

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.703>



西藏雅鲁藏布江缝合带西段达巴蛇绿岩年代学、 地球化学特征及其构造意义

程 晨^{1,2}, 夏 斌^{1,2*}, 郑 浩^{1,2}, 袁亚娟^{1,2}, 殷征欣³, 陆 野^{1,2}, 徐 迟^{1,2}, 张 霄^{1,2}

1. 中山大学海洋科学学院, 广东广州 510006

2. 海洋石油勘探开发广东省高校重点实验室, 广东广州 510006

3. 国家海洋局南海技术调查中心, 广东广州 510300

摘要: 达巴蛇绿岩位于雅鲁藏布江蛇绿岩带西段南亚带, 主要由地幔橄榄岩、基性岩脉和硅质岩组成, 其形成时代和构造背景尚不清楚。首次报道了达巴蛇绿岩中基性岩脉的岩石学、锆石 U-Pb 年代学、全岩地球化学数据。达巴辉长岩和辉绿岩具有高的 Al 和 Mg、低 Ti、K 和 P, 为低钾钙碱性玄武质岩石。岩石具有与 N-MORB 一致的稀土配分模式, 但是 N-MORB 标准化蛛网图中显示 Nb 负异常, 显示了受到俯冲板片流体的影响。辉绿岩的锆石 U-Pb 年龄为 120.0 ± 1.7 Ma, 为早白垩世晚期, 地球化学特征显示源自于低程度的尖晶石相地幔源区的部分熔融。结合前人研究成果, 认为达巴蛇绿岩形成于与初始俯冲有关的弧前扩张中心, 是受到俯冲板片流体交代的上覆地幔楔部分熔融的产物。

关键词: 雅鲁藏布江缝合带; 达巴蛇绿岩; 地球化学; 锆石 U-Pb 定年; 构造环境。

中图分类号: P597

文章编号: 1000-2383(2018)04-0975-16

收稿日期: 2017-12-20

Chronology, Geochemistry and Tectonic Significance of Daba Ophiolites in Western Segment of Yarlung Zangbo Suture Zone, Tibet

Cheng Chen^{1,2}, Xia Bin^{1,2*}, Zheng Hao^{1,2}, Yuan Yajuan^{1,2}, Yin Zhengxin³, Lu Ye^{1,2}, Xu Chi^{1,2}, Zhang Xiao^{1,2}

1. School of Marine Sciences, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510006, China

2. Key Laboratory of Offshore Oil Exploration and Development of Guangdong Higher Education Institutes, Guangzhou 510006, China

3. South China Sea Marine Survey and Technology Center, State Oceanic Administration, Guangzhou 510300, China

Abstract: The Daba ophiolite is located in the southern sub-belt of the western segment of the Yarlung Zangbo suture zone (YZSZ) and mainly composed of mantle peridotite, mafic dikes and siliceous rocks. Its formation time and tectonic setting are not clear. This is the first report of zircon U-Pb age, petrologic and whole-rock geochemical data from the Daba ophiolite. The major elements of Daba gabbro and dolerite are characterized by high contents in Al, Mg and low contents in Ti, K and P, which belong to subalkaline basalt. The REE distribution patterns are very similar to those of the normal mid-ocean ridge basalt (N-MORB). However, the normalized spider diagram shows significant depletion of Nb, suggesting the influence of fluids from downgoing slab. The dolerites yielded zircon U-Pb ages of 120.0 ± 1.7 Ma, and geochemical features show partial melting from the low degree spinel-bearing mantle source. Combining with previous studies, it is suggested that the intrusion of the mafic rocks into the Daba peridotites may be interpreted as a result of mixing process between MORB-like melts and arc-derived fluids, which may have occurred during the stage of subduction initiation in an extending forearc region.

Key words: Yarlung Zangbo suture zone; Daba ophiolite; geochemistry; zircon U-Pb age; tectonic setting.

基金项目:国家自然科学基金项目(No.41372208);中国地质调查局青藏专项(No.1212011121259)。

作者简介:程晨(1988—),女,博士后,主要从事岩石学和地球化学研究。ORCID: 0000-0003-3478-0175. E-mail: cc37767484@126.com

* 通讯作者:夏斌,ORCID: 0000-0002-2166-6739. E-mail: xb698xy@qq.com

引用格式:程晨,夏斌,郑浩,等,2018.西藏雅鲁藏布江缝合带西段达巴蛇绿岩年代学、地球化学特征及其构造意义.地球科学,43(4): 975—990.

蛇绿岩是古老大洋岩石圈的“化石”，是恢复洋—陆格局及构造演化历史的重要指示物，可以为大洋岩石圈的岩浆事件、变质事件、构造作用以及古洋盆演化的过程提供重要的信息(Coleman, 1977; Bezahl *et al.*, 2011; 吴福元等, 2014)。现代大洋洋壳和全球多处典型蛇绿岩的研究成果(Stern *et al.*, 2012; Dilek and Furnes, 2014; Furnes and Dilek, 2017)显示，洋壳(蛇绿岩)的形成往往是一个持续的过程，岩石的地球化学成分会随之发生变迁。因此，目前所提出的蛇绿岩的成因及分类的经典模型存在着一定的局限，而其中一个突出的问题就是无法有力地解释在俯冲带中蛇绿岩往往兼具 N-MORB 和岛弧的特征，即所谓的蛇绿岩的“难题”(Moores *et al.*, 2000)。最新研究发现，在雅鲁藏布江缝合带广泛存在这种具有双重地化特征的蛇绿岩(刘飞等, 2015a; Xiong *et al.*, 2016; Zheng *et al.*, 2017)，使得雅鲁藏布江蛇绿岩与绝大多数新特提斯蛇绿岩系统有所区别，从而为其起源及动力学机制的深入研究提供了新的视角。此外，雅鲁藏布江蛇绿岩中大量地幔橄榄岩体不仅构成以铬铁矿为主体的雅鲁藏布江成矿带(许志琴等, 2016)，而且与之相关的蛇绿混杂岩、构造混杂岩和岛弧火山岩与北部的冈底斯成矿带和南部的特提斯喜马拉雅成矿带中的金属矿床(铜, 金等)(冷秋锋等, 2016; 张志等, 2017)具有密切的联系，是研究青藏高原成矿作用的关键所在。达巴蛇绿岩位于雅鲁藏布江蛇绿岩带西段南亚带最西端，是研究新特提斯西部地区演化的重要区域。在本次工作中，笔者报道了达巴蛇绿岩的野外地质学、地球化学、地质年代学(锆石年龄)数据，结合雅鲁藏布江缝合带西段其他蛇绿岩的研究成果，探讨其形成的构造背景，为恢复和完善特提斯洋构造格局提供新的约束。

1 地质背景及岩石学特征

1.1 地质背景

雅鲁藏布江缝合带是青藏高原南部夹持于印度板块和欧亚板块之间的一条年轻的巨型构造分界线(图 1a)，其中的蛇绿岩沿着缝合带不连续分布，代表一套与深海沉积物和混杂岩有关的新特提斯大洋岩石圈的残余(Nicolas *et al.*, 1981; Yin and Harrison, 2000)。

雅鲁藏布江蛇绿岩带呈东西向分布，长约 2 000 km，主体走向与雅鲁藏布江一致，分为西、中、

东三段(图 1b)：西段从萨嘎以西至中印边境与拉达克南侧的 Indus 蛇绿岩(包括 Nidar 及 Spontang 蛇绿岩等)相连，中段由昂仁至仁布，东段由曲水到墨脱(潘桂棠等, 1997)。其中西段自萨嘎分为南北两支(图 1b)，即达机翁—萨嘎蛇绿岩带(北亚带)和达巴—休古嘎布蛇绿岩带(南亚带)，其间由奥陶系—三叠系海相地层为主的仲巴—札达微地体分隔(刘强等, 2017)。

达巴蛇绿岩位于雅鲁藏布江蛇绿岩带西段南亚带西北段，位于西藏阿里地区达巴乡北 20 km 处(图 1b)，蛇绿岩岩体呈东西向展布，东西向稍长，约 1~2 km，南北向短，约 0.7 km，面积约为 1 km²。四周与托林组三段砂岩、砂质泥岩断层接触(张双增等, 2005, 1:25 万日新—札达县—姜叶马幅区域地质调查报告及地质图)，主要由橄榄岩、辉长岩和辉绿岩组成(图 2a)，堆晶岩几乎不发育，上覆紫红色和灰绿色放射虫硅质岩，局部硅质岩与基性/超基性岩构造混杂(图 2b)。区域上，该蛇绿岩岩体东南断续延伸至东波寺蛇绿岩，共同组成雅鲁藏布江西段蛇绿岩南亚带。

1.2 岩石学特征

室内显微镜鉴定达巴蛇绿岩橄榄岩为方辉橄榄岩，岩石普遍蛇纹石化，新鲜面为灰绿色，粒状结构，块状构造，主要由斜方辉石和橄榄石组成，含有少量的铬尖晶石(图 3a)。

辉长岩呈透镜状侵入蛇纹石方辉橄榄岩中，新鲜面为灰褐色，辉长结构，块状构造，主要由辉石和斜长石组成(图 3b)，受后期构造事件影响辉石普遍破碎，斜长石葡萄石化强烈。

辉绿岩呈脉状侵入于蛇纹石方辉橄榄岩中，宽约 1~3 m，新鲜面为灰绿色，局部辉石具含长特征，但也因碎裂作用而错位，有些地方“镶嵌含长”表现不明显，辉石角闪石化，斜长石强烈泥化，部分异剥钙榴岩化(图 3c)。

紫红色和灰绿色放射虫硅质岩覆盖在橄榄岩之上，局部硅质岩与基性/超基性岩构造混杂(图 2b)，呈隐晶—微粒结构，可见大小不一的亮白色放射虫发育于硅质岩中，充填硅质脉(图 3d)。

2 样品分析方法

2.1 锆石 U-Pb 定年

本文所用定年样品取自橄榄岩中的辉绿岩脉，样品号为 DBN-23，采样点的 GPS 坐标为 31°19'18.24"

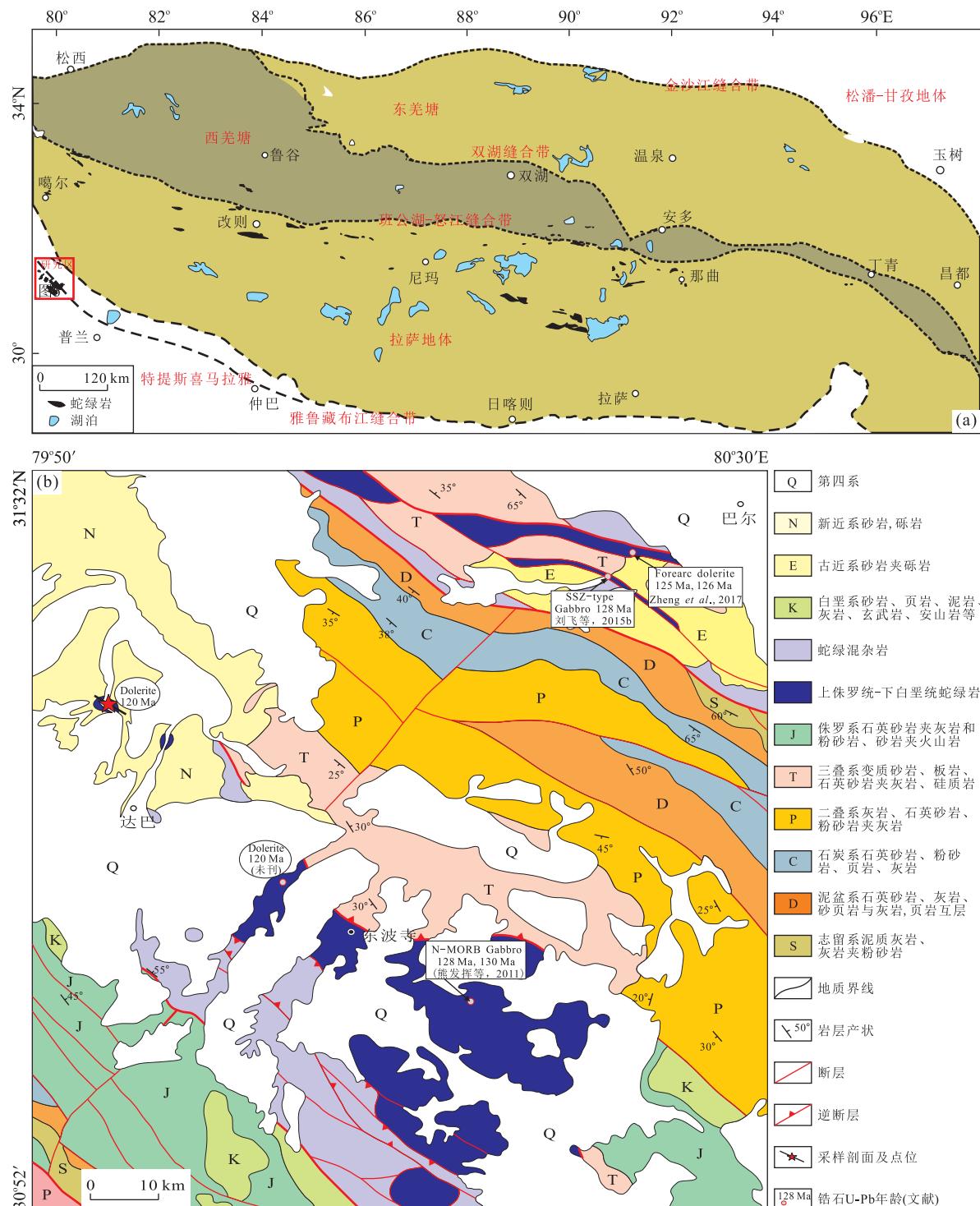


图1 研究区区域地质简图

Fig.1 Geological sketch map of the research region

a.雅鲁藏布江缝合带和班公湖—怒江缝合带蛇绿岩分布简图;b.达巴蛇绿岩区域地质简图.据张双增等(2005)编1:25万日新—札达县—姜叶马幅区域地质调查报告及地质图;Yin and Harrison(2000);Zhang et al.(2012, 2014)修改

N, $79^{\circ}54'16.80''E$ 为挑选到足量、大小合适、晶形良好的锆石,辉绿岩取样为 $\pm 20\text{ kg}$,人工破碎为直径约2 cm的碎块,放入直径为20 cm的不锈钢钵中,置于XZW100型振动磨样机(1.1/0.75 kW)研磨30 s后过

0.4 mm孔径筛,如此反复至样品均通过0.4 mm孔径筛,经铝制淘沙盘淘洗富集重矿物,后以磁选和电磁选获非电磁性矿物,再淘洗富集锆石,最后在双目镜下手工挑选锆石.整个分选流程所使用装置均彻底清

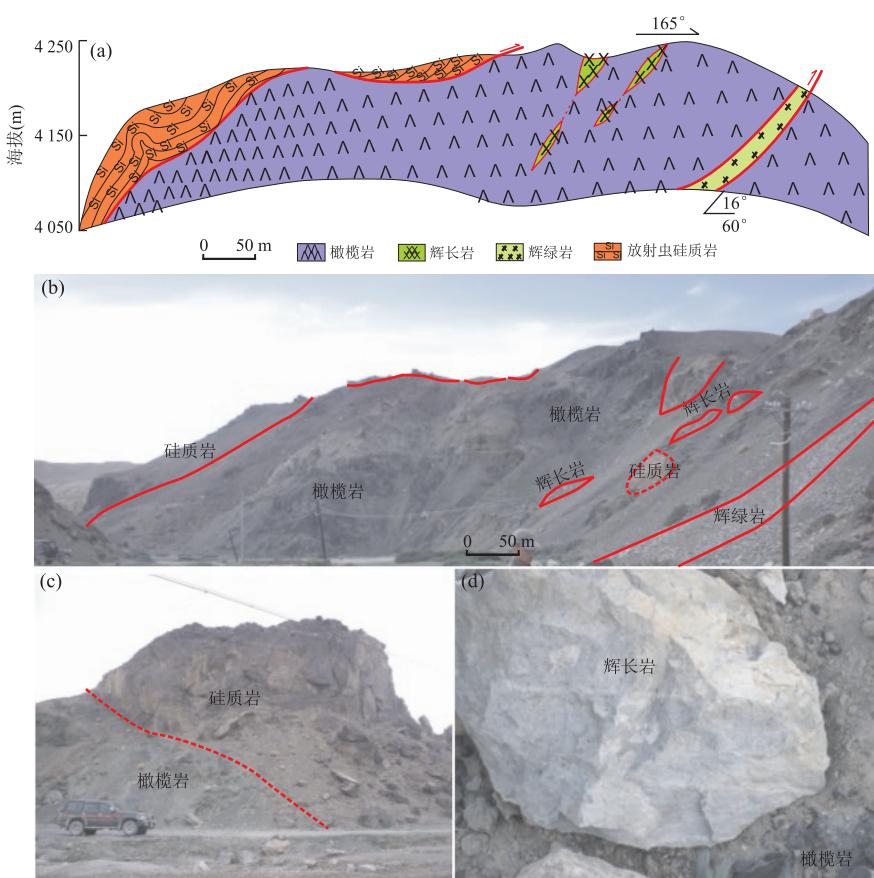


图 2 达巴蛇绿岩剖面图(a)和野外照片(b,c,d)

Fig.2 The geological section (a) and field photographs (b,c,d) of Daba ophiolites

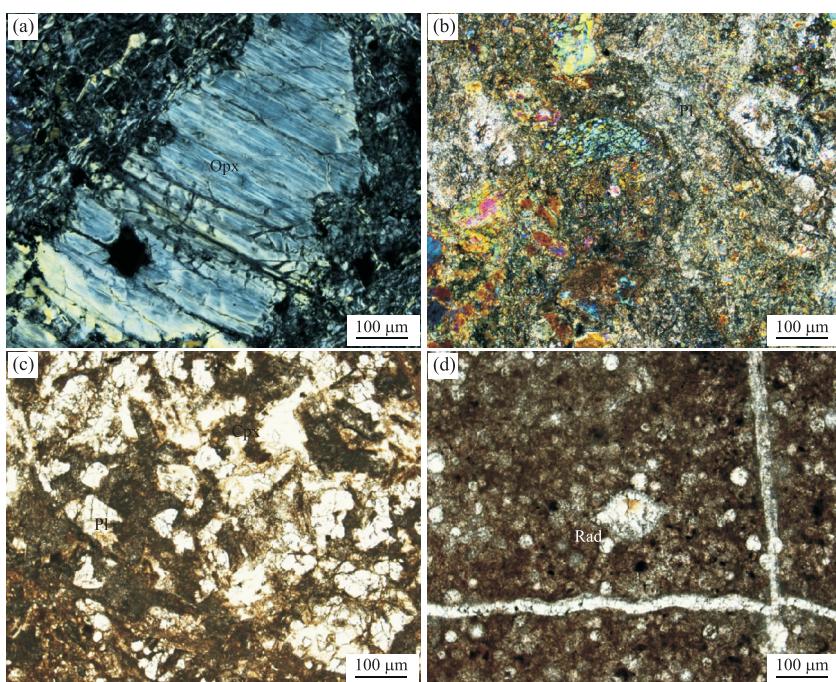


图 3 达巴蛇绿岩显微镜下照片

Fig.3 Microstructure photographs of Daba ophiolites

a.蛇纹石化方辉橄榄岩;b.辉长岩;c.辉绿岩;d.放射虫硅质岩;Opx.斜方辉石;Cpx.单斜辉石;Pl.斜长石;Rad.放射虫

表 1 达巴辉绿岩锆石 U-Pb 同位素分析结果

Table 1 Analytical results of zircon U-Pb isotopes from Daba dolerite

测试点	元素(10^{-6})		Th/U	同位素比值				年龄(Ma)					
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ
DBN-23(达巴辉绿岩)													
DBN23-1	72	150	0.48	0.048 77	0.004 60	0.125 71	0.011 09	0.018 80	0.000 38	120.2	10.0	120.1	2.4
DBN23-2	225	254	0.89	0.046 74	0.005 11	0.115 74	0.012 19	0.017 87	0.000 39	111.2	11.1	114.2	2.5
DBN23-3	306	551	0.56	0.052 94	0.003 44	0.131 73	0.008 15	0.017 95	0.000 30	125.7	7.3	114.7	1.9
DBN23-4	45	102	0.44	0.052 12	0.007 21	0.126 46	0.016 83	0.018 85	0.000 59	120.9	15.2	120.4	3.7
DBN23-5	180	144	1.25	0.051 30	0.007 73	0.125 46	0.017 72	0.017 97	0.000 45	120.0	16.0	114.8	2.9
DBN23-6	83	130	0.64	0.051 80	0.005 48	0.133 71	0.012 03	0.019 68	0.000 42	127.4	10.8	125.6	2.6
DBN23-7	101	152	0.66	0.048 46	0.005 38	0.124 44	0.012 98	0.019 13	0.000 43	119.1	11.7	122.2	2.8
DBN23-8	131	300	0.44	0.047 96	0.003 71	0.125 46	0.008 61	0.019 40	0.000 35	120.0	7.8	123.8	2.2
DBN23-9	285	424	0.67	0.049 68	0.003 83	0.129 64	0.009 51	0.018 90	0.000 30	123.8	8.5	120.7	1.9
DBN23-10	208	362	0.58	0.048 62	0.003 44	0.128 32	0.009 00	0.019 06	0.000 28	122.6	8.1	121.7	1.8
DBN23-11	84	189	0.44	0.048 95	0.004 35	0.123 07	0.009 72	0.018 69	0.000 37	117.9	8.8	119.3	2.3
DBN23-12	123	258	0.47	0.049 03	0.004 80	0.124 93	0.010 91	0.018 81	0.000 37	119.5	9.8	120.1	2.3
DBN23-13	128	191	0.67	0.048 81	0.005 78	0.124 28	0.012 64	0.019 21	0.000 45	118.9	11.4	122.7	2.8
DBN23-14	87	137	0.64	0.050 06	0.008 03	0.117 20	0.012 61	0.019 25	0.000 54	112.5	11.5	122.9	3.4
DBN23-15	104	140	0.74	0.051 16	0.007 11	0.125 18	0.015 62	0.019 13	0.000 54	119.8	14.1	122.1	3.4
DBN23-16	122	272	0.45	0.049 22	0.003 88	0.129 99	0.010 32	0.018 55	0.000 41	124.1	9.3	118.5	2.6
DBN23-17	120	270	0.44	0.048 60	0.003 54	0.130 11	0.009 43	0.018 81	0.000 36	124.2	8.5	120.2	2.3
SRM 610	458.5	461.9	421.9	0.902 46	0.032 00	26.866 57	0.906 81	0.213 77	0.002 49	3.378.6	33.1	1 248.9	13.3
SRM 610	455.9	461.1	430.4	0.899 29	0.029 61	26.703 17	0.835 53	0.213 27	0.002 42	3.372.6	30.7	1 246.2	12.9
Temorastd	166.9	424.1	0.0	0.056 43	0.002 81	0.526 66	0.025 59	0.066 79	0.001 03	429.6	17.0	416.8	6.2
Temorastd	32.1	62.8	0.0	0.053 97	0.004 80	0.488 94	0.041 69	0.066 81	0.001 54	404.2	28.4	416.9	9.3
QINGHUI	463.5	856.6	0.0	0.049 84	0.002 41	0.169 11	0.008 27	0.024 54	0.000 39	158.6	7.2	156.3	2.5
Temorastd	83.9	187.4	0.0	0.054 29	0.003 03	0.501 61	0.028 49	0.066 80	0.001 03	412.8	19.3	416.9	6.2
Temorastd	36.3	92.2	1.2	0.056 11	0.003 99	0.513 99	0.036 03	0.066 80	0.001 28	421.1	24.2	416.8	7.8
QINGHUI	234.8	503.8	0.1	0.047 08	0.002 54	0.179 58	0.009 66	0.027 25	0.000 41	167.7	8.3	173.3	2.6
Temorastd	42.0	75.9	1.4	0.054 67	0.004 45	0.501 40	0.037 80	0.066 86	0.001 14	412.7	25.6	417.2	6.9
Temorastd	145.1	284.5	0.3	0.055 73	0.002 91	0.514 20	0.025 35	0.066 74	0.000 98	421.3	17.0	416.5	6.0
SRM 610	459.8	464.8	434.6	0.868 60	0.031 03	25.548 86	0.846 46	0.211 11	0.002 13	3.329.4	32.5	1 234.8	11.3
SRM 610	454.6	458.2	417.7	0.872 83	0.027 76	25.784 05	0.772 54	0.211 93	0.002 00	3.338.4	29.4	1 239.1	10.6
QINGHUI	409.2	909.5	0.9	0.046 05	0.002 01	0.151 09	0.006 87	0.023 65	0.000 36	142.9	6.1	150.7	2.2
Temorastd	47.7	178.6	0.9	0.056 23	0.002 86	0.520 53	0.026 77	0.066 75	0.001 03	425.5	17.9	416.6	6.2
Temorastd	102.7	200.1	0.0	0.054 17	0.002 78	0.495 07	0.025 60	0.066 85	0.001 09	408.4	17.4	417.1	6.6
QINGHUI	335.4	651.3	0.7	0.050 24	0.002 49	0.175 55	0.008 59	0.025 24	0.000 42	164.2	7.4	160.7	2.6
Temorastd	41.1	81.3	0.0	0.056 45	0.004 01	0.517 17	0.033 92	0.066 78	0.001 33	423.3	22.7	416.7	8.1
Temorastd	64.0	233.7	1.0	0.053 95	0.003 40	0.498 43	0.031 26	0.066 82	0.001 11	410.6	21.2	417.0	6.7

洗,以避免混染,将挑选好的待测锆石以环氧树脂固定,抛光至暴露出锆石中心面,用阴极发光(CL)照相以确定其内部结构,在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室利用 LA-ICP-MS 进行单颗粒锆石 U-Pb 定年分析(测试流程详见 Compston *et al.*, 1992; Yuan *et al.*, 2004)。

测试时,激光剥蚀所用斑束直径为 $33\ \mu\text{m}$,频率为 $8\ \text{Hz}$,能量恒定为 $80\ \text{mJ}/\text{pulse}$.He 作为载气,使用 Agilent 7500a ICP-MS 进行测试。应用 NIST SRM 610 玻璃和标准锆石 Temora(Pearce *et al.*, 1997; Black *et al.*, 2003)作为外标,标准锆石 Qinhui 作为内标,进行元素间的分馏校正,测试结果见

表 1 时间偏移校正和定量标定及计算,采用软件 ICPMS Data Cal 7.2(Liu *et al.*, 2010)进行,谐和曲线和加权平均年龄使用 Isoplot 3(Ludwing, 2003)计算。由于样品比较年轻,加权平均年龄采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄,置信度 95%(锆石普通铅校正方法参见 Andersen, 2002)。

2.2 主量和微量元素分析

本文主要对侵入于橄榄岩中的辉长岩和辉绿岩(3 件辉长岩和 6 件辉绿岩)进行主量和微量元素分析。通过野外地质观察和镜下薄片检查,选取较为新鲜的样品进行测试。将样品碎成小块之后,用无离子水浸泡,超声波振荡清洗 1 min,然后用 1 mol/L 的

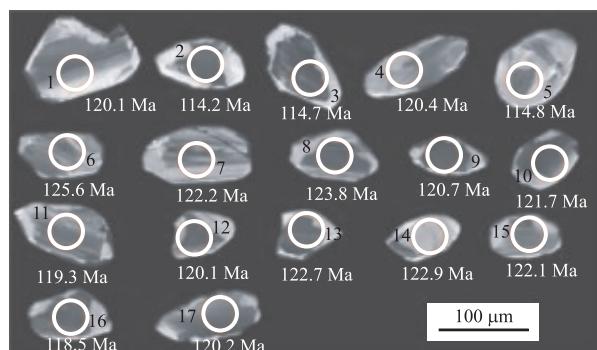


图 4 达巴辉绿岩锆石阴极发光图

Fig. 4 Cathodoluminescence (CL) images of zircons for Daba dolerite

HCl 溶液浸泡 2 h,除去可能有的晚期碳酸盐矿物和浮尘.最后用去离子水清洗烘干后,在不锈钢研钵粉碎至 200 目以下.

样品的主量元素分析在澳实(广州)分析测试有限公司测定.粉末样硝酸锂溶解后采用 WD-XRF26 进行测试,分析精度优于 2%.

微量元素在中国科学院贵阳地球化学研究所矿床学国家重点实验室进行.粉末样在 190 °C 下用 HF 和 HNO₃ 溶解 36 h,然后使用 Perkin-Elmer ELAN-DRC-e 计数的 ICP-MS 进行测试.为确保测试的准确性,采用 BCR-1、AVG-2 和 GBPG-1 作为标样,测试结果相对精度优于 ±5%~±10% (分析流程详见 Qi and Grégoire, 2000).

3 分析结果

3.1 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年

达巴蛇绿岩辉绿岩样品的锆石较大,粒径主要为 70~150 μm,长宽比值为 1~2,半自形粒状,自形

程度好.在 CL 图片上,锆石多为无色,形态清晰,内部结构均一,个别锆石存在裂隙,基本不发育韵律环带(图 4),为岩浆结晶的产物(Simon and Nigel, 2007).对辉绿岩样品 DBN-23 中的锆石进行原位分析,获得 17 组数据(表 1).

从表 1 和图 5 可以看出,达巴辉绿岩中锆石各测试点的 U 和 Th 含量较低,且变化不大,U 和 Th 含量分别介于 $102 \times 10^{-6} \sim 551 \times 10^{-6}$ 和 $45 \times 10^{-6} \sim 306 \times 10^{-6}$,平均值分别为 237×10^{-6} 和 141×10^{-6} .Th/U 值比较高,为 0.44~1.25,属于岩浆成因.样品 17 个测点的 LA-ICP-MS 锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄介于 114.2~125.6 Ma,加权平均年龄为 120.0 ± 1.7 Ma(1σ , MSWD=1.8, $n=17$, 95% 置信度,图 4a,4b),属早白垩世晚期,结合锆石 CL 特征和 Th/U 比值,该年龄为达巴辉绿岩的结晶年龄.

3.2 岩石地球化学特征

本次分析的基性岩样品共 9 件,包括 3 件辉长岩和 6 件辉绿岩,各元素含量如表 2 所示.

3.2.1 主量元素 达巴辉长岩 SiO₂ 含量为 45.27%~47.30%; TiO₂ 含量较低,为 0.37%~0.85%; Al₂O₃ 含量为 12.91%~15.82%; 全铁 Fe₂O₃^T 为 4.58%~8.02%; MgO 为 6.38%~10.03%,Mg[#] 值介于 72~79; CaO 为 17.75%~18.83%.达巴辉长岩具有较低的 K₂O (平均 0.02%)、Na₂O (平均 0.17%) 和 P₂O₅ (平均 0.06%).

6 件辉绿岩样品 SiO₂ 含量中,除 1 件异剥钙榴岩化辉绿岩为 29.7% 外,其余为 45.88%~49.77%,平均为 47.51%,全部落入玄武岩范围; TiO₂ 为 0.53%~1.20%,平均 0.75%,低于洋脊玄武岩 TiO₂ 的平均值 1.15%(Wilkinson, 1982),但部分落入岛弧玄武岩 0.58%~0.85% 的范围(Pearce and Cann,

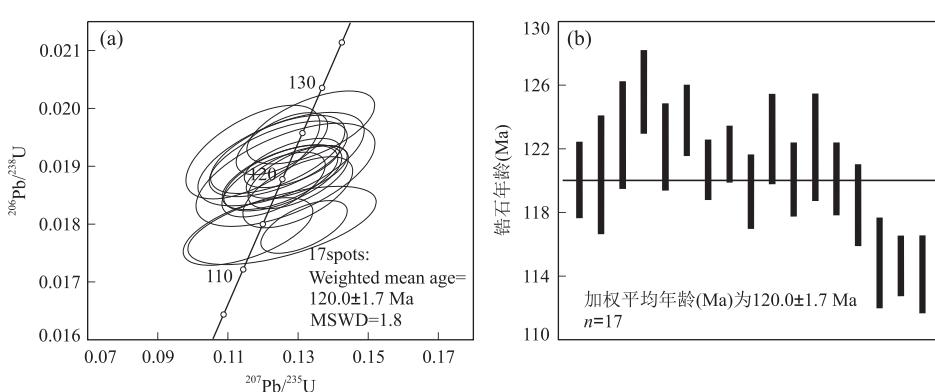


图 5 达巴辉绿岩锆石 U-Pb 年龄谐和图(a)和加权平均年龄(b)

Fig.5 U-Pb age concordia plots (a) and weight average results (b) for Daba dolerite

表2 达巴辉长岩、辉绿岩主量元素(%)和微量元素(10^{-6})含量Table 2 Major (%) and trace element (10^{-6}) contents for gabbro and dolerite from the Daba ophiolites

样品	DBN-1 辉长岩	DBN-4 辉长岩	DBN-5 辉长岩	DBN-23 辉绿岩	13DBN24 辉绿岩	DBN-25 辉绿岩	DBN-26 辉绿岩	DBN-27 辉绿岩	DBN-38 异剥钙榴岩化辉绿岩
SiO ₂	47.30	45.27	45.91	47.12	46.83	45.88	46.17	49.77	29.70
TiO ₂	0.37	0.59	0.85	0.57	0.53	0.53	0.72	0.95	1.20
Al ₂ O ₃	12.91	14.43	15.82	13.04	13.38	14.56	13.78	14.52	12.77
Fe ₂ O ₃ ^T	6.05	8.02	4.58	7.20	6.45	8.01	7.42	7.87	10.83
MnO	0.12	0.13	0.08	0.14	0.14	0.14	0.17	0.14	0.20
MgO	10.03	8.76	6.38	9.94	8.92	9.15	9.32	5.75	11.25
CaO	18.83	17.75	21.90	18.40	19.66	17.80	17.85	15.35	23.94
Na ₂ O	0.19	0.19	0.14	0.28	0.21	0.20	0.18	2.20	0.01
K ₂ O	0.02	0.03	0.01	0.03	0.04	0.03	0.01	0.03	0.01
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.10	0.04	0.03	0.04	0.06	0.08	0.11
LOI	4.12	4.47	3.86	3.76	3.94	4.16	4.19	2.83	9.55
Total	99.98	99.71	99.67	100.60	100.15	100.54	99.92	99.53	99.60
Mg#	79.44	71.80	76.45	76.29	76.32	72.69	74.54	63.00	70.80
Ti	2218	3536	5095	3417	3177	3177	4316	5694	7193
V	191	269	216	167	233	197	180	211	294
Cr	195	249	90	350	276	170	190	50	140
Ga	9.36	10.60	16.00	9.40	10.60	9.60	13.90	14.30	4.20
Rb	0.75	0.76	0.30	0.30	0.47	0.20	0.20	0.50	0.09
Sr	22.6	24.2	26.3	23.6	27.5	20.8	45.0	52.2	20.9
Y	10.4	12.8	23.9	13.5	13.4	12.7	16.9	19.6	27.1
Zr	20	32	69	35	32	30	52	64	84
Nb	0.50	1.04	1.00	0.40	2.40	0.40	0.60	0.90	1.30
Cs	0.05	0.11	0.02	0.03	0.05	0.06	0.01	0.05	0.01
Ba	9.41	11.20	9.30	11.30	20.70	6.00	22.40	11.00	49.00
La	0.93	0.98	2.30	1.20	1.03	0.90	1.70	2.00	2.92
Ce	2.67	3.30	7.50	3.80	3.39	3.10	5.80	6.30	10.10
Pr	0.38	0.44	1.21	0.62	0.51	0.51	0.95	0.97	1.48
Nd	2.02	2.54	6.70	3.60	2.88	3.20	5.10	5.60	7.64
Sm	0.74	0.98	2.30	1.38	1.06	1.18	1.64	1.86	2.58
Eu	0.32	0.35	0.80	0.54	0.41	0.37	0.61	0.66	0.93
Gd	1.11	1.44	3.34	1.96	1.41	1.65	2.36	2.82	2.85
Tb	0.20	0.28	0.60	0.33	0.27	0.31	0.45	0.50	0.59
Dy	1.40	1.77	4.04	2.36	1.90	2.26	3.03	3.38	3.99
Ho	0.31	0.40	0.91	0.54	0.40	0.47	0.66	0.78	0.95
Er	0.93	1.15	2.72	1.60	1.17	1.47	2.01	2.29	2.55
Tm	0.13	0.18	0.40	0.24	0.17	0.23	0.29	0.34	0.42
Yb	0.92	1.19	2.73	1.46	1.13	1.50	1.82	2.20	2.38
Lu	0.13	0.18	0.39	0.22	0.18	0.24	0.28	0.35	0.39
Hf	0.54	0.87	1.90	0.90	0.72	0.90	1.50	1.80	1.77
Ta	0.09	1.28	0.10	0.10	6.14	0.10	0.10	0.10	0.12
Th	0.17	0.20	0.16	0.10	0.10	0.08	0.12	0.24	0.08
U	0.30	0.21	0.07	0.05	0.22	0.05	0.05	0.10	0.86
Σ REE	12.19	15.18	35.94	19.85	15.91	17.39	26.70	30.05	39.76
Σ LREE	7.06	8.59	20.81	11.14	9.28	9.26	15.80	17.39	25.65
Σ HREE	5.13	6.58	15.13	8.71	6.63	8.13	10.90	12.66	14.11
δ Eu	1.08	0.90	0.88	1.00	1.03	0.81	0.95	0.88	1.05

1973); Al₂O₃ 含量为 12.77%~14.56%, 平均 13.68%, 具有俯冲带高铝玄武岩的特征(张旗和周国庆, 2001); 全铁 Fe₂O₃^T 为 6.45%~10.83%, 平均 7.96%; MgO 为 5.75%~11.25%, 平均 9.06%,

Mg# 值介于 63~76, 平均为 72, 具有初始岩浆 Mg# 值(68~75) (Wilkinson, 1982) 的特点; CaO 为 15.35%~23.94%, 平均 18.83%; K₂O 为 0.01%~0.04%, 平均 0.03%; Na₂O 为 0.01%~2.20%, 平均

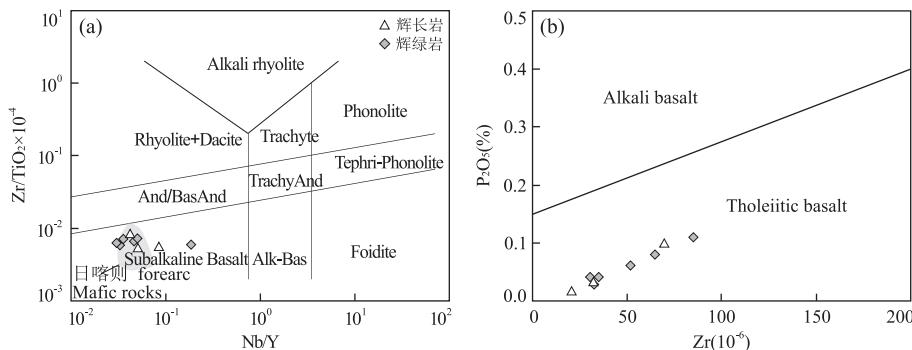
图 6 达巴蛇绿岩中基性岩 $Zr/TiO_2 \times 10^{-4}$ -Nb/Y(a) 和 P_2O_5 -Zr(b) 图解Fig.6 $Zr/TiO_2 \times 10^{-4}$ -Nb/Y (a) and P_2O_5 -Zr (b) diagrams from mafic rocks in the Daba ophiolites

图 a 据 Winchester and Floyd(1977); 图 b 据 Winchester and Floyd(1976). Rhyolite+Dacite. 流纹岩+英安岩; Alkali Rhyolite. 碱性流纹岩; Phonolite. 响岩; Trachyte. 粗面岩; And/BasAnd. 安山岩/玄武安山岩; Trachy/And. 粗面安山岩; Tephri-Phonolite. 碱玄岩+响岩; Subalkaline Basalt. 亚碱性玄武岩; Alkaline basalt=Alk-Bas. 碱性玄武岩; Foidite. 副长岩; Tholeiitic basalt. 拉斑玄武岩

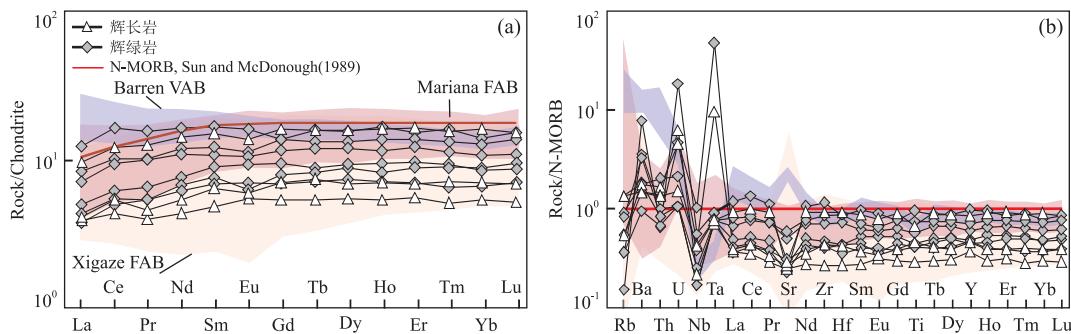


图 7 达巴基性岩稀土(a)和微量元素(b)特征曲线

Fig.7 Chondrite-normalized REE (a) and N-MORB-normalized trace element (b) diagrams for the mafic rocks in Daba ophiolites
标准化值据 Sun and McDonough(1989); Barren 岛弧玄武岩数据来源于 Luhr and Haldar(2006); IBM 弧前玄武岩源于 Reagan *et al.*(2010);
日喀则弧前玄武岩源于 Dai *et al.*(2013)

0.51%, $K_2O < Na_2O$, 具有洋内岩石的特征; P_2O_5 为 0.03%~0.11%, 平均 0.06%, 小于洋脊玄武岩 P_2O_5 的平均值 0.14% (Gribble *et al.*, 1998). 总体上, 达巴辉长岩和辉绿岩样品都具有富 Al、Mg, 低 Ti、K、P 的特点。

利用蚀变过程中不活泼元素进行判别, 在 $Zr/TiO_2 \times 10^{-4}$ -Nb/Y 图解上 (Winchester and Floyd, 1977) (图 6a), 所有样品落入亚碱性玄武岩区域; 在 P_2O_5 -Zr 图中 (Winchester and Floyd, 1976) (图 6b), 样品全部落入拉斑玄武岩区域。

3.2.2 微量元素

达巴辉长岩和辉绿岩稀土元素标准化配分曲线 (图 7a), 具有与 N-MORB 一致的总体呈左微倾右平直的趋势。两者的 LREE/HREE 平均比值分别为 1.35 和 1.41, $(La/Yb)_N$ 平均比值分别为 0.64 和 0.65, 均小于 1; 两者的 $(Gd/Yb)_N$ 平均比值分别为 1.00 和 1.03, 轻重稀土分馏不明显。 δEu 平均值均为 0.95, 显示弱的负异常, 表明斜长石

结晶分异程度较低。辉长岩和辉绿岩稀土元素总量 (ΣREE) 平均值分别为 21.10×10^{-6} 和 24.94×10^{-6} , 均低于洋脊玄武岩的平均值 39.11×10^{-6} (Sun and McDonough, 1989), 这些特征表明达巴基性岩可能来源于早期亏损的地幔源区。

在 N-MORB 标准化微量元素蛛网图中 (图 7b), 达巴辉长岩和辉绿岩均呈左高右低的特征。曲线前半段显示富集 Ba 等大离子亲石元素 (LILE) 和 Th、U 等放射性热元素, 明显亏损 Nb 等非活性元素, 后半段 Nd-Lu 段为近平坦的分布型式, 总体显示出具有岛弧火山岩的特点, 其中辉长岩和辉绿岩 Nb(平均值分别为 0.85×10^{-6} 和 1×10^{-6})、Yb(平均值分别为 1.61×10^{-6} 和 1.75×10^{-6})、Ti(平均值分别为 3.616×10^{-6} 和 4.495×10^{-6})、La(平均值分别为 1.40×10^{-6} 和 1.63×10^{-6})、Hf(平均值分别为 1.11×10^{-6} 和 1.26×10^{-6})、Y(平均值分别为 15.7×10^{-6} 和 17.2×10^{-6}) 等不相容元素丰度均低

于正常洋中脊玄武岩(Sun and McDonough, 1989).部分样品 Nb 和 Ta 出现脱耦现象,其中 Ta 含量的升高可能是使用钨钢碎样钵处理样品所导致的.

总体上,稀土和微量元素特征(图 7a,7b)与典型的大洋中脊玄武岩(N-MORB)和岛弧玄武岩(IAT)(Luhr and Haldar, 2006)各有不同,而与日喀则弧前玄武岩(Dai *et al.*, 2013)和 Mariana 弧前玄武岩(Reagan *et al.*, 2010)具有较好的一致性.

4 讨论

4.1 达巴蛇绿岩的形成时代

蛇绿岩中的辉长(绿)岩脉是洋脊扩张的产物,是研究蛇绿岩形成时代和构造环境的“岩石探针”.本次研究在达巴蛇绿岩体中获得辉绿岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 120.0 ± 1.7 Ma(MSWD=1.8, $n=17$),为早白垩世晚期.依据本次测试的辉绿岩样品锆石的形态及地球化学特征,该年龄代表了洋壳的形成年龄.

对于雅鲁藏布江西段蛇绿岩,前人对不同地区

蛇绿岩体的年代学进行了大量的研究(表 3),可以看出,达巴蛇绿岩的形成时间与东波、拉昂错、休古嘎布等南亚带蛇绿岩以及巴尔、错不扎和加纳崩等北亚带蛇绿岩的形成时间均集中在约 $120 \sim 130$ Ma,并且与雅鲁藏布江中段日喀则蛇绿岩(Dai *et al.*, 2013)和东段泽当蛇绿岩(Xiong *et al.*, 2016)具有一致的形成时代.

然而,根据放射虫化石定年确定雅鲁藏布江缝合带蛇绿岩的形成年代为晚三叠世到古近纪之间(张双增等,2005,1:25 万日新—札达县—姜叶马幅区域地质调查报告及地质图;王保弟等,2009,1:5 万仁布县、恩马幅、亚德幅、卡扎幅区域地质调查报告及地质图;黄圭成等,2010;尼玛次仁,2013,西藏 1:5 万噶尔地区 6 幅区域地质调查报告及地质图;普琼等,2014,西藏 1:5 万拉孜地区 6 幅区域地质调查报告及地质图),而锆石定年方法主要集中在侏罗纪—白垩纪之间,120~130 Ma 这一时期的锆石年代学数据,占了很大比例,并且这些蛇绿岩的构造环境判别多为 MOR 兼具 SSZ 特征,这一方面说明了特提斯洋是一个长期演化的大洋,另一方面表

表 3 雅鲁藏布江缝合带西段蛇绿岩同位素年龄

Table 3 Summary of ages and tectonic settings of the Yarlung Zangbo ophiolite

地点	年龄(Ma)	测年手段	对象岩性	形成环境	文献来源
达巴	120.0 ± 1.7 (MSWD=1.8)	锆石LA-ICP-MS U-Pb	辉绿岩	SSZ(for-arc)	本文
东波	130±0.5(MSWD=1.6)	锆石LA-ICP-MS U-Pb	辉石岩	形成于MOR, 经历了SSZ	熊发挥等,2011
	128±1.1(MSWD=1.3)		辉长岩		
	120.9±1.5(MSWD=3.7)		辉长岩	SSZ	夏斌,未发表
拉昂错	120.2±2.3(MSWD=0.71)	锆石SHRIMP U-Pb	辉绿岩	无描述	李建峰等,2008
	130.0±3.0(MSWD=1.06)	锆石LA-ICP-MS U-Pb	辉长岩	MOR	刘钊等,2011
	118.8±1.8(MSWD=1.12)	锆石SHRIMP U-Pb	辉绿岩	成熟的弧后盆地 (洋内俯冲体系)	夏斌等,2008
	120.5±1.9(MSWD=0.73)	锆石SHRIMP U-Pb	辉绿岩		夏斌,未发表
	125.1±2.0(MSWD=1.6)	锆石LA-ICP-MS U-Pb	辉绿岩	SSZ	夏斌,未发表
巴尔	125.6±2.4(MSWD=1.5)	锆石 LA-ICP-MS U-Pb	辉绿岩	SSZ (洋内弧前)	Zheng <i>et al.</i> , 2017
	126.3±2.4(MSWD=0.95)				
	128.1±2.1(MSWD=0.2)		角闪辉长岩	SSZ(洋内弧前)	刘飞等,2015a
错不扎	127.0±0.5(MSWD=0.78)	锆石LA-ICP-MS U-Pb	辉绿岩	SSZ(洋内俯冲体系)	刘飞等,2015b
加纳崩	125.8±2.6(MSWD=0.78)	锆石LA-ICP-MS U-Pb	辉长岩	SSZ(洋内俯冲体系)	刘飞等,2015b
萨嘎	127.8±2.6(MSWD=3.6)	角闪石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	角闪岩 (原岩亚碱性基性岩) 石榴石—单斜辉石角闪岩 (原岩亚碱性基性岩)	变质冷却年龄, 二次洋内俯冲	Guilmette <i>et al.</i> , 2012
	127.9±2.5(MSWD=0.57)				
	123.5±1.0(MSWD=1.5)				
	128.9±1.3(MSWD=0.55)				

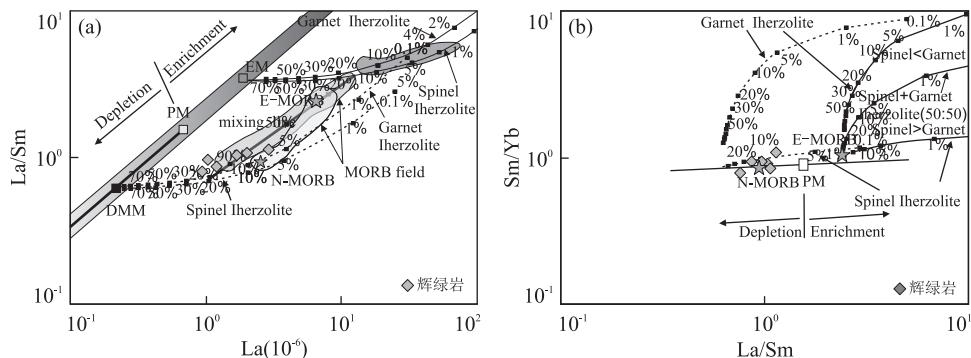


图 8 达巴辉绿岩的 La-La/Sm (a) 和 La/Sm-Sm/Yb (b) 图解

Fig.8 The La-La/Sm (a) and La/Sm-Sm/Yb (b) diagrams for dolerites in Daba ophiolites

据 Aldanmaz *et al.* (2000)

明在早白垩世晚期,雅鲁藏布江新特提斯洋开启了大规模的活动。

4.2 达巴蛇绿岩的岩石成因和构造环境

辉长岩作为蛇绿岩中的深成杂岩单元,成岩过程中会受到不同程度结晶分异作用的影响,因此对研究区岩石成因和构造环境的讨论主要由辉绿岩进行展开。另外,研究区辉绿岩样品存在不同程度的蚀变作用($LOI=2.83\% \sim 9.55\%$),在对岩石成因及构造环境的解释中,主要对高场强元素、稀土元素和过渡族元素进行讨论。

4.2.1 岩石成因 达巴蛇绿岩中辉绿岩 $Mg^{#}$ 值(平均为 72),具有初始岩浆 $Mg^{#}$ 值(68~75)(Wilkinson, 1982) 的特点,主要元素(Al_2O_3 平均为 13.68%、 TiO_2 平均为 0.75%、 MgO 平均为 9.06%)含量,与 N-NORB (Al_2O_3 为 15.60%、 TiO_2 为 0.82%、 MgO 为 8.83%)(Schilling *et al.*, 1983)相比具有相似的特征,总体为低钾拉斑钙碱性玄武质岩石(表 2,图 6)。稀土元素具有与 N-MORB 一致的水平配分特征,稀土总量(ΣREE)(表 2,图 7)低于洋脊玄武岩的平均值,表明达巴辉绿岩可能源于比 N-MORB 更为亏损的地幔源区,这也与邻区东波蛇绿岩中辉绿岩锆石具有高的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值(+16~+19)(未刊)和巴尔蛇绿岩辉绿岩具有高的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(+8.2~+9.1)(Zheng *et al.*, 2017)相一致。

通常情况下,岩浆源自低程度尖晶石相地幔源区的部分熔融,地幔残留体和熔体具有一致的 Sm/Yb 比值,而 La/Sm 比值将随着部分熔融程度的增高而降低,稀土元素的配分曲线表现为较为平缓的特征(Saccani *et al.*, 2008);而低程度的石榴子石相地幔源区的部分熔融具有显著增高的 Sm/Yb 比值,显示重稀土元素富集的稀土配分曲线特征(M/

$HREE)_N < 0.1$ (Hellebrand, 2002)。在 La-La/Sm 和 La/Sm-Sm/Yb 图解中(图 8a,8b)显示,达巴辉绿岩源自 5%~15% 的尖晶石相地幔源区较低程度的部分熔融。

达巴辉绿岩的 N-MORB 标准化微量元素蛛网图中,明显亏损 Nb 等非活性元素, Yb(平均 1.75×10^{-6})、Ti(平均 4.495×10^{-6})、La(1.63×10^{-6})、Hf(1.26×10^{-6})、Y(17.2×10^{-6})等不相容元素丰度均低于正常洋中脊玄武岩(Sun and McDonough, 1989),反映了岩浆形成过程中有俯冲带流体的参与。在 Nb/Yb-Th/Yb 图解中(图 9a)随着 Th/Yb 值的增加而 Nb/Yb 值相对稳定,显示由正常洋中脊向岛弧火山岩递进的趋势,具有超俯冲带环境的痕迹,在 Nb/Yb-TiO₂/Yb 图解中(图 9b)样品大都落入正常洋中脊区域并存在良好的线性关系,显示其受到过后期流体改造的作用。

Ba 在遭受变质作用及海水蚀变过程中相对稳定,而在流体中相对活泼;Th 在源于沉积物—板块的熔体中化学性质相对活泼,而在低温流体中相对稳定(李曙光, 1993; Tian *et al.*, 2008)。因此,这些元素可以很好地用来限定岩浆源区中的俯冲组分的叠加。在 Th/Nb vs. U/Th 和 Th/Nb vs. Th/Ce 图解(图 10a, 10b)中岩浆组分的贡献主要来自俯冲板片的流体。

总之,达巴蛇绿岩中的辉绿岩具有洋中脊玄武岩向岛弧火山作用过渡的特征,主要为俯冲板片脱水流体交代上覆地幔楔,使亏损地幔再部分熔融的产物。

4.2.2 构造环境分析 基性岩中 Nb、Zr、Th、Y、HREE 等高场强元素一般不受热液蚀变和变质作用的影响,对判别不同构造环境具有指示意义

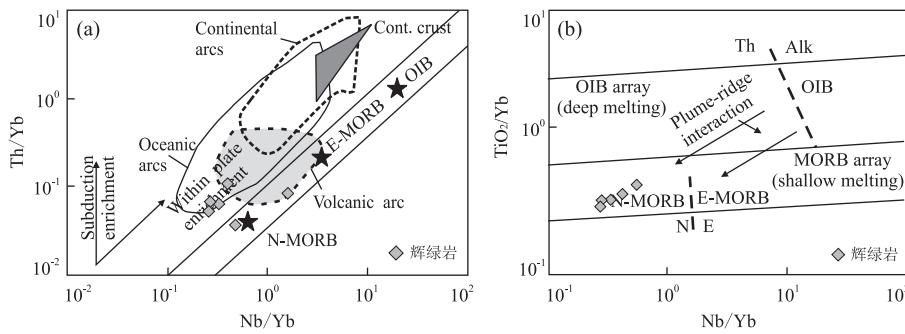
图9 达巴辉绿岩的 Th/Yb vs. Nb/Yb (a) 和 TiO₂/Yb vs. Nb/Yb (b) 图解

Fig.9 The Th/Yb vs. Nb/Yb (a) and TiO₂/Yb vs. Nb/Yb (b) diagrams for dolerites in Daba ophiolites
据 Pearce(2008)修改

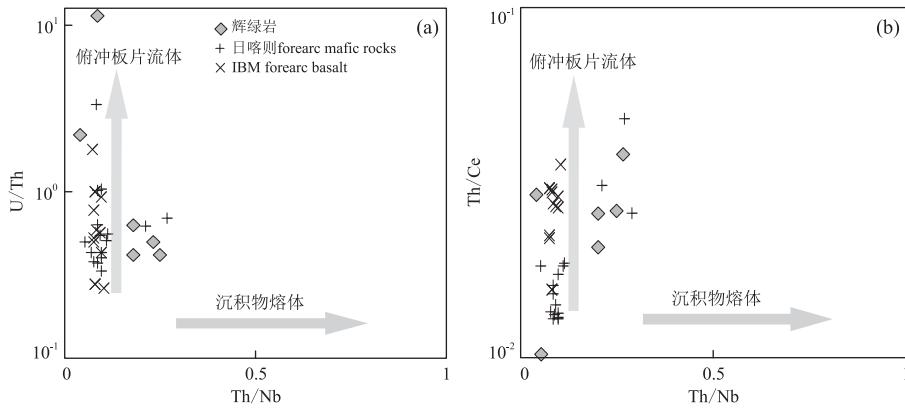


图10 达巴辉绿岩的 Th/Nb vs. U/Th 和 Th/Nb vs. Th/Ce 图解

Fig.10 The Th/Nb vs. U/Th and Th/Nb vs. Th/Ce diagrams for dolerites in Daba ophiolites
据 Singer et al.(2008)修改

(Dilek and Furnes, 2011; Pearce, 2014).

在与日喀则弧前玄武岩和马里亚纳弧前玄武岩对比的多元素构造环境判别图显示,在 Nb×2-Zr/4-Y 判别图(图 11a)中,达巴辉绿岩与日喀则弧前和马里亚纳弧前玄武岩均位于洋脊玄武岩和火山弧玄武岩区域;在 Ti/1000-V 图中,样品落入洋中脊玄武岩和岛弧玄武岩之间的区域(图 11b);在 Y/15-La/10-Nb/8 判别图上样品落入洋中脊玄武岩和岛弧玄武岩的重合区域(图 11c);以上图解总体反映了达巴辉绿岩叠加了岛弧和洋中脊两种构造环境特征,与稀土元素具有 N-MORB 特征而微量元素显示部分岛弧玄武岩特征相一致。在 Nb_N-Th_N 图解(图 11d)上达巴辉绿岩位于洋内俯冲的弧前和 N-MORB 区域。

前述及,古生物资料显示在雅鲁藏布江缝合带中发育晚三叠世到古近纪之间的放射虫硅质岩(王保弟等,2009,1:5万仁布县、恩马幅、亚德幅、卡扎幅区域地质调查报告及地质图;尼玛次仁,2013,西藏1:5万噶尔地区6幅区域地质调查报告

及地质图;普琼等,2014,西藏1:5万拉孜地区6幅区域地质调查报告及地质图),另在仲巴西部的纳久发现晚泥盆世 OIB 型碱性辉长岩(Dai et al., 2011),可能指示雅鲁藏布江缝合带是一个有古特提斯残余的复杂俯冲系统。而雅鲁藏布江蛇绿岩中广泛发育 120~130 Ma 之间的兼具 IAT 和 MORB 双重特征的基性岩脉,这些基性岩脉所侵入的蛇绿岩体均具有以下特点:(1)具有很薄的堆晶岩(吴福元等,2014);(2)二辉橄榄岩与先前的方辉橄榄岩互层,新鲜的基性岩脉广泛侵入于高度变形和蛇纹石化的橄榄岩中(Xiong et al., 2016);(3)在地幔岩体中发现金刚石等超高压矿物(Yang et al., 2007)。这些特点指示雅鲁藏布江蛇绿岩的形成与演化具有特殊的动力学机制。

Hébert et al.(2012)认为雅鲁藏布江蛇绿岩的形成至少经历了 5 次洋内俯冲体系;Xiong et al.(2016)对雅鲁藏布江东段泽当地幔橄榄岩以及基性岩脉进行研究,认为雅鲁藏布江特提斯洋盆存在两次弧前俯冲体系,而 120~130 Ma 之间的基性岩脉

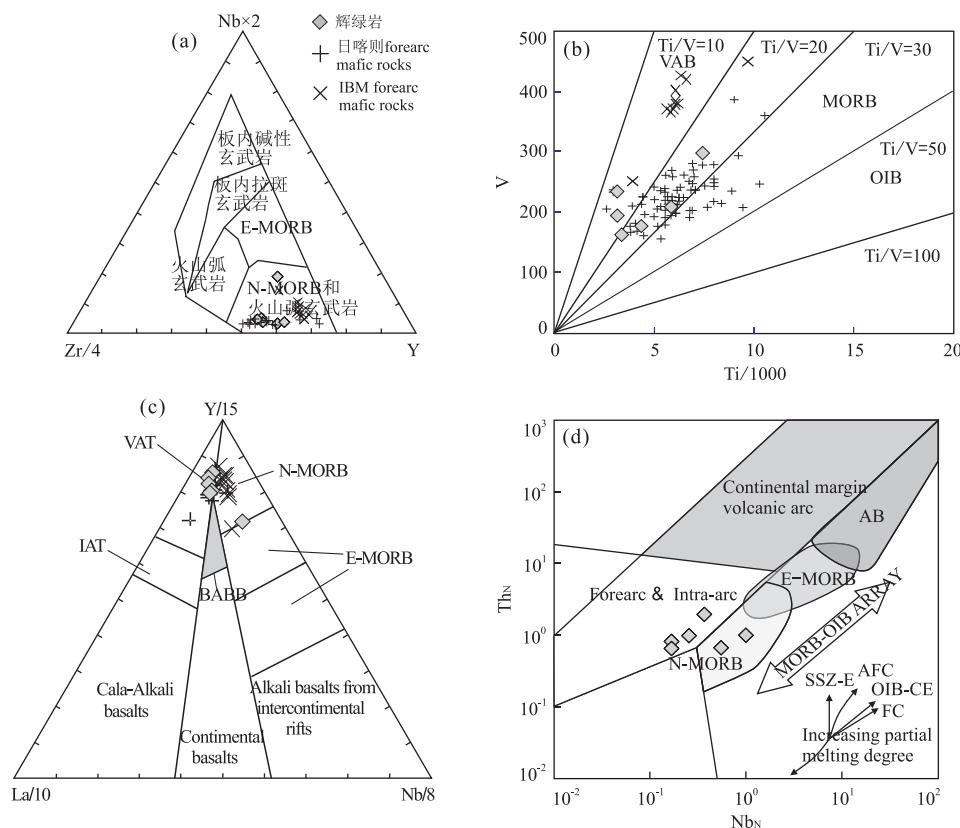


图 11 达巴辉绿岩构造环境判别图解

Fig.11 Discrimination diagrams for the dolerites in Daba ophiolites

a. $\text{Nb} \times 2 - \text{Zr}/4 - \text{Y}$ 图解, 据 Meschede(1986); b. $\text{Ti}/1000 - \text{V}$ 图解, 据 Shervais(1982); c. $\text{Y}/15 - \text{La}/10 - \text{Nb}/8$ 图解, 据 Cabanis and Lecolle(1989); d. $\text{Nb}_\text{N} - \text{Th}_\text{N}$ 图解, 据 Saccani(2015). IBM 弧前玄武岩数据源自 Reagan *et al.*(2010); 日喀则弧前玄武岩源自 Dai *et al.*(2013). N-MORB. 正常大洋中脊玄武岩; E-MORB. 富集大洋中脊玄武岩; OIB. 洋岛玄武岩; IAT. 岛弧拉斑玄武岩; BABB. 弧后盆地玄武岩; FAB. 弧前玄武岩; WPB. 板内玄武岩; VAB. 火山弧玄武岩; AB. 碱性洋岛玄武岩

主要是由于受到早白垩世早期拉萨地体和羌塘地体陆—陆碰撞的加剧所引起的二次俯冲阶段的产物; Butler and Beaumont(2017)对雅鲁藏布江中段日喀则蛇绿岩所代表的活动大陆边缘俯冲板片与板块之间的应力机制(主要为俯冲板片的拖拽力)进行了数值模拟,认为雅鲁藏布江特提斯洋的俯冲存在着初次俯冲(160~150 Ma)、俯冲板片的断离(150~130 Ma)以及俯冲板片的后撤、停滞和再次俯冲(130~120 Ma)多个阶段,这一复杂的俯冲体系虽然对雅鲁藏布江蛇绿岩的形成和演化机制进行了较为合理的解释,但仍需更为精细的野外地质、岩石学和地球化学数据予以支撑。

综合以上研究成果,结合达巴蛇绿岩的地球化学特征和形成时代,笔者认为雅鲁藏布江西段达巴蛇绿岩形成于俯冲初始阶段的弧前扩张中心,主要是受俯冲板片脱水流体影响的上覆地幔楔部分熔融的产物。

5 结论

(1) 达巴蛇绿岩位于雅鲁藏布江缝合带西段, 主要由方辉橄榄岩、变质橄榄岩、辉长岩、辉绿岩和放射虫硅质岩组成。达巴辉长岩和辉绿岩具有高 Al、Mg, 低 Ti、K 和 P 的特征, 为低钾钙碱性玄武质岩石, 岩石富集大离子亲石元素 Ba 和放射性热元素 Th、U, 明显亏损高场强元素 Nb, REE 具有与 N-MORB 一致的平坦型配分模式。

(2) 达巴蛇绿岩辉绿岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 120.0 ± 1.7 Ma ($\text{MSWD}=1.8, n=17$), 为早白垩世晚期, 地球化学特征显示达巴辉绿岩源自于低程度的尖晶石相地幔源区的部分熔融。结合前人研究成果, 达巴蛇绿岩应形成于俯冲初始阶段的弧前扩张中心, 是受俯冲板片脱水流体交代的上覆地幔楔部分熔融的产物。

致谢: 野外地质调查过程中得到了西藏区调队

曾庆高总工、西藏驱龙铜矿蒋光武总工的指导和帮助,岩石薄片分析得到了南京大学周国庆教授的悉心指导,两位审稿专家提出了宝贵的评审意见,在此一并感谢!

References

- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., et al., 2000. Petrogenetic Evolution of Late Cenozoic, Post-Collision Volcanism in Western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1–2): 67–95. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(00\)00182-7](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(00)00182-7)
- Andersen, T., 2002. Correction of Common Pb in U-Pb Analyses That do not Report ^{204}Pb . *Chemical Geology*, 192(1–2): 59–79. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00195-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00195-X)
- Bézard, R., Hébert, R., Wang, C.S., et al., 2011. Petrology and Geochemistry of the Xiugugabu Ophiolitic Massif, Western Yarlung Zangbo Suture Zone, Tibet. *Lithos*, 125(1–2): 347–367. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.02.019>
- Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., et al., 2003. TEMORA 1: A New Zircon Standard for Phanerozoic U-Pb Geochronology. *Chemical Geology*, 200(1–2): 155–170. [https://doi.org/10.1016/s0009-2541\(03\)00165-7](https://doi.org/10.1016/s0009-2541(03)00165-7)
- Butler, J. P., Beaumont, C., 2017. Subduction Zone Decoupling/Retreat Modeling Explains South Tibet (Xigaze) and Other Supra-Subduction Zone Ophiolites and Their UHP Mineral Phases. *Earth and Planetary Science Letters*, 463: 101–117. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.01.025>
- Cabanis, B., Lecolle, M., 1989. Le Diagramme La/10-Y/15-Nb/8: Un Outil pour La Discrimination des Séries Volcaniques et La Mise En Évidence Des Processus de Mélange et/ou de Contamination Crustale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, 309: 2023–2029.
- Coleman, R. G., 1977. Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere. Springer-Verlag, Berlin.
- Compston, W., Williams, I. S., Kirschvink, J. L., et al., 1992. Zircon U-Pb Ages for the Early Cambrian Time-Scale. *Journal of the Geological Society*, 149(2): 171–184. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.2.0171>
- Dai, J.G., Wang, C.S., Polat, A., et al., 2013. Rapid Forearc Spreading between 130 and 120 Ma: Evidence from Geochronology and Geochemistry of the Xigaze Ophiolite, Southern Tibet. *Lithos*, 172–173: 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.03.011>
- Dai, J.G., Wang, C.S., Hébert, R., et al., 2011. Late Devonian OIB Alkaline Gabbro in the Yarlung Zangbo Suture Zone: Remnants of the Paleo-Tethys? *Gondwana Research*, 19(1): 232–243. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.05.015>
- Dilek, Y., Furnes, H., 2011. Ophiolite Genesis and Global Tectonics: Geochemical and Tectonic Fingerprinting of Ancient Oceanic Lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 123(3–4): 387–411. <https://doi.org/10.1130/b30446.1>
- Dilek, Y., Furnes, H., 2014. Ophiolites and Their Origins. *Elements*, 10(2): 93–100. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.2.93>
- Furnes, H., Dilek, Y., 2017. Geochemical Characterization and Petrogenesis of Intermediate to Silicic Rocks in Ophiolites: A Global Synthesis. *Earth-Science Reviews*, 166: 1–37. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.01.001>
- Gribble, R.F., Stern, R.J., Newman, S., et al., 1998. Chemical and Isotopic Composition of Lavas from the Northern Mariana Trough: Implications for Magma Genesis in Back-Arc Basins. *Journal of Petrology*, 39(1): 125–154. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.1.125>
- Guilmette, C., Hébert, R., Dostal, J., et al., 2012. Discovery of a Dismembered Metamorphic Sole in the Saga Ophiolitic Mélange, South Tibet: Assessing an Early Cretaceous Disruption of the Neo-Tethyan Supra-Subduction Zone and Consequences on Basin Closing. *Gondwana Research*, 22(2): 398–414. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.10.012>
- Hébert, R., Bézard, R., Guilmette, C., et al., 2012. The Indus-Yarlung Zangbo Ophiolites from Nanga Parbat to Namche Barwa Syntaxis, Southern Tibet: First Synthesis of Petrology, Geochemistry, and Geochronology with Incidences on Geodynamic Reconstructions of Neo-Tethys. *Gondwana Research*, 22(2): 377–397. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.10.013>
- Hellebrand, E., 2002. Garnet-Field Melting and Late-Stage Refertilization in ‘Residual’ Abyssal Peridotites from the Central Indian Ridge. *Journal of Petrology*, 43(12): 2305–2338. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.12.2305>
- Huang, G.C., Xu, D.M., Lei, Y.J., et al., 2010. Characteristics and Geological Implications of Chert Associated with Ophiolite in Southwestern Tibet. *Geology in China*, 37(1): 101–109 (in Chinese with English abstract).
- Leng, Q.F., Tang, J.X., Zheng, W.B., et al., 2016. Geochronology, Geochemistry and Zircon Hf Isotopic Compositions of the Ore-Bearing Porphyry in the Lakang'e Porphyry Cu-Mo Deposit, Tibet. *Earth Science*, 41(6): 999–1015 (in Chinese with English abstract).

- Li, J.F., Xia, B., Liu, L.W., et al., 2008. SHRIMP U-Pb Zircon Dating of Diabase in the La'nga Co Ophiolite, Burang, Tibet, China, and Its Geological Significance. *Geological Bulletin of China*, 27(10): 1739—1743 (in Chinese with English abstract).
- Li, S.G., 1993. Ba-Nb-Th-La Diagrams Used to Identify Tectonic Environments of Ophiolite. *Acta Petrologica Sinica*, 9(2): 146—157 (in Chinese with English abstract).
- Liu, C.Z., Wu, F.Y., Wilde, S.A., et al., 2010. Anorthitic Plagioclase and Pargasitic Amphibole in Mantle Peridotites from the Yungbwa Ophiolite (Southwestern Tibetan Plateau) Formed by Hydrous Melt Metasomatism. *Lithos*, 114(3—4): 413—422. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.10.008>
- Liu, F., Yang, J.S., Lian, D.Y., et al., 2015a. The Genesis and Tectonic Significance of Mafic Dikes in the Western Part of the Yarlung Zangbo Suture Zone, Tibet. *Acta Geoscientica Sinica*, 36(4): 441—454 (in Chinese with English abstract).
- Liu, F., Yang, J. S., Lian, D. Y., et al., 2015b. Genesis and Characteristics of the Western Part of the Yarlung Zangbo Ophiolites, Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 31(12): 3609—3628 (in Chinese with English abstract).
- Liu, Q., Deng, Y.B., Xiang, S.Y., et al., 2017. Early Ordovician Tectono-Thermal Event in Zhongba Terrane and Its Geological Significance. *Earth Science*, 42(6): 881—890 (in Chinese with English abstract).
- Liu, Z., Li, Y., Xiong, F.H., et al., 2011. Petrology and Geochronology of MOR Gabbro in the Purang Ophiolite of Western Tibet, China. *Acta Petrologica Sinica*, 27(11): 3269—3279 (in Chinese with English abstract).
- Ludwing, K.R., 2003. Isoplot: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, Berkeley.
- Luhr, J.F., Haldar, D., 2006. Barren Island Volcano (NE Indian Ocean): Island-Arc High-Alumina Basalts Produced by Troctolite Contamination. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149(3—4): 177—212. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.06.003>
- Meschede, M., 1986. A Method of Discriminating between Different Types of Mid-Ocean Ridge Basalts and Continental Tholeiites with the Nb-Zr-Y Diagram. *Chemical Geology*, 56(3—4): 207—218. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90004-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90004-5)
- Moores, E.M., Kellogg, L.H., Dilek, Y., 2000. Tethyan Ophiolites, Mantle Convection, and Tectonic “Historical Contingency”: A Resolution of the “Ophiolite Conundrum”. In: Dilek, Y., Moores, E.M., Elthon, D., et al., Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program. *Geological Society of America Special Paper*, 349: 3—12.
- Nicolas, A., Girardeau, J., Marcoux, J., et al., 1981. The Xigaze Ophiolite (Tibet): A Peculiar Oceanic Lithosphere. *Nature*, 294(5840): 414—417. <https://doi.org/10.1038/294414a0>
- Pan, G.T., Chen, Z.L., Li, X.Z., et al., 1997. Geological and Tectonic Evolution in the Eastern Tethys. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical Fingerprinting of Oceanic Basalts with Applications to Ophiolite Classification and the Search for Archean Oceanic Crust. *Lithos*, 100(1—4): 14—48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Pearce, J.A., 2014. Immobile Element Fingerprinting of Ophiolites. *Elements*, 10(2): 101—108. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.2.101>
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2): 290—300. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(73\)90129-5](https://doi.org/10.1016/0012-821x(73)90129-5)
- Pearce, N.J.G., Perkins, W.T., Westgate, J.A., et al., 1997. A Compilation of New and Published Major and Trace Element Data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 Glass Reference Materials. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 21(1): 115—144. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908x.1997.tb00538.x>
- Qi, L., Grégoire, D.C., 2000. Determination of Trace Elements in Twenty Six Chinese Geochemistry Reference Materials by Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 24(1): 51—63. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908x.2000.tb00586.x>
- Reagan, M.K., Ishizuka, O., Stern, R.J., et al., 2010. Fore-Arc Basalts and Subduction Initiation in the Izu-Bonin-Mariana System. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3): 427—428. <https://doi.org/10.1029/2009gc002871>
- Saccani, E., 2015. A New Method of Discriminating Different Types of Post-Archean Ophiolitic Basalts and Their Tectonic Significance Using Th-Nb and Ce-Dy-Yb Systematics. *Geoscience Frontiers*, 6(4): 481—501. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.006>
- Saccani, E., Principi, G., Garfagnoli, F., et al., 2008. Corsica Ophiolites: Geochemistry and Petrogenesis of Basaltic and Metabasaltic Rocks. *Ophioliti*, 33: 187—207.
- Schilling, J.G., Zajac, M., Evans, R., et al., 1983. Petrologic and Geochemical Variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29 Degrees N to 73 Degrees N. *American*

- Journal of Science*, 283(6):510—586. <https://doi.org/10.2475/ajs.283.6.510>
- Shervais, J. W., 1982. Ti-V Plots and the Petrogenesis of Modern and Ophiolitic Lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59 (1): 101—118. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(82\)90120-0](https://doi.org/10.1016/0012-821x(82)90120-0)
- Simon, L. H., Nigel, M. K., 2007. Zircon: Tiny but Timely. *Elements*, 3(1): 13—18. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.13>
- Singer, B. S., Jicha, B. R., Harper, M. A., et al., 2008. Eruptive History, Geochronology, and Magmatic Evolution of the Puyehue-Cordon Caulle Volcanic Complex, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 120(5—6):599—618. <https://doi.org/10.1130/b26276.1>
- Stern, R. J., Reagan, M., Ishizuka, O., et al., 2012. To Understand Subduction Initiation, Study Forearc Crust: To Understand Forearc Crust, Study Ophiolites. *Lithosphere*, 4(6):469—483. <https://doi.org/10.1130/l183.1>
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313—345. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- Tian, L. Y., Castillo, P. R., Hawkins, J. W., et al., 2008. Major and Trace Element and Sr-Nd Isotope Signatures of Lavas from the Central Lau Basin: Implications for the Nature and Influence of Subduction Components in the Back-Arc Mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178(4): 657—670. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.039>
- Wilkinson, J. F. G., 1982. The Genesis of Mid-Ocean Ridge Basalt. *Earth-Science Reviews*, 18(1): 1—57. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(82\)90002-2](https://doi.org/10.1016/0012-8252(82)90002-2)
- Winchester, J. A., Floyd, P. A., 1976. Geochemical Magma Type Discrimination: Application to Altered and Metamorphosed Basic Igneous Rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 28(3): 459—469. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(76\)90207-7](https://doi.org/10.1016/0012-821x(76)90207-7)
- Winchester, J. A., Floyd, P. A., 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements. *Chemical Geology*, 20: 325—343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Wu, F. Y., Liu, C. Z., Zhang, L. L., et al., 2014. Yarlung Zangbo Ophiolite: A Critical Updated View. *Acta Petrologica Sinica*, 30(2): 293—325 (in Chinese with English abstract).
- Xia, B., Li, J. F., Liu, L. W., et al., 2008. SHRIMP U-Pb Dating for Diabase in Sangsang Ophiolite, Xizang, China: Geochronological Constraint for Development of Eastern Tethys Basin. *Geochimica*, 37(4): 399—403 (in Chinese with English abstract).
- Xiong, Q., Griffin, W. L., Zheng, J. P., et al., 2016. Southward Trench Migration at 130—120 Ma Caused Accretion of the Neo-Tethyan Forearc Lithosphere in Tibetan Ophiolites. *Earth and Planetary Science Letters*, 438: 57—65. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.01.014>
- Xiong, F. H., Yang, J. S., Liang, F. H., et al., 2011. Zircon U-Pb Ages of the Dongbo Ophiolite in the Western Yarlung Zangbo Suture Zone and Their Geological Significance. *Acta Petrologica Sinica*, 27(11): 3223—3238 (in Chinese with English abstract).
- Xu, Z. Q., Yang, J. S., Hou, Z. Q., et al., 2016. The Progress in the Study of Continental Dynamics of the Tibetan Plateau. *Geology in China*, 43(1): 1—42 (in Chinese with English abstract).
- Yang, J. S., Dobrzhinetskaya, L., Bai, W. J., et al., 2007. Diamond- and Coesite-Bearing Chromitites from the Luobusa Ophiolite, Tibet. *Geology*, 35 (10): 875. <https://doi.org/10.1130/g23766a.1>
- Yin, A., Harrison, T. M., 2000. Geologic Evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1): 211—280. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.28.1.211>
- Yuan, H. L., Gao, S., Liu, X. M., et al., 2004. Accurate U-Pb Age and Trace Element Determinations of Zircon by Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28 (3): 353—370. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908x.2004.tb00755.x>
- Zhang, K. J., Xia, B., Zhang, Y. X., et al., 2014. Central Tibetan Meso-Tethyan Oceanic Plateau. *Lithos*, 210—211: 278—288. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.09.004>
- Zhang, K. J., Zhang, Y. X., Tang, X. C., et al., 2012. Late Mesozoic Tectonic Evolution and Growth of the Tibetan Plateau Prior to the Indo-Asian Collision. *Earth-Science Reviews*, 114 (3—4): 236—249. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.001>
- Zhang, Q., Zhou, G. Q., 2001. The Ophiolite of China. Science Press, Beijing (in Chinese).
- Zhang, Z., Song, J. L., Tang, J. X., et al., 2017. Petrogenesis, Diagenesis and Mineralization Ages of Galale Cu-Au Deposit, Tibet: Zircon U-Pb Age, Hf Isotopic Composition and Molybdenite Re-Os Dating. *Earth Science*, 42 (6): 862—880 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, H., Huang, Q. T., Kapsiotis, A., et al., 2017. Early Cretaceous Ophiolites of the Yarlung Zangbo Suture Zone: Insights from Dolerites and Peridotites from the

Baer Upper Mantle Suite, SW Tibet (China). *International Geology Review*, 59(11): 1471—1489. <https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1276867>

附中文参考文献

- 黄圭成,徐德明,雷义均,等,2010.西藏西南部与蛇绿岩伴生的硅质岩特征及地质意义.中国地质,37(1): 101—109.
- 冷秋锋,唐菊兴,郑文宝,等,2016.西藏拉抗俄斑岩 Cu-Mo 矿床含矿斑岩地球化学、锆石 U-Pb 年代学及 Hf 同位素组成.地球科学,41(6): 999—1015.
- 李建峰,夏斌,刘立文,等,2008.西藏普兰地区拉昂错蛇绿岩中辉绿岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义.地质通报,27(10): 1739—1743.
- 李曙光,1993.蛇绿岩生成构造环境的 Ba-Th-Nb-La 判别图.岩石学报,9(2): 146—157.
- 刘飞,杨经绥,连东洋,等,2015a.雅鲁藏布江缝合带西段北亚带的基性岩成因和构造意义.地球学报,36(4): 441—454.
- 刘飞,杨经绥,连东洋,等,2015b.西藏雅鲁藏布江缝合带西段南北亚带蛇绿岩的成因探讨.岩石学报,31(12): 3609—3628.

- 刘强,邓玉彪,向树元,等,2017.藏南仲巴地体早奥陶世构造—热事件 及 其 地 质 意 义. 地 球 科 学, 42(6): 881—890.
- 刘钊,李源,熊发挥,等,2011.西藏西部普兰蛇绿岩中的 MOR 型辉长岩:岩石学和年代学.岩石学报,27(11): 3269—3279.
- 潘桂棠,陈智梁,李兴振,等,1997.东特提斯地质构造形成演化.北京:地质出版社.
- 吴福元,刘传周,张亮亮,等,2014.雅鲁藏布蛇绿岩——事实与臆想.岩石学报,30(2): 293—325.
- 夏斌,李建峰,刘立文,等,2008.西藏桑桑蛇绿岩辉绿岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄:对特提斯洋盆发育的年代学制约.地球化学,37(4): 399—403.
- 熊发挥,杨经绥,梁凤华,等,2011.西藏雅鲁藏布江缝合带西段东波蛇绿岩中锆石 U-Pb 定年及地质意义.岩石学报,27(11): 3223—3238.
- 许志琴,杨经绥,侯增谦,等,2016.青藏高原大陆动力学研究若干进展.中国地质,43(1): 1—42.
- 张旗,周国庆,2001.中国蛇绿岩.北京:科学出版社.
- 张志,宋俊龙,唐菊兴,等,2017.西藏嘎拉勒铜金矿床的成岩成矿时代与岩石成因:锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素组成及辉钼矿 Re-Os 定年.地球科学,42(6): 862—880.