# 新疆达拉布特蛇绿岩带玄武岩地球化学特征：古亚洲洋与特提斯洋的对比*

雷敏[1,2] 赵志丹[1**] 侯青叶[1] 张宏飞[3] 许继峰[4] 陈岳龙[1] 张本仁[3] 刘希军[4]

LEI Min[1,2], ZHAO ZhiDan[1**], HOU QingYe[1], ZHANG HongFei[3], XU JiFeng[4], CHEN YueLong[1], ZHANG BenRen[3] and LIU XiJun[4]

1. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室，中国地质大学地球科学与资源学院，北京 100083
2. 中国地质科学院地质研究所，北京 100037
3. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室，中国地质大学地球化学系，武汉 430074
4. 中国科学院广州地球化学研究所 同位素年代学和地球化学重点实验室，广州 510640
1. *State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, and School of Earth Science and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing* 100083, *China*
2. *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037, *China*
3. *State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, and Department of Geochemistry, China University of Geosciences, Wuhan* 430074, *China*
4. *Key Laboratory of Isotope Geochronology and Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou* 510640, *China*

2007-10-08 收稿，2008-01-30 改回.

**Lei M, Zhao ZD, Hou QY, Zhang HF, Xu JF, Chen YL, Zhang BR and Liu XJ. 2008. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic characteristics of the Dalabute ophiolite, Xinjiang: Comparison between the Paleo-Asian ocean and the Tethyan mantle domains. *Acta Petrologica Sinica*, 24(4):661 – 672**

**Abstract** The Paleo-Asian Ocean in northern China and the Tethys in southwestern China are the two major tectonic domains in China. Geochemical study is one of the most important issues in revealing the nature of the upper mantle and their relationship between the above two mantle domains. This paper present a systemetic study of petrology, geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic gechemistry of the basaltic rocks collected from Akebasitao and Dagun regions of Dalabute ophiolite in Western Junggar of Xinjiang. The rock show typical N-MORB and E-MORB type geochemical features, indicating that they have mid-ocean ridge environmental affinity. Their Sr-Nd-Pb isotopic compositions ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.682112 ~ 0.706040, $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512713 ~ 0.512879, $\varepsilon_{Nd}(t)$ = +2.8 ~ +5.1, $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18.341 ~ 20.085, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15.541 ~ 15.651, and $^{208}Pb/^{204}Pb$ = 38.292 ~ 40.534) and representative element ratios show that they have similar compositions to that of the Tethyan mantle domain. They all have typical Indian MORB-type geochemical features, and distinct to the known Paleo-Asian Ocean mantle domain. This suggests that the Dalabute ophiolite in Xinjiang now located in the Paleo-Asian tectonic settings, show Tethyan (Indian MORB) mantle domain feature, instead of the Pacific and north Atlantic oceanic mantle domains.

**Key words** Paleo-Asian Ocean, Tethys, Ophiolite, Basalt, Isotopic geochemistry, Western Junggar of Xinjiang

**摘 要** 发育在我国北部的古亚洲洋构造域和西南部的特提斯构造域是中国境内最重要的两个构造体系，有关这两个构造域的地幔地球化学特征是揭示它们的演化与交接关系的重要课题之一。本文选择发育在新疆西准噶尔地区达拉布特蛇绿岩带中阿克巴斯套和大棍的枕状玄武岩进行了系统的岩石学和地球化学与 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学研究，结果表明，达拉布特蛇绿岩带中枕状玄武岩具有 N-MORB 和 E-MORB 特征，可能形成于大洋中脊环境。岩石的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 为 0.682112 ~ 0.706040 之间；$^{143}Nd/^{144}Nd$ 为 0.512713 ~ 0.512879，$\varepsilon_{Nd}(t)$ = +2.8 ~ +5.1，$^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 的变化范围

* 国家重点基础研究发展规划项目(2002CB412603)、国家自然科学基金(40473020, 40234052)、国家杰出青年基金(40425003)、中国地调局综合研究项目、中科院广州地化所同位素开放实验室基金和高等学校学科创新引智计划(B07011)资助。

**第一作者简介**：雷敏，女，1980 年生，博士研究生，岩石学专业，E-mail：leiminlm@126.com

** **通讯作者**：赵志丹，E-mail：zdzhao@cugb.edu.cn

分别是 18.341 ~ 20.085、15.541 ~ 15.651 和 38.292 ~ 40.534。将达拉布特玄武岩的微量元素特征比值、Nd-Pb 同位素等与印度洋 MORB 和太平洋与北大西洋 MORB,以及已知的特提斯和古亚洲洋地幔域进行对比表明,达拉布特蛇绿岩单元内 MORB 型玄武岩与特提斯构造域特蛇绿岩单元内 MORB 型玄武岩同位素特征一致,都显示了印度洋型的 MORB 特征。这意味着位于现今新疆西准噶尔地区的古亚洲洋地幔域没有显示出与特提斯不同的典型的太平洋和北大西洋的地球化学特征。

**关键词** 古亚洲洋;特提斯洋;蛇绿岩;玄武岩;同位素地球化学;新疆西准噶尔

**中图法分类号** P588.145

达拉布特蛇绿岩带为新疆境内规模最大的一条蛇绿岩带(朱宝清和冯益民,1994)。据前人资料,该蛇绿岩带为中国境内典型的古亚洲洋蛇绿岩带之一,是探讨古亚洲洋性质的关键所在。在中国北部存在特提斯构造域与古亚洲洋构造域地幔的交界线,但关于该交界线具体位置以及特提斯构造域与古亚洲洋构造域之间的关系等问题,至今仍存在较多的争论(田昌烈等,1989;肖序常和王方国,1984;肖序常等,1992;张弛和翟明国,1993;张旗和周国庆,2002)。黄金香等(2006)对内蒙古温都尔庙和巴彦敖包-交其尔两个蛇绿岩带中变质玄武岩的地球化学和 Sr、Nd、Pb 同位素地球化学研究认为这些蛇绿岩代表的古亚洲洋有关的玄武岩与中国西南地区的特提斯洋有关的玄武岩不同,古亚洲洋的洋岛玄武岩显示高 U/Pb 和与北大西洋和太平洋省相似的特征,而特提斯洋岛玄武岩属于印度洋省。这从一定程度鉴别出了古亚洲洋地幔域的地球化学特征。那么作为古亚洲洋在西北部地区的典型代表,达拉布特蛇绿岩具有什么样的地球化学特征呢?本文选择西准噶尔达拉布特蛇绿岩中阿克巴斯套和大棍枕状玄武岩进行了岩石地球化学研究,并结合前人的一些研究成果,将岩石的典型地球化学特征与已知特提斯构造域蛇绿岩内的枕状玄武岩进行微量元素与 Nd、Pb 同位素特征的对比,以期揭示新疆北部古亚洲洋构造域地幔的地球化学性质。

## 1 区域地质背景

达拉布特缝合带为西伯利亚板块与哈萨克斯坦板块在西准噶尔地区的结合带。该单元南以左旋走滑断裂—达拉布特断裂为界,其主要特征是出露有早、中泥盆世蛇绿岩混杂体(朱宝清和冯益民,1994),大致沿达拉布特断裂带以北延伸,出露面积达 50km$^2$,NE 向延伸达 107km,中间被庙儿沟花岗岩吞没,是迄今新疆境内规模最大的一条蛇绿岩带(图 1)。这套蛇绿岩混杂体(包括细碧质枕状熔岩、硅质岩、辉绿岩、辉长岩、蛇纹岩化橄榄岩组成)常作为一个整体逆冲到石炭纪复理石之上,或蛇绿岩套上部的远洋沉积物被下部

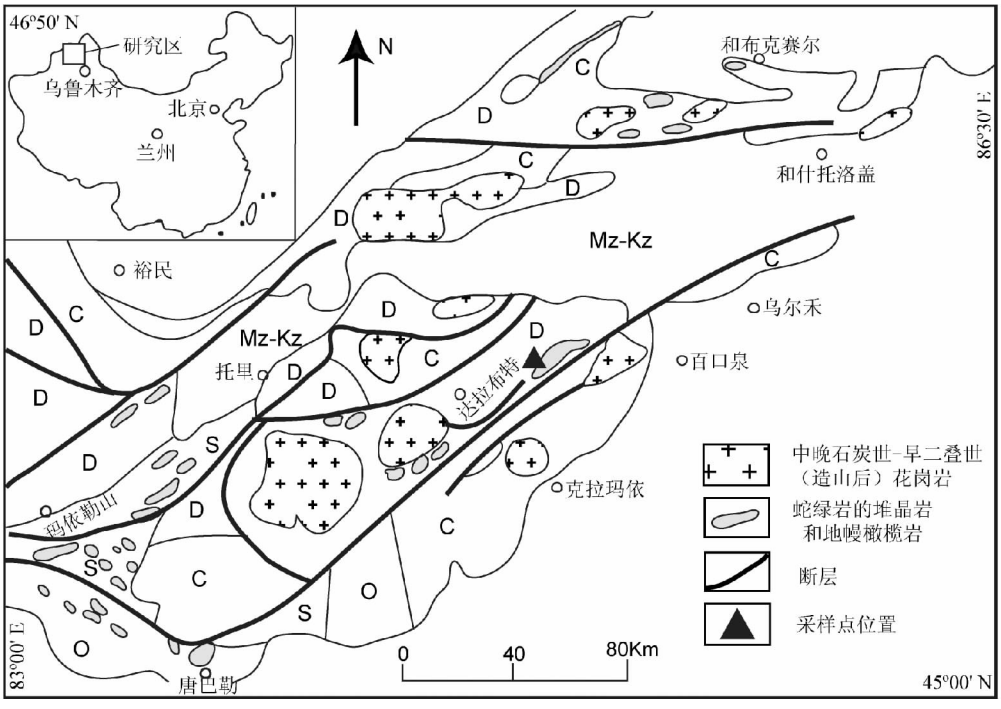



图 1 新疆达拉布特蛇绿岩地质略图(引自白文吉等(1995)重绘)

Fig. 1 Geological sketch map of Dalabute ophiolite, Xinjiang (modified after Bai *et al.*, 1995)

表 1 新疆达拉布特地区阿克巴斯套(HA)和大棍(HD)玄武岩常量元素(wt%)和微量元素($\times10^{-6}$)组成

Table 1 Major(wt%) and trace elements($10^{-6}$) compositon of the Akebastao(HA) and Dagun(HD) basalts from Dalabute, Xinjiang

| 样品 | HA-2 | HA-3 | HA-4 | HA-5 | HA-6 | HA-7 | HA-8 | HD-1 | HD-2 | HD-4 | HD-5 | HD-6 | HD-7 | HD-8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 45.79 | 45.85 | 52.56 | 43.72 | 44.38 | 43.99 | 42.70 | 47.95 | 50.79 | 51.03 | 50.29 | 48.35 | 48.18 | 49.21 |
| $TiO_2$ | 1.66 | 1.28 | 0.40 | 1.22 | 1.43 | 1.47 | 1.21 | 1.18 | 1.12 | 1.40 | 1.35 | 1.17 | 1.37 | 1.23 |
| $Al_2O_3$ | 12.68 | 12.66 | 14.29 | 13.45 | 12.79 | 14.48 | 13.91 | 14.70 | 14.02 | 18.22 | 17.92 | 17.90 | 18.09 | 17.39 |
| $TFe_2O_3$ | 11.51 | 11.43 | 10.28 | 12.99 | 13.54 | 13.97 | 11.53 | 12.82 | 12.43 | 12.67 | 14.03 | 16.08 | 15.94 | 13.89 |
| MnO | 0.22 | 0.20 | 0.17 | 0.18 | 0.19 | 0.18 | 0.14 | 0.19 | 0.16 | 0.28 | 0.25 | 0.27 | 0.30 | 0.22 |
| MgO | 7.17 | 9.00 | 8.63 | 7.79 | 6.43 | 5.88 | 11.54 | 8.35 | 7.25 | 2.53 | 2.42 | 2.64 | 2.66 | 2.10 |
| CaO | 18.74 | 17.67 | 5.00 | 17.47 | 17.98 | 17.87 | 15.27 | 8.82 | 7.65 | 3.19 | 3.89 | 3.15 | 2.88 | 5.16 |
| $Na_2O$ | 0.47 | 0.77 | 2.99 | 1.29 | 1.38 | 0.98 | 1.02 | 1.08 | 2.20 | 2.83 | 2.97 | 3.44 | 3.69 | 4.46 |
| $K_2O$ | 0.08 | 0.17 | 1.40 | 0.53 | 0.40 | 0.41 | 1.07 | 0.12 | 0.21 | 3.82 | 3.20 | 3.36 | 3.24 | 2.30 |
| $P_2O_5$ | 0.14 | 0.11 | 0.08 | 0.14 | 0.15 | 0.17 | 0.10 | 0.09 | 0.09 | 0.30 | 0.22 | 0.37 | 0.44 | 0.40 |
| 烧失量 | 1.05 | 0.37 | 4.20 | 0.75 | 0.93 | 0.12 | 1.07 | 4.22 | 3.97 | 3.26 | 3.40 | 3.10 | 2.87 | 3.17 |
| 总量 | 99.51 | 99.51 | 99.98 | 99.53 | 99.60 | 99.52 | 99.56 | 99.52 | 99.89 | 99.53 | 99.94 | 99.83 | 99.66 | 99.53 |
| Li | 4.96 | 2.24 | 9.22 | 2.54 | 2.37 | 3.03 | 3.96 | 46.07 | 36.63 | 27.73 | 27.35 | 25.84 | 27.31 | 19.31 |
| Be | 0.65 | 0.51 | 0.37 | 0.34 | 0.35 | 0.50 | 0.35 | 0.30 | 0.25 | 0.71 | 0.50 | 0.80 | 0.80 | 0.69 |
| Sc | 38.23 | 31.46 | 36.80 | 26.13 | 28.13 | 46.45 | 32.21 | 54.51 | 50.26 | 66.06 | 59.55 | 42.87 | 53.69 | 51.03 |
| V | 316.80 | 229.59 | 250.86 | 207.07 | 228.95 | 384.30 | 230.87 | 370.46 | 332.88 | 193.13 | 258.11 | 197.33 | 177.45 | 152.74 |
| Cr | 164.55 | 372.38 | 215.69 | 48.65 | 44.10 | 120.50 | 750.92 | 194.50 | 188.89 | 240.54 | 228.65 | 178.90 | 215.40 | 190.37 |
| Co | 57.00 | 64.70 | 51.84 | 44.22 | 41.09 | 65.09 | 64.95 | 65.36 | 66.18 | 60.78 | 70.97 | 68.03 | 65.14 | 60.43 |
| Ni | 84.29 | 145.19 | 78.25 | 43.70 | 36.40 | 68.34 | 294.62 | 97.98 | 96.96 | 92.64 | 104.36 | 72.15 | 76.66 | 66.00 |
| Cu | 8.27 | 6.97 | 109.02 | 7.88 | 20.84 | 6.76 | 7.30 | 179.04 | 164.98 | 100.42 | 62.73 | 108.98 | 133.75 | 96.72 |
| Zn | 59.20 | 54.16 | 78.61 | 46.23 | 68.92 | 80.99 | 51.28 | 96.80 | 81.17 | 110.95 | 123.16 | 118.72 | 121.05 | 99.26 |
| Ga | 12.70 | 14.40 | 11.08 | 7.09 | 7.85 | 14.29 | 15.19 | 18.03 | 15.69 | 21.69 | 20.16 | 15.89 | 17.32 | 15.65 |
| Ge | 1.56 | 1.30 | 0.93 | 0.69 | 0.87 | 1.17 | 1.49 | 1.87 | 1.51 | 1.12 | 1.22 | 0.86 | 0.97 | 1.06 |
| Rb | 1.47 | 0.87 | 11.48 | 1.11 | 1.04 | 1.82 | 5.98 | 2.78 | 4.98 | 97.96 | 76.09 | 73.76 | 73.25 | 53.81 |
| Sr | 686.43 | 530.55 | 96.54 | 343.63 | 433.47 | 738.79 | 556.40 | 254.62 | 169.82 | 151.21 | 159.76 | 148.07 | 151.92 | 353.34 |
| Zr | 110.22 | 74.72 | 29.48 | 55.78 | 54.81 | 97.32 | 75.25 | 62.14 | 57.41 | 74.12 | 73.89 | 60.94 | 74.38 | 67.31 |
| Nb | 12.09 | 9.18 | 0.82 | 4.73 | 4.75 | 8.00 | 8.19 | 3.08 | 2.85 | 3.73 | 3.65 | 3.09 | 3.70 | 3.31 |
| Cs | 0.01 | -0.001 | 0.81 | -0.009 | -0.001 | 0.00 | 0.07 | 0.34 | 0.36 | 7.90 | 6.93 | 6.30 | 6.13 | 4.47 |
| Ba | 88.23 | 134.45 | 460.91 | 97.20 | 104.53 | 159.44 | 426.99 | 62.63 | 85.81 | 851.73 | 545.67 | 780.51 | 741.81 | 509.16 |
| Hf | 2.68 | 1.82 | 0.85 | 1.69 | 1.63 | 2.57 | 1.91 | 1.71 | 1.60 | 2.01 | 1.93 | 1.58 | 1.85 | 1.66 |
| Ta | 0.76 | 0.60 | 0.08 | 0.36 | 0.34 | 0.55 | 0.55 | 0.23 | 0.22 | 0.25 | 0.24 | 0.19 | 0.23 | 0.22 |
| Pb | 0.33 | 0.43 | 1.21 | 1.03 | 1.12 | 0.73 | 1.05 | 0.58 | 0.41 | 0.44 | 0.59 | 0.33 | 0.47 | 0.87 |
| Th | 0.70 | 0.52 | 0.40 | 0.41 | 0.38 | 0.62 | 0.52 | 0.27 | 0.24 | 0.33 | 0.30 | 0.24 | 0.29 | 0.27 |
| U | 0.23 | 0.17 | 0.25 | 0.13 | 0.31 | 0.18 | 0.15 | 0.09 | 0.06 | 0.28 | 0.20 | 0.19 | 0.22 | 0.23 |
| La | 9.11 | 7.57 | 2.71 | 4.54 | 4.27 | 7.82 | 6.94 | 3.25 | 3.45 | 4.59 | 3.93 | 4.90 | 5.24 | 5.59 |
| Ce | 21.80 | 18.31 | 6.41 | 12.38 | 10.91 | 19.65 | 17.47 | 9.14 | 8.95 | 11.83 | 10.90 | 10.01 | 11.33 | 11.54 |
| Pr | 2.91 | 2.46 | 0.87 | 1.77 | 1.52 | 2.76 | 2.37 | 1.39 | 1.33 | 1.77 | 1.61 | 1.71 | 1.87 | 1.82 |
| Nd | 13.89 | 11.78 | 4.31 | 9.10 | 8.09 | 13.94 | 11.58 | 7.63 | 7.26 | 9.54 | 8.80 | 9.10 | 9.93 | 9.55 |
| Sm | 3.62 | 3.00 | 1.26 | 2.64 | 2.41 | 3.99 | 2.85 | 2.58 | 2.38 | 3.08 | 2.85 | 2.92 | 3.20 | 3.03 |
| Eu | 1.11 | 1.21 | 0.45 | 0.80 | 0.78 | 1.40 | 1.33 | 0.94 | 0.85 | 1.23 | 1.03 | 0.88 | 1.06 | 1.07 |
| Gd | 3.94 | 3.13 | 1.45 | 2.81 | 2.60 | 4.59 | 2.97 | 3.11 | 2.89 | 3.72 | 3.39 | 3.45 | 3.88 | 3.76 |
| Tb | 0.69 | 0.52 | 0.27 | 0.53 | 0.50 | 0.86 | 0.49 | 0.62 | 0.58 | 0.72 | 0.66 | 0.69 | 0.75 | 0.74 |
| Dy | 4.05 | 2.85 | 1.74 | 3.22 | 3.13 | 5.27 | 2.84 | 3.91 | 3.68 | 4.54 | 4.07 | 4.30 | 4.80 | 4.65 |
| Ho | 0.84 | 0.55 | 0.39 | 0.72 | 0.71 | 1.15 | 0.56 | 0.87 | 0.82 | 0.99 | 0.88 | 0.92 | 1.09 | 1.05 |
| Er | 2.09 | 1.39 | 1.07 | 1.85 | 1.82 | 3.02 | 1.33 | 2.31 | 2.17 | 2.58 | 2.29 | 2.44 | 2.88 | 2.90 |
| Tm | 0.32 | 0.20 | 0.17 | 0.30 | 0.29 | 0.45 | 0.19 | 0.36 | 0.35 | 0.40 | 0.35 | 0.37 | 0.45 | 0.47 |
| Yb | 2.07 | 1.28 | 1.18 | 1.98 | 1.97 | 3.10 | 1.25 | 2.48 | 2.33 | 2.68 | 2.35 | 2.52 | 3.08 | 3.20 |
| Lu | 0.31 | 0.19 | 0.20 | 0.30 | 0.30 | 0.49 | 0.19 | 0.39 | 0.37 | 0.43 | 0.37 | 0.40 | 0.49 | 0.51 |
| Y | 25.40 | 16.69 | 11.31 | 17.44 | 17.93 | 32.60 | 15.38 | 24.97 | 23.81 | 29.14 | 23.95 | 27.03 | 33.23 | 34.49 |

表 2 新疆达拉布特蛇绿岩单元内枕状玄武岩的 Sr、Nd 和 Pb 同位素组成 ($t$ = 400Ma)

Table 2 Sr, Nd and Pb isotopic composition of the basaltic rocks from the Dalabute ophiolite, Xinjiang

| 样品 | 大棍 | | | | | 阿克巴斯套 | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | HD-1 | HD-4 | HD-6 | HD-7 | HD-8 | HA-2 | HA-5 | HA-6 | HA-7 | HA-8 |
| Sr( $\times10^{-6}$) | 157 | 63 | 41 | 59 | 116 | 453 | 371 | 448 | 527 | 344 |
| Rb( $\times10^{-6}$) | 1.7 | 81.3 | 75.8 | 73.2 | 53.3 | 0.2 | 0.7 | 0.78 | 0.7 | 2.8 |
| $^{87}Rb/^{86}Sr$ | 0.0302 | 3.6961 | 5.2368 | 3.5552 | 1.3134 | 0.0013 | 0.0056 | 0.0048 | 0.0037 | 0.0233 |
| $^{87}Sr/^{86}Sr$ | 0.706212 | 0.713472 | 0.711943 | 0.712389 | 0.708139 | 0.705256 | 0.705184 | 0.705317 | 0.705142 | 0.705329 |
| ($2\sigma$) | 13 | 13 | 12 | 10 | 11 | 12 | 10 | 11 | 13 | 11 |
| $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ | 0.706040 | 0.692418 | 0.682112 | 0.692137 | 0.700657 | 0.705249 | 0.705151 | 0.705290 | 0.705121 | 0.705196 |
| Sm( $\times10^{-6}$) | 1.95 | 1.07 | | 1.18 | 1.09 | 2.61 | 2.40 | 2.20 | 2.64 | 1.92 |
| Nd( $\times10^{-6}$) | 5.95 | 3.20 | | 3.19 | 3.04 | 10.32 | 8.62 | 7.63 | 9.63 | 7.73 |
| $^{147}Sm/^{144}Nd$ | 0.1983 | 0.2024 | | 0.2234 | 0.2165 | 0.1529 | 0.1689 | 0.1745 | 0.1658 | 0.1501 |
| $^{143}Nd/^{144}Nd$ | 0.512879 | 0.512865 | | 0.512860 | 0.512833 | 0.512785 | 0.512780 | 0.512788 | 0.512795 | 0.512713 |
| ($2\sigma$) | 12 | 12 | | 16 | 12 | 12 | 11 | 10 | 12 | 11 |
| $(^{143}Nd/^{144}Nd)_t$ | 0.512360 | 0.512335 | | 0.512275 | 0.512266 | 0.512384 | 0.512338 | 0.512331 | 0.512360 | 0.512330 |
| $\varepsilon_{Nd}(t)$ | 4.62 | 4.13 | | 2.96 | 2.80 | 5.10 | 4.20 | 4.06 | 4.64 | 3.84 |
| $^{206}Pb/^{204}Pb$ | 18.3412 | 19.4870 | 19.2309 | 19.3235 | 19.0017 | 20.0850 | 18.6067 | 19.3163 | 19.0650 | 18.5985 |
| $^{207}Pb/^{204}Pb$ | 15.5406 | 15.5815 | 15.5978 | 15.6141 | 15.5908 | 15.6513 | 15.5513 | 15.5890 | 15.5872 | 15.5618 |
| $^{208}Pb/^{204}Pb$ | 38.2916 | 38.5030 | 38.658854 | 38.5891 | 38.5082 | 40.5344 | 38.5961 | 38.5465 | 39.1808 | 38.6372 |
| $(^{206}Pb/^{204}Pb)_t$ | 17.5997 | 16.5335 | 16.5438 | 17.1119 | 17.7855 | 16.7470 | 18.0356 | 18.0014 | 17.8779 | 17.9261 |
| $(^{207}Pb/^{204}Pb)_t$ | 15.5001 | 15.4199 | 15.4508 | 15.4932 | 15.5243 | 15.4687 | 15.5200 | 15.5171 | 15.5222 | 15.5250 |
| $(^{208}Pb/^{204}Pb)_t$ | 37.5970 | 37.4048 | 37.5880 | 37.6743 | 38.0589 | 37.3128 | 38.0022 | 38.0437 | 37.9159 | 37.9010 |
| ($\triangle7/4Pb$)$_t$ | 10.1252 | 13.6664 | 16.6469 | 14.7254 | 10.5307 | 16.2319 | 7.3957 | 7.4696 | 9.3271 | 9.0815 |
| ($\triangle8/4Pb$)$_t$ | 69.1966 | 178.8812 | 195.9609 | 135.9082 | 92.9276 | 143.8699 | 57.0178 | 65.3004 | 67.4514 | 60.1368 |

洋壳或变质橄榄岩覆盖。张驰和翟明国(1993)依据硅质岩中放射虫及生物灰岩中珊瑚化石将该蛇绿岩限定为早、中泥盆世。在有关新疆西准噶尔蛇绿岩套地质特征及含矿性的研究报告中①, 根据玄武岩和辉长岩的同位素年龄确定的达拉布特蛇绿岩带的形成时代为 395 ± 12Ma。因此, 本文认为 400Ma 大致可以代表达拉布特蛇绿岩带的形成年龄。泥盆纪这一时期是西准噶尔地区构造发展的重要时期。尤其在中泥盆早期沿巴尔雷克, 达拉布特一带发生拉张, 初期为陆源碎屑沉积至中晚期深及地幔, 形成局部扩张脊的小洋盆(以达拉布特蛇绿岩带为代表)(朱宝清和冯益民, 1994)。本文共采集达拉布特蛇绿岩内枕状玄武岩样品 14 件, 分别采自阿克巴斯套(7 件)和大棍(7 件)。

## 2 样品测试及分析方法

主量、微量元素和 Sr、Nd 同位素测试均在中国科学院地质与地球物理所完成。主量元素用 XRF 方法测定, 精度优于 5%; 微量元素用 ICP-MS 方法测定, 精度优于 10%; Sr、Nd 同位素测试在 MAT-262 质谱仪上进行, Sr 和 Nd 同位素的分馏校正分别采用 $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$ 和 $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$。分析期间, JMC 标准 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 测定值的平均值为 0.511937 ± 10 ($2\sigma$); BCR-1 标准 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 测定值的平均值为 0.512594 ± 10 ($2\sigma$)。NBS987 标准 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 测定值的平均值为 0.710217 ± 11 ($2\sigma$)。样品 Pb 同位素测试在中国地质科学院地质研究所 MC-ICP-MS 质谱仪上完成, NBS981 标准测定值的平均值分别是: $^{206}Pb/^{204}Pb = 16.940 \pm 4$; $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.498 \pm 3$; $^{208}Pb/^{204}Pb = 36.722 \pm 6$。样品的测试结果见表 1 和表 2。

## 3 岩相学特征

达拉布特蛇绿岩带内出露的玄武岩的典型显微镜下照片如图 2。研究区内所有玄武岩样品普遍为斑状结构, 斑晶为辉石和斜长石, 基质为间粒结构和间粒-间隐结构, 镜下可见各玄武岩样品已遭受部分的后期蚀变。

① 新疆维吾尔自治区人民政府国家三 O 五项目办公室. 1990. 新疆西准噶尔蛇绿岩套地质特征及含矿性研究报告.

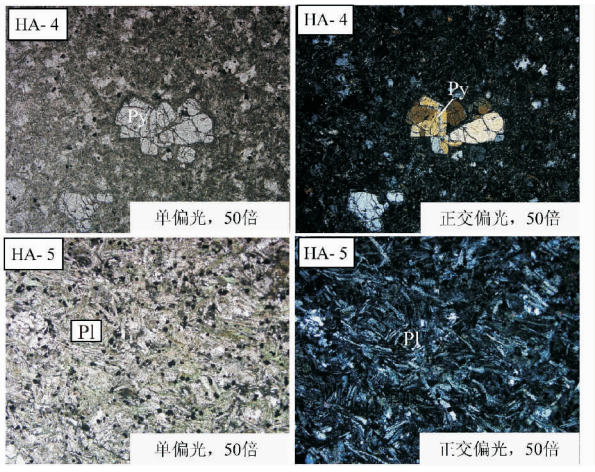



图 2　达拉布特蛇绿岩带内玄武岩样品显微照片.
Pl，斜长石；Py，辉石

Fig. 2　Microstructure of the basalts from Dalabute ophiolite.
Pl，Plagioclase；Py，Pyroxene

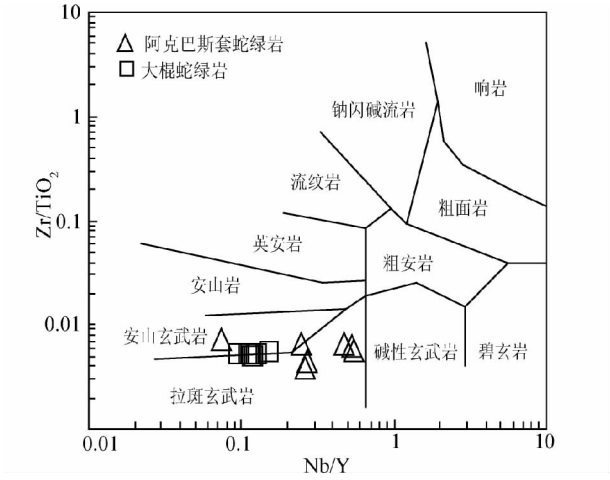



图 3　达拉布特蛇绿岩岩石分类图解 $Zr/TiO_2$-Nb/Y 图解（原图引自 Winchester and Floyd，1977）

Fig. 3　Classification of basalts from the Dalabute ophiolite (After Winchester and Floyd，1977)

## 4　元素地球化学特征

### 4.1　主量元素地球化学

阿克巴斯套的 7 件枕状玄武岩样品常量元素（表 1）的变化特征为：$SiO_2$ 为 42.7% ~52.56% ，接近洋中脊玄武岩（MORB）的 $SiO_2$ 平均值（47.6%，Hawkins，1980），$Al_2O_3$ 为 12.66% ~ 15.91% （平均值 13.47%），$TiO_2$ 为 0.40% ~ 1.66% （平均值 1.24%），$TFe_2O_3$ 为 10.28% ~13.97% （平均值 12.18%）。阿克巴斯套玄武岩绝大部分样品以富 MgO（5.88% ~ 11.54%）、贫 $Na_2O$（0.47% ~ 2.99%）和 $K_2O$（0.08% ~1.40%），以及 $Na_2O > K_2O$ 为特征。

大棍的 7 件枕状玄武岩样品常量元素（表 1）的变化特征为，$SiO_2$ 为 47.95% ~ 51.03%，$Al_2O_3$ 为 14.02% ~ 18.22%，$TiO_2$ 为 1.12% ~1.40%，低于 MORB，$TFe_2O_3$ 为 12.43% ~ 16.08%（平均值 13.98%），MgO 为 2.10% ~ 8.35%（平均值 3.99%）。

由于在后期蚀变过程中 K 和 Na 等碱金属元素的活动性较强，因此利用蚀变过程中不活泼元素（Zr、Ti、Nb、Y）进行岩石分类判别，在 $Zr/TiO_2$-Nb/Y 图解（图 3）上，大棍和阿克巴斯套所有数据点全部落入亚碱性岩石区域，主要为拉斑玄武岩和安山玄武岩。通过 TAS 图解（图略）可看出大棍的大部分样品碱性偏高，相比之下，在 $Zr/TiO_2$-Nb/Y 图解中所有样品均落入亚碱性区域，因此，可以推断大棍蛇绿岩样品受后期蚀变（钾化）影响较大，致使其碱性偏高。

### 4.2　稀土和微量元素地球化学

阿克巴斯套枕状玄武岩球粒陨石标准化稀土元素曲线显示轻稀土略富集型（图 4a），接近 E-MORB。其 $(La/Sm)_N$ =1.08 ~1.59；$(La/Yb)_N$ = 1.46 ~3.98；样品 REE 配分曲线相互平行，仅有位置的高低，表明其具有相同的源区。图中显示 HA-3 和 HA-8 两个样品均具有轻微的正铕异常。在原始地幔标准化的微量元素图（图 4b）中，总体上表现为大离子亲石元素较高场强元素分异强烈的特征，Rb 呈现强烈的负异常，Ba 和 Sr 均为正异常，样品 HA-6 具有明显的 U 正异常，这些易活动大离子亲石元素受后期影响较大，其变化特征可能与海相玄武岩形成时遭受海水热液蚀变有关。此外，在样品 HA-4，HA-5，HA-6 中 K 呈现出明显的正异常，而相对应的高场强元素 Nb、Ta、Ti 在这些样品中表现为负异常，表明其成因可能与消减作用有关，有地壳物质参与了岩浆活动。

大棍枕状玄武岩样品稀土元素配分模式表现为近平坦型，介于 N-MORB 和 E-MORB 之间，样品未见明显铕异常（图 4c），$(La/Sm)_N$ = 0.79 ~ 1.06；$(La/Yb)_N$ = 0.88 ~ 1.31，LREE/HREE 比值近似等于 1，而且各样品稀土配分曲线相互平行，显示其稀土成分均一，具有同源岩浆的特征。样品的微量元素（图 4d）总体上表现出从强不相容元素到弱不相容元素近平坦型，也介于 N-MORB 和 E-MORB 之间。样品 HD-1 和 HD-2 中各微量元素异常表现不明显，其余样品的 Rb，U，K，P 均表现出正异常，大棍样品 Sr 明显正异常，Pb 呈现负异常。同时，Th 呈现负异常，Nb、Ta、Zr、Hf 和 Ti 无负异常则可以排除大棍地区玄武岩形成于岛弧环境的可能性。

### 4.3　构造环境判别

某些微量元素的丰度和比值有时能够有效指示样品的形成环境。例如大棍枕状玄武岩的 Ti/Zr，Ti/Y 和 Zr/Y 等微量元素比值平均值分别为 112，273 和 2.4，接近于 N-MORB的 Ti/Zr，Ti/Y 和 Zr/Y 等微量元素比值（大约为

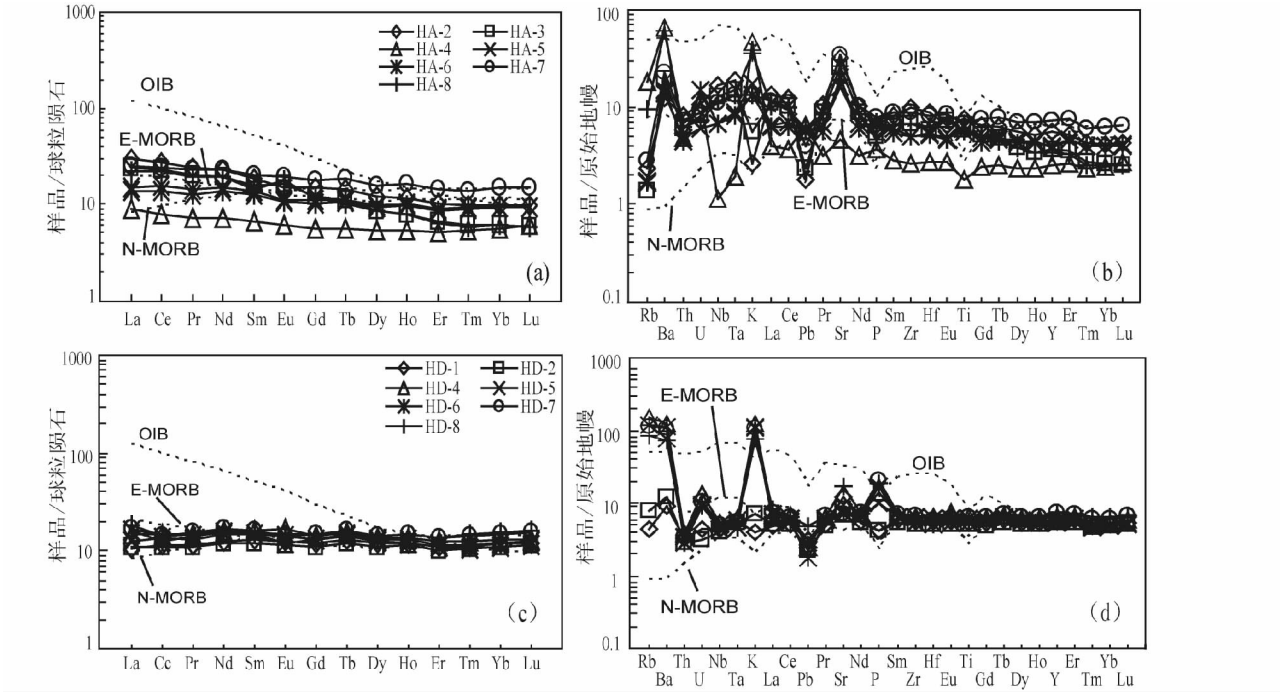



图 4 达拉布特蛇绿岩带内枕状玄武岩球粒陨石标准化稀土配分模式图(a, c)和原始地幔标准化微量元素图(b, d).
标准化的球粒陨石根据 Boynton (1984); 原始地幔据 Sun and McDonough (1989). a 和 b 为阿克巴斯套; c 和 d 为大棍

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns (a, c) and primitive mantle normalized multi-element diagrams (b, d) for of the Dalabute basalts. Chondrite after Boynton (1984); Primitive mantle after Sun and McDonough(1989). a and b are from Akebasitao, c and d are from Dagun

110, 250 和 2.5, Sun *et al.*, 1979)。一般情况下, 岛弧玄武岩和部分亏损型洋中脊玄武岩(N-MORB)的 Nb、Ta 丰度分别不大于 $12 \times 10^{-6}$ 和 $0.7 \times 10^{-6}$, Nb/La < 1, Hf/Ta > 5, La/Ta > 15, Ti/Y < 350, 而板内玄武岩(WPB)、过渡型洋中脊玄武岩(T-MORB)和富集型洋中脊玄武岩(E-MORB)则正好相反(Condie KC. 1989)。研究区内大棍玄武岩样品的 Nb 丰度为 $2.85 \times 10^{-6} \sim 3.73 \times 10^{-6}$, Ta 丰度为 $0.19 \times 10^{-6} \sim 0.25 \times 10^{-6}$, 均较低, Nb/La 比值为 0.59 ~ 0.95, Hf/Ta 比值为 7.22 ~ 8.17, La/Ta 比值为 14.18 ~ 25.97, Ti/Y 比值为 213.08 ~ 337.98, 表明大棍枕状玄武岩成因与环境类似岛弧玄武岩或 N-MORB 的形成环境。然而, 由于大棍玄武岩 $TiO_2$ 含量较高, 在 1.12% ~ 1.40% 之间, 明显高于岛弧火山岩 $TiO_2$ 含量, 同时, 结合大棍枕状玄武岩样品中 Nb, Ta, Zr 和 Hf 无负异常和 Th 未呈现富集特征, 排除了其形成于岛弧环境的可能性。

相反, 阿克巴斯套枕状玄武岩样品(除 HA-3 以外)的 Nb 和 Ta 丰度分别为 $4.73 \times 10^{-6} \sim 12.09 \times 10^{-6}$ 和 $0.34 \times 10^{-6} \sim 0.76 \times 10^{-6}$, Nb/La 比值为 1.02 ~ 1.33, Hf/Ta 比值为 3.02 ~ 4.78, La/Ta 比值为 11.92 ~ 14.31, Ti/Y 比值为 270.30 ~ 459.68。表明其成因与环境与 WPB、T-MORB、E-MORB 岩石构造环境有关。且其 $(La/Sm)_N = 1.08 \sim 1.59$; $(La/Yb)_N = 1.46 \sim 3.98$, 接近 E-MORB。同时, 阿克巴斯套玄武岩部分样品具有高的 LILE 以及 Nb、Ta 和 Ti 的负异常等地球化学特征, 表明其可能产生于消减带附近, 岩浆在上升过程中存在消减组分的加入, 或在此过程中受到陆壳物质的混染。

此外, 结合构造环境判别图解(图 5), 在 Ti/100-Zr-3Y, Ti/100-Zr-Sr/2(图 5a, b)中, 大棍玄武岩样品均落入 MORB 区; 在 2Nb-Zr/4-Y, Hf/3-Th-Ta(图 5c, d)中, 大棍玄武岩落在 N-MORB 区, 而阿克巴斯套玄武岩样品落在 E-MORB 区, 也有部分落入 N-MORB。因此, 达拉布特蛇绿岩中大棍枕状玄武岩为 N-MORB, 而阿克巴斯套玄武岩可能为E-MORB。

综合上述特征可见, 达拉布特蛇绿岩带中既有 LREE 亏损的 N-MORB, 又有 LREE 略富集的 E-MORB, 达拉布特蛇绿岩应产出于大洋中脊构造环境, 其性质可以代表其大洋地幔的特征。

## 5 Sr-Nd-Pb 同位素

由表 2 可见, 达拉布特蛇绿岩套中阿克巴斯套玄武岩与大棍玄武岩具有类似的同位素特征。总体来看, 枕状玄武岩样品 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 集中在 0.70514 ~ 0.71347 之间; $^{143}Nd/^{144}Nd$ 集中在 0.51271 ~ 0.51288 之间; 取 $t = 400$ Ma 为达拉布特蛇绿岩的形成年龄, 计算得出样品 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 变化

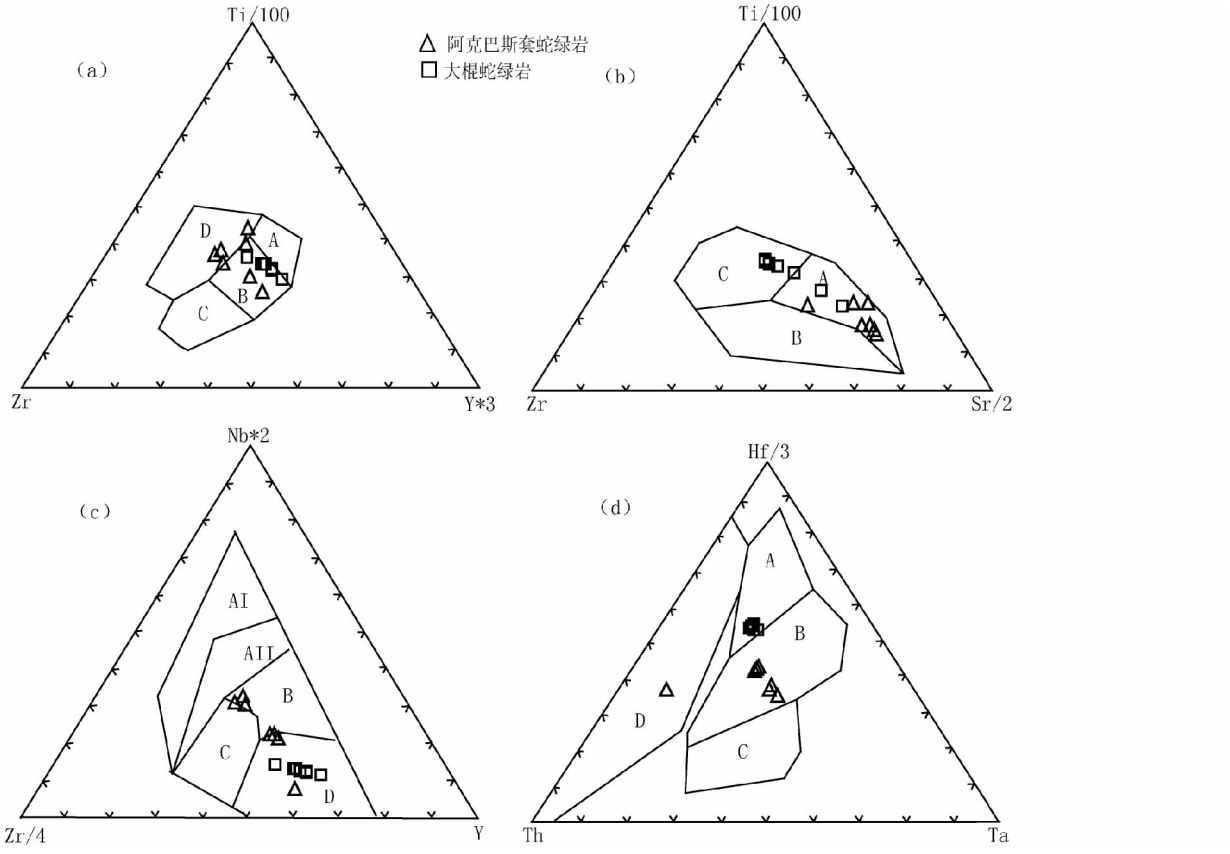



图5 Ti-Zr-Y(a)(Pearce and Cann, 1973), Ti-Zr-Sr(b)(Pearce and Cann, 1973), Nb-Zr-Y(c)(Meschede, 1986)和Hf-Th-Ta(d)(Wood, 1980)构造环境判别图

符号含义为：图5a, A-岛弧拉斑玄武岩,B-MORB, 岛弧拉斑玄武岩和钙碱性玄武岩, C-钙碱性玄武岩, D-板内玄武岩；图5b, A-岛弧拉斑玄武岩, B-钙碱性玄武岩, C-MORB；图5c, AI-板内碱性玄武岩, AII-板内碱性玄武岩和板内拉斑玄武岩, B-E-MORB, C-板内拉斑玄武岩和火山弧玄武岩,D-N-MORB 和火山弧玄武岩；图5d,A-N-MORB, B-E-MORB 和板内拉斑玄武岩, C-碱性板内玄武岩, D-火山弧玄武岩

Fig. 5 Ti-Zr-Y (a) (Pearce and Cann, 1973), Ti-Zr-Sr (b) (Pearce and Cann, 1973), Nb-Zr-Y(c) (Meschede, 1986), and Hf-Th-Ta(d) (Wood, 1980) tectonic discrimination diagrams

5a: A-Island tholeiites; B-MORB, Island tholeiites and calc-alkaline basalts; C-calc-alkaline basalts; D-within-plate basalts. 5b: A- Island tholeiites; B-calc-alkaline basalts; C-MORB. 5c: AI-within-plate alkali basalts; AII-within-plate alkali baaalts and within-plate tholeiites; B-E-MORB; C-within-plate tholeiites and volcanic-arc basalts; D-N-MORB and volcanic-arc basalts. 5d: A-N-MORB; B-E-MORB and within-plate tholeiites; C-alkaline within-plate basalts; D-volcanic-arc basalts.

范围为+2.80 ~ +5.10, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ 变化范围为0.68211 ~ 0.70604, 部分样品明显高于新鲜正常洋中脊玄武岩的Sr同位素比值0.702 ~ 0.703 (Hart *et al.* 1974)。由于强不相容元素(Rb, Ba, Pb, Sr等)非常活泼, 容易受后期蚀变作用影响而发生改变, 因此避免用这些元素来讨论玄武岩的源区特征(侯青叶等, 2005)。而且,海水Sr的含量较高,为 $8\times10^{-6}$, 因此海水蚀变作用可能造成Sr同位素初始比值偏高(Hart *et al.* 1974)。大棍蛇绿岩单元内样品相对阿克巴斯套样品具有较低的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$,但样品的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值无明显变化,因而说明阿克巴斯套地幔源区有相对较多的俯冲消减带或陆壳物质组分加入。相对而言, 海水Nd和Pb的含量较低, 分别为 $4\times10^{-6}$ 和 $2\times10^{-6}$, 因此, 洋壳玄武岩Nd, Pb同位素比值不易受到海水蚀变的影响(McCulloch and Sun, 1981)。

玄武岩的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 变化范围为18.341 ~ 20.085, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 为15.541 ~ 15.651, $^{208}Pb/^{204}Pb$ 为38.292 ~ 40.534。根据样品的Th、U和Pb含量, 进行Pb同位素比值的时间校正计算($t$=400Ma), 结果表明, 时间校正后样品上述3个Pb同位素比值变化范围分别是: $(^{206}Pb/^{204}Pb)_t$ = 16.534 ~ 18.036, $(^{207}Pb/^{204}Pb)_t$ = 15.420 ~ 15.525, $(^{208}Pb/^{204}Pb)_t$ = 37.313 ~ 38.059。在 $\varepsilon_{Nd}(t)$-$(^{206}Pb/^{204}Pb)_t$ 图解中(图6), 样品点普遍落入了经时间校正($t$=400Ma)的印度洋MORB区域内, 表明达拉布特玄武岩地幔源区具有类似印度洋MORB型同位素组成特征。

在 $(^{207}Pb/^{204}Pb)_t$-$(^{206}Pb/^{204}Pb)_t$ 图解中(图7a), 达拉布特玄武岩样品点分布于经时间校正($t$=400Ma)的北半球参考线(NHRL)以上; 落入了经时间校正($t$=400Ma)的印度洋

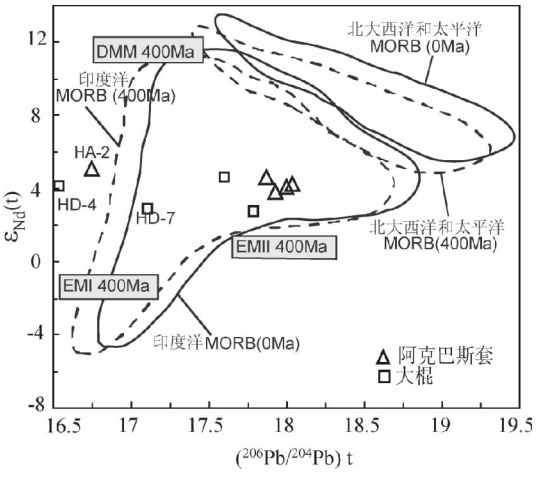



图 6 达拉布特蛇绿岩单元内枕状玄武岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$-$(^{206}Pb/^{204}Pb)_t$ 图解

印度洋 MORB 和北大西洋-太平洋 MORB 现代值范围根据(Mahoner *et al.*, 1998; Xu and Castillo, 2002)圈定。其中 MORB 区域时间校正所采用的参数为: $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.24$, $^{238}U/^{204}Pb = 4.67$ (White, 1993)。DMM(亏损地幔), EMI(第一类富集地幔)和 EMII(第二类富集地幔)地幔端元组成据 Hart (1984), Rollison (1993), Zindler and Hart (1986)。时间校正所参考的 $^{147}Sm/^{144}Nd$ 和 $^{238}U/^{204}Pb$ 值据 Hart (1988), Rollison (1993), Zindler and Hart (1986), Chauvel *et al.* (1992), Weaver (1991) 和 Hofmann (1991)。

Fig. 6 Plots of $\varepsilon Nd(t)$ vs. $(^{206}Pb/^{204}Pb)_t$ for the basalts from Dalabute ophiolite.

MORB 区域内。多数样品点主要分布在经时间校正($t$ = 400Ma)的亏损地幔(DMM)和 EM II 地幔端元之间, HA-2, HD-4, HD-6 和 HD-7 分布于经时间校正($t$ = 400Ma)的 DMM 和 EM I 地幔端元之间; 在 $(^{208}Pb/^{204}Pb)_t$-$(^{206}Pb/^{204}Pb)_t$ 图解中(图 7b), 多数样品点同样表现印度洋型 MORB 的 Pb 同位素特征, 而 HA-2, HD-4, HD-6 和 HD-7 落在经时间校正($t$ = 400Ma)的印度洋 MORB 范围之外, 且靠近经时间校正($t$ = 400Ma)的 EM I 地幔分布。根据 Hart(1984)给出的 Δ7/4Pb, Δ8/4Pb 和 ΔSr 的计算公式 $\Delta 7/4Pb = [(^{207}Pb/^{204}Pb)_{DS} - (^{207}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}] \times 100$; $\Delta 8/4Pb = [(^{208}Pb/^{204}Pb)_{DS} - (^{208}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}] \times 100$ 和 $\Delta Sr = [(^{87}Sr/^{86}Sr)_{DS} - 0.7] \times 10^4$ (DS 指所测的数据组, NHRL 指北半球参考线), 得出达拉布特枕状玄武岩 $(\Delta 7/4Pb)_t$ 变化范围为 7.40 ~ 16.65 (平均值为 11.52), $(\Delta 8/4Pb)_t$ 变化范围为 57.02 ~ 195.95 (平均值为 106.67), ΔSr(t)变化在大棍与阿克巴斯套地区稍有差异, 大棍玄武岩样品 ΔSr(t)变化范围为-178.88 ~ 60.40 (平均值为-53.27), 阿克巴斯套 ΔSr(t)变化范围为 51.21 ~ 52.90 (平均值为 52.01), 可见由于海水蚀变作用对阿克巴斯套玄武岩 Sr 同位素比值影响较大, 导致其 ΔSr(t)值也偏高。上述有关 Pb 同位素结果同样表明达拉布特枕状玄武岩

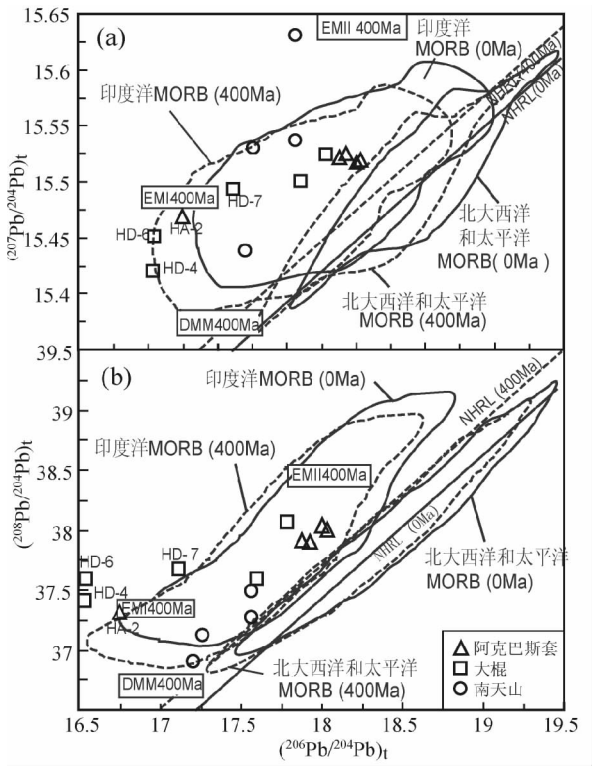



图 7 达拉布特枕状玄武岩的 $(^{207}Pb/^{204}Pb)_t - (^{206}Pb/^{204}Pb)_t$ (a)和 $(^{208}Pb/^{204}Pb)_t - (^{206}Pb/^{204}Pb)_t$ (b)图解

印度洋 MORB 和北大西洋-太平洋 MORB 现代值范围根据 Mahoner *et al.* (1998)和 Xu *et al.* (2002)圈定。北半球参考线时间校正所参考的参数值为 $\omega = 9.07$ 和 $\mu = 23.9$ (Hofmann, 1991)。MORB 区域及各地幔端元校正所参考文献见图 6。

Fig. 7 Age-corrected Pb-Pb isotope ratio diagrams for the Dalabute basalts

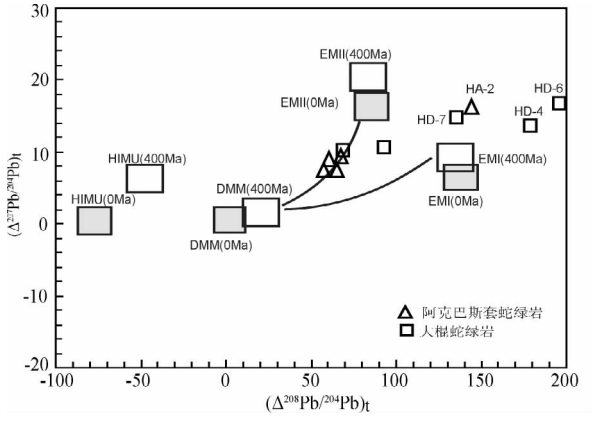



图 8 达拉布特玄武岩 Pb 同位素的 Δ7/4Pb-Δ8/4Pb 图解

DMM 为亏损地幔; EM I 为第一类富集地幔; EM II 为第二类富集地幔; HIMU 为高 U/Pb 比地幔端元; 地幔端元同位素组分的时间较正所采用的 $^{238}U/^{204}Pb$ 和 $^{232}Th/^{238}U$ 参数值据 Hart (1988), Rollison (1993), Zindler (1986), Chauvel *et al.* (1992), Weaver (1991) 和 Hofmann (1991).

Fig. 8 Age-corrected Δ7/4Pb-Δ8/4Pb diagram for the Dalabute basalts

具有印度洋 MORB 型同位素组成特征。

在$(\Delta 7/4Pb)_t$-$(\Delta 8/4Pb)_t$图解中(图 8)达拉布特枕状玄武岩样品点分布在亏损地幔经时间校正($t=400Ma$)的 DMM 和 EM Ⅱ、EM Ⅰ之间，多数样品点较靠近 EM Ⅱ地幔端元，且落入特提斯玄武岩范围内，从图中可以看出样品点多数分布在经时间校正($t=400Ma$)的亏损地幔(DMM)和 EM Ⅱ地幔端元之间，大致呈负相关的趋势，其他样品点 HA-2，HD-4 和 HD-7 分布于 DMM 和 EM Ⅰ地幔端元之间。

根据目前的研究结果，世界上的大洋中脊玄武岩(MORB)根据 Nd-Pb 同位素特征，可分为两种类型：印度洋型的 MORB 与北大西洋和太平洋型的 MORB。并且均分布于北半球参考线附近。前人的研究认为，在构造学意义上，印度洋继承了特提斯洋，而属于古亚洲洋构造域的达拉布特蛇绿岩带的样品普遍落入印度洋型的 MORB 区域内，与特提斯构造域内 MORB 的 Nd、Pb 同位素特征一致，这就说明两个问题：一是可能北大西洋和太平洋并非继承了古亚洲洋，而是另外新生的一个大洋域；一是古亚洲洋与特提斯构造域蛇绿岩单元内的玄武岩具有相似的同位素特征(表 3)。

**表 3 达拉布特及已知的特提斯和古亚洲洋构造域中蛇绿岩内玄武岩同位素比值特征**

Table 3 Isotopic ratios of the basaltic rocks from ophiolites from Dalabute and other known Tethyan and Paleo-Asian ocean domains.

| 构造域/地区 | 样品数 | $\varepsilon_{Nd}(t)$ | $^{206}Pb/^{204}Pb$ | $^{207}Pb/^{204}Pb$ | $^{208}Pb/^{204}Pb$ | (Δ7/4) | (Δ8/4) | 文献 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 特提斯构造域 | | | | | | | | |
| 松潘-甘孜 | 9 | | 18.735 | 15.695 | 39.173 | 17.3 | 89.5 | 赵志丹等,2007 |
| 羌塘地块 | 43 | | 18.824 | 15.638 | 39.028 | 10.6 | 64.3 | 赵志丹等,2007 |
| 玉石沟 | 5 | 6.48 (550Ma) | 18.793 | 15.591 | 38.291 | 6.322 | -5.698 | 侯青叶等, 2005 |
| 勉略北 | 3 | 9.4 (350Ma) | 17.270 | 15.525 | 37.133 | 16.23 | 62.70 | Xu *et al.*, 2002 |
| 伊朗南部 Band-e-Zeyarat | 6 | 7.77 (143Ma) | 18.306 | 15.501 | 38.150 | 2.53 | 39.08 | Zhang *et al*, 2005 |
| 伊朗南部 Neyriz | 5 | 7.84 (93Ma) | 18.174 | 15.472 | 37.971 | 1.12 | 37.15 | Zhang *et al*, 2005 |
| Albania | 6 | 7.37 (165Ma) | 18.026 | 15.499 | 38.335 | 5.42 | 91.50 | Zhang *et al*, 2005 |
| 澳大利亚西北海底 Dredge sites | 8 | 4.34 (160Ma) | 18.781 | 15.585 | 38.819 | 5.82 | 48.57 | Zhang *et al*, 2005 |
| 澳大利亚西北海底 DSDP Site 261 | 4 | 8.53 (152Ma) | 18.999 | 15.537 | 37.715 | -1.40 | -88.33 | Zhang *et al*, 2005 |
| 澳大利亚西北海底 ODP Site 765 | 2 | 8.45 (155Ma) | 18.927 | 15.514 | 37.609 | -2.91 | -90.06 | Zhang *et al*, 2005 |
| Mayodia | 2 | 6.55 (275Ma) | 18.113 | 15.473 | 37.987 | 1.81 | 46.15 | Zhang *et al*, 2005 |
| 澜沧江(景洪) | 1 | 9.0 (300Ma) | 18.408 | 15.604 | 38.386 | 11.76 | 50.37 | Zhang *et al*, 2005 |
| 哀劳山 | 1 | 9.8 (350Ma) | 18.483 | 15.682 | 38.661 | 18.74 | 68.81 | Zhang *et al*, 2005 |
| 昌宁-孟连 | 2 | 6.45 (350Ma) | 18.121 | 15.490 | 38.433 | 3.42 | 89.77 | Zhang *et al*, 2005 |
| 古亚洲洋构造域 | | | | | | | | |
| 南天山 | 4 | <8.7(362Ma) | 17.868 | 15.559 | 37.723 | 13.090 | 49.404 | 高俊等, 1995 |
| 达拉布特 | 10 | 4.04 (400Ma) | 19.106 | 15.587 | 38.805 | 2.448 | 7.893 | 本文 |

## 6 微量元素对比值讨论

侯青叶等(2005)总结了中国境内蛇绿岩单元内 MORB 型玄武岩的特征元素比值数据，其中包括已知特提斯构造域蛇绿岩和古亚洲洋构造域蛇绿岩，所选的特征元素对比值主要考虑两种强不相容元素的比值及两种化学性质十分相似的不相容元素的比值，这些微量元素比值已被证明在地幔岩石部分熔融形成玄武质岩浆的过程中基本上不随熔融程度而变化，可以近似地代表它们在地幔源区中的比值(Bougault *et al.* 1980)。本文将计算所得的达拉布特蛇绿岩单元内 MORB 型玄武岩特征元素对的比值一同列于表中(表 4)。对比表明，达拉布特蛇绿岩枕状玄武岩与已知特提斯构造域的蛇绿岩单元内 MORB 型玄武岩的微量元素比值变化范围一致，具有相似的微量元素特征。该特征可通过研究区蛇绿岩与特提斯构造域和西秦岭松潘构造结蛇绿岩单元内 MORB 型玄武岩不同微量元素比值协变关系图解(图 9)更直观的表现出来。西秦岭-松潘构造结属于特提斯构造域已得到证实(侯青叶等,2005)，从图中也可以看出来，研究区内阿克巴斯套与大棍蛇绿岩单元内 MORB 型玄武岩与特提斯构造域内 MORB 型玄武岩微量元素比值特征一致。

**表 4 达拉布特及已知的特提斯和古亚洲洋构造域中蛇绿岩内玄武岩微量元素比值特征**

Table 4 Element ratios of the basaltic rocks from ophiolites from Dalabute and other known Tethyan and Paleo-Asian ocean domains

| 构造域/地区 | 成分 | Zr/Nb | La/Nb | Th/La | Ti/Zr | Ti/V | $TiO_2/P_2O_5$ | $Zr^*$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 特提斯 | | | | | | | | |
| 步青山(8) | 变化范围 | 29.12 ~ 69.71 | 0.77 ~ 2.23 | 0.05 ~ 0.09 | 83.46 ~ 106.34 | | 10.55 ~ 15.57 | 0.95 ~ 1.20 |
| | 平均值 | 42.25 | 1.24 | 0.07 | 90.85 | | 13.83 | 1.08 |
| 勉略(26) | 变化范围 | 7.40 ~ 88.38 | 0.31 ~ 3.42 | 0.02 ~ 0.17 | 71.24 ~ 111.4 | 16.60 ~ 47.11 | 6.57 ~ 14.11 | 0.80 ~ 1.63 |
| | 平均值 | 33.94 | 1.70 | 0.08 | 95.00 | 33.29 | 10.02 | 1.03 |
| 金沙江(15) | 变化范围 | 7.42 ~ 98.00 | 0.61 ~ 4.51 | 0.04 ~ 1.83 | 71.60 ~ 114.41 | 19.57 ~ 38.40 | 7.10 ~ 12.25 | 0.63 ~ 1.51 |
| | 平均值 | 24.12 | 1.20 | 0.87 | 86.42 | 24.81 | 9.81 | 1.11 |
| 西藏(15) | 变化范围 | 22.87 ~ 71.02 | 1.40 ~ 5.07 | 0.01 ~ 0.05 | 84.28 ~ 218.80 | 23.30 ~ 43.13 | 3.42 ~ 14.29 | 0.44 ~ 1.04 |
| | 平均值 | 53.75 | 2.15 | 0.03 | 108.06 | 30.45 | 10.08 | 0.90 |
| 玉石沟(5) | 变化范围 | 14.96 ~ 18.12 | 0.92 ~ 1.10 | 0.10 ~ 0.12 | 94.55 ~ 105.37 | 19.11 ~ 31.77 | 9.23 ~ 10.64 | 0.91 ~ 0.97 |
| | 平均值 | 16.45 | 1.01 | 0.10 | 94.14 | 25.61 | 10.08 | 0.95 |
| 古亚洲洋 | | | | | | | | |
| 哈尔克山(6) | 变化范围 | 2.09 ~ 3.14 | 0.03 ~ 0.05 | 14.38 ~ 23.66 | 38.81 ~ 50.21 | 16.58 ~ 18.57 | 1.86 ~ 2.36 | 1.90 ~ 2.55 |
| | 平均值 | 2.35 | 0.04 | 17.93 | 42.20 | 17.53 | 2.02 | 2.18 |
| 达拉布特(14) | 变化范围 | 8.139 ~ 35.82 | 0.753 ~ 3.29 | 0.047 ~ 0.148 | 80.32 ~ 131.122 | 9.44 ~ 48.276 | 3.075 ~ 12.444 | 0.787 ~ 1.069 |
| | 平均值 | 17.02 | 1.27 | 0.08 | 109.74 | 31.83 | 8.08 | 0.91 |

$Zr^* = Zr_N/(Sm_N + Nd_N)/2$, 其中 $Zr_N$, $Sm_N$, $Nd_N$ 为样品 Zr, Sm, Nd 含量经原始地幔标准化值后的值, 原始地幔平均成分引自 McDonough and Sun(1995). 达拉布特根据本文, 其余资料引自侯青叶等(2005)以及其中的文献。地区里数值表示样品数。

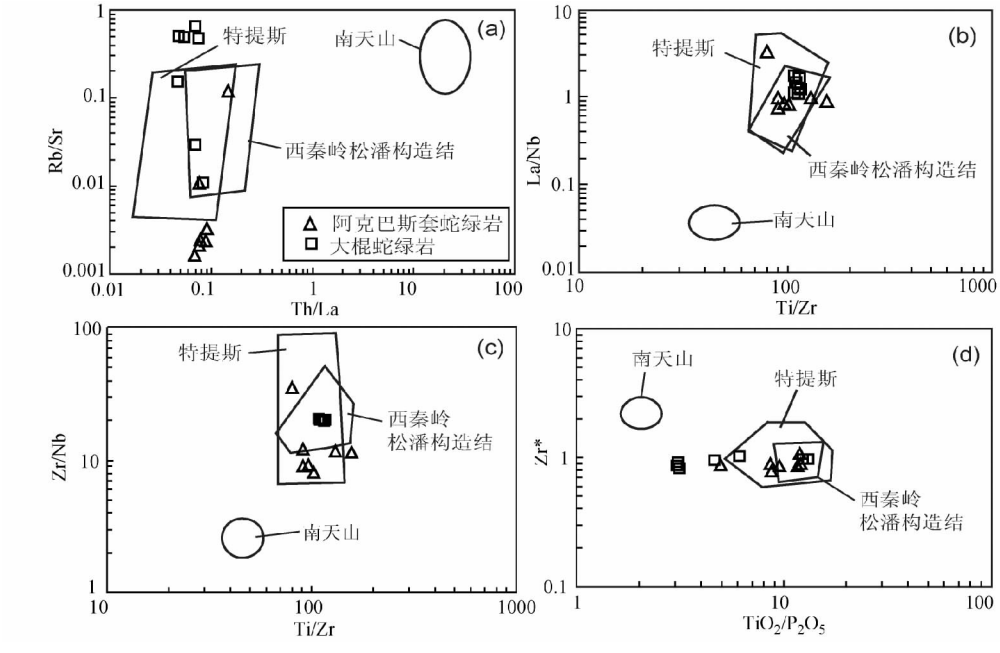



图 9 达拉布特蛇绿岩内 MORB 型玄武岩微量元素比值相关图

达拉布特根据本文, 南天山引自高俊等(1995), 其余资料引自侯青叶等(2005)及其中的文献

Fig. 9 Represetative trace elements ratios diagrams for the MORB-type basalts from Dalabute ophiolite. Dalabute from this work, others from Hou *et al.* (2005), Nantianshan from Gao *et al.* (1995) and the references therein

以上的元素与同位素综合对比结果表明，尽管新疆北部地区在现有的大地构造背景上属于古亚洲洋构造域，其演化具有不同于特提斯域构造域的特征，但是本文的地球化学系统对比却显示出，古亚洲洋地幔域同特提斯地幔域没有明显的差别。从另外一个角度看，意味着在早中泥盆世，古亚洲洋与特提斯洋之间的上地幔地球化学特征是一致的；或者换句话说，意味着现有的西准噶尔地区在构造属性上，仍然不是典型的古亚洲洋构造域的特征，真正的古亚洲洋构造域可能还在更北部地区。

## 7 结论

（1）新疆西准噶尔达拉布特蛇绿岩的主量、微量元素地球化学分析结果表明其枕状玄武岩具有 N-MORB 和 E-MORB 的特征，推测其形成于大洋中脊环境。

（2）在与特提斯构造域各蛇绿岩带内玄武岩元素与同位素特征的对比中发现，达拉布特蛇绿岩单元内 MORB 型玄武岩与特提斯构造域蛇绿岩单元内 MORB 型玄武岩同位素特征表现一致，都显示具有印度洋型的 MORB 特征；与特提斯构造域上地幔具有一致的地球化学特征。

## References


Bai WJ, Yang JS, Zhou MF and Hu XF. 1995. Tectonic evolution of different dating ophiolites in the western Junggar, Xinjiang. Acta Petrologica Sinica, 11(Supp): 62 – 72 (in Chinese with English abstract)

Bougault H, Joron J and Treuil M. 1980. The primordial chondritic nature and large-scale heterogeneities in the mantle: Evidence from high and low partition coefficient elements in oceanic basalts. London: Philo. Trans. R. Soc., Ser. A297:203 – 213

Boynton WV. 1984. Geochemistry of the earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P(ed.). Rare earth element geochemistry. Elsevier, 63 – 114

Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang Uygur Autonomous Region. 1993. The Geology of Xinjiang Autonomous Region. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese)

Chauvel C, Hofmann AW and Vidal P. 1992. HIMU and EM: The French Polynesian connection. Earth Planet, 110: 99 – 109

Condie KC. 1989. Geochemical changes in basalts and andsites across the Archaean-Proterozoic boundary: Identification and significance. Lithos, 23: 1 – 18

Feng Y. 1986. Genetic environments and original types of ophiolites in west Junggar. Northwest Geoscience, 13: 37 – 43(in Chinese)

Gao J, Tang YQ, Zhao M and Wang J. 1995. The formation envionment of ophiolites in Haerk Mountains, Xingjiang. Earth Science, 20(6): 682 – 688 (in Chinese with English abstract)

Gao J, Tang YQ, Zhao M and Wang J. 1995. The preliminary studies on tectonic environment of formation and geological and geochemical characters of ophiolites, south Tianshan Mountains, Xinjiang. Acta Petrologica Sinica, 11(Supp.): 85 – 97 (in Chinese with English abstract)

Hart SR, Erlank AJ and Eable EJD. 1974. Sea floor basalts alternation: Some chemical and Sr isotopic effects. Contribution to Mineralogy and Petrology, 44: 219 – 230

Hart SR. 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. Nature, 309: 753 – 757

Hart SR. 1988. Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis and mixing chronologies. Earth Planet Sci. Lett., 90: 273 – 296

Hawkins JW. 1980. Petrology of back-arc basins and island arcs. Parayion A (ed.). Ophiolites. Proceedings International Symposium. Cyprus, 244 – 254

Hofmann AW. 1988. Chemical differentiation of the Earth: Relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. Earth Planet Sci. Lett., 90: 297 – 314

Huang JX, Zhao ZD, Zhang HF, Hou QY, Chen YL, Zhang BR and DePaolo DJ. 2006. Elemental and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of the Wenduermiao and Bayanaobao-Jiaoqier ophiolites, Inner Mongolia: Constraints for the characteristics of the mantle domain of eastern Paleo-Asian Ocean. Acta Petrologica Sinica,22(12):2889 – 2900 (in Chinese with English Abstract)

Rollison HR. 1993. Using geochemical data: Presentation, interpretation. Singpore: Longman Scientific and Technical Limited, 186 – 187

McCulloch MT, Gregory RT and Wasserburg GJ. 1981. Sm-Nd, Rb-Sr, and $^{18}O/^{16}O$ isotopic systematics in an oceanic crustal section: Evidence from the Samail ophiolites. J. Geophys. Res., 86: 2721 – 2735

McDonough WF and Sun SS. 1995. The composition of the earth. Chem. Geol., 120: 223 – 253

Meschede M. 1986. A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chem. Geol., 56: 207 – 218

Pearce JA and Cann JR. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth Planet Sci. Lett., 19: 290 – 300

Robinson PT, Zhou M, Hu X, Reynolds P, Bai W and Yang. 1999. Geochemical constraints on the origin of the Hegenshan ophiolite, Inner Mongolia, China. Journal of Asian Earth Sciences, 17: 423 – 442

Rocci G, Ohnenstetter D and Ohnenstetter M. 1975. La dualite des ophiolites tethysinenes. Petrologie, 1: 172 – 174

Sun SS, Nesbitt RW and Sharaskin AY. 1979. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. Earth Planet. Sci. Lett., 44: 119 – 138

Tian C, Cao C and Yang F. 1989. Geochemical features of ophiolite in the fold belt on the north side of the Sino-Korean Platform. Acta Geoscientica Sinica, 19: 107 – 129 (in Chinese with English abstract)

Toshio N and Liu Y. 2002. Petrology of the Hegenshan ophiolite and its implication for the tectonic evolution of northern China. Earth Planet Sci. Lett., 202: 89 – 104

Wang Y, Zhang J and Wang L. 1982. Discussion on the basic geological features and genetic model of Darbut Ophiolite Zone, Xinjiang. Northwest Geoscience, 4: 42 – 56(in Chinese with English abstract)

Weaver BL. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: Trace element and isotopic constraints. Earth Planet. Sci. Lett., 104: 381 – 439

White WM. 1993. $^{238}U/^{204}Pb$ in MORB and open system evolution of the depleted mantle. Earth Planet. Sci. Lett., 115: 211 – 226

Winchester JA and Floyd PA. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20: 325 – 343

Wood DA. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth Planet. Sci. Lett., 50: 11 – 30

Xiao X and Wang F. 1984. An introduction to the ophiolite of China. Acta Geosicientia Sinica, 9: 19 – 30 (in Chinese with English

abstract)

Xiao X, Tang Y, Feng Y, Zhu B, Li J and Zhao M. 1992. Tectonics Evolution of the Northern Xinjiang and Its Adjacent Area. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese)

Xu JF and Castillo PR. 2002. MORB-type rocks from the Paleo - Tethyan Mian-Lueyang northern ophiolite in the Qingling Mountains, central China: Implications for the source of the low $^{206}Pb/^{204}Pb$ and high $^{143}Nd/^{144}Nd$ mantle component in the Indian Ocean. Earth Planet. Sci. Lett., 198: 323 - 337

Yang RY, Tang HF, Liu CQ, Gao Q, Zeng T and Wei L. 2000. Geochemistry of mafic rocks from Dalabute ophiolite in western Junggar, Xinjiang, NW China. Acta Mineralogica Sinica, 20(4): 363 - 370

Zhang Q, Zhou GQ. 2002. Ophiolite in China. Beijing: Science Press (in Chinese with English abstract)

Zhang Q. 1995. Some problems concerning the ophiolite study. Acta Petrologica Sinica, 11(Supp.): 228 - 240 (in Chinese with English abstract)

Zhang SQ, Mahoney JJ, Mo XX, Ghazi Am, Milani L, Crawford AJ, Guo TY and Zhao ZD. 2005. Evidence for a widespread Tethyan upper mantal with Indian-ocean-type isotopic characteristics. Journal of Petrology, 46(4): 829 - 585

Zhao ZZ, Mo XX, Dong GC, Zhou S, Zhu DC, Liao ZL, Sun CG. 2007. Pb isotopic geochemistry of Tibetan plateau and its implications. Geoscience, 21(2): 265 - 274 (in Chinese with English Abstract)

Zhu BQ, Feng YM. 1994. Plate tectonics and evolution in west Junggar of Xinjiang. Xinjiang Geology, 12(2): 91 - 105 (in Chinese with English abstract)

Zindler A, Hart S. 1986. Chemical geodynamics. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. Lett., 14: 493 - 571

## 附中文参考文献

白文吉, 杨经绥, 周美付, 胡旭峰. 1995. 西准噶尔不同时代蛇绿岩及其构造演化. 岩石学报, 11(增刊): 62 - 72

冯益民. 1986. 新疆西准噶尔蛇绿岩生成环境及其成因类型. 西安地质研究所所刊, 13: 37 - 43

高俊, 汤耀庆, 赵民, 王军. 1995. 新疆哈尔克山蛇绿岩的形成环境. 地球科学, 20(6): 682 - 688

高俊, 汤耀庆, 赵民, 王军. 1995. 新疆南天山蛇绿岩的地质地球化学特征及形成环境初探. 岩石学报, 11(增刊): 85 - 97

侯青叶, 赵志丹, 张宏飞, 张本仁, 陈岳龙. 2005. 北祁连玉石沟蛇绿岩印度洋 MORB 型同位素组成特征及其地质意义. 中国科学(D), 35(8):710 - 719

黄金香, 赵志丹, 张宏飞, 侯青叶, 陈岳龙, 张本仁, D. J. DePaolo. 2006. 内蒙古温都尔庙和巴彦敖包-交其尔蛇绿岩的元素与同位素地球化学: 对古亚洲洋东部地幔域特征的限制. 岩石学报, 22(12): 2889 - 2900

田昌烈, 曹从周, 杨芳林. 1989. 中朝陆台北侧褶皱带(中段)蛇绿岩的地球化学特征. 地球学报, 19:107 - 129

王懿圣, 张金声, 王来生. 1982. 达拉布特蛇绿岩带基本特征及成因模式讨论. 西北地质科学, 4: 42 - 56

肖序常, 唐耀庆, 冯益民等. 1992. 新疆北部及其邻区大地构造. 北京: 地质出版社.

肖序常, 王方国. 1984. 中国蛇绿岩概论. 中国地质科学院院报, 9: 19 - 30

新疆维吾尔自治区地质矿产局. 1993. 新疆维吾尔自治区区域地质志. 北京: 地质出版社

杨瑞瑛, 唐红峰, 刘丛强, 高桥和也, 增田彰正, 魏龙. 2000. 达拉布特蛇绿岩带镁铁质岩的地球化学. 矿物学报, 20(4):363 - 370

张弛, 翟明国. 1993. 西准噶尔蛇绿岩带及其形成环境. 见: 涂光炽主编. 新疆北部固体地球科学新进展. 北京: 科学出版社, 53 - 78

张旗, 周国庆. 2002. 中国蛇绿岩. 北京:科学出版社

张旗. 1995. 蛇绿岩研究中的几个问题. 岩石学报, 11(增刊): 228 - 240

赵志丹, 莫宣学, 董国臣, 周肃, 朱弟成, 廖忠礼, 孙晨光. 2007. 青藏高原 Pb 同位素地球化学及其意义. 现代地质, 21(2): 265 - 274

朱宝清, 冯益民. 1994. 新疆西准噶尔板块构造及演化. 新疆地质, 12(2): 91 - 105