

# 西藏班公湖-怒江成矿带中段南侧硅质岩 地质地球化学特征\*

李 硕<sup>1</sup>, 宋 亮<sup>1</sup>, 崔玉斌<sup>1</sup>, 赵元艺<sup>2</sup>

(1 中国地质大学, 北京 100083; 2 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037)

最近十几年来, 国内外学者对硅质岩岩石学和地球化学研究给予了应有的重视, 并取得一些非常有意义的研究成果(周永章等, 2006)。前人在西藏南部发现有大规模中、新生代蛇绿岩套硅质岩, 并指出硅质岩是造山带中分布较为广泛的岩石类型之一, 是多种矿种的赋矿层位、矿源层及含矿岩系(何俊国等, 2007)。本文是在西藏班公湖-怒江成矿带中段南侧发现硅质岩的基础上对其进行了较为系统的研究, 并从硅质岩的成因、沉积环境等方面进行讨论。

## 1 区域地质背景

本研究区位于西藏班戈县和申扎县内, 采集点主要为班戈县北拉镇和申扎县申扎镇两处。构造背景位于羌塘地块以南, 雅鲁藏布江以北, 金沙江缝合带以西。区内多见北西向及近东西向的断裂构造, 带内岩石破碎强烈、矿化蚀变发育。申扎县地区地层属冈底斯-腾冲地层区, 区内地层主要为白垩系则下统弄群, 侏罗系上统一白垩系则下统日拉组及第四系, 其中其中东部为侏罗系上统一白垩系则下统日拉组, 西部为白垩系则下统弄群; 北拉镇地区地层主要为三叠系、侏罗系、泥盆系和第四系地层。

## 2 硅质岩地质地球化学特征

本文研究的硅质岩为蛇绿岩套硅质岩, 在野外多见蛇绿混杂岩, 变质橄榄岩, 块状辉长岩, 枕状基性熔岩, 放射虫硅质岩。其厚度较大, 有时以层状或不规则大透镜体产出, 致密块状、条纹状和角砾状构造发育; 标本呈褐红色, 质地致密坚硬, 具微晶-隐晶质结构, 块状构造; 硅质岩扫描电镜下有粒状结构、棒状结构、溶蚀结构、空隙结构、片状结构、被膜状结构、球状结构、放射状结构、次生加大边结构等; 两处硅质岩主量元素基本特征类似, 主要表现在  $\text{SiO}_2$  的含量都比较高, 绝大多数都在 85% 以上, 次要组分中的含量  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  最高, 其次为  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 再者  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ 。而  $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{MnO}$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$  的含量都很低; 微量元素总体呈亏损特征, 而有些元素则是富集的(如  $\text{Ni}$ ); 两地区的稀土元素配分模式图类似, 总体呈微右倾型, 轻重稀土分馏相对不是很明显,  $\text{LREE/HREE}$  在 3.07~8.67 范围内, 经计算得平均值为 5.51,  $\sum\text{REE}$  较低 ( $\sum\text{REE} = 0.935 \times 10^{-6} \sim 51.19 \times 10^{-6}$ ), 硅质岩的稀土元素模式图在球粒陨石标准化曲线中  $\text{Ce}$  多负异常 (0.7~0.8 左右),  $\text{Eu}$  异常有正有负, 但是正异常较多。

## 3 讨 论

### 3.1 硅质岩的成因

(1) 研究区硅质岩主要表现为  $\text{SiO}_2$  的含量都比较高, 其次为  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  和  $\text{CaO}$  这与典型热水沉积硅质岩特征相似(周永章等, 1990; 周永章等, 1993; Yomamoto, 1987)。

\*本文得到国家科技支撑课题《西藏班公湖岛弧带铜、金、富铁矿评价与综合找矿技术方法示范研究》(编号: 2006BAB01A05)与中国地质调查局青藏专项《西藏班公湖-怒江成矿带找矿远景区评价》(1212010818097)共同资助

第一作者简介 李 硕, 男, 1988 年生, 硕士研究生, Email: shuoli1988@126.com

通讯作者 赵元艺, Tel: 010-68999084, yuanyizhao2@sina.com

(2) 从某些常量元素和微量元素的含量特征上也可以判断硅质岩沉积成因(刘家军等, 1991)。本区硅质岩的 Co/Ni 比值较小, 平均为 0.05, 表明硅质岩相对贫 Co 而富 Ni, 与现代热水沉积物相对富含 Ni, 而贫 Co 的特征相似, 说明为热水沉积的产物。

(3) 据 Shimizu (1977) 等的研究结果, 热水成因的硅质岩  $\delta Ce$  为负异常, 而非热水成因的硅质岩  $\delta Ce$  为正异常。所采集 19 件样品中有 18 件为负异常, 仅有 1 件为正异常。

(4) 从扫描电镜下观察, 硅质岩主要矿物为石英, 并且重结晶现象明显。仅有少量的生物结构, 溶孔也多为石英颗粒所充填。

(5) 沉积岩中的 Al/(Al+Fe+Mn) 比值是衡量沉积物中热水沉积物含量多少的重要标志, 比值随着热水沉积物含量的增加而减少; 低的 TiO<sub>2</sub> 和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量是热水沉积硅质岩的典型特征(Yamamoto, 1987; Bostrom, 1973; 戚华文等, 2003)。将本文测试的样品所得数据整理, 全部投入到 Fe-Mn-Al 三角图解后发现大多数位于热水成因的范围内。

### 3.2 硅质岩的沉积环境

(1) 据 Adachi 等在 1986 年研究, 硅质岩的 MnO 代表大洋深部热液的贡献, 而 TiO<sub>2</sub> 与陆源物质的介入有关, 因而  $w(MnO)/w(TiO_2)$  值可用于区分硅质岩形成的古地理环境。开阔大洋中沉积的硅质岩 MnO/TiO<sub>2</sub> > 0.5; 大陆斜坡和边缘海沉积的硅质岩,  $w(MnO)/w(TiO_2) < 0.5$ 。此外, 硅质岩的 N(Al)/N(Al+Fe) 值通常与沉积构造环境有关, 洋中脊附近硅质岩的 N(Al)/N(Al+Fe) 平均值为 0.12、北太平洋的平均值为 0.32、日本中部大陆边缘三叠纪纹层状硅质岩的平均值为 0.6 (Shimizu, 1977)。在研究区内两处硅质岩含量中绝大多数  $w(MnO)/w(TiO_2)$  值大于 0.5, 所以可以判断此两处的硅质岩形成于大洋之中。另 N(Al)/N(Al+Fe) 的平均值为 0.1816, 而这一数值与洋中脊附近的比值较为接近。

(2) 对现代海底的热水沉积物研究中 (Hekinian et al, 1993), 发现 Ce 负异常经常出现在扩张的洋中脊附近, 本区铈绝大多数为负异常, 显示与大洋中脊环境可能有一定的相关性。

(3) 通过测得的主量元素的含量, 计算得 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) 的含量很低, 绝大多数范围在 0.056~0.2 之间, 只有一点较大为 0.8, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> 的含量在 100~1000 范围内, 将所有点投入到 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) 沉积判别图解中可以发现, 主要集中在大洋中脊附近。

## 4 结 论

(1) 研究区的硅质岩主要为海底热水沉积形成的, 具有热水沉积硅质岩的特征。微量元素总体呈亏损状态,  $\Sigma REE$  较低, 主量元素表现为 SiO<sub>2</sub> 的含量都比较高, 其次为 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 CaO,  $\delta Ce$  多为负异常, 硅质岩主要矿物为石英等。

(2) 由于热液沉积作用多与张性应力环境和地热异常相联系。受热源形成和活动机制、热源稳定性及维持时间长短、深部壳—幔相互作用等因素的制约, 而大洋中脊则是理想的热液活动—沉积的场所。结合数据和野外实际观察推断, 本文硅质岩可能沉积于大洋中脊附近。

### 参 考 文 献

- 何俊国, 周永章, 聂凤军, 等. 2007. 西藏南部热水沉积硅质岩岩石学和地球化学特征及地质意义[J]. 矿物岩石地球化学通报, 26(1): 74-81.
- 刘家军, 郑明华. 1991. 硅质岩的新成因——热水沉积作用[J]. 四川地质学报, 11(4): 251-254.
- 戚华文, 胡瑞忠, 孙文超, 等. 2003. 陆相热水沉积成因硅质岩与超大型锆矿床的成因[J]. 中国科学, 33(3): 236-246.
- 周永章. 1990. 丹池盆地热水成因硅质岩的沉积地球化学特征[J]. 沉积学报, 8(3): 75-83.
- 周永章. 1993. 华南河台金矿田地质地球化学[M]. 广州: 华南理工大学出版社. 53-107.
- 周永章, 付伟, 杨志军, 等. 2006. 雅鲁藏布江缝合带及藏南硅质岩微组构特征及其地质意义[J]. 岩石学报, 22(3): 742-750.
- Adachi M, Yamamoto K and Sugisaki R. 1986. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern pacific: geological significance as indication of ocean ridge activity [J]. Sedimentary Geology, 47: 125-148.
- Bostrom K, Kraemer T. 1973. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Fe, Ti, Mn, Ni and Co in Pacific Pelagic sediments [J]. Chemical Geology, 11(112): 123-148.
- Hekinian R. 1993. Hydrothermal Fe and Si oxyhydroxide deposits from South Pacific intraplate volcanoes and East Pacific Rise axial and off-axial regions[J]. Econ. Geol., 88: 2099-2121.
- Shimizu H M. 1977. A Cerium in chert as an indication of marine environment of its formation[J]. Nature, 266: 346-348.
- Yomamoto K. 1987. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto terranes[J]. Sedimentary Geology, 52: 65-108.