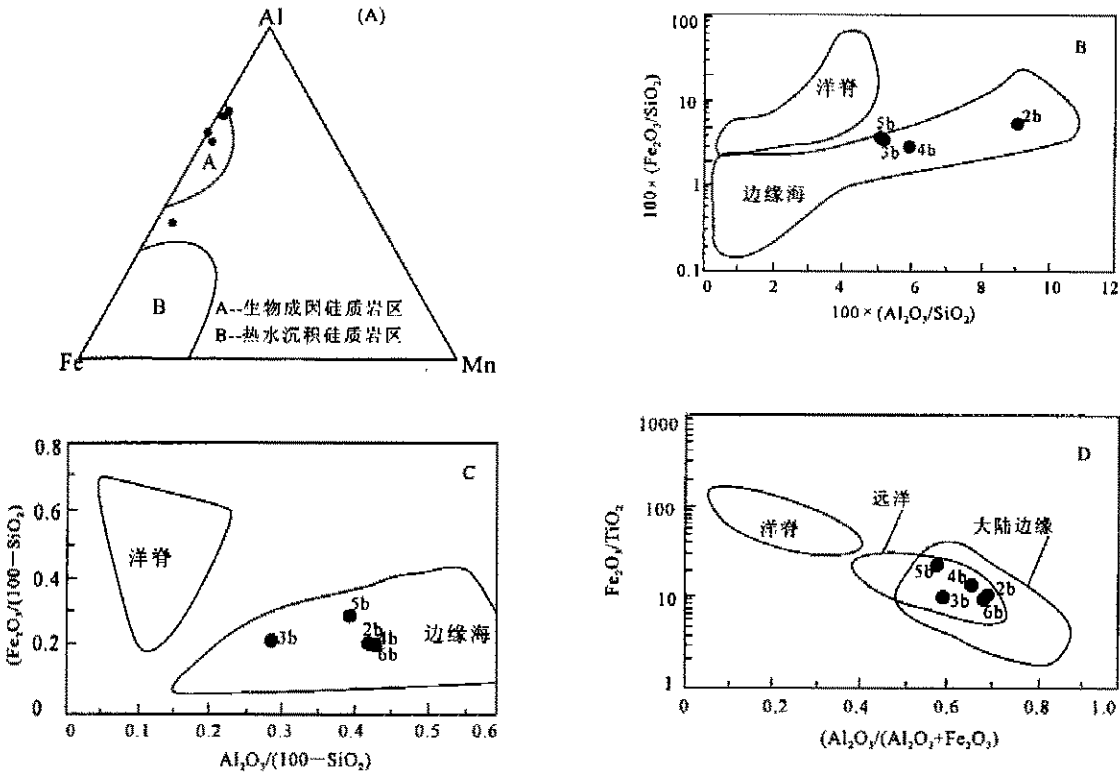


图 2 硅质岩常量元素散点图解(图 A 据文献[13],1986 图 B、C、D 据文献[17])
Fig. 2 Scatter diagram of major element for siliceous rock

Mn 常作为来自大洋深部物质的标志,而 Ti 则多与陆源物质有关。因此,MnO/TiO₂ 比值也可作为判别硅质来源及沉积盆地古地理位置的重要指标。离陆较近的大陆坡和陆缘海沉积的硅质岩 MnO/TiO₂ 比值较低,一般均小于 0.5^[13, 15],而开阔大洋中的硅质沉积物的比值较高,可达 0.5 ~ 3.3^[16]。扎河地区二叠纪硅质岩的 MnO/TiO₂ 比值为 0.04 ~ 1.88,平均为 0.74(见表 1),其中最高比值的样品位于剖面底部,表明在沉积过程中受陆源影响明显,可能代表洋盆形成的早期阶段,剖面中、上部比值较低,暗示陆源物质减少,沉积环境水体明显加深,总体接近陆缘海环境。

此外,Al 和 Ti 与陆源 Si 关系密切,是陆源物质注入的良好标志,Fe 在洋脊附近的富金属沉积物中富集,可作为洋脊扩张中心热液注入的标志,根据 Al,Ti,Fe 和 Si 氧化物比值的相互关系可以区分洋脊硅质岩和大陆边缘硅质岩^[17],其中大陆边缘环境包括弧后盆地、边缘海、陆表海和开放陆架。在图 2B、C、D 上,样品点主要落入大陆边缘环境。

据以上主元素相关比值及判别图解,可以认为本区硅质岩的硅质来源于陆坡区,与生物参与作用

有关,形成于大陆边缘的洋盆中。

3.2 稀土元素特征

硅质岩的 REE 组成特征是沉积环境判别的良好标志,可以根据 Ce 异常特征、ΣREE 以及 LREE/HREE 比值等加以区别。丁林等^[18]对昌宁-孟连带古特提斯洋不同演化阶段硅质岩的稀土元素特征研究表明,构造环境与硅质岩稀土元素组成有密切关系,用硅质岩稀土元素特征,特别是 Ce 异常可有效地区分洋中脊、开阔洋盆和大陆边缘等不同构造环境。Murry 等^[19]对加里福尼亚海岸 Franciscan 杂岩中硅质岩的稀土元素进行了较为详细的研究,指出硅质岩的 δCe 值、LREE 和 HREE 特征,在不同构造环境有明显的差异:大陆边缘沉积的硅质岩 δCe 值变化为 0.67 ~ 1.35,平均值为 1.09,LREE 与 HREE 无明显分异;深海平原硅质岩 δCe 值变化为 0.50 ~ 0.76,平均值为 0.60,LREE 有明显亏损;洋脊(两翼 0 ~ 85km 内)硅质岩 δCe 值为 0.22 ~ 0.38,平均值为 0.30,LREE 明显亏损。

硅质岩中 REE 主要来源于海水,其次是从陆源或海底火山等碎屑颗粒中继承 REE,因而,硅质岩中的 REE 总量取决于其沉积速率和沉积时各种

物源的相对影响程度。扎河地区硅质岩 ΣREE 最低为 78.13×10^{-6} , 最高为 178.23×10^{-6} (表 1), 平均为 138.51×10^{-6} , 与世界页岩平均值一致, 稀土元素北美页岩标准化配分曲线呈平坦型 (图 3), LREE 与 HREE 分异不明显 δCe 为 $0.97 \sim 1.49$, 平均为 1.14, 无明显异常; $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值为 $1.34 \sim 2.79$, 平均值为 1.85, 主体在大陆边缘硅质岩 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值 $(0.70 \sim 2.27)$ 的变化范围内。上述特征与陆间海盆沉积硅质岩相似^[18]。反映本区硅质岩受陆源物质影响较大, 沉积环境靠近陆源区。此外, 大陆边缘、远洋和洋中脊硅质岩的 $(\text{La}/\text{Ce})_N$ 值分别为 ≈ 1 , $\approx 2 - 3 \geq 3.5$ ^[17], 本区硅质岩的 $(\text{La}/\text{Ce})_N$ 值在 $0.79 \sim 1.30$ 之间, 平均值为 1.08, 在 $(\text{La}/\text{Ce})_N - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 图上 (图 4), 样品点均位于大陆边缘区, 也说明其形成于大陆边缘环境。

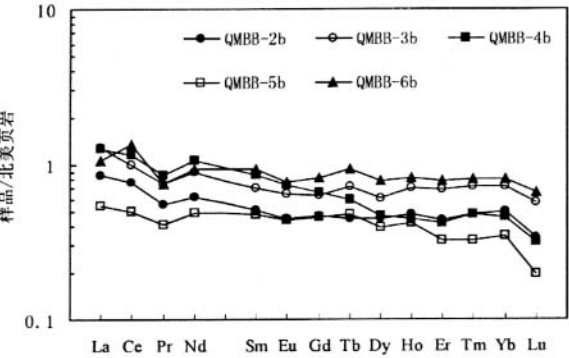


图 3 硅质岩北美页岩标准化 REE 配分型式
Fig. NASC - normalized REE distribution pattern of siliceous rock

4 结论及意义

作为东特提斯构造域一条重要的大地构造分界线, 金沙江缝合带长期以来引起地质学界的极大关注, 它是否代表古特提斯域主缝合带一直是古特提斯域地质研究中争论的焦点之一, 关键在于对古洋盆规模认识的不同, 形成了主缝合带^[20, 21]与非主缝合带两种截然不同的观点。在非主缝合带观点中对洋盆的规模和性质也未取得一致, 认为古金沙江洋在晚二叠世至中三叠世为转换盆地^[22]、岛弧环境^[23]、弧后盆地^[24, 25]、小洋盆^[26-29], 或认为金沙

江洋为被动大陆边缘上张开的小洋盆或边缘海盆环境^[30]; 任纪舜^[31]认为金沙江缝合带是华力西缝合带, 青藏高原地区不存在具古生物、古地理分隔意义的古生代大洋。

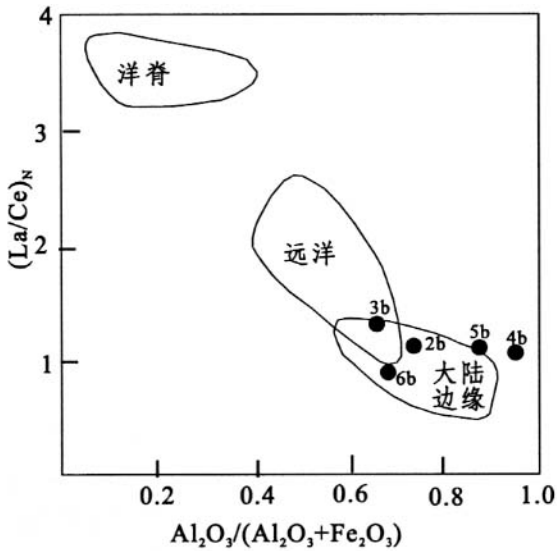


图 4 硅质岩 $(\text{La}/\text{Ce})_N - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 图 (据文献^[17])
Fig. 4 $(\text{La}/\text{Ce})_N - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ diagram for siliceous rock

扎河地区二叠纪硅质岩的常量元素和 REE 地球化学特征与洋脊和远洋盆地硅质岩明显不同, 而与大陆边缘盆地硅质岩的地球化学特征相似。该区硅质岩在沉积过程中受到陆源物质注入的影响, 且大部分样品受陆源影响较明显, 表明沉积环境靠近陆块, 为被动大陆边缘上形成的陆间洋盆环境, 进一步佐证了二叠纪金沙江洋不是大洋盆地, 它不能作为古特提斯构造域的主缝合带。由此可见, 该套硅质岩形成环境的确定对扎河地区金沙江缝合带的沉积环境、盆地格局和构造演化的分析具有重要意义。

牛志军、白云山、卜建军、甘金木、汤朝阳、曾波夫、段万军等同志参加了野外调查工作, 在此一并致谢。

参考文献:

[1] 边迁韬, 郑祥身, 李红生, 等. 青海可可西里地区蛇绿岩的时代及形成环境[J]. 地质论评, 1997, 43 (4): 348—355.
[2] 李红生, 边迁韬. 可可西里西金乌兰—岗齐曲蛇绿混杂

- 岩中晚古生代放射虫[J]. 现代地质, 1993, (4): 410—420.
- [3] 沙金庚, 张遵信, 罗 辉, 等. 论可可西里晚古生代裂谷的消亡时代[J]. 微体古生物学报. 1992, 9(2): 177—182.
- [4] 张以菲, 郑祥身. 青海可可西里地区地质演化[M]. 北京: 科学出版社, 1996, 1—202.
- [5] 青海省地质矿产局. 青海省岩石地层[M]. 武汉: 地质大学出版社, 1997, 336—338.
- [6] 王汝建, 沈高平, Katsuo Sashida. 苏皖地区孤峰组放射虫动物群及古环境意义[J]. 同济大学学报, 1997, 25(6): 559—564.
- [7] Wang Yujing, Cheng Yennien, Yang Qun. Biostratigraphy and systematics of Permian radiolarians [J]. Palaeoworld, 1994, 4: 172—203.
- [8] 吴浩若, 咸向阳, 邝国敦. 广西南部晚古生代放射虫组合及其地质意义[J]. 地质科学, 1994, 29(4): 339—345.
- [9] Ishiga H. Paleozoic radiolarians [A]. In: Ichikawa K et al eds. Pre - Cretaceous Terranes of Japan. Osaka: Osaka City Univ., 1990, 29: 285—295.
- [10] 段其发, 王建雄, 牛志军, 等. 青海南部扎河地区发现中二叠世放射虫化石[J]. 地质通报, 2006, 25(1—2): 173—175.
- [11] 冯庆来. 放射虫古生态的初步研究[J]. 地质科技情报, 1992, 11(2): 41—46.
- [12] Bostrom K, Peterson M N A. The origin of Al-poor ferromaganoan sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise[J]. Mar. Geol, 1969, 7: 427—447.
- [13] Adachi M, Yamamoto K, Sugisaki R. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the Northern Pacific, their geological significance as indication of ocean ridge activity [J]. Sedimentary Geology, 1986, 47: 125—148.
- [14] Yamamoto K. Geochemical characteristics and depositional environments of chert and associated rocks in the Franciscan and Shimanto Terranes [J]. Sedimentary Geology, 1987, 52: 65—108.
- [15] Bostrom K. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Fe, Ti, Mn, Cu, Ni and Co in pacific pelagic sediment [J]. Chemical Geology, 1973, 11(1—2): 123—148.
- [16] 王安东, 陈瑞君. 雅鲁藏布江缝合带硅岩的地球化学成因标志及其地质意义[J]. 沉积学报, 1995, 13(1): 27—31.
- [17] Murry R W. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications [J]. Sedimentary Geology, 1994, 90: 213—232.
- [18] 丁林, 钟大赉. 滇西昌宁—孟连带古特提斯洋硅质岩稀土元素和铈异常特征[J]. 中国科学(B 辑), 1995, 25(1): 93—100.
- [19] Murry R W, Buchholtz Ten, Brink M R, et al. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments of chert and shale [J]. Geology, 1990, 18: 268—271.
- [20] 黄汲清, 陈炳蔚. 中国及邻区特提斯海的演化[M]. 北京: 地质出版社, 1987. 21—24, 54—62.
- [21] 刘增乾, 李兴振, 叶庆同, 等. 三江地区构造岩浆岩带的划分与矿产分布规律[A]. 中华人民共和国地质矿产部地质专报(四), 矿床与矿产. 第34号, 北京: 地质出版社, 1993. 25—28.
- [22] 王二七. 金沙江转换断层沉积[J]. 地质科学, 1985, (1): 33—42.
- [23] 王培生. 云南德钦蛇绿岩中基性熔岩的岩石化学特征初步研究[A]. 青藏高原地质文集(9) [C]. 北京: 地质出版社, 1985. 207—209.
- [24] 何龙清, 金沙江造山带的大地构造环境及演化模式[J]. 现代地质, 1998, 12(2): 185—191.
- [25] 王立全, 潘桂棠, 李定谋, 等. 金沙江弧—盆系时空结构及地史演化[J]. 地质学报, 1999, 73(3): 206—218.
- [26] 陈炳蔚. 三江地区主要大陆构造问题及其与成矿的关系[A]. 中华人民共和国地质矿产部地质专报(五), 构造地质、地质力学. 第11号, 北京: 地质出版社, 1991. 13—16, 80—86.
- [27] 钟大赉, 丁 林. 从三江及邻区特提斯演化讨论冈瓦纳大陆离散与亚洲增生[A]. 亚洲的增生[M]. 北京: 地震出版社, 1993. 5—8.
- [28] 孙晓猛, 张保民, 聂泽同, 等. 滇西北金沙江带蛇绿岩、蛇绿混杂岩形成环境及时代[J]. 地质论评, 1997, 43(2): 113—120.
- [29] 孙晓猛, 简 平. 滇川西部金沙江古特提斯洋的威尔逊旋回[J]. 地质论评, 2004, 50(4): 343—350.
- [30] 莫宣学, 沈上越, 朱勤文, 等. 三江中南段火山岩—蛇绿岩与成矿[M]. 北京: 地质出版社, 1998. 86—107.
- [31] 任纪舜, 肖黎薇. 1: 25 万地质填图进一步揭开了青藏高原大地构造的神秘面纱[J]. 地质通报, 2004, 23(1): 1—11.

Geochemical Characteristics and Sedimentary Environments of the Permian Siliceous Rock in the Jinshajiang Suture Zone, Southern Qinghai, China

DUAN Qi-fa, WANG Jian-xiong, HE Long-qing, ZHAO Xiao-ming, TU Bing

(Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Yichang 443003, Hubei, China)

Abstract :The Tongtianhe ophiolitic mélange of the Jinshajiang suture zone located in the Chaggur area of the southern Qinghai province, which consists of the stratal and lithological fragments of various age. The geochemical characteristics of the Permian siliceous rock that is composed of a part of the mélange, are as follows. The SiO_2 content in the siliceous rock ranges from 71.56% to 88.24%, the average value of $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ is 0.64, the average value of MnO/TiO_2 is 0.74, the average value of total REE is 138.51×10^{-6} , the NASC-normalized REE distribution patterns are flat, the δCe ranges from 0.97 to 1.49, average is 1.14, and weakly positive anomaly. The average $(\text{La}/\text{Yb})\text{N}$ ratio is 1.85 and the average $(\text{La}/\text{Ce})\text{N}$ ratio is 1.08. A comparison with the geochemical characteristics of siliceous rock in the known tectonic setting indicates that the sedimentary environment of the siliceous rock in the Jinshajiang suture zone is epicontinental sea basin. It proves that the Jinshajiang suture zone could not have formed the main suture zone in the Paleotethys domain.

Key words :siliceous rock ;geochemistry ;sedimentary environment ;Permian ;Jinshajiang suture zone ; southern Qinghai