

中国北天山博格达隆起带早二叠世垭口双峰式火山岩的成因及地质意义

祝近近¹ 颜炜^{1*} 宋谢炎²

1. 河海大学 海洋学院 南京 210098;

2. 中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室 贵阳 550081

摘要: 为了厘定中国北天山二叠纪模糊不清的大地构造属性, 本文对博格达隆起带垭口双峰式火山岩进行了系统的研究。垭口火山岩主要由玄武岩和流纹岩组成。垭口流纹岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为(295.6±2.3) Ma, 明确指示该双峰式火山岩喷发于早二叠世。垭口流纹岩属于高硅 I 型流纹岩, 为上地壳低压熔融的产物。外来锆石的加入很可能导致其 Zr-Hf 含量升高, 从而显示 A 型流纹岩的假象及 Nd-Hf 同位素解耦的现象。垭口玄武岩与该区晚石炭世玄武岩均来自受俯冲沉积物交代的亏损地幔源区, 但前者明显受到了地壳物质的混染。综合研究表明, 该地区从晚石炭世到早二叠世突然有古老地壳物质的加入, 说明 296 Ma 之前古天山洋在中国北天山北部就已经闭合, 博格达地区开始接受周边古老地体物质的加入。

关键词: 中国北天山; 博格达; 二叠纪; 双峰式火山岩; 古天山洋

中图分类号: P581 文章编号: 1007-2802(2020)03-0597-17 doi: 10.19658/j.issn.1007-2802.2020.39.048

Petrogenesis and Geological Implications of the Early Permian Yakou Bimodal Volcanic Rocks in the Bogda Belt, Chinese Northern Tianshan

ZHU Jin-jin¹, XIE Wei^{1*}, SONG Xie-yan²

1. College of Oceanography, Hohai University, Nanjing 210098, China; 2. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China

Abstract: In order to determine the fuzzy tectonic environment of the Chinese Northern Tianshan in Permian, the Yakou bimodal volcanic rocks, which are mainly composed of basalt and rhyolite, in the Bogda belt have been systematically studied in this paper. The SHRIMP U-Pb age of (295.6±2.3) Ma for zircons of rhyolite indicates that the bimodal volcanics were erupted in Early Permian. The Yakou rhyolite belongs to the high-silicon I-type rhyolite that was a product of partial melting of the upper crust under relatively low pressure. The abundant captured or inherited zircons in the rhyolite may lead to the increase of its Zr and Hf contents, and then the artifact showing geochemical features of A-type rhyolite and decoupling phenomenon of its Nd-Hf isotopes. Both magmas of the Yakou basalt and the Bogda Late Carboniferous basalts could be derived from the similar depleted mantle source that was metasomatized by subduction materials, though the Yakou basalt was obviously contaminated by crustal materials during its magma ascending. In general, the sudden addition of ancient crustal materials into basaltic magmas from late Carboniferous to early Permian in the Bogda belt, based on all evidences, suggests that the paleo-Tianshan ocean was closed in the northern part of Chinese Northern Tianshan before 296 Ma and then the crustal materials from surrounding ancient terranes were added into the ascending basaltic magmas in the Bogda area.

Key words: Chinese northern Tianshan; the Bogda belt; Permian; bimodal volcanic rocks; the paleo-Tianshan ocean

收稿编号: 2020-010 2020-02-17 收到 2020-03-06 改回

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41630316, 41873031); 中国大洋“十三五”资源环境专项(DY135-S2-1-02); 中央高校基本科研业务费专项资金资助(2017B03714)

第一作者简介: 祝近近(1994-), 男, 硕士研究生, 研究方向: 岩石地球化学。E-mail: zhujinjin1106@foxmail.com.

* 通信作者简介: 颜炜(1985-), 男, 博士, 副教授, 研究方向: 岩浆岩地球化学、岩浆铜镍硫化物矿床。E-mail: weixie@hhu.edu.cn.

0 引言

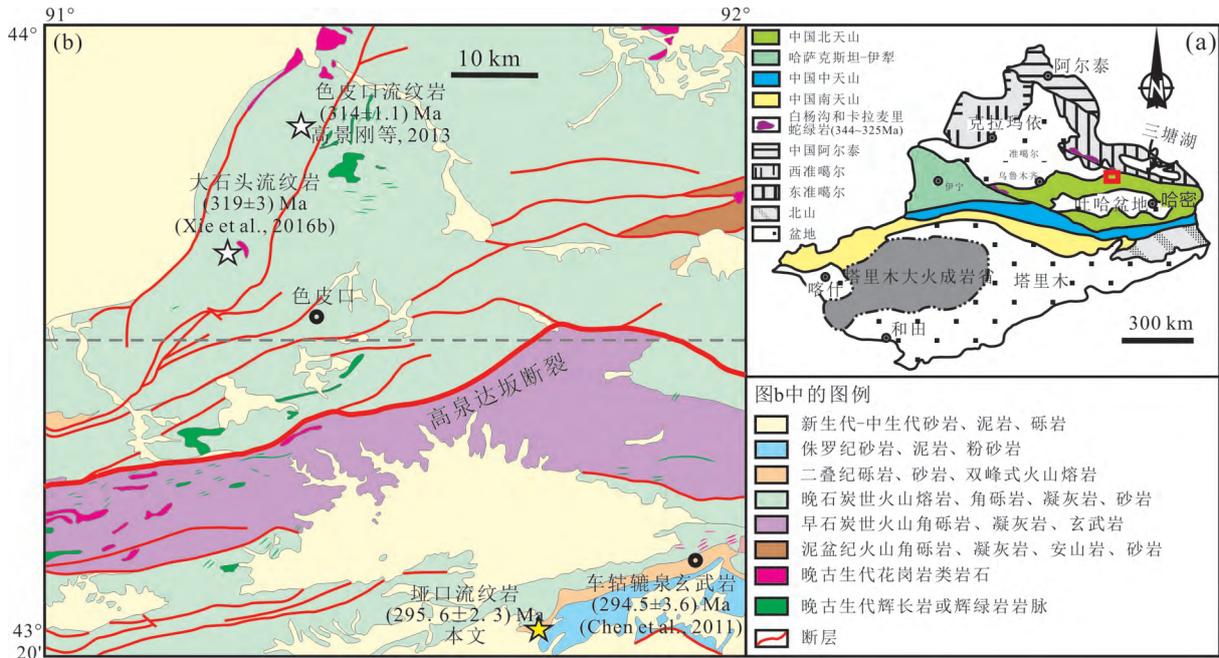
近东西向的博格达隆起带为中国北天山造山带的主要组成部分,其北接准噶尔盆地,南连吐鲁番盆地。相对天山其他地区,该区研究程度较低,而且所研究的相关科学问题大多是结合天山其他地区一起提出的。然而,博格达隆起带发育着大量的石炭-二叠纪岩浆岩,这些岩浆岩记录了天山造山带石炭-二叠纪构造转换的重要信息,前人对此进行了一些年代学和岩石地球化学研究。关于该区晚古生代的构造属性主要有两种认识,一是泥盆纪-石炭纪岛弧转化为二叠纪后碰撞造山带(马瑞士等,1997; Laurent-Charvet et al., 2003; Yuan et al., 2010; Xie et al., 2016a, 2016b, 2016c),二是石炭-二叠纪大陆裂谷与地幔柱有关(顾连兴等,2001; Xia et al., 2012)。同时,对该地区古天山洋的最终闭合时间也至少存在两种不同的观点,一是泥盆纪-早石炭世(顾连兴等,2001; 夏林圻等,2004; Chen et al., 2011),二是晚石炭世-早二叠世(马瑞士等,1997; Laurent-Charvet et al., 2003; Yuan et al., 2010; Xie et al., 2016c; Wali et al., 2018)。

对于古老的构造体系,岩浆岩记录了许多关键的地质信息,对恢复古构造环境有较好的指示意义。博格达隆起带出露有大量的石炭-二叠纪火山-沉积建造,火山岩主要由玄武岩、流纹岩、中酸性熔结凝灰岩及火山角砾岩组成,且多为双峰式火山(熔)岩,如乌鲁木齐白杨沟、哈密七角井-红山口-车轱辘泉、巴里坤板房沟-小红柳峡等地广泛出露的火山岩(顾连兴等,2001; 赵同阳等,2014; 颀炜等,2018)。双峰式火山岩可以出现在多种构造背景中,如大陆裂谷、洋岛、岛弧/活动陆缘、弧后扩张、碰撞造山后等,总体指示伸展拉张环境。博格达隆起带上广泛发育石炭纪和二叠纪双峰式火山岩,代表这一时期为伸展拉张环境(Chen et al., 2011, 2013; Xie et al., 2016c; Zhang et al., 2017)。但已有研究表明,博格达地区在石炭纪时期总体为海相、二叠纪时期总体为陆相的古地理环境,为不同的构造环境,那么这两个时期的双峰式火山岩的成因是否有差异,是否记录着关键的构造信息? 本文对博格达隆起带东南部发育的一个二叠纪双峰式火山岩剖面——垭口剖面进行重点剖析,对垭口双峰式火山岩进行了岩石学、年代学、全岩主微量元素和Nd-Hf同位素分析测试,并与该区石炭纪双峰式火山岩进行对比研究,为进一步了解博格达石炭-二叠纪岩浆作用和构造背景提供新的资料。

1 地质概况及火山岩特征

中亚造山带南缘在新疆北部从北向南依次由阿尔泰山造山带、西准噶尔造山带、准噶尔地块、东准噶尔造山带、北天山造山带、中天山地块、南天山造山带和北山褶皱带等构造单元组成(图1a)(Pirajno et al., 2008; Xie et al., 2016a; 龙晓平和黄宗莹, 2017)。博格达隆起带位于北天山造山带北部(图1b),主要出露晚古生代和中-新生代地层,其中晚古生代地层以石炭系为主;钻探岩芯资料显示,石炭-二叠纪沉积序列不整合覆盖在志留-泥盆纪变质基底之上(新疆维吾尔自治区地质矿产局,1993; Chen et al., 2011)。泥盆系为博格达岛弧带出露的最古老岩石,仅在有限区域发育(图1b),以中酸性火山岩、凝灰岩、火山角砾岩及少量(凝灰质)砂岩为主,为海陆交互火山-沉积建造。石炭系分为上石炭统柳树沟组、祁家沟组和下石炭统七角井组(新疆维吾尔自治区地质矿产局,1993; 赵同阳等, 2014; 颀炜等,2018)。七角井组主要由双峰式火山熔岩、中酸性熔结凝灰岩、凝灰质砂岩及生物碎屑岩组成,局部发育枕状玄武岩,是一套浅海-滨海相火山岩建造,与上石炭统呈断层接触。柳树沟组和祁家沟组主要由中酸性火山熔岩、熔结凝灰岩、火山角砾岩、玄武岩、砂岩、灰岩及生物碎屑岩组成,为浅海-滨海-扇三角洲相火山-沉积建造(刘松柏等,2017),与上覆二叠纪地层呈断层接触。二叠系主要出露在博格达隆起带南北两侧及东西两头,厚度在2000 m以上。博格达西头多为沉积岩,东头则常见火山岩。二叠系可分为下二叠统茈萁槽子群和上二叠统下仓房沟群,前者以陆相冲积扇沉积为主,岩性多为灰色(硅质)粉砂岩、砂岩、砾岩及灰岩,含陆相植物化石*Walchia sp.*、*Calamites sp.*等,厚度大于1500 m;后者又细分为大河沿组和库莱组(或塔尔郎组),以陆相湖盆沉积为主,岩性多为褐色砾岩、紫色砂岩、泥灰岩夹火山岩,含鱼化石*Turfania taoshuyuanensis*植物化石*Callipteris altaica*、*Comia dentata*等,厚度大于800 m(新疆维吾尔自治区地质矿产局,1993; Wali et al., 2018)。上、下二叠统为整合接触,与上覆三叠系为不整合接触。三叠系在博格达地区少量出露,主要以陆相砂岩、粉砂岩和硅质泥岩沉积为主。新生代的砂岩和砾岩主要为沉积盖层,出露于博格达隆起带周边。

根据博格达隆起带东南部1:20万七角井幅矿产图(新疆维吾尔自治区地质局,1973),二叠系在七角井地区厚度约1500 m,与上覆侏罗系不整合接



(a) 新疆北部构造略图(底图据 Xie et al., 2016a, 2016b, 2016c); (b) 七角井地区地质简图(底图据新疆维吾尔自治区地质矿产局, 1973)

图 1 研究区地质简图

Fig.1 Simplified geological map of the study area

触的岩性主要为一套陆相火山岩。作者在博格达隆起带东南部一高速公路垭口处(图 1b)发现了一条厚约 200 m 完整的二叠纪双峰式火山岩剖面,故命名为垭口剖面。剖面上的主要岩性为紫红色(杏仁)斜斑玄武岩和流纹岩(图 2,图 3)。紫红色玄武岩位于剖面中部,厚约 100 m,具典型斑状结构。斑晶主要为自形长柱状斜长石(50%~60%),粒径 0.5~1.5 mm;次要斑晶为粒状或短柱状辉石(5%~10%),半自形或他形填充在斜长石晶体间隙中,粒径 0.2~0.5 mm,多已完全蚀变。玄武岩基质多由小于 0.2 mm 针状斜长石和磁铁矿组成,少量为脱玻化玻璃(图 3c,3d)。紫红色流纹岩厚约 100 m,位于剖面顶部,斑状结构,含约 10%~20%斑晶和 80%~90%的基质。斑晶主要为石英和长石,含量大致相等且粒度相近,粒径 0.5~2 mm 不等。石英斑晶为等轴粒状,亮白色,表面干净,长石斑晶则多为短柱状,表面因蚀变显示灰白色。基质因蚀变基本为黑色,只见少量石英和长石微晶(图 3e,3f)。剖面下部为粗面-流纹质凝灰岩,呈红绿斑驳状,与下伏紫红色砂岩整合接触。

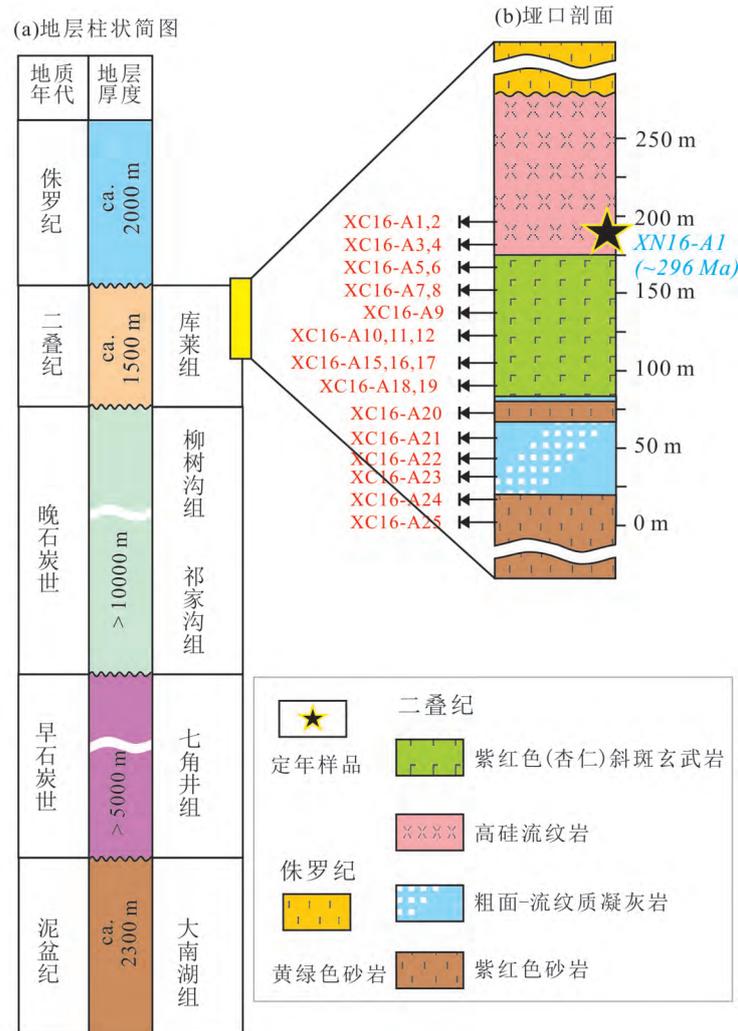
2 样品及分析方法

选取流纹岩约 5 kg(XN16-A1)做锆石 U-Pb 年龄分析。定年样品经无污染粉碎、磁选和重液分离,最后在双目显微镜下挑选出锆石单矿物,最后

进行锆石 SHRIMP U-Pb 测年。锆石制靶和阴极发光(CL)图像分析均由北京离子探针中心(中国科学院地质研究所)完成。分析仪器为 SHRIMP-II 型二次离子探针仪器。所选锆石安放在环氧树脂上进行测年,年龄校正标样为 TEMORA (417 Ma),U、Th、Pb 含量由标样 SL13(572 Ma, μ 为 238×10^{-6})校正。数据处理采用 Ludwig(2001a, 2001b)设计的 SQUID 1.03 和 Isoplot/Ex2.49 程序计算,普通 Pb 用 ^{204}Pb 进行校正。具体方法见 Compston 等(1992)和 Williams(1998)。

选取垭口火山岩剖面上 10 个相对新鲜的玄武岩、4 个流纹岩和 3 个凝灰岩样品进行全岩地球化学分析。样品去皮后研磨至 200 目粉末,由南京宏创地质勘察技术服务有限公司完成。全岩主量元素分析由广州澳实分析测试有限公司完成,分析仪器为 ME-XRF26d 荧光光谱仪,分析方法为 X 射线荧光光谱法(XRF),分析精度优于 5%。全岩微量及 Nd 同位素分析在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成。

微量元素测试仪器为 Perkin-Elmer Sciex ELAN DRC-e 电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS),分析精度优于 10%。取 50 mg 粉末样放入带不锈钢外套的密封装置中,加入 1 mL 亚沸 HF 在电热板上蒸干以去掉大部分 SiO_2 ,再加入 1 mL 亚沸 HF 和 0.5 mL 亚沸 HNO_3 ,加盖密封后放入烘箱中于 200 °C 下加



(a) 博格达隆起带泥盆纪-侏罗纪简略地层柱状图(据新疆维吾尔自治区地质矿产局, 1993);

(b) 早二叠世库莱组垭口火山岩剖面柱状图

图2 研究区地层柱状简图

Fig.2 Simplified stratigraphic column of the study area

热分解 48 h。取出冷却后在电热板上于 150 °C 蒸干去除 HF, 然后再加入 1 mL 亚沸 HNO₃ 再次蒸干, 重复一次除去全部 HF。最后加入 2 mL HNO₃、5 mL 去离子水和 500 ng Rh 内标溶液, 重新加盖后密封放入烘箱中于 140 °C 溶解残渣 8 h, 取出冷却后吸取其中 400 μL 溶液移到 10 mL 离心管中, 加入去离子水定容, 盖好摇匀, 最后上机测试。具体方法见 Qi 等(2000)。

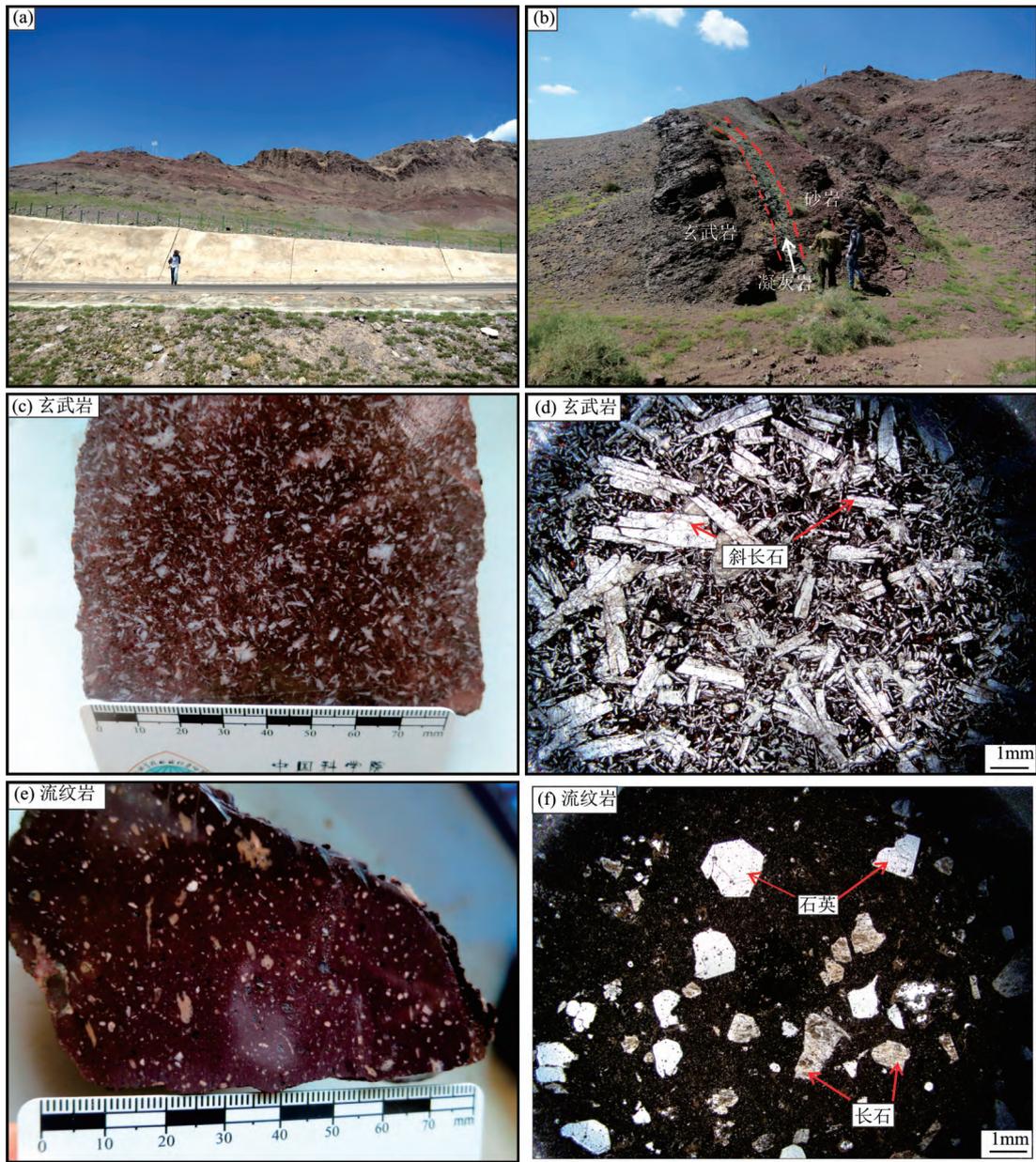
Nd 同位素分析仪器为 MicroMass Isoprobe 型多接收电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP-MS)。称取 0.15 g 粉末样品置于聚四氟乙烯封闭容器中, 分别加入纯化 HClO₄、HNO₃、HF 和适量的混合稀释剂, 在电热板上加热熔融一周左右, 然后分别用 Sm-Nd 交换柱分离纯化 Nd 待测。Hf 同位素分析在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成, 分析仪器为 NuII

MC-ICP-MS。取 150 mg 粉末样品于 Bomb 中, 用酸溶法(HNO₃-HF-HClO₄) 溶解样品, 放入烘箱于(190±5) °C 下加热分解 96 h。冷却后置于电热板上(160 °C) 蒸干, 之后分别多次加入亚沸 HNO₃ 和 HCl, 并分别蒸干。蒸干后加入 5.0 mL 6 mol HCl+0.06 mol HF 混合酸, 加盖超声 2 h, 取出后置于 100 °C 电热板上加热 10 h, 将溶液转入 15 mL 离心管内, 离心 10 min, 取上清液分离 Hf 待测。具体方法详见 Bao 等(2018)。Nd、Hf 分别以国际标样 JNdi-1 和 JMC14374 检测, 其平均值在误差范围内均与推荐值一致。

3 结果

3.1 垭口流纹岩 U-Pb 年龄

垭口流纹岩的定年样品(XN16-A1) 其锆石长度为 100~200 μm, 透明, 短柱状, 发育典型的振荡环带,



(a) (b) 垭口双峰式火山岩与凝灰岩、砂岩呈整合接触; (c) (d) 紫红色玄武岩手标本和镜下照片, 白色长柱状矿物为斜长石斑晶; (e) (f) 紫红色流纹岩手标本和镜下照片, 灰白色和亮白斑晶分别为长石和石英

图3 野外特征及镜下照片

Fig.3 Field features and microscopic photographs of the volcanic rocks

无变质反应边。除了来自典型酸性岩浆的岩浆锆石外, 其他类型的锆石至少有5种, 如呈扇形环带、黑核白边或白核黑边或发育不规则环带等(图4)。选取表面光滑无裂缝的13颗典型酸性岩浆锆石进行SHRIMP U-Pb定年, 其中3颗锆石测了核部与边部, 结果显示核部年龄与边部年龄无明显差异(表1)。所测锆石具有较高的U含量($150 \times 10^{-6} \sim 1.053 \times 10^{-6}$)和低的Th含量($57 \times 10^{-6} \sim 509 \times 10^{-6}$), Th/U值较低(0.35~0.56)。另外, 锆石的普通Pb含量较低(0~0.32), 表明所测锆石没有受到后期变质作用或流体

的干扰, 数据可靠。对于古生代的地质样品, 一般选取 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄代表其生成年龄。本文所测16点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 数据误差均小于3%, 其加权平均年龄为(295.6 ± 2.3) Ma (MSWD = 0.21) (图4)。 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 两组数据均落在谐和曲线上, 表明所得 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄可靠。本次定年结果与相邻的车辕泉剖面年龄(293~295 Ma)一致(Chen et al., 2011), 表明垭口流纹岩的喷发时限为早二叠世。垭口流纹岩与玄武岩呈整合接触, 中间无沉积夹层, 可见二者为同时代喷发的产物。

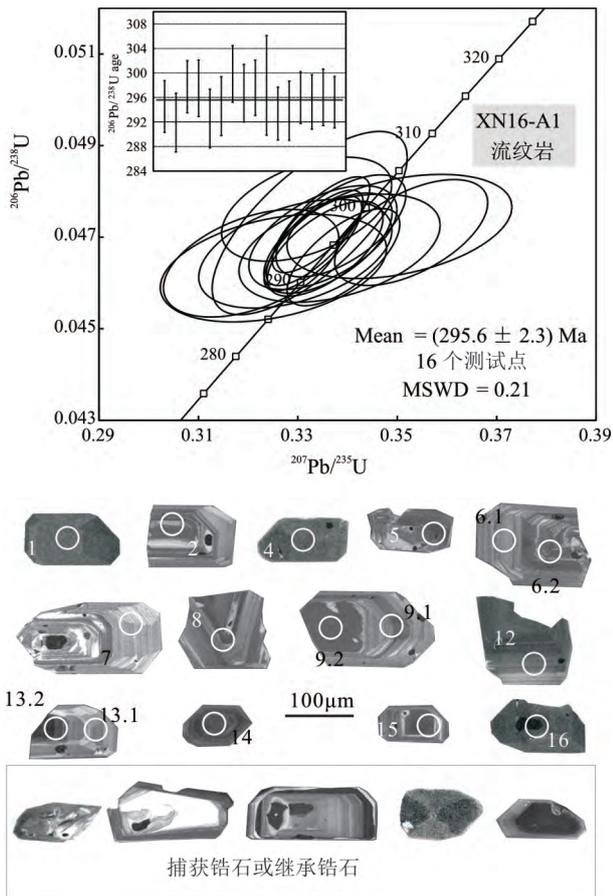


图4 垭口流纹岩锆石 SHRIMP U-Pb 谐和曲线图及锆石 CL 图像

Fig.4 SHRIMP U-Pb concordance curve and CL images of zircons from the Yakou rhyolite

3.2 垭口火山岩元素地球化学特征

垭口火山岩的主、微量元素和 Nd-Hf 同位素测试结果列于表 2 和表 3。由于垭口火山岩具有较高的烧失量(1.5%~4.3%), 在后面的图解和讨论中, 所有主要氧化物均已扣除烧失量, 并且全铁为 TFeO 换算成 100% 硅酸盐成分来讨论。由于烧失量较高, 玄武岩中的 Rb、Sr、U 等活泼元素在岩浆后期热液蚀变过程中可能会流动, 因此我们选择相对稳定的 Nd-Hf 同位素来讨论。

表 2 显示, 垭口玄武岩的 SiO₂ 含量(48.2%~50.9%) 和全碱含量(3.7%~4.3%) 变化不大, 均落在亚碱性玄武岩范围(图 5a)。由于 K 和 Na 在岩浆后期热液蚀变过程中非常不稳定, 所以我们用 SiO₂-Zr/TiO₂ 图解(Winchester and Floyd, 1977) 进行投图, 结果所有样品全落入亚碱性玄武岩范围(图 5c)。在 TFeO/MgO-SiO₂ 图解中, 垭口玄武岩均落入拉斑系列区域, 显示其拉斑岩浆性质(图 5b)。

表 1 垭口流纹岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年结果

Table 1 The SHRIMP U-Pb dating data for zircons of rhyolite in the Yakou area

测点	²⁰⁶ Pb ^a /%	²⁰⁶ Pb* /(×10 ⁻⁶)	U /(×10 ⁻⁶)	Th /(×10 ⁻⁶)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ Pb ±%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	表面年龄/Ma						
									²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ±1σ					
XN16-A1-1.1	0.05	35.1	875	442	1.7	0.335 5	2.3	0.046 75	1.5	294.5	±4.2	288	±40	292.6	±6.0
XN16-A1-2.1	0.26	6.19	155	57	2.7	0.325	4.6	0.046 32	1.7	291.9	±4.8	236	±99	298	±15
XN16-A1-4.1	0.09	39.7	976	509	1.1	0.334 7	1.9	0.047 27	1.5	297.8	±4.3	256	±29	294.9	±5.2
XN16-A1-5.1	0.06	9.63	237	111	3.2	0.35	4.3	0.047 23	1.6	297.5	±4.6	363	±89	305.5	±9.6
XN16-A1-6.1	0.32	6.16	154	57	2.7	0.321	3.6	0.046 43	1.7	292.6	±4.8	199	±75	297	±10
XN16-A1-7.1	0.22	6.38	158	60	2.7	0.338	3.9	0.046 76	1.7	294.6	±4.8	307	±81	303	±13
XN16-A1-6.2	0.21	10.2	248	115	2.1	0.332	3.4	0.047 61	1.6	299.8	±4.6	220	±70	307	±12
XN16-A1-8.1	0.00	7.82	193	82	2.4	0.353	2.9	0.047 1	1.6	296.7	±4.7	385	±54	295.7	±8.0
XN16-A1-9.1	—	11.6	286	138	2	0.338 7	2.5	0.047 25	1.6	297.6	±4.5	285	±46	309.7	±7.1
XN16-A1-9.2	0.25	11.5	282	130	2.1	0.332	3.9	0.047 3	2.8	298	±8.1	239	±63	298	±11
XN16-A1-12.1	0.03	18.5	462	163	1.6	0.339 2	2.2	0.046 56	1.5	293.4	±4.3	322	±37	294.8	±6.4
XN16-A1-13.1	0.28	6.02	150	83	2.8	0.329	3.9	0.046 64	1.7	293.8	±4.8	252	±81	293.7	±9.1
XN16-A1-13.2	0.04	34.2	847	448	1.2	0.333 4	1.9	0.046 98	1.5	296	±4.2	262	±29	297.2	±5.2
XN16-A1-14.1	0.11	13.3	331	173	1.9	0.336 1	2.5	0.046 87	1.5	295.3	±4.4	286	±46	297.2	±7.2
XN16-A1-15.1	0.09	8.88	220	105	2.2	0.335	2.9	0.046 99	1.6	296	±4.6	273	±56	306	±7.8
XN16-A1-16.1	0.12	42.5	1 053	459	1.1	0.333	1.9	0.046 86	1.5	295.2	±4.2	265	±30	287.4	±5.4

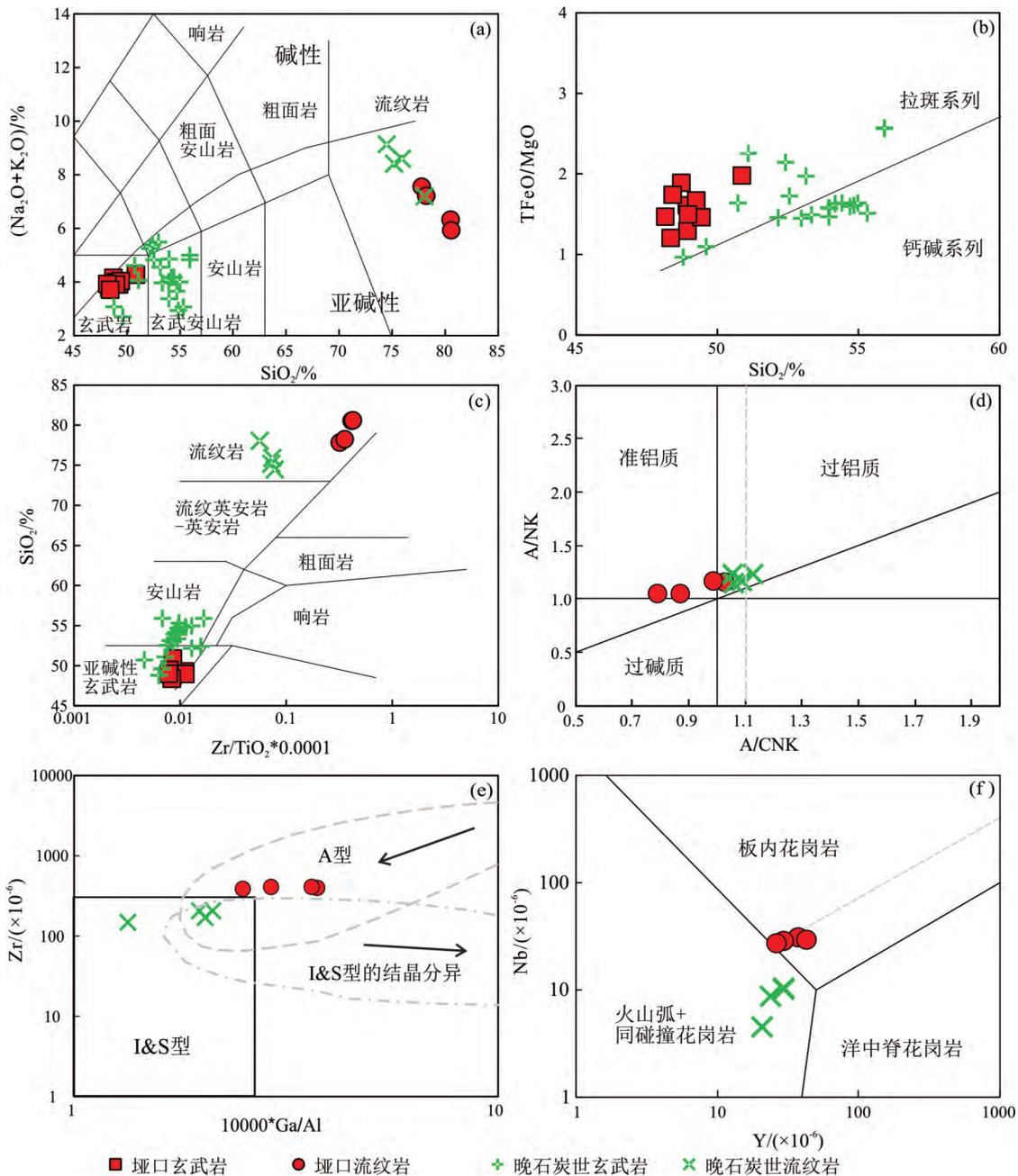
注: ²⁰⁶Pb^a 为普通铅, ²⁰⁶Pb* 为放射性铅。

表 2 瑶坪口双峰式火山岩主量元素和微量元素分析结果
Table 2 Analytical results of major and trace elements of bimodal volcanic rocks in the Yakou area

样号	XC16-A1	XC16-A2	XC16-A3	XC16-A4	XC16-A5	XC16-A6	XC16-A7	XC16-A8	XC16-A8	XC16-A16	XC16-A17	XC16-A18	XC16-A19	XC16-A9	XC16-A21	XC16-A22	XC16-A23
定名	流纹岩	流纹岩	流纹岩	流纹岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	凝灰岩	凝灰岩	凝灰岩
主量元素/%																	
SiO ₂	77.82	78.24	80.53	80.59	49.26	48.74	50.87	48.95	49.44	48.36	48.97	48.93	48.16	48.43	71.24	73.76	74.84
TiO ₂	0.12	0.11	0.09	0.09	1.79	1.86	1.79	1.75	1.83	1.67	1.87	1.71	1.79	1.95	0.25	0.11	0.12
Al ₂ O ₃	11.38	11.05	10.22	9.90	16.87	17.55	16.90	16.92	17.03	16.80	16.29	16.90	16.95	17.49	14.12	14.21	13.58
TFeO	1.75	1.72	1.46	1.54	10.25	10.32	9.83	10.26	10.35	10.16	10.63	10.07	10.13	10.85	2.41	1.63	1.58
MnO	0.03	0.02	0.01	0.01	0.15	0.15	0.15	0.17	0.18	0.19	0.17	0.17	0.18	0.19	0.03	0.02	0.04
MgO	0.68	0.70	0.28	0.28	6.15	5.47	4.97	7.96	7.10	8.44	7.12	6.27	6.90	6.24	1.08	0.85	1.03
CaO	0.67	0.94	1.09	1.66	11.00	11.28	10.75	9.62	9.64	10.28	10.65	11.59	11.54	10.72	2.07	0.32	0.50
Na ₂ O	2.97	2.97	5.16	5.50	3.35	3.47	3.42	3.30	3.44	3.26	3.36	3.49	3.36	3.44	5.87	6.25	6.07
K ₂ O	4.58	4.24	1.16	0.42	0.55	0.68	0.84	0.68	0.58	0.50	0.54	0.50	0.56	0.26	2.88	2.85	2.20
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.63	0.48	0.48	0.41	0.41	0.35	0.41	0.38	0.42	0.43	0.04	0.02	0.04
LOI	1.53	1.74	1.98	2.92	3.09	3.20	3.00	2.98	2.77	4.32	3.91	3.90	4.33	3.15	5.41	4.89	4.66
总计	99.97	99.26	99.47	99.07	98.59	98.94	98.38	99.30	99.04	99.50	99.23	98.86	99.23	98.31	99.04	100.15	99.11
Mg#					51.66	48.60	47.40	58.02	55.00	59.70	54.40	52.59	54.85	50.64			
微量元素/(×10 ⁻⁶)																	
Sc	0.00	0.00	0.00	0.00	25.63	24.39	22.91	25.90	26.09	23.40	24.95	24.95	25.07				
V	30.50	5.24	15.80	9.99	229.00	229.00	208.00	213.00	217.00	188.00	214.00	206.00	206.00				
Cr	23.60	3.47	8.17	3.33	170.00	164.00	133.00	204.00	256.00	282.00	244.00	227.00	227.00				
Co	88.00	164.00	227.00	225.00	83.30	82.20	90.60	36.40	81.50	44.40	81.00	83.20	83.20				
Ni	15.40	12.20	9.98	10.10	81.20	63.20	53.90	85.10	125.00	145.00	140.00	121.00	121.00				
Cu	4.31	4.98	5.58	4.14	23.70	15.90	19.90	18.30	32.30	23.10	34.70	26.90	26.90				
Ga	22.50	21.20	13.50	15.30	18.60	18.40	17.10	20.40	17.20	17.20	16.40	16.50	16.50				
Rb	123.00	113.00	21.80	12.60	12.40	9.30	14.10	12.40	8.36	6.55	6.05	8.43	8.43				
Sr	49.00	48.10	81.50	97.10	549.00	684.00	595.00	536.00	463.00	429.00	437.00	456.00	456.00				
Y	37.30	42.90	29.40	26.10	29.60	25.90	24.00	32.80	23.60	25.10	24.60	21.90	21.90				

续表2

样号	XCI6-A1	XCI6-A2	XCI6-A3	XCI6-A4	XCI6-A5	XCI6-A6	XCI6-A7	XCI6-A8	XCI6-A16	XCI6-A17	XCI6-A18	XCI6-A19	XCI6-A9	XCI6-A15	XCI6-A21	XCI6-A22	XCI6-A23
定名	流纹岩	流纹岩	流纹岩	流纹岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	凝灰岩	凝灰岩	凝灰岩
Zr	391.00	404.00	384.00	399.00	200.00	159.00	154.00	196.00	146.00	140.00	147.00	139.00					
Nb	30.97	29.77	28.86	27.58	9.04	6.04	5.67	8.95	5.09	4.77	5.19	4.76					
Ba	148.00	140.00	65.00	34.40	235.00	270.00	226.00	253.00	145.00	144.00	139.00	128.00					
La	51.00	30.80	36.80	32.80	23.10	17.40	15.10	24.50	11.70	12.10	12.70	11.40					
Ce	99.90	75.20	84.90	65.60	52.90	41.70	35.70	57.40	30.10	30.00	31.30	28.10					
Pr	15.80	6.82	10.10	8.53	6.75	5.39	4.76	7.71	4.11	4.26	4.25	3.93					
Nd	60.40	25.60	41.30	35.40	29.90	26.00	22.60	33.20	18.70	19.40	19.20	18.20					
Sm	11.70	7.37	9.78	8.92	6.42	5.74	5.04	7.27	4.40	4.70	4.49	4.28					
Eu	0.40	0.32	0.31	0.29	2.14	2.11	1.76	2.11	1.68	1.56	1.66	1.61					
Gd	9.24	7.95	7.94	6.58	6.25	5.57	5.15	6.64	4.62	4.54	4.90	4.34					
Tb	1.34	1.35	1.14	0.95	0.93	0.89	0.80	1.03	0.73	0.75	0.76	0.67					
Dy	6.42	8.22	5.95	4.94	5.40	4.77	4.39	5.83	4.57	4.40	4.68	4.29					
Ho	1.26	1.73	1.11	1.03	1.06	0.90	0.89	1.15	0.83	0.89	0.84	0.79					
Er	3.54	4.89	3.31	3.47	3.08	2.51	2.45	3.14	2.40	2.44	2.71	2.31					
Tm	0.57	0.63	0.51	0.50	0.42	0.34	0.34	0.46	0.35	0.36	0.35	0.34					
Yb	3.75	4.55	3.39	3.58	2.67	2.17	2.15	2.78	2.01	2.20	2.11	1.95					
Lu	0.56	0.61	0.51	0.53	0.38	0.33	0.33	0.42	0.32	0.33	0.36	0.29					
Hf	11.60	12.00	11.20	11.20	4.17	3.43	3.14	4.49	2.84	3.16	2.96	3.25					
Ta	2.40	2.57	2.66	2.70	0.64	0.50	0.49	0.50	0.42	0.30	0.44	0.40					
Pb	29.10	28.10	32.70	28.20	5.54	5.52	4.55	5.63	4.07	3.38	3.74	4.25					
Th	12.40	9.70	12.10	12.20	1.66	2.43	1.85	1.92	1.06	1.13	1.17	1.02					
U	3.47	3.53	3.70	3.12	0.41	0.50	0.42	0.45	0.28	0.31	0.29	0.41					



(a) 底图据 Le Maitre (1989); (b) 底图据 Miyashiro (1974); (c) 底图据 Winchester 和 Floyd (1977); (d) 底图据 Maniar 和 Piccoli (1989); (e) 底图据 Whalen 等 (1987); (f) 底图据 Pearce 等 (1984)。晚石炭世玄武岩和流纹岩数据引自 Xie 等 (2016a, 2016b, 2016c)

图 5 堙口火山岩岩石地球化学图解

Fig.5 Geochemical diagrams of the Yakou volcanic rocks

堙口玄武岩的 $Mg^{\#}$ 值为 47~60, 数据离散度较大, 表明堙口玄武岩经历了明显的结晶分异作用。在原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 6a)上, 可见堙口玄武岩具有 Nb-Ta 负异常, Pb、Sr 正异常, Ti 弱负异常。堙口玄武岩的 ΣREE 含量较高 ($104 \times 10^{-6} \sim 186 \times 10^{-6}$) 相对富集 LREE (La_N/Yb_N 为 3.9~6.3, Dy_N/Yb_N 为 1.3~1.5), 具有非常轻微的负 Eu 至正 Eu 异常 (δEu 为 0.9~1.1) (图 6b)。

由表 3 可见, 堙口玄武岩具有较高的初始 ¹⁴³

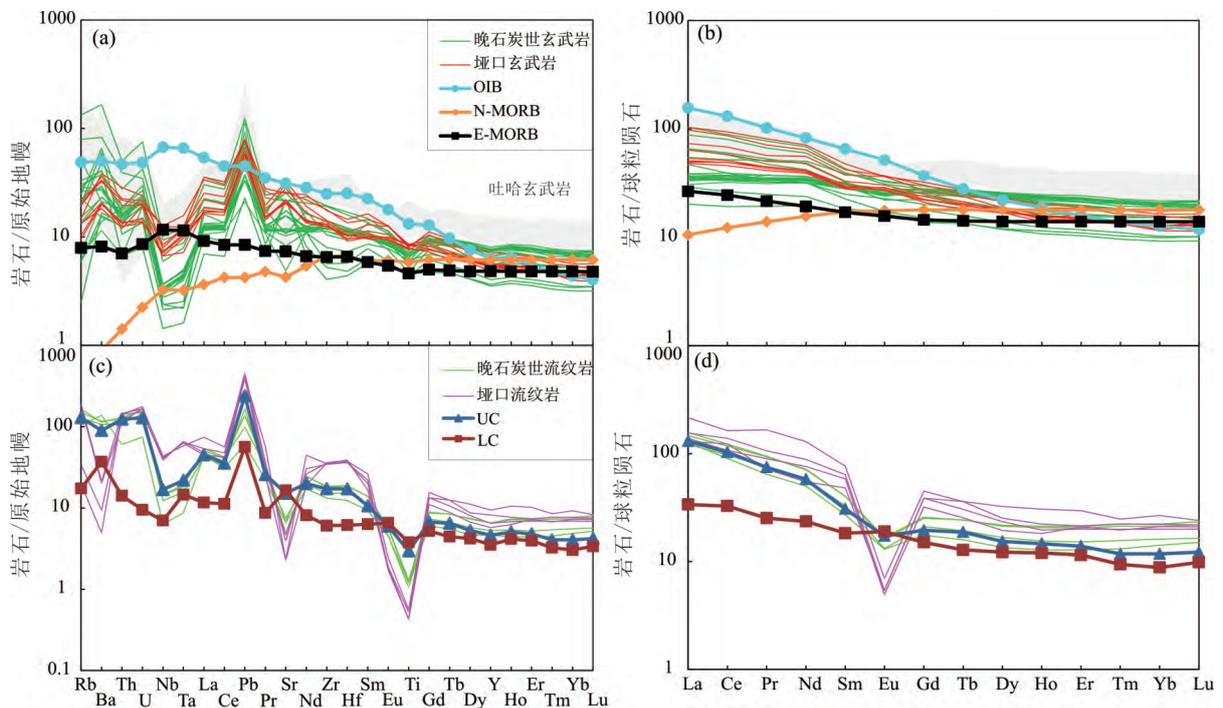
$Nd/^{144}Nd$ 值 [0.512 528~0.512 567, $\epsilon_{Nd}(t)$ 为 5.3~6.0] 和初始 ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 值 [0.282 913~0.282 922, $\epsilon_{Hf}(t)$ 为 11.4~11.7] (表 3)。

表 2 显示, 堙口流纹岩的 SiO_2 含量为 77.8%~80.6%, 属高硅流纹岩 (Gualda et al., 2013)。其 A/CNK 值为 1.31~1.38, A/NK 1.51~1.67, 显示准铝质-轻微过铝质的特征(图 5d)。在原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 6c)上, 显示其具有轻微的 Nb、Ta 负异常, 明显的 Pb 正异常和 Sr、Ti 负异常。在球

表 3 垭口双峰式火山岩 Nd-Hf 同位素分析结果

Table 3 Analytical results of Nd-Hf isotopes of bimodal volcanic rocks in the Yakou area

样号	XC16-A1	XC16-A3	XC16-A6	XC16-A8	XC16-A16
定名	流纹岩	流纹岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩
Sm/($\times 10^{-6}$)	11.70	9.78	5.74	4.22	4.40
Nd/($\times 10^{-6}$)	60.40	41.30	26.00	18.40	18.70
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.117 032	0.143 070	0.133 384	0.138 569	0.142 162
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512 691	0.512 727	0.512 786	0.512 825	0.512 842
$\pm 2\sigma$	0.000 008	0.000 011	0.000 010	0.000 008	0.000 010
($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) _i	0.512 691	0.512 727	0.512 786	0.512 825	0.512 842
$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	1.0	1.7	2.9	3.7	4.0
Lu/($\times 10^{-6}$)	0.56	0.51	0.33		0.32
Hf/($\times 10^{-6}$)	11.60	11.20	3.43		2.84
$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	0.006 833	0.006 443	0.013 501		0.015 906
$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	0.282 941	0.282 870	0.282 986		0.283 008
$\pm 2\sigma$	0.000 012	0.000 007	0.000 007		0.000 010
($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$) _i	0.282 941	0.282 870	0.282 986		0.283 008
$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	6.0	3.5	7.6		8.3



原始地幔、球粒陨石、OIB、N-MORB、E-MORB 数据均引自 Sun 和 McDonough(1989); UC、LC 数据引自 Rudnick 和 Gao(2003); 吐哈玄武岩数据引自唐冬梅等(2017); 晚石炭世玄武岩和流纹岩数据引自 Xie 等(2016a, 2016b, 2016c)

图 6 垭口双峰式火山岩微量元素蛛网图 (a, c) 和 REE 配分模式图 (b, d)

Fig.6 The Primitive mantle-normalized trace elements diagrams (a, c) and Chondrite-normalized REE diagrams (b, d) of the Yakou bimodal volcanic rocks

粒陨石标准化稀土元素配分图(图 6d)上,显示其 LREE 稍富集(La_N/Yb_N 为 4.9~9.8, Dy_N/Yb_N 为 0.9~1.2),具有明显的 Eu 负异常($\delta\text{Eu}=0.1$)。

由表 3 可见,垭口流纹岩具有较高的初始 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值 [0.512 451~0.512 465], $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 3.8~

4.0]和初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值 [0.282 835~0.282 904], $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为 8.6~11.0]。

4 讨论

关于双峰式火山岩组合中的玄武岩来源于地

幔部分熔融的成因基本没有争议(Peccerillo et al. , 2003) ,但有关酸性岩的成因则有两种不同的认识(王焰等, 2000) : ①酸性岩与玄武岩同源, 由玄武质岩浆分离结晶作用产生(Peccerillo et al. , 2003; Mtoro et al. , 2009) 。大多数情况下酸性岩和玄武岩表现出相似的元素地球化学和 Sr-Nd-Pb 同位素特征, 但玄武岩的喷发体积要远大于酸性岩。该类双峰式火山岩常发育于大陆裂谷和洋岛环境; ②酸性岩与玄武岩异源, 即酸性岩浆由地壳岩石部分熔融形成(Van Wagoner et al. , 2002) ,酸性岩具有不同于玄武岩的元素地球化学和 Sr-Nd-Pb 同位素特征, 且喷发体积往往大于玄武岩。此类双峰式火山岩常见于与俯冲或碰撞相关的伸展环境, 如弧后拉伸、碰撞造山后伸展环境等。

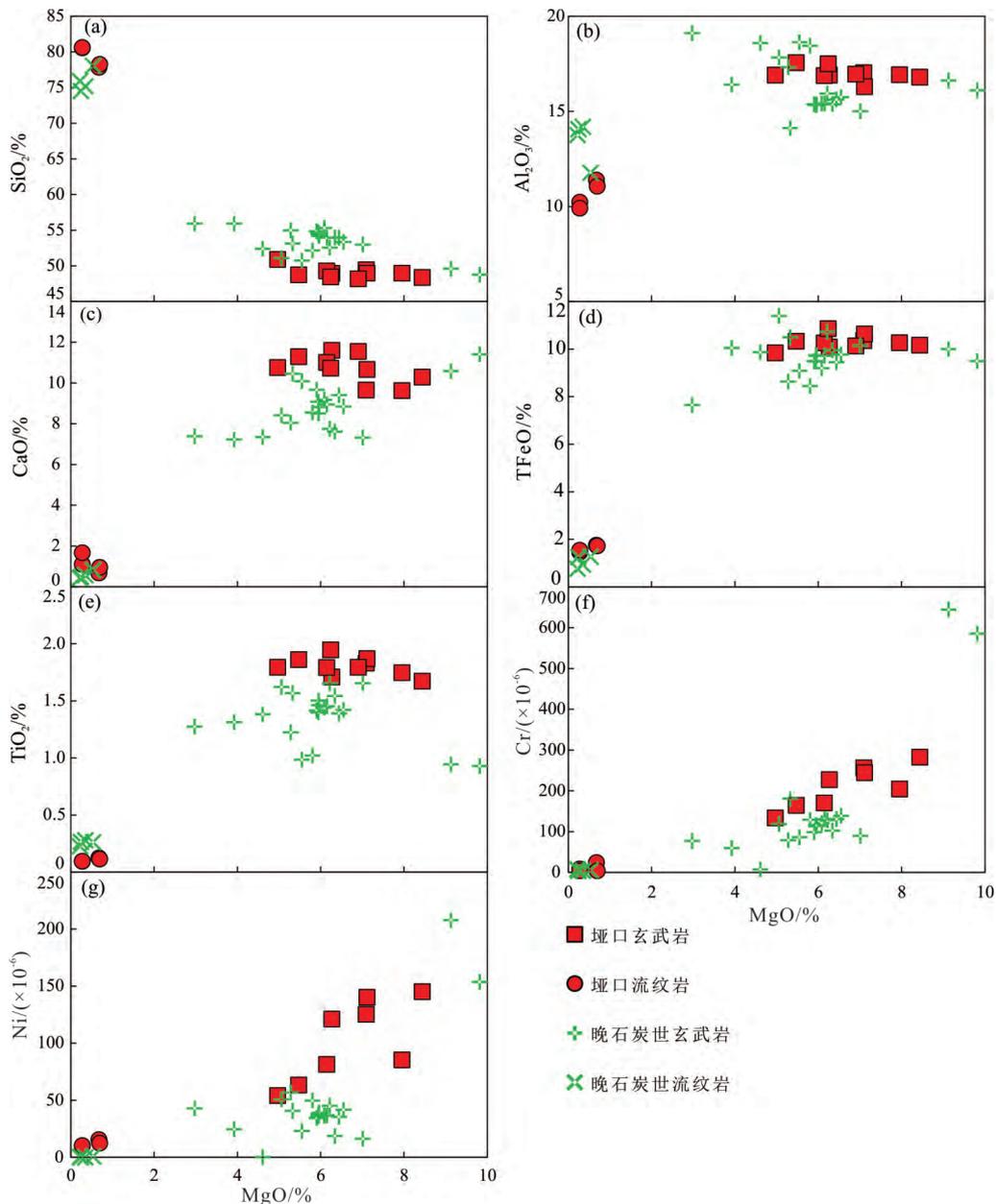
4.1 垭口玄武岩的成因

垭口玄武岩中的斜长石斑晶含量高达 50% ~ 60% ,但全岩却没有明显的 Eu 正异常, 暗示其母岩浆没有发生明显的斜长石结晶分异作用。当 MgO 含量大于 6% 时, Al_2O_3 、CaO、TFeO、 TiO_2 均与 MgO 呈负相关, 也指示单斜辉石、斜方辉石、斜长石和(钛) 磁铁矿等矿物的结晶分异不起主导作用。反之, 当 MgO 含量低于 6% 时, TFeO、CaO、 TiO_2 均与 MgO 呈正相关, 说明此时(钛) 磁铁矿、单斜辉石结晶分异起主导作用, 斜长石的结晶分异并不明显(图 7) 。Cr、Ni 含量与 MgO 呈正相关说明其早期经历了铬尖晶石和橄榄石的结晶分异。垭口玄武岩虽然和博格达晚石炭世玄武岩均为拉斑质岩浆, 也均显示明显的 Nb、Ta 负异常, 轻微的 Ti 负异常及 Pb 正异常, 具有不同于洋岛玄武岩却非常类似于岛弧玄武岩的特征。但垭口玄武岩的 Nb-Ta 亏损程度较博格达晚石炭世玄武岩弱, $Zr-Hf$ 含量也较之富集, 但其他微量元素特征非常相似。此外, 垭口玄武岩还具有亏损的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ (5.3 ~ 6.0) 和 $\varepsilon_{Hf}(t)$ (11.4 ~ 11.7) ,这与博格达晚石炭世玄武岩的同位素相比相对富集, 但总体依然显示亏损地幔源区的特征(图 8b) 。再有, 垭口玄武岩落入 MORB+OIB [$\varepsilon_{Hf}(t) = 1.59\varepsilon_{Nd}(t) + 1.28$] 和岛弧岩浆 [$\varepsilon_{Hf}(t) = 1.23\varepsilon_{Nd}(t) + 6.36$] 的趋势线之间(Chauvel et al. , 2008 , 2009) (图 7) 。本文所获得的两个玄武岩样品的 Nd-Hf 同位素显示其为 $Mg^\#$ 值较高(55) 的样品, 具有最为亏损的 Nd-Hf 同位素特征, 暗示如果没有地壳混染的影响, 垭口玄武岩的原始岩浆可能与博格达晚石炭世玄武岩具有相似的非常亏损的同位素特征。垭口玄武岩的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 随着 Sm/Nd 值的降低而降低, 表明地壳混染作用不可忽视(图 8a) 。

Xie 等(2016a , 2016b) 根据极为亏损的 Nd-Hf 同位素特征和类似于岛弧玄武岩特征, 论证了博格达晚石炭世玄武岩很可能来自于受俯冲沉积物交代的亏损地幔源区。故我们大胆推测垭口玄武岩的岩浆源区也来自于此, 玄武岩较为富集的 Nb-Ta 和 Zr-Hf 微量元素及 Nd-Hf 同位素特征, 很可能是地壳物质混染所致。与传统的 AFC 过程相比, EC-AFC(Energy-Constrained AFC model) 考虑了能量守恒和围岩部分熔融的影响并且认为不论是否有补给岩浆, 岩浆都同时进行同化混染-分离结晶(Bohron and Spera , 2001; Spera and Bohron , 2001 , 2002) 。故在此我们用 EC-AFC 模式以及以下三个端元来进行模拟计算: 亏损地幔 DMM(Stracke et al. , 2003 , 2012) 、全球俯冲沉积物(GLOSS) (Chauvel et al. , 2008 , 2009) 和该区二叠纪时期的深部地壳(crust) 端元。亏损地幔和 GLOSS 端元数据来自国际上最新发表的数据。由于至今仍未见能代表天山造山带整体上地壳或者下地壳的地球化学数据发布, 故我们间接采用该区域具有最富集的 Nd-Hf 同位素、并且为同时代发育的花岗岩来代表博格达二叠纪时期的深部地壳, 因为这些花岗岩往往是当时的地壳通过深熔作用而形成(Zhang et al. , 2014; Cao et al. , 2017) 。垭口玄武岩的 EC-AFC 模拟参数见表 4。Nd-Hf 同位素模拟结果表明, 垭口玄武岩母岩浆首先在源区受到了 1.5% ~ 2.3% GLOSS 的交代, 然后在其上升过程中受到了 1.5% ~ 3.7% 深部地壳的混染。

4.2 垭口流纹岩的成因

垭口流纹岩显示准铝质-轻微过铝质特征(图 5d) ,暗示其属于 I 型或 A 型而非 S 型酸性岩(因为 S 型酸性岩往往富含铝, 从而表现为过铝质的特征) (Barbarin , 1999; Chappell and White , 1992) 。与博格达晚石炭世流纹岩不同, 垭口流纹岩富含 Zr 和 Ga, 落在 A 型酸性岩区域, 但非常靠近高分异的 I&S 型酸性岩(图 5e) 。垭口流纹岩的 Lu/Hf 值为 0.045 ~ 0.051, 明显低于平均地壳的 Lu/Hf 值(0.06 ~ 0.13; Rudnick and Fountain , 1995) 。在 Nd-Hf 同位素图解中, 位于 MORB+OIB [$\varepsilon_{Hf}(t) = 1.59\varepsilon_{Nd}(t) + 1.28$] 和岛弧岩浆 [$\varepsilon_{Hf}(t) = 1.23\varepsilon_{Nd}(t) + 6.36$] 的趋势线之间(图 8b) ,表明其 Nd-Hf 同位素也发生了解耦。酸性岩的 Nd-Hf 同位素解耦往往与岩石的 Lu/Hf 值降低有关, 或者是地壳重熔过程中有低 Lu/Hf 锆石的加入, 或者是高 Lu/Hf 石榴子石的结晶分异作用(Schmitz et al. , 2004; 吴福元等, 2007; Carpentier et al. , 2009; Vervoort et al. , 2011) 。在地



博格达晚石炭世玄武岩和流纹岩数据引自 Xie 等(2016a, 2016b, 2016c)

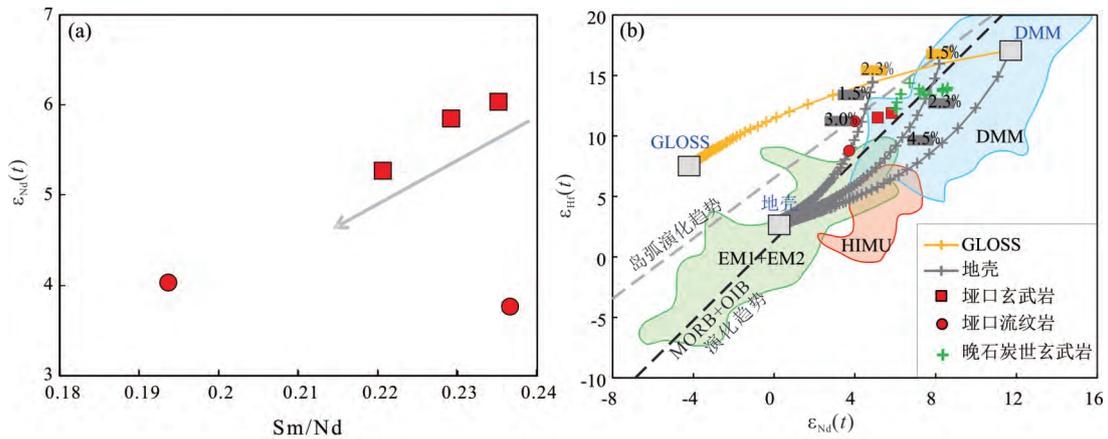
图7 垭口双峰式火山岩哈克图解及 Cr、Ni 与 MgO 二元相关图解

Fig.7 Harker diagrams of the Yakou bimodal volcanic rocks and binary diagrams of Cr, Ni contents vs. MgO contents

壳重熔过程中石榴子石的结晶分异会导致母岩浆的 HREE 明显降低,但垭口流纹岩的 HREE 远高于大陆上地壳(UC)和大陆下地壳(LC)(图6d),因此垭口流纹岩不应是石榴子石的结晶分异作用。较博格达晚石炭世中酸性岩比较单一的锆石结构特征(Xie et al., 2016a, 2016b),流纹岩定年样品(XN16-A1)的锆石 CL 图像显示这些锆石除了来自典型酸性岩浆外,还至少有5种其他成因的锆石,且这些成因的锆石所占比例不低,暗示岩浆捕获或继承了丰富的外来锆石。Wali 等(2018)发现博格达早二叠世岩浆岩中(<300 Ma)富含古老至元古代的

捕获或继承锆石,并且这些外来锆石多具有富集的 Hf 同位素特征 [$e_{\text{Hf}}(t) < 0$]。因此,我们推测丰富的外来锆石的加入可能是垭口流纹岩普遍具有高 Zr、Hf 含量,从而显示 A 型酸性岩假象以及发生 Nd-Hf 同位素解耦的原因,垭口流纹岩应属于高分异的 I 型流纹岩。

I 型流纹岩往往是玄武质岩浆经高程度的结晶分异形成,或者是由玄武质地壳(岩石)部分熔融形成。玄武质岩浆的结晶分异通常会产生少量的硅质岩浆,一般 10 km^3 玄武质母岩浆会生成 1 km^3 的流纹岩(Peccerillo, 2003)。垭口玄武岩和流纹岩的



岛弧及 MORB+OIB 演化趋势线和 GLOSS 引自 Chauvel 等(2008, 2009); 晚石炭世玄武岩数据引自 Xie 等(2016a, 2016b); DMM、HIMU、EM1、EM2 引自 Stracke 等(2003, 2012); 代表博格达深部地壳的二叠纪区域花岗岩数据引自 Zhang 等(2014) 和 Cao 等(2017)。DMM-亏损地幔; HIMU-高²³⁸U/²⁰⁴Pb 值地幔; EM1-I 型富集地幔; EM2-II 型富集地幔; GLOSS-全球俯冲沉积物; MORB-洋中脊玄武岩; OIB-洋岛玄武岩

图 8 垭口双峰火山岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ -Sm/Nd(a) 和 $\epsilon_{Hf}(t)$ - $\epsilon_{Nd}(t)$ 图解

Fig.8 Diagrams of $\epsilon_{Nd}(t)$ vs. Sm/Nd(a) and $\epsilon_{Hf}(t)$ vs. $\epsilon_{Nd}(t)$ of the Yakou bimodal volcanic rocks

表 4 垭口玄武岩的 EC-AFC 模拟参数

Table 4 EC-AFC parameters for basalts from the Yakou area

热力学参数		同位素参数						
		亏损地幔		全球俯冲沉积物		地壳		
岩浆流相线温度/℃	1 300	元素	Nd	Hf	Nd	Hf	Nd	Hf
岩浆初始温度/℃	1 300	元素含量/($\times 10^{-6}$)	0.581	0.157	27.6	4.06	6.7	5.04
围岩混染液相线温度/℃	1 000	同位素	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf
围岩初始温度/℃	300	同位素比值	0.512 892	0.282 98	0.512	0.282 8	0.512 203	0.282 658
固相线温度/℃	900							
平衡温度/℃	980							
岩浆比热/[J/(kg·K)]	1 484							
围岩混染比热/[J/(kg·K)]	1 370							
岩浆结晶焓/(J/kg)	396 000							
围岩混染熔化焓/(J/kg)	270 000							

厚度比约为 1 根据质量守恒定律,其很难形成如此多的流纹岩,因此垭口流纹岩不太可能是由与其共生的玄武岩分离结晶形成;另外,垭口玄武岩和流纹岩的 Nd-Hf 同位素组成不同,也说明两者并非同源。根据这两点推断垭口流纹岩很可能是地壳部分熔融的产物。

前人研究结果(Pin and Paquette, 1997)表明,玄武质地壳需要含水或有额外的热源才能发生部分熔融,我们推断与垭口流纹岩同时喷发的玄武岩很可能是这一额外的热源。另外,玄武质岩石发生部分熔融,可以导致斜长石、磁(钛)铁矿和磷灰石的残留(Thy et al., 1990; Beard and Lofgren, 1991),这与垭口流纹岩具有明显的 Eu、Ti、Sr 负异常以及低的 P 含量的特征相一致(图 6c,表 2)。再有,垭口流纹岩的 SiO₂ 含量较晚石炭世流纹岩高,均大于 77.5%,是高硅流纹岩。而高硅流纹岩一般

来源于低压(<300 MPa)源区,且 SiO₂ 含量与压力呈反比。低压有利于单一酸性岩浆在石英-钠长石-钾长石(Qz-Ab-Or)三相体系中朝石英相演化(Gualda et al., 2013)。而这正好与垭口流纹岩中发育较多石英斑晶相匹配。因此,我们推断流纹岩的源岩很可能来自上地壳。

4.3 构造指示意义

博格达隆起带位于中国北天山北缘,是中亚造山带重要的构造单元,是中亚造山带西段石炭-二叠纪的构造演化和地壳增生的记录(Sengör et al., 1993; Wilhem et al., 2012)。关于石炭纪-二叠纪博格达带乃至整个天山造山带的构造演化至今仍然存在争议。有学者研究发现北天山博格达地区发育石炭纪双峰式火山岩,认为具有“岛弧”特征的微量元素性质是受到了强烈的地壳混染(顾连兴等, 2001; 夏林圻等, 2004; 高景刚等, 2014; 王晓伟

等, 2015) 并据此提出: 博格达地区在石炭纪-二叠纪时期应该为大陆裂谷环境, 和新疆其他地区的石炭-二叠纪火成岩共同构成一个超大的石炭纪-二叠纪大火成岩省, 并与塔里木地幔柱有关(290~280 Ma; 顾连兴等, 2001; 夏林圻等, 2004; Xia et al., 2012)。然而双峰式火山岩的发育只能指示伸展环境而非大陆裂谷环境, 高度亏损的 Sr-Nd-Hf-(Pb) 同位素也并不支持地壳混染的观点。博格达隆起带在石炭纪时期很可能为弧后伸展环境, 这与塔里木地幔柱无直接关系, 而是与古天山洋向南俯冲有关(马瑞士等, 1997; Laurent-Charvet et al., 2003; Xie et al., 2016a, 2016b)。

关于大陆之间洋壳的消亡时间, 一般可用造山带中最年轻的蛇绿岩、岛弧火山岩和高压变质岩的年龄来综合推断(宋述光等, 2015)。在准噶尔盆地周缘, 东、西准噶尔地块、东哈萨克斯坦和北天山出露大量蛇绿岩(Tang et al., 2012; Kurganskaya et al., 2014; Li et al., 2015; 攀海龙等, 2019), 锆石 U-Pb 年龄显示这些蛇绿岩的形成于 325~531 Ma, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为正(5~9)(Xu et al., 2013)。其中, 博格达北边发育的卡拉麦里蛇绿岩和巴音沟蛇绿岩是目前报道的天山造山带中最年轻的蛇绿岩套, 形成年龄为别 325 Ma 和 347 Ma(Jian et al., 2005; 徐学义等, 2006a, 2006b; 汪邦耀等, 2009)。蛇绿岩套的形成年龄并不能代表大洋消失或闭合的最后时限。一般情况下, 大洋的闭合时限往往晚于蛇绿岩套的形成时代(Dilek and Furnes, 2011)。博格达地区石炭纪地层以浅海-滨海-扇三角洲相火山岩-沉积岩建造为特征, 且发育枕状熔岩和海洋棘皮动物化石(Xie et al., 2016a; 刘松柏等, 2017; 颀炜等, 2018)。而二叠纪地层主要由含火山熔岩的陆相沉积岩系组成, 发育鱼化石、碳化木等陆相化石(Carroll et al., 1990; 新疆维吾尔自治区地质矿产局, 1993; Wartes et al., 2002; Obrist-Farner et al., 2015)。同时博格达带南缘还发育早二叠世红色磨拉石建造和大型走滑剪切断裂(舒良树等, 2005)。故我们推测博格达带石炭纪和二叠纪之间发生了重要的构造转换, 其古地理环境从石炭纪的海洋环境转变为二叠纪大陆环境, 但构造转换的具体时间节点不明确。

与博格达石炭纪弧后拉张相关岩浆作用(Chen et al., 2013; Xie et al., 2016c; Zhang et al., 2017) 相比, 早二叠世岩浆作用主要为双峰式火山作用(293~297 Ma, 如垭口火山岩) 以及 A_2 型花岗岩(284~288 Ma) 和同时期镁铁质岩墙/侵入体(Tang

et al., 2010; Yuan et al., 2010; Li et al., 2015) 缺少中酸性的岩浆岩(如安山-英安质熔结凝灰岩)。同时, 如上所述, 博格达早二叠世玄武岩虽然可能与晚石炭世玄武岩具有相似的地幔源区, 但却经历了明显的地壳混染作用。早二叠世流纹岩与晚石炭世长英质岩石相比, 虽然均为 I 型流纹岩, 但前者属于高硅流纹岩, 具有更高的稀土元素和不相容元素(图 6c-d), 是上地壳部分熔融的产物, 且很可能为板内酸性岩(图 5f)。早二叠世流纹岩的源岩发生部分熔融的深度可能比晚石炭世流纹岩浅, 但其 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值反而较晚石炭世流纹岩 [$\epsilon_{\text{Nd}}(t) > 6$](Xie et al., 2016c) 低。另外, 如前所述早二叠世岩浆岩较晚石炭世岩浆岩捕获或者继承了丰富的外来锆石, 且这些锆石古老至元古代, 富集 Hf 同位素(Wali et al., 2018)。这些证据共同表明博格达隆起带的地壳中从晚石炭世到早二叠世突然有古老地壳物质的加入, 暗示 296 Ma 之前, 古天山洋在中国北天山北部就已经闭合, 洋壳俯冲已经停止, 博格达地区开始接受周边地体古老外来地壳物质的加入。具体来自哪个古老地块的物质加入, 因博格达地区的研究程度还相对薄弱, 特别是构造和沉积岩的研究, 故需要后续研究进一步去详实论证。

5 结论

(1) 垭口双峰式火山岩主要由斜斑玄武岩和高硅流纹岩组成, 厚约 200 m, 两者之间无沉积夹层。流纹岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为(295.6±2.3) Ma, 指示该双峰式火山岩喷发于早二叠世。

(2) 垭口流纹岩虽与博格达晚石炭世流纹岩均为 I 型流纹岩, 但具有更高的 SiO_2 , 属于高硅 I 型流纹岩, 为上地壳低压熔融的产物。丰富的外来锆石的加入可能是垭口流纹岩普遍高 Zr-Hf 含量, 从而显示 A 型流纹岩的假象以及发生 Nd-Hf 同位素解耦的现象。

(3) 垭口拉斑玄武岩虽与博格达晚石炭世玄武岩具有相似的地幔源区, 但明显受到了地壳物质的混染。通过 EC-AFC 模式模拟计算认为垭口玄武岩来自于受 1.5%~2.3% 俯冲沉积物交代的亏损地幔源区, 并在岩浆上升喷发过程中受到了 1.5%~3.7% 的深部地壳的混染。

(4) 与博格达晚石炭世火山岩相比, 垭口玄武岩和流纹岩均显示不同的岩石地球化学特征, 表明该地区从晚石炭世到早二叠世突然有古老地壳物质的加入, 暗示 296 Ma 之前, 古天山洋在中国北天山北部就已经闭合, 博格达地区开始接受周边古老

地体物质的加入。

致谢: 野外工作得到了邓宇峰副教授、易俊年、梁庆林等的帮助, 实验分析和数据处理过程中得到了陈列锰、胡君豪、王开元以及北京离子探针中心颜炳强等老师的帮助以及匿名审稿专家给予了宝贵的修改意见和建议, 在此一并致以衷心的感谢!

参考文献 (References):

- Bao Z A, Zong C L, Fang L R, Yuan H L, Chen K Y, Dai M N. 2018. Determination of Hf-Sr-Nd isotopic ratios by MC-ICP-MS using rapid acid digestion after flux-free fusion in geological materials. *Acta Geochimica*, 37(2): 244-256
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3): 605-626
- Beard J S, Lofgren G E. 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6.9 kb. *Journal of Petrology*, 32(2): 365-401
- Bohrson W A, Spera F J. 2001. Energy-constrained open-system magmatic processes II: application of energy-constrained assimilation-fractional crystallization (EC-AFC) model to magmatic systems. *Journal of Petrology*, 42(5): 1019-1041
- Cao M J, Qin K Z, Li G M, Evans N J, McInnes B I A, Lu W W, Deng G. 2017. Petrogenesis of the Baishan granite stock, Eastern Tianshan, NW China: Geodynamic setting and implications for potential mineralization. *Lithos*, 292-293: 278-293
- Carpentier M, Chauvel C, Maury R C, Mattielli N. 2009. The "zircon effect" as recorded by the chemical and Hf isotopic compositions of Lesser Antilles forearc sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 287(1-2): 86-99
- Carroll A R, Liang Y H, Graham S A, Xiao X C, Hendrix M S, Chu J C, McKnight C L. 1990. Junggar basin, northwest China: Trapped-late Paleozoic ocean. *Tectonophysics*, 181(1-4): 1-14
- Chappell B W, White A J R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83(1-2): 1-26
- Chauvel C, Lewin E, Carpentier M, Arndt N T, Marini J C. 2008. Role of recycled oceanic basalt and sediment in generating the Hf-Nd mantle array. *Nature Geoscience*, 1(1): 64-67
- Chauvel C, Marini J C, Plank T, Ludden J N. 2009. Hf-Nd input flux in the Izu-Mariana subduction zone and recycling of subducted material in the mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(1): 1-23
- Chen X J, Shu L S, Santosh M, Zhao X X. 2013. Island arc-type bimodal magmatism in the eastern Tianshan Belt, Northwest China: Geochemistry, zircon U-Pb geochronology and implications for the Paleozoic crustal evolution in Central Asia. *Lithos*, 168-169: 48-66
- Chen X J, Shu L S, Santosh M. 2011. Late Paleozoic post-collisional magmatism in the Eastern Tianshan Belt, Northwest China: New insights from geochemistry, geochronology and petrology of bimodal volcanic rocks. *Lithos*, 127(3-4): 581-598
- Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, Zhang Z C, Guogan M A. 1992. Zircon U-Pb ages for the early Cambrian time-scale. *Journal of the Geological Society*, 149(2): 171-184
- Dilek Y, Furnes H. 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *GSA Bulletin*, 123(3-4): 387-411
- Gualda G A R, Ghiorso M S. 2013. Low-pressure origin of high-silica rhyolites and granites. *The Journal of Geology*, 121(5): 537-545
- Jian P, Liu D Y, Shi Y R, Zhang F Q. 2005. SHRIMP dating of SSZ ophiolites from northern Xinjiang Province, China: Implications for generation of oceanic crust. In: Sklyarov E V, ed. *Structural and Tectonic Correlation Across the Central Asia Orogenic Collage: North-Eastern Segment. Guidebook and Abstract Volume of the Siberian Workshop IGCP-480. Irkutsk: IEC SB RAS, Irkutsk*, 246
- Kurganskaya E V, Safonova I Y, Simonov V A. 2014. Geochemistry and petrogenesis of suprasubduction volcanic complexes of the Char shear zone, eastern Kazakhstan. *Russian Geology and Geophysics*, 55(1): 62-77
- Laurent-Charvet S, Charvet J, Monié P, Shu L S. 2003. Late Paleozoic strike-slip shear zones in eastern Central Asia (NW China): New structural and geochronological data. *Tectonics*, 22(2): 1009
- Le Maitre R W. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary Terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Blackwell Scientific Publications, Trowbridge, Wilts, UK, 1-193.
- Li D, He D F, Ma D L, Tang Y, Kong Y H, Tang J Y. 2015. Carboniferous-Permian tectonic framework and its later modifications to the area from eastern Kazakhstan to southern Altai: Insights from the Zaysan-Jimunai Basin evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 113: 16-35
- Ludwig K R. 2001a. *Squid 1.02: A user manual*. Berkeley Geochronological Center Special Publication No. 1a. Berkeley: Berkeley Geochronological Center Soecial Publication
- Ludwig K R. 2001b. *Users manual for Isoplot/Ex (rev.2.49): A geochronology toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 55
- Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101(5): 635-643.
- Miyashiro A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274(4): 321-355.
- Mtoro M, Maboko M A H, Manyi S. 2009. Geochemistry and geochronology of the bimodal volcanic rocks of the Suguti area in the southern part of the Musoma-Mara Greenstone Belt, Northern Tanzania. *Pre-cambrian Research*, 174(3-4): 241-257
- Obrist-Farmer J, Yang W, Hu X F. 2015. Nonmarine time-stratigraphy in a rift setting: An example from the Mid-Permian lower Quanzijie low-order cycle Bogda Mountains, NW China. *Journal of Palaeogeography*, 4(1): 27-51
- Pearce J A, Harris N B, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- Peccerillo A, Barberio M R, Yirgu G, Ayalew D, Barbieri M, Wu T W.

2003. Relationships between mafic and peralkaline silicic magmatism in continental rift settings: A petrological, geochemical and isotopic study of the Gedemsa volcano, central Ethiopian rift. *Journal of Petrology*, 44(11): 2003–2032
- Pin C, Paquette J L. 1997. A mantle-derived bimodal suite in the Hercynian Belt: Nd isotope and trace element evidence for a subduction-related rift origin of the Late Devonian Brévenne metovolcanics, Massif Central (France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 129(2–3): 222–238
- Pirajno F, Mao J W, Zhang Z C, Zhang Z H, Chai F M. 2008. The association of mafic-ultramafic intrusions and A-type magmatism in the Tian Shan and Altay orogens, NW China: Implications for geodynamic evolution and potential for the discovery of new ore deposits. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(2–4): 165–183
- Qi L, Jing H, Gregoire D C. 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Talanta*, 51(3): 507–513
- Rudnick R L, Fountain D M. 1995. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33(3): 267–309
- Rudnick R L, Gao S. 2003. Composition of the continental crust. In: Holland H D, Turekian K K, eds. *Treatise on Geochemistry*. Oxford: Elsevier-Pergamon, 1–64
- Schmitz M D, Vervoort J D, Bowring S A, Patchett P J. 2004. Decoupling of the Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems during the evolution of granulitic lower crust beneath southern Africa. *Geology*, 32(5): 405–408
- Şengör A M C, Natal'in B A, Burtman V S. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 364(6435): 299–307
- Spera F J, Bohron W A. 2001. Energy-constrained open-system magmatic processes I: General model and energy-constrained assimilation and fractional crystallization (EC-AFC) formulation. *Journal of Petrology*, 42(5): 999–1018
- Spera F J, Bohron W A. 2002. Energy-constrained open-system magmatic processes 3. Energy-constrained recharge, assimilation, and fractional crystallization (EC-RAFC). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(12): 1–20
- Stracke A, Bizimis M, Salters V J M. 2003. Recycling oceanic crust: Quantitative constraints. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3): 8003
- Stracke A. 2012. Earth's heterogeneous mantle: A product of convection-driven interaction between crust and mantle. *Chemical Geology*, 330–331: 274–299
- 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
- Tang G J, Wang Q, Wyman D A, Li Z X, Zhao Z H, Yang Y H. 2012. Late Carboniferous high $\epsilon_{Nd}(t) \sim \epsilon_{Hf}(t)$ granitoids, enclaves and dikes in western Junggar, NW China: Ridge-subduction-related magmatism and crustal growth. *Lithos*, 140–141: 86–102
- Tang G J, Wang Q, Wyman D A, Sun M, Li Z X, Zhao Z H, Sun W D, Jia X H, Jiang Z Q. 2010. Geochronology and geochemistry of Late Paleozoic magmatic rocks in the Lamasu-Dabate area, northwestern Tianshan (west China): Evidence for a tectonic transition from arc to post-collisional setting. *Lithos*, 119(3–4): 393–411
- Thy P, Beard J S, Lofgren G E. 1990. Experimental constraints on the origin of Icelandic rhyolites. *The Journal of Geology*, 98(3): 417–421
- Van Wagoner N A, Leybourne M I, Dadd K A, Baldwin D K, McNeil W. 2002. Late Silurian bimodal volcanism of southwestern New Brunswick, Canada: Products of continental extension. *GSA Bulletin*, 114(4): 400–418
- Vervoort J D, Plank T, Prytulak J. 2011. The Hf-Nd isotopic composition of marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(20): 5903–5926
- Wali G, Wang B, Cluzel D, Zhong L L. 2018. Carboniferous-early Permian magmatic evolution of the Bogda range (Xinjiang, NW China): Implications for the late Paleozoic accretionary tectonics of the SW central Asian orogenic belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 153: 238–251
- Wartes M A, Carroll A R, Greene T J. 2002. Permian sedimentary record of the Turpan-Hami basin and adjacent regions, northwest China: Constraints on postamalgamation tectonic evolution. *GSA Bulletin*, 114(2): 131–152
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407–419
- Wilhem C, Windley B F, Stampfli G M. 2012. The altoids of central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review. *Earth-Science Reviews*, 113(3–4): 303–341
- Williams I S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben M A, Shanks III W C, Ridley W I, eds. *Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. *Reviews in Economic Geology*. Colorado: Society of Economic Geologists, 1–35
- 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
- Xia L Q, Xu X Y, Li X M, Ma Z P, Xia Z C. 2012. Reassessment of petrogenesis of Carboniferous–Early Permian rift-related volcanic rocks in the Chinese Tianshan and its neighboring areas. *Geoscience Frontiers*, 3(4): 445–471
- Xie W, Luo Z Y, Xu Y G, Chen Y B, Hong L B, Ma L, Ma Q. 2016a. Petrogenesis and geochemistry of the Late Carboniferous rear-arc (or back-arc) pillow basaltic lava in the Bogda Mountains, Chinese North Tianshan. *Lithos*, 244: 30–42
- Xie W, Xu Y G, Chen Y B, Luo Z Y, Hong L B, Ma L, Liu H Q. 2016b. High-alumina basalts from the Bogda Mountains suggest an arc setting for Chinese Northern Tianshan during the Late Carboniferous. *Lithos*, 256–257: 165–181
- Xie W, Xu Y G, Luo Z Y, Liu H Q, Hong L B, Ma L. 2016c. Petrogenesis and geodynamic implications of the Late Carboniferous felsic volcanics in the Bogda belt, Chinese Northern Tianshan. *Gondwana Research*, 39: 165–179

- Xu X Y, Wang H L, Li P, Chen J L, Ma Z P, Zhu T, Wang N, Dong Y P. 2013. Geochemistry and geochronology of Paleozoic intrusions in the Nalati (Narati) area in western Tianshan, Xinjiang, China: Implications for Paleozoic tectonic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 72: 33-62
- Yuan C, Sun M, Wilde S, Xiao W J, Xu Y G, Long X P, Zhao G C. 2010. Post-collisional plutons in the Balikun area, East Chinese Tianshan: Evolving magmatism in response to extension and slab break-off. *Lithos*, 119(3-4): 269-288
- Zhang D Y, Zhou T F, Yuan F, Fan Y, Deng Y F, Xu C, Zhang R F. 2014. Genesis of Permian granites along the Kangguer Shear Zone, Jueluotage area, Northwest China: Geological and geochemical evidence. *Lithos*, 198-199: 141-152
- Zhang Y Y, Yuan C, Long X P, Sun M, Huang Z Y, Du L, Wang X Y. 2017. Carboniferous bimodal volcanic rocks in the Eastern Tianshan, NW China: Evidence for arc rifting. *Gondwana Research*, 43: 92-106
- 樊海龙, 郭建明, 张生银, 张顺存, 郭晖, 刘翔. 2019. 东准噶尔卡拉麦里石炭系火山岩地球化学特征及构造意义. *矿物岩石地球化学通报*, 38(5): 998-1008
- 高景刚, 李文渊, 刘建朝, 高云霞, 郭新成, 周义, 范庭宾. 2014. 新疆博格达东缘色皮口地区晚石炭世裂谷火山岩地球化学、锆石 U-Pb 年代学及 Hf 同位素研究. *岩石学报*, 30(12): 3539-3552
- 顾连兴, 胡受奚, 于春水, 赵明, 吴昌志, 李宏宇. 2001. 博格达陆内碰撞造山带挤压-拉张构造转折期的侵入活动. *岩石学报*, 17(2): 187-198
- 颀伟, 祝近近, 罗震宇, 徐义刚. 2018. 中国北天山晚石炭世白杨沟火山岩的成因及地质意义. *岩石学报*, 34(1): 126-142
- 刘松柏, 李长寿, 龚虎, 吴攀登, 彭志军, 崔玉宝. 2017. 新疆博格达麻沟梁地区晚石炭世祁家沟组地质特征及沉积相分析. *新疆地质*, 35(2): 139-144
- 龙晓平, 黄宗莹. 2017. 中亚造山带内微陆块的起源——以中国天山造山带研究为例. *矿物岩石地球化学通报*, 36(5): 771-785
- 马瑞士, 舒良树, 孙家齐. 1997. 东天山构造演化与成矿. 北京: 地质出版社, 1-202
- 舒良树, 朱文斌, 王博, Faure M, Charvet J, Cluzel D. 2005. 新疆博格达南缘后碰撞期陆内裂谷和下水下塌构造. *岩石学报*, 21(1): 25-36
- 宋述光, 王梦珏, 王潮, 牛耀龄. 2015. 大陆造山带碰撞-俯冲-折返-垮塌过程的岩浆作用及大陆地壳净生长. *中国科学: 地球科学*, 45(7): 916-940
- 唐冬梅, 秦克章, 薛胜超, 毛亚晶, 田野, 刘勇胜, 毛骞. 2017. 吐哈盆地早二叠世玄武岩原始岩浆性质: 来自熔融包裹体成分的制约. *岩石学报*, 33(2): 339-353
- 汪帮耀, 姜常义, 李永军, 吴宏恩, 夏昭德, 卢荣辉. 2009. 新疆东准噶尔卡拉麦里蛇绿岩的地球化学特征及大地构造意义. *矿物岩石*, 29(3): 74-82
- 汪晓伟, 徐学义, 马中平, 陈隽璐, 朱小辉, 孙吉明, 崔方磊. 2015. 博格达造山带东段芨芨台子地区晚石炭世双峰式火山岩地球化学特征及其地质意义. *中国地质*, 42(3): 553-569
- 王焰, 钱青, 刘良, 张旗. 2000. 不同构造环境中双峰式火山岩的主要特征. *岩石学报*, 16(2): 169-173
- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 高山. 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用. *岩石学报*, 23(2): 185-220
- 夏林圻, 夏祖春, 徐学义, 李向民, 马中平, 王立社. 2004. 天山石炭纪大火成岩省与地幔柱. *地质通报*, 23(9): 903-910
- 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, 1-841
- 徐学义, 李向民, 马中平, 夏林圻, 夏祖春, 彭素霞. 2006b. 北天山巴音沟蛇绿岩形成于早石炭世: 来自辉长岩 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 年龄的证据. *地质学报*, 80(8): 1168-1176
- 徐学义, 夏林圻, 马中平, 王彦斌, 夏祖春, 李向民, 王立社. 2006a. 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. *岩石学报*, 22(1): 83-94
- 赵同阳, 徐仕琪, 朱志新, 刘鑫, 陈川. 2014. 新疆博格达-哈尔里克山地区石炭纪火山岩地质地球化学特征及其构造意义. *地质论评*, 60(1): 115-124

(本文责任编辑: 刘莹; 英文审校: 张兴春)