

文章编号: 1009-6248(2009)02-0055-09

新疆巴音沟蛇绿混杂岩带中硅质岩及硅质泥岩的元素地球化学特征及其形成环境

韩文中¹, 欧阳征健¹, 岳艳¹, 柳益群¹, 周鼎武²

(1. 西北大学地质学系, 陕西 西安 710069;

2. 山东科技大学地球信息科学与工程学院, 山东 青岛 266510)

摘 要: 巴音沟蛇绿混杂岩带中成薄层状产出的硅质岩、硅质泥岩的 $\text{SiO}_2=55.37\%\sim 91.19\%$, Al_2O_3 含量较高, 变化在 $3.07\sim 17.66$, $\text{TiO}_2=0.12\sim 0.8$, Al_2O_3 与 TiO_2 具有较好的正相关关系, 表明它们含有较高比例的陆源泥质沉积物质。样品经北美页岩标准化的稀土模式呈现无 Ce 负异常 ($\text{Ce}/\text{Ce}^*=1.03\sim 1.45$) 的平坦稀土谱型, 球粒陨石标准化稀土模式为轻稀土富集, Eu 具明显负异常的右倾谱型, 均显示与大陆边缘沉积硅质岩、硅质泥岩相似的稀土配分模式。它们的 $(\text{La}/\text{Ce})_N=0.62\sim 0.92$, $\text{V}/\text{Y}=0.32\sim 8.87$, $\text{Th}/\text{U}=2.99\sim 6.45$, 表明这些硅质岩、硅质泥岩形成于与陆源物质输入密切相关的大陆边缘环境, 综合大地构造背景、蛇绿岩带中超基性、基性岩元素地球化学以及年代学分析认为, 蛇绿岩就位于早石炭世晚期, 形成在大陆裂谷向大洋裂谷转换并形成小洋盆的环境。

关键词: 硅质岩; 硅质泥岩; 蛇绿岩混杂岩带; 巴音沟

中图分类号: P595 **文献标识码:** A

1 引言

分布于中天山北缘断裂带北侧的蛇绿岩带是北天山一条重要的晚古生代蛇绿混杂岩带, 分隔了北天山晚古生代构造岩相带和南侧的中天山前寒武纪一早古生代构造岩相带 (董云鹏, 2005)。该蛇绿岩带呈北西西—南东东分布, 从艾比湖、经巴音沟向东延伸至后峡地区, 长数百公里, 宽 $5\sim 20\text{ km}$ 。而巴音沟蛇绿岩作为该蛇绿岩带的重要组成部分和典型代表, 一直是前人确定天山晚古生代地质构造演化的主要研究对象 (王作勋等, 1990; 肖序常等, 1992; 高长林等, 1995)。

该蛇绿混杂岩中硅质岩所含放射虫以

Ceratiokisum sp. 为主, 时代为早石炭世—中石炭世早期; 牙形刺化石有 *Palmatolepis* sp. 和 *Polygnathus* sp., 时代为晚泥盆世法门期 (肖序常, 1992); 中国地质科学院王乃文在硅质岩中初步鉴定出 *Conospira* sp.; *Cenellipsis* sp.; *Hexastylus* sp. 等化石, 认为不早于泥盆纪 (邬继易, 1989), 最新的研究 (夏林圻等, 2002; Xia et al., 2004; 徐学义等, 2005; 2006) 表明该蛇绿岩形成于早石炭世晚期 (锆石 U-Pb 年龄位 324.8 ± 7.1)。对于北天山蛇绿岩的产出环境主要有 3 种不同的观点, 一是认为产于弧后盆地 (王作勋等, 1990; 高长林等, 1995) 或弧前盆地 (舒良树等, 2001) 环境; 二是认为是北天山晚古生代洋盆的残留物, 该洋盆的开

收稿日期: 2009-01-04; 修回日期: 2009-03-04

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目 (2001CB409801)

作者简介: 韩文中 (1979-), 男, 山东省鄄城县人, 硕士研究生, 从事矿产普查与勘探研究。通讯地址: 710069, 西北大学地质学系 405 办公室。Email: h791102@163.com。

启与作为古亚洲洋盆系一部分的准噶尔古生代洋盆的向北俯冲引起的岩石圈拉伸有关(肖序常等, 1992); 第三种观点认为蛇绿岩产生于碰撞造山期后的大规模裂谷拉伸、大陆裂谷向大洋裂谷的转换的阶段, 是早石炭世“红海型”洋盆的地质记录(夏林圻等, 2002; Xia et al., 2004; 李向民, 2007)。对于以上结论的认识很大程度上是从对该蛇绿混杂岩带中基性火山岩及相关超基性岩研究所得到的, 而对蛇绿混杂岩带中硅质岩对其形成环境制约作用的研究尚少。作为蛇绿岩重要组成部分的硅质岩及硅质泥岩地球化学的研究可以为蛇绿岩形成环境的恢复提供重要证据(Gary H. G et al.,

1996)。

目前, 对该地区蛇绿混杂岩带中硅质岩尚缺乏系统的元素地球化学及其形成环境的研究, 因此我们在野外地质调查及实测地质剖面的基础上, 采集了八块硅质岩样品开展元素地球化学研究, 确定它们的形成环境, 从而进一步对该地区蛇绿岩形成的构造环境提供新的证据和重要约束条件。

2 地质概况

巴音沟蛇绿岩出露于乌苏县南 40 km 余的巴音沟—沙大旺—奎屯河一带(图 1)。出露的地层有

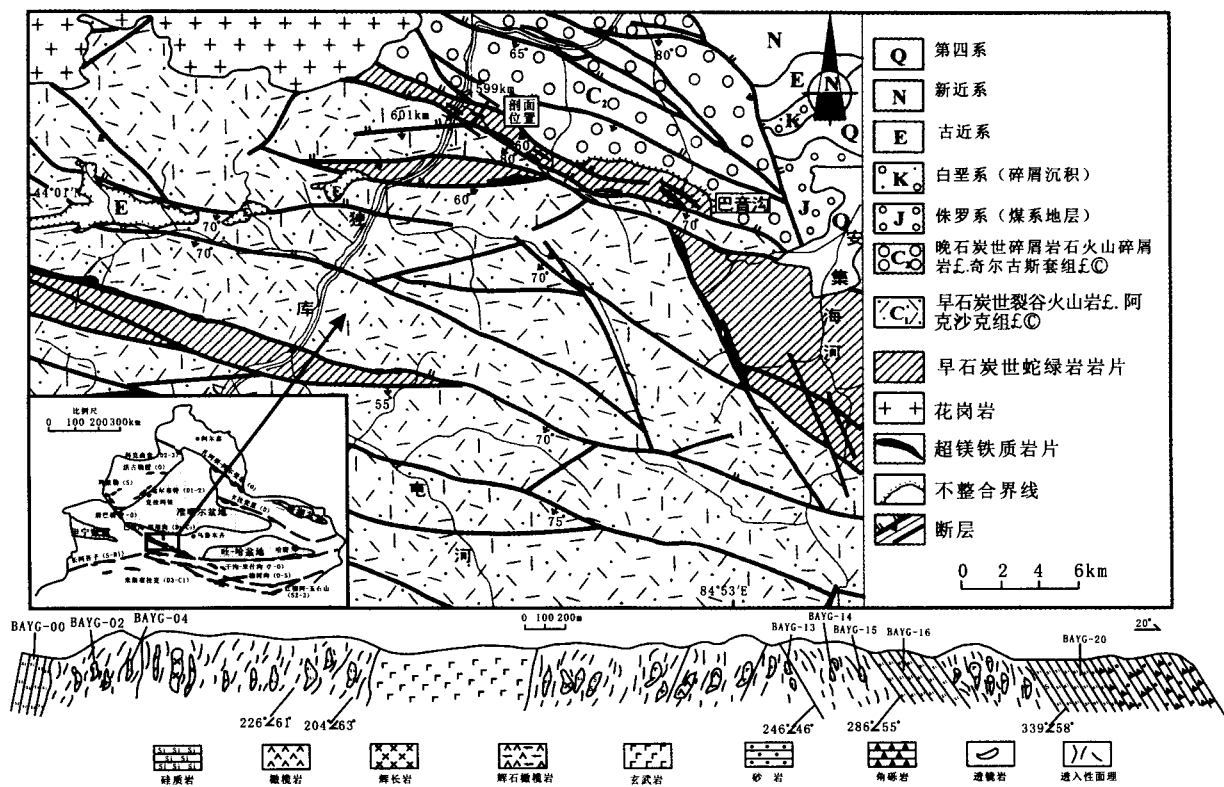


图 1 巴音沟及其邻区地质简图及其剖面图(据李向民, 2007 修改)

Fig. 1 Geological sketch map and cross sections in Bayingou and its adjacent area (Modified from Li X M, 2007)

下石炭统沙大王组、上石炭统巴音沟组及由超基性、基性岩、硅质岩、角砾岩等组成的蛇绿混杂岩。该蛇绿混杂岩受到强烈构造作用肢解, 层序常被一系列逆冲断层肢解和破坏。超基性岩、辉长岩、玄武岩等均成无根构造岩块、岩片或透镜状混杂于由火山-沉积岩系组成的混杂基质之中。主要岩石类型有变质橄榄岩, 主体为斜辉辉橄岩、纯橄岩, 蛇纹石

化强烈; 堆晶杂岩, 主要为辉长岩、辉长辉绿岩等; 辉绿岩及基性熔岩, 包括变玄武岩、细碧岩、块状及枕状玄武岩; 硅质岩及硅质泥岩, 主要有红色和绿色两种类型, 成薄层状间互产出, 或呈岩块混杂与火山岩系中, 一般层厚为 3~8 cm, 最厚达 20 cm 左右(图 2)。

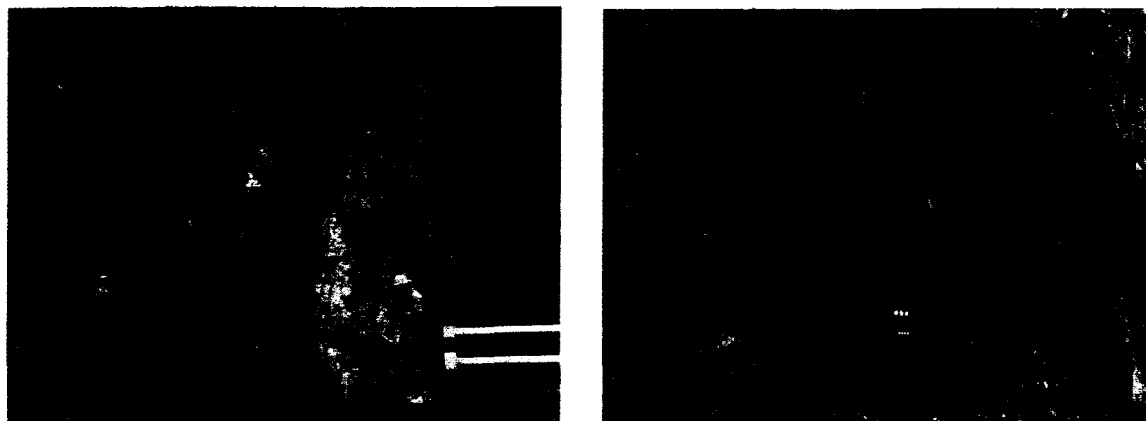


图2 巴音沟蛇绿混杂岩带中灰绿色、红色硅质岩

Fig. 2 Grey green and red chert in Bayingou ophiolitic mélange

3 样品及分析方法

文中的硅质岩样品主要采自新疆奎屯市独山子巴音沟蛇绿混杂岩带。所有样品首先除去附着于样品表面的泥质残余物，在铸铁材料的压机上压碎至20~40目并精选出纯净细小的硅质岩颗粒，再用玛瑙研钵磨至200目以下。主量、微量与稀土元素分析在

西北大学大陆动力学国家重点实验室完成，主量元素采用XRF在RIX-2100仪器分析，微量元素与稀土元素用ELAN6100DRC等离子体质谱仪(ICP-MS)测定。用标准样BHVO-2、AGV-1和G-2做分析样品元素浓度的校正标准，所有元素精度优于5%。分析结果列于表1、表2。

表1 新疆巴音沟蛇绿混杂岩带中硅质岩及硅质泥岩主量元素分析结果 ($w_B\%$)

Tab. 1 Major elements analyses for the cherts-argillite from various blocks in Bayingou ophiolitic mélange, Xinjiang

| 样号 | 硅质泥岩 | | | | | | 硅质岩 | |
|---------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| | BAYG-00 | BAYG-02 | BAYG-04 | BAYG-13 | BAYG-14 | BAYG-15 | BAYG-16 | BAYG-20 |
| SiO ₂ | 65.59 | 74.39 | 67.49 | 59.02 | 55.37 | 63.78 | 91.19 | 85.02 |
| TiO ₂ | 0.67 | 0.48 | 0.46 | 0.8 | 0.77 | 0.67 | 0.12 | 0.28 |
| Al ₂ O ₃ | 15.07 | 10.18 | 14.85 | 11.01 | 17.66 | 14.42 | 3.07 | 6.74 |
| TFe ₂ O ₃ | 6.38 | 3.99 | 4.45 | 9.19 | 9.34 | 6.34 | 1.31 | 2.59 |
| MnO | 0.15 | 0.1 | 0.1 | 0.16 | 0.74 | 0.23 | 0.29 | 0.21 |
| MgO | 1.87 | 1.46 | 1.27 | 1.77 | 2.05 | 2.48 | 0.51 | 1.33 |
| CaO | 2 | 2.66 | 3.29 | 8.23 | 2.36 | 2.67 | 0.53 | 0.41 |
| Na ₂ O | 4.17 | 3.87 | 2.07 | 3.3 | 1.99 | 2.86 | 0.36 | 1.47 |
| K ₂ O | 2.04 | 0.47 | 3.36 | 0.4 | 4.68 | 2.56 | 0.8 | 1.07 |
| P ₂ O ₅ | 0.14 | 0.11 | 0.11 | 0.08 | 0.15 | 0.13 | 0.16 | 0.05 |
| LOI | 2.09 | 2.34 | 2.4 | 6.39 | 4.78 | 3.73 | 1.22 | 0.97 |
| Total | 100.17 | 100.05 | 99.85 | 100.35 | 99.89 | 99.87 | 99.56 | 100.14 |

注：西北大学大陆动力学国家重点实验室 XRF 法测定。测试者：王建其，欧阳征健。

表 2 新疆巴音沟蛇绿混杂岩带中硅质岩及硅质泥岩微量元素和稀土元素分析结果 ($\times 10^{-6}$)

Tab. 2 Trace elements and rare earth elements analyses for the cherts-argillite from various blocks in Bayingou ophiolitic mélange, Xinjiang ($\times 10^{-6}$)

| 样号 | 硅质泥岩 | | | | | | 硅质岩 | | 页岩 |
|----------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|------|
| | BAYG-00 | BAYG-02 | BAYG-04 | BAYG-13 | BAYG-14 | BAYG-15 | BAYG-16 | BAYG-20 | |
| La | 20.17 | 9.75 | 25.2 | 4.17 | 24.15 | 15.8 | 10.01 | 8.13 | 41 |
| Ce | 45.2 | 22.5 | 55.5 | 10.32 | 78.8 | 38 | 23.7 | 23.3 | 83 |
| Pr | 5.45 | 2.92 | 6.66 | 1.27 | 7.32 | 4.84 | 3.06 | 2.15 | 10.1 |
| Nd | 23.7 | 13.5 | 28.1 | 6.39 | 32.1 | 21.6 | 14.2 | 9.01 | 38 |
| Sm | 5.24 | 3.34 | 5.81 | 1.91 | 7.81 | 5.13 | 3.52 | 1.93 | 7.5 |
| Eu | 1.34 | 0.83 | 1.45 | 0.62 | 1.85 | 1.26 | 0.84 | 0.45 | 1.61 |
| Gd | 4.97 | 3.42 | 5.44 | 2.17 | 7.5 | 5.09 | 3.51 | 1.95 | 6.35 |
| Tb | 0.81 | 0.59 | 0.87 | 0.4 | 1.25 | 0.88 | 0.56 | 0.31 | 1.23 |
| Dy | 4.91 | 3.8 | 5.34 | 2.67 | 7.7 | 5.58 | 3.46 | 1.9 | 5.49 |
| Ho | 1.09 | 0.86 | 1.16 | 0.59 | 1.59 | 1.22 | 0.73 | 0.41 | 1.34 |
| Er | 3.12 | 2.46 | 3.35 | 1.59 | 4.36 | 3.47 | 1.95 | 1.14 | 3.75 |
| Tm | 0.48 | 0.39 | 0.52 | 0.24 | 0.66 | 0.53 | 0.27 | 0.18 | 0.63 |
| Yb | 3.19 | 2.61 | 3.58 | 1.55 | 4.4 | 3.62 | 1.76 | 1.17 | 3.53 |
| Lu | 0.51 | 0.42 | 0.56 | 0.24 | 0.71 | 0.58 | 0.27 | 0.19 | 0.61 |
| ΣREE | 120.18 | 67.39 | 143.54 | 34.13 | 180.2 | 107.6 | 67.84 | 52.22 | 204 |
| Ce/Ce* | 1.06 | 1.03 | 1.05 | 1.10 | 1.45 | 1.07 | 1.05 | 1.37 | 1.00 |
| Eu/Eu* | 1.13 | 1.05 | 1.11 | 1.31 | 1.04 | 1.06 | 1.02 | 0.99 | 1.00 |
| (La/Yb) _N | 0.54 | 0.32 | 0.61 | 0.23 | 0.47 | 0.38 | 0.49 | 0.60 | 1.00 |
| (La/Ce) _N | 0.90 | 0.88 | 0.92 | 0.82 | 0.62 | 0.84 | 0.86 | 0.71 | 1.00 |
| Li | 37.69 | 18.42 | 26.33 | 17.65 | 17.17 | 24.58 | 12.71 | 27.56 | |
| Be | 3.04 | 0.49 | 1.59 | 0.37 | 3.18 | 1.91 | 0.41 | 0.65 | |
| Sc | 16.3 | 12.7 | 11.6 | 42 | 29.2 | 24.3 | 6.9 | 6.6 | |
| V | 97 | 63 | 51 | 134 | 85 | 123 | 8.1 | 8.7 | |
| Cr | 16.11 | 13.79 | 8.46 | 86.8 | 16 | 31.88 | 5.12 | 11.51 | |
| Co | 42 | 47 | 18 | 43 | 50 | 19.4 | 134 | 46 | |
| Ni | 17 | 9.2 | 7.8 | 104 | 179 | 29 | 19 | 18 | |
| Cu | 38 | 13.9 | 17.4 | 17.4 | 798 | 47 | 34 | 29.4 | |
| Zn | 103 | 51.2 | 62 | 42.6 | 162 | 95 | 24.6 | 43.5 | |
| Ga | 20.5 | 11.1 | 22.8 | 9.6 | 30.5 | 19.8 | 4.87 | 7.61 | |
| Ge | 2.04 | 1.96 | 1.92 | 1.08 | 2.29 | 1.87 | 1.43 | 1.7 | |
| Rb | 48.12 | 5.84 | 85.6 | 9.91 | 131.7 | 63.3 | 28.82 | 39.41 | |
| Sr | 248 | 131.7 | 124.2 | 159.6 | 278 | 277 | 76.1 | 37.9 | |
| Y | 32.7 | 25.4 | 34.7 | 15.1 | 38.3 | 34.7 | 25.5 | 11.3 | |
| Zr | 167 | 112 | 205 | 47.5 | 320 | 160 | 27.7 | 61 | |
| Nb | 6.78 | 2.89 | 8 | 2.76 | 11.5 | 6.42 | 1.34 | 3.16 | |
| Cs | 2.28 | 0.209 | 2.81 | 0.543 | 6.89 | 2.7 | 1 | 2.3 | |
| Ba | 334.7 | 223.4 | 994 | 59.21 | 3618 | 1136 | 145.8 | 187.6 | |
| Hf | 4.5 | 2.96 | 5.59 | 1.31 | 7.91 | 4.38 | 0.83 | 1.79 | |
| Ta | 0.54 | 0.28 | 0.66 | 0.23 | 0.86 | 0.5 | 0.25 | 0.33 | |
| Pb | 18.64 | 5.65 | 12.46 | 1.38 | 27.82 | 9.39 | 7.05 | 8.12 | |
| Th | 5.59 | 2.48 | 8.34 | 0.432 | 8.26 | 4.32 | 1.4 | 3.22 | |
| U | 1.56 | 0.83 | 2.43 | 0.079 | 1.28 | 1.15 | 0.255 | 0.54 | |
| Th/Sc | 0.34 | 0.20 | 0.72 | 0.01 | 0.28 | 0.18 | 0.20 | 0.49 | |
| Th/U | 3.58 | 2.99 | 3.43 | 5.47 | 6.45 | 3.76 | 5.49 | 5.96 | |

注：西北大学大陆动力学国家重点实验室 ICP-MS 法测定。测试者：王建其、刘晔、欧阳征健；页岩标准值为北美、欧洲、俄罗斯页岩平均值 (Murray R W et al., 1991)。

4 硅质泥岩及硅质岩元素地球化学

4.1 主量元素

研究区硅质岩 BAYG-16、BAYG-20 的 SiO_2 的含量分别为 91.19% 和 85.02%, 硅质泥岩 SiO_2 含量平均为 64.27%, 低于纯硅岩的含量 91%~99.8% (Murray R W et al., 1992)。研究区样品 Al_2O_3 含量变化范围较大, 样品 BAYG-16、BAYG-20 的 Al_2O_3 含量较低, 分别为 3.07% 和 6.74%, 其余六件样品的变化范围为 10.18%~17.66%。

已有研究表明, MnO/TiO_2 是判断硅质岩形成环境的一个良好指标。 MnO 可以作为来自大洋深部的标志, 而 TiO_2 则是与陆源物质的介入有关, 离陆较近的大洋和边缘海沉积物的 MnO/TiO_2 的值较低, 大陆边缘硅质岩 MnO/TiO_2 平均值为 0.85; 而远离大陆的大洋环境中的沉积物 MnO/TiO_2 较高, 大洋盆地、洋脊硅质岩 MnO/TiO_2 平均值分别为 1.3 和 19.8 (Adachi M et al., 1986; Yamamoto K, 1987; Murray R W et al., 1991, 1992); 硅质泥岩具有同样的趋势, 由大陆边缘经大洋盆地到洋脊其值变化为 0.16~3.5~13.18。BAYG-16 的 MnO/TiO_2 值为 2.42, 与大洋盆地硅质岩具有相似的值, 其余 7 块样品的 $\text{MnO}/\text{TiO}_2=0.20\sim0.96$, 平均值为 0.41, 与离陆较近的大陆边缘沉积硅质岩、硅质泥岩相似。

4.2 稀土元素

文中所用页岩标准是北美、欧洲、俄罗斯页岩的平均值 (Murray R W et al., 1991), 这一数值目前已经为国际上大多数学者所采用。Ce 异常 $\text{Ce}/\text{Ce}^*=\text{Ce}_N/(\text{La}_N\cdot\text{Pr}_N)^{1/2}$, Eu 异常 $\text{Eu}/\text{Eu}^*=\text{Eu}_N/(\text{Sm}_N\cdot\text{Gd}_N)^{1/2}$ 。

硅质岩的稀土元素配分模式、Ce 异常、 $(\text{La}/\text{Ce})_N$ 等指标对于硅质岩形成构造环境的判别具有很好的指示意义 (Murray R W et al., 1992; Armstrong Ha et al., 1999)。研究区硅质岩 $\Sigma\text{REE}=52.22\times10^{-6}\sim180.20\times10^{-6}$, 平均为 96.64×10^{-6} , 硅质岩样品 BAYG-16 的稀土总量为 52.22×10^{-6} 与大陆边缘硅质岩和大洋盆地硅质岩平均值相当 (56.2×10^{-6} 和 57.2×10^{-6}), 不同与洋脊硅质岩 (平均 43.1×10^{-6}); 硅质泥岩稀土总量平均为

108.84×10^{-6} , 与样品 BAYG-20 一样, 它们的稀土总量均低于洋中脊及大洋盆地沉积泥岩的 ΣREE (平均为 415.9×10^{-6} 、 204.0×10^{-6}), 与大陆边缘沉积的泥岩 (平均 128.6×10^{-6}) 相似。

4.2.1 Ce/Ce^*

硅质岩的 Ce/Ce^* 是判断硅质岩沉积环境的有效标志。通常情况下, 深海沉积环境形成的硅质岩具有明显的 Ce 负异常, $\text{Ce}/\text{Ce}^*\approx0.29$; 远洋沉积环境形成的硅质岩有中等 Ce 负异常, $\text{Ce}/\text{Ce}^*\approx0.55$; 大陆边缘沉积的硅质岩基本上没有 Ce 负异常, $\text{Ce}/\text{Ce}^*\approx0.9\sim1.30$; 洋脊沉积的泥岩 $\text{Ce}/\text{Ce}^*\approx0.28$, 大洋盆地与大陆边缘沉积的泥岩 $\text{Ce}/\text{Ce}^*\approx0.81\sim0.84$ (Murray R W, et al., 1990, 1991; Murray R W, 1994)。硅质岩的 $\text{Ce}/\text{Ce}^*=1.05\sim1.37$, 与洋中脊硅质岩和远洋盆地硅质岩明显不同, 而与大陆边缘硅质岩稀土特征相一致; 硅质泥岩 $\text{Ce}/\text{Ce}^*=1.05\sim1.45$, 平均 1.13, 与大洋盆地和大陆边缘沉积的泥岩具有相近的 Ce/Ce^* 值。硅质岩与硅质泥岩的 Eu/Eu^* 具有较小的变化范围, 介于 0.99~1.31 之间, 平均为 1.09。

研究区硅质岩经北美页岩标准化的稀土模式表现为无 Ce、Eu 异常的平坦谱型; 球粒陨石标准化稀土模式为轻稀土富集, Eu 具明显负异常的右倾谱型 (图 3), 均显示与大陆边缘硅质岩、硅质泥岩相一致的稀土模式 (Armstrong et al., 1999)。

4.2.2 $(\text{La}/\text{Ce})_N$

硅质岩的 $(\text{La}/\text{Ce})_N$ 值是判断沉积环境最有效的参数 (Murray R W, 1994)。在大陆边缘、远洋沉积和深海沉积 (洋中脊附近) 环境下沉积硅质岩, 它们的 $(\text{La}/\text{Ce})_N$ 值具有显著的区别, 大陆边缘环境下沉积的硅质岩 $(\text{La}/\text{Ce})_N\approx1$; 远洋沉积环境下硅质岩 $(\text{La}/\text{Ce})_N\approx2\sim3$; 深海沉积环境形成的硅质岩的 $(\text{La}/\text{Ce})_N\geq3.5$ (Murray R W et al., 1990; Murray R W, 1994)。洋脊沉积泥岩的 $(\text{La}/\text{Ce})_N$ 平均值为 3.58; 大洋盆地沉积泥岩的 $(\text{La}/\text{Ce})_N$ 平均值为 1.37; 大陆边缘沉积泥岩的平均值介于 1.10~1.21 之间 (Murray R W, et al., 1991)。研究区样品的 $(\text{La}/\text{Ce})_N=0.62\sim0.92$, 明显不同于洋中脊和远洋盆地硅质岩、硅质泥岩, 而与大陆边缘硅质岩、硅质泥岩稀土特征一致。

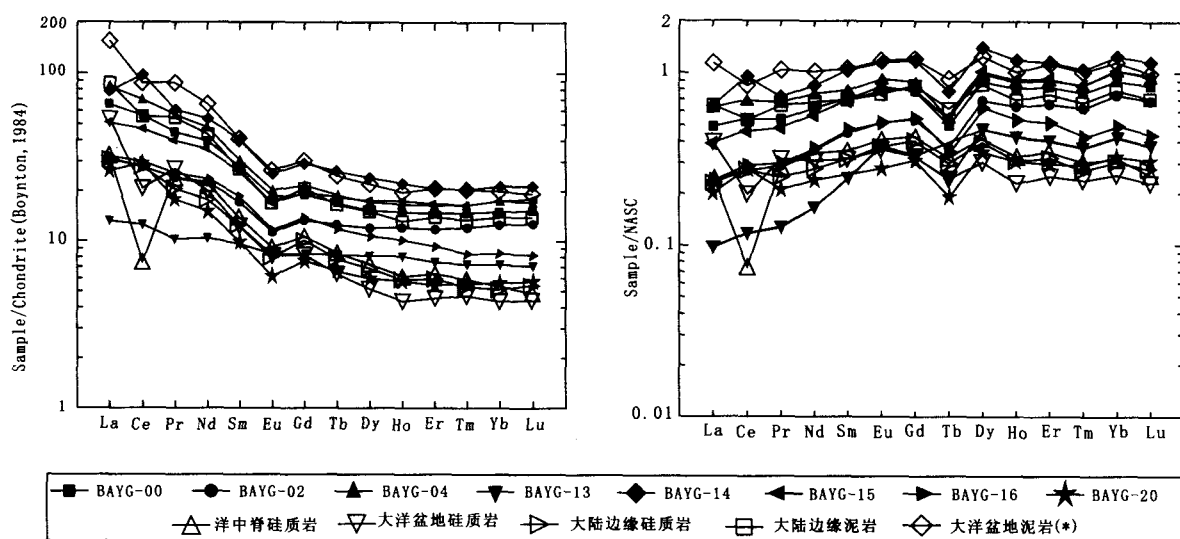


图3 硅质岩球粒陨石/北美页岩标准化稀土配分模式

Fig. 3 Chondrite and NASC-normalized REE patterns for cherts

(数据引自 Murray R W et al., 1991)

4.3 微量元素

由洋中脊远洋盆地到大陆边缘环境, 硅质岩、硅质泥岩的 V、Y、Cu 含量具有规律性的变化。硅质岩的 V、Cu 等元素含量将依次减少, Y 则增高, 其 V/Y 比值降低, 因此洋中脊和大洋盆地硅质岩的 V/Y 明显高于大陆边缘硅质岩; 而硅质泥岩的 V 含量则依次增高, Cu、Y 含量依次降低, 其 V/Y 值依次增高, 洋中脊和大洋盆地硅质泥岩的 V/Y 值低于大陆边缘泥岩 (Murray R. W. et al., 1991)。研究区硅质泥岩的 V/Y 值变化在 1.47~8.87 之间, 平均为 3.59, 与大洋盆地泥岩的平均值 3.95 近似, 硅

质岩 BATG-16、BAYG-20 的 V/Y 值分别是 0.32 和 0.77, 与大陆边缘硅质平均值 1.96 近似, 而不同于洋中脊和大洋盆地硅质岩 (平均值 4.33、5.80)。

研究区样品 Cu 的含量除 BAYG-14 较高外普遍偏低, 硅质泥岩样品变化范围介于 13.9×10^{-6} ~ 47×10^{-6} (均值为 26.74×10^{-6}), 与大陆边缘硅质岩的平均值 26.4×10^{-6} 相近, 低于大陆边缘硅质泥岩的平均值 118×10^{-6} , 但与大洋盆地与洋中脊泥岩的平均值明显不同 (分别是 313×10^{-6} 和 222×10^{-6}) (Murray R W, 1991; Murray R W et al., 1994)。

表3 硅质岩、硅质泥岩不同元素相关系数

Tab. 3 Correlation coefficients of some trace elements for cherts and argillite

| | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | TFe ₂ O ₃ | MnO | Zr | Nb | Hf | Ta | Th |
|---------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|---------------------------------|------|------|------|------|------|----|
| SiO ₂ | 1.00 | | | | | | | | | |
| TiO ₂ | -0.97 | 1.00 | | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | -0.90 | 0.82 | 1.00 | | | | | | | |
| TFe ₂ O ₃ | -0.95 | 0.97 | 0.76 | 1.00 | | | | | | |
| MnO | -0.31 | 0.25 | 0.31 | 0.42 | 1.00 | | | | | |
| Zr | -0.67 | 0.53 | 0.87 | 0.54 | 0.61 | 1.00 | | | | |
| Nb | -0.70 | 0.57 | 0.89 | 0.58 | 0.60 | 0.98 | 1.00 | | | |
| Hf | -0.67 | 0.52 | 0.89 | 0.52 | 0.56 | 1.00 | 0.98 | 1.00 | | |
| Ta | -0.59 | 0.43 | 0.82 | 0.46 | 0.61 | 0.97 | 0.99 | 0.97 | 1.00 | |
| Th | -0.45 | 0.27 | 0.76 | 0.26 | 0.40 | 0.91 | 0.92 | 0.93 | 0.96 | 1 |

注: 西北大学大陆动力学国家重点实验室 XRF 法测定。测试者: 王建其、欧阳征健。

硅质泥岩 Th/U 变化在 2.99~6.45, 平均为 4.28, 与大陆边缘环境下形成的泥岩的 Th/U 的平均值 4.95 相似, 硅质岩 BATG-16、BAYG-20 的 Th/U 值分别是 5.49 和 5.96, 与大洋盆地硅质岩的平均值 5.5 近似 (Murray R W et al., 1991)。

研究区样品的 Zr、Nb、Hf、Ta 和 Th 等微量元素与 Al_2O_3 等陆源元素具有较好正相关性, 同时与洋中脊有亲缘关系的 TFe_2O_3 、MnO 等也显示一定的相关关系 (表 3), 意味着研究区硅质岩、硅质泥岩形成在一个距大陆有一定距离但仍主要受陆源物质影响的环境。

5 讨论与结论

新疆巴音沟蛇绿混杂岩经后期构造作用强烈改造, 整体表现为超基性、基性岩组成无根岩块、岩片或透镜状混杂于由火山-沉积岩系组成的混杂基质之中, 与薄层状硅质岩间互产出。根据野外地层间的相互关系以及沉积序列, 结合地球化学分析, 确认该区所采样品为硅质岩和硅质泥岩。其总体特征表现在: $SiO_2 = 55.37\% \sim 91.19\%$, $MnO/TiO_2 = 0.20 \sim 0.96$, 平均值为 0.41, 与大陆边缘沉积硅质岩、硅质泥岩相近。经北美页岩标准化后稀土模式为无 Ce 负异常的平坦稀土谱型, 而经球粒陨石标准化后为轻稀土富集, Eu 具明显负异常的右倾谱型; 它们的 $Ce/Ce^* = 1.03 \sim 1.45$, $(La/Ce)_N = 0.62 \sim 0.92$, V/Y 除 BAYG-13 外介于 0.32~3.54 (平均 1.97), 具有 Cu、V 含量普遍偏低的特点。元素地球化学特征表明, 研究区硅质岩虽然具有某些大洋盆地沉积硅质岩、硅质泥岩的特点, 但总体特征显示其形成于与陆源物质输入密切相关的大陆边缘环境。

分布于天山造山带之中的巴音沟蛇绿岩所代表的洋盆的构造演化与晚古生代天山造山带的演化有着密切的联系。晚古生代天山造山带经历复杂的洋陆体制转化, 早期古生代洋盆的俯冲消减、闭合以及古生代洋盆闭合后的大规模石炭—二叠纪裂谷拉伸作用, 并在二叠纪晚期真正进入陆内演化阶段。

与蛇绿岩相关的地层是下石炭统沙大王组 (相当于阿克沙克组), 主要包括低级变质沉积岩 (原岩为浅海相到陆相浊积岩、灰岩、页岩、粉砂岩、砂岩和砾岩等) 和火山岩, 其成分和内部结构 (韵律

层, 浊积岩) 强烈指示了大陆裂谷内的堆积作用 (李向民, 2007)。蛇绿岩之上被上石炭统巴音沟组呈假整合覆盖, 巴音沟组为一套浅海相的类复理石沉积, 由暗色火山碎屑浊积岩组成, 垂向上具粒度和厚度规律性变化, 岩石中具有遗迹化石, 表明是一种深海-半深海的沉积, 应属残留海盆沉积 (肖序常, 1992; 高常林, 1995)。从沉积组合来看整体表现为陆内拉张, 然后闭合形成残余海的一个完整循环。

通过对蛇绿岩带中发育的超基性岩、基性岩特别是基性熔岩的研究来判断其形成的构造环境被证明是一种十分有效的方法。本研究区发育的基性熔岩主要有 N-MORB 型拉斑玄武岩。同时, 发育岛弧型偏碱性玄武岩和 T 型洋脊过渡性玄武岩 (夏林圻, 1992, 2006; 徐学义等, 2006; 李向民, 2007)。其源区主体具有 MORB 和 OIB 混源的特点, 而具有这种地球化学特征的蛇绿岩形成在两种可能的构造环境, 类似现今的冰岛地区大洋中脊玄武岩和类似现今红海的大陆裂谷向大洋裂谷转化的环境 (徐学义等, 2006)。结合区域构造背景、沉积建造、以及硅质岩形成所处的大陆边缘环境, 笔者认为巴音沟蛇绿岩形成于大陆裂谷向大洋裂谷转换的环境, 局部地区由于拉张强烈, 可能出现初始洋壳。从现有资料看, 硅质岩中所含放射虫以及牙形刺所确定时代不晚于蛇绿岩带中基性岩形成的年龄 (斜长花岗岩中锆石 U-Pb 年龄位 324.8 ± 7.1), 所以硅质岩应在拉张过程中形成的, 而不是在收缩过程中形成, 由于硅质岩的形成受陆源物质的影响较大, 所以大陆裂谷拉张的规模可能不大, 仅形成一小洋盆。

参考文献 (References):

- 邬继易, 刘成德. 新疆北天山巴音沟蛇绿岩的地质特征 [J]. 岩石学报, 1989, 2: 76-87.
- 王作勋, 邬继易, 吕喜朝, 等. 天山多旋回构造及成矿 [M]. 北京: 科学出版社, 1990: 1969-192.
- 肖序常, 汤耀庆, 冯益民, 等. 新疆北部及临区大地构造 [M]. 北京: 地质出版社, 1992: 190-217.
- 高长林, 崔可锐, 钱一雄, 等. 天山微板块构造与塔北盆地 [M]. 北京: 地质出版社, 1995: 132-195.
- 舒良树, 卢华复, 印栋浩, 等. 新疆北部古生代大陆增生构

- 造 [J]. 新疆地质, 2001, 19 (1): 59-63.
- 夏林圻, 张国伟, 夏祖春, 等. 天山古生代洋盆开启闭合时限的岩石学约束: 来自震旦纪和石炭纪火山岩的证据 [J]. 地质通报, 2002, 21 (5): 55-62.
- 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 等. 天山古生代洋陆转化特点的几点思考 [J]. 西北地质, 2002, 35 (4): 9-20.
- 徐学义, 马中平, 夏林圻, 等. 北天山巴音沟蛇绿岩斜长花岗岩锆石 SHRIMP 测年及其意义 [J]. 地质论评, 2005, 51 (5): 523-527.
- 徐学义, 马中平, 夏林圻, 等. 北天山巴音沟蛇绿岩形成时代的精确厘定及意义 [J]. 地球科学与环境学报, 2005, 27 (2): 17-20.
- 董云鹏, 周鼎武, 张国伟, 等. 中天山南缘乌瓦门蛇绿岩的构造环境 [J]. 岩石学报, 2005, 21 (1): 37-44.
- 王立社, 夏林圻, 等. 天山地区下石炭统与下伏地层角度不整合接触的地质意义 [J]. 西北地质, 2005, 38 (1): 26-30.
- 徐学义, 夏林圻, 马中平, 等. 北天山巴音沟蛇绿岩斜长花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及蛇绿岩成因研究 [J]. 岩石学报, 2006, 22 (1): 83-94.
- 徐学义, 李向民, 马中平, 等. 北天山巴音沟蛇绿岩形成与早石炭世: 来自辉长岩 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 年龄的证据 [J]. 地质学报, 2006, 80 (8): 1168-1176.
- 夏林圻, 李向民, 等. 天山石炭一二叠纪大火成岩省裂谷火山作用与地幔柱 [J]. 西北地质, 2006, 39 (1): 1-48.
- 李向民. 天山及邻区地质演化过程中的大陆裂谷火山作用 [D]. 2007: 127-156.
- WU Jiayi, LIU Chengde. Geological features of Bayingou ophiolitic suite of north Tianshan, Xinjiang [J]. Acta Petrologica Sinica, 1989, 2: 76-87.
- WANG Zuoxun, WU Jiayi, LV Xichao, et al. Polycyclic tectogenesis and mineralization of Tianshan Mounatins [M]. Science Press, Beijing, 1990: 169-192.
- XIAO Xuchang, TANG Yaoqing, FENG Yimin, et al. Tectonics in Northern Xinjiang and its adjacent area [M]. Geological Publishing House, Beijing, 1992: 190-217.
- GAO CHanglin, CUI Keri, QIAN Yixiong, et al. Tectonics of Tianshan micro-plate and Tarim basin [M]. Geological Publishing House, Beijing, 1995: 132-195.
- SHU Liangshu, LU Huafu, YIN Donghao, et al. Late Paleozoic continental accretionary tectonics in Northern Xinjiang [J]. Xinjiang Geology, 2001, 19 (1): 59-63.
- XIA Linqi, ZHANG Guowei, XIA Zuchun, et al. Constrains on the timing of opening and closing of the Tianshan Paleozoic oceanic basin: evidence from simian and carboniferous volcanic rocks [J]. Geological Bulletin of China, 2002, 21 (5): 55-62.
- XIA Linqi, XIA Zuchun, XU Xueyi, et al. Some thoughts on the characteristics of Paleozoic ocean-continent transition from Tianshan Mountains [J]. Northwestern Geology, 2002, 35 (4): 9-20.
- XU Xueyi, MA ZHongping, XIA Linqi, et al. SHRIMP dating of plagiogranite from Bayingou ophiolite in the Northern Tianshan Mountains [J]. Geological Review, 2005, 51 (5): 523-527.
- XU Xueyi, MA Zhongping, XIA Lingqi, et al. Accurate dating of Bayingou ophiolite in Northern Tianshan Mountains and its tectonic significance [J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 2005, 27 (2): 17-20.
- DONG Yunpeng, ZGOU Dingwu, ZHANG Guowei, et al. Tectonic setting of the Wuwamen ophiolite at the southern margin of Middle Tianshan Bel [J]. Acta Petrologica Sinica, 2005, 21 (1) 37-44.
- WANG Lishe, XIA Linqi et al. Geological meaning of unconformity of dip between the Lower Carboniferous strata and its underlying strata [J]. Northwestern Geology, 2005, 38 (1): 26-30.
- XU Xueyi, XIA Linqi, MA Zhongping, et al. SHRIMP zircon U-Pb geochronology of the plagiogranites from Bayingou ophiolite in North Tianshan Mountains and the petrogenesis of the ophiolite [J]. Acta Petrologica Sinica, 2006, 21 (1): 83-94.
- XU Xueyi, LI Xiangmin, MA Zhongping, et al. LA-ICPMS zircon U-Pb dating of Babbro from the Bayingou ophiolite in the Northern Tianshan Mountains [J]. Acta Geologica Sinica, 2006, 80 (8): 1168-1176.
- XIA Linqi, LI Xiangmin, et al. Carboniferous-Permian Rift Related Volcanism and Mantle Plume in the Tianshan, Northwestern China [J]. Northwestern Geology, 2006, 39 (1): 1-48.
- Li Xiangmin. Continental rift volcanism in the geological evolution of the Tianshan and its adjacent area [D]. 2007: 127-156.
- 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.
- Yamamoto K. Geochemical characteristics and depositional environments of chert and associated rocks in Rona the Franciscan and Shimanto Terranes [J]. Sediment Geol.

- 1987, 52: 65-108.
- Murray R W, Buchholtz ten Brink M R, Jones D L, et al. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale [J]. *Geology*, 1990, 18 (3): 268-271.
- Murray R W, Buchholtz ten Brink M R, Gerlach D C, et al. Rare earth major and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California, Assessing REE sources to fine-grained marine sediments [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1991, 55: 1875-1895.
- Murray R W, Buchholtz ten Brink M R, Brumsack H J, et al. Rare earth elements in Japan Sea sediments and diagenetic behavior of Ce/Ce^{*}: Results from ODP leg 127 [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1991, 55: 2453-2466.
- Murray R W, Jones D L, Buchholtz ten Brink M R. Diagenetic formation of bedded chert: Evidence from chemistry of the chert-shale couplet [J]. *Geology*, 1992, 20: 271-274.
- Murray R W. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications [J]. *Sediment Geology*, 1994, 90: 213-232.
- Gary H. G, Dale L. R et al. Provenance and Depositional Setting of Paleozoic Chert and Argillite, Sierra Nevada, California [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1996, 66 (1): 107-118.
- Armstrong H A, Owen A W and Floyd J D. Rare earth geochemistry of Arenig cherts from the Ballantrae Ophiolite and Leadhills Imbricate Zone, southern Scotland: Implications for origin and significance to the Caledonian Orogeny [J]. *Journal of the Geological Society*, London, 1999, 156: 549-560.
- Xia LQ, Xu XY, Xia ZC, et al. Petrogenesis of Carboniferous rift volcanic rocks in the Tianshan Mountains, northwestern China [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2004, 116: 419-433.

Geochemical Characteristics and Sedimentary Environments of Siliceous Rocks and Siliceous Mudstone ——Case Study of Bayingou Ophiolitic Mélange in Xianjiang

HAN Wen-zhong¹, OUYANG Zheng-jian¹, YUE Yan¹,
LIU Yi-qun¹, ZHOU Ding-wu²

(1. *Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China;*

2. *Geoinformation Science & Engineering College, Shandong University of Science and Technology, Qingdao 266510, China*)

Abstract: The flaggy cherts and argillite in the ophiolitic mélange of Bayingou have a SiO₂ content of 55.37%—91.19%, a high Al₂O₃ content between 3.07%—17.66%, and a TiO₂ content of 0.12%—0.8%, having a good positive correlation between Al₂O₃ and TiO₂, suggesting that they have a relatively high percentage of terrigenous muddy sediments. Moreover, they have typical NASC-normalized flat REE patterns without any visible Ce negative anomaly; and the Eu has an obvious right-hand dipping pattern. All these indicate a REE distribution pattern similar to that of deposited cherts and argillite found in continental margins. In addition, they have a Ce/Ce^{*} ratio of 1.03—1.45, a (La/Ce)_N of 0.62—0.92, a V/Y of 0.32—8.87, and a Th/U of 2.99—6.45, showing that the cherts and argillite are formed in continental margin settings into which the continental material can be easily transported. Therefore, the Bayingou ophiolite was formed in a transitional environment of continental rift to oceanic rift based on our study.

Key words: Cherts; argillite; Ophiolitic mélange; Bayingou