

准噶尔盆地南缘晚古生代双峰式火山岩成因 机制及其地球动力学背景

赵乐强, 秦 峰, 贾凡建, 马 骥, 边雪梅, 刘 慧, 高剑雄

(中国石化胜利油田分公司勘探开发研究院 西部分院, 山东 东营 257000)

摘 要: 准噶尔盆地南缘晚古生代双峰式火山岩组合以玄武岩和英安斑岩的伴生出现为特征。锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果显示, 英安斑岩和玄武岩的结晶年龄分别为 298 ± 2 Ma 和 $297 \sim 304$ Ma。在地球化学组成上, 英安斑岩样品富 SiO_2 、 Al_2O_3 和 Na_2O , 相对于原始地幔富集 Th 和 LREE, 明显亏损 Nb、Ta 和 Ti 等高场强元素; 而玄武岩样品相对于原始地幔明显富集 Th、LREE、Zr 和 Hf 等, 明显亏损 Nb、Ta 和 Ti。全岩 Sr-Nd 同位素研究结果显示, 英安斑岩样品 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 值为 0.705, $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值分布在 $+6.5 \sim +11$ 之间, 而玄武岩样品的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 值为 0.704, $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值分布在 $+7.5 \sim +8.4$ 之间。这些特征指示玄武岩和英安斑岩应分别起源于相对亏损的地幔源区和新生地壳组分的部分熔融。综合野外地质、岩石学、地球化学和同位素地质学等多方面的资料, 可以确定准南地区玄武岩和英安斑岩并非同源岩浆作用的产物。其中, 玄武岩应起源于亏损地幔的部分熔融, 并且岩浆在上升侵位过程中经历了一定程度的陆壳混染。英安斑岩的形成与玄武质岩浆的底侵导致新生地壳组分的部分熔融有关。结合区域上已有的研究成果, 认为至少从早二叠世(~ 298 Ma)开始, 天山地区已经进入后碰撞阶段, 区域构造体制开始由挤压转向伸展。

关键词: 双峰式; 火山岩; 岩石成因; 晚古生代; 准噶尔盆地南缘

中图分类号: P588.14

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2017)02-0148-15

Petrogenesis of Late Paleozoic bimodal volcanic rocks on the southern margin of the Junggar Basin and its geodynamic significance

ZHAO Le-qiang, QIN Feng, JIA Fan-jian, MA Ji, BIAN Xue-mei, LIU Hui and GAO Jian-xiong

(West Branch of Exploration and Development Research Institute, Shengli Oilfield Company, SINOPEC, Dongying 257000, China)

Abstract: The Late Paleozoic bimodal volcanic rocks located on the southern margin of the Junggar Basin are mainly composed of basalts and dacite porphyries. Zircon LA-ICP-MS U-Pb ages of 298 ± 2 Ma and $297 \sim 304$ Ma could be interpreted as the formation epochs of the basalts and dacite porphyries, respectively. Most of dacite-porphyries are characterized by high SiO_2 , Al_2O_3 and Na_2O , obvious enrichment of large ion lithophile elements (e.g., Th) and LREE, and strong depletion of high field strength elements (e.g., Nb, Ta and Ti) relative to the primitive mantle. The basalts are characterized by obvious enrichment of Th, LREE, Zr and Hf and depletion of Nb, Ta and Ti relative to the primitive mantle. All the two types of rocks exhibit high $\epsilon\text{Nd}(t)$ ($+6.5 \sim +11$ and $+7.5 \sim +8.4$, respectively) and low $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ (0.705 and 0.704, respectively), suggesting that they probably originated from a more depleted mantle. With a comprehensive consideration of field geology, petrology, geochemistry and whole rock Sr-Nd isotopes, it is concluded that basalts and dacite-porphyries

收稿日期: 2016-10-13; 接受日期: 2017-01-15

基金项目: 国家科技重大专项(2016ZX05002-002)

作者简介: 赵乐强(1973-), 男, 副研究员, 石油地质专业, E-mail: kakaxigjx@126.com。

might have originated from the same parental magma. The basalts were probably derived from partial melting of depleted mantle and experienced a certain degree of crustal contamination, while the dacite-porphyrries were generated by partial melting of a juvenile crustal component. Combined with regional investigation, the authors hold that the Eastern Tianshan region at least began its post-collisional extension in the Late Permian (about 298 Ma). During this period, its tectonic framework began to transfer from compression to extension.

Key words: bimodal; volcanic rocks; petrogenesis; late Paleozoic; southern margin of the Junggar Basin

Fund support: National Science and Technology Major Project(2016ZX05002-002)

中国天山造山带是全球最大的古生代增生造山带中亚巨型复合造山带的重要组成部分,一直受到国内外学者的广泛关注(Coleman, 1989; Xiao *et al.*, 2004)。该造山带具有多块体镶嵌、多缝合带、盆地耦合的大地构造格局,并且经历了古生代地壳垂向和侧向增生以及中生代陆内活化变形等重要过程(肖序常等, 1992; Xiao *et al.*, 2004; Zhang *et al.*, 2009a; Charvet *et al.*, 2011; Dong *et al.*, 2011)。尽管前人已经从岩浆岩、构造和沉积等多种不同的角度对该造山带开展研究,但是对于天山造山带的造山模式、古天山洋的关闭时限和后碰撞时限等科学问题仍存在很大的争论。正确认识石炭纪-二叠纪火山岩的成因机制及其构造意义能为确定古天山洋盆俯冲-碰撞造山作用的时限与恢复古生代复合碰撞造山历史提供非常重要的线索。然而,目前对于这些岩浆岩的成因机理与地球动力学背景的认识仍存在很大的分歧,涉及到与超大陆裂解有关的地幔柱活动、后碰撞幔源岩浆的底侵和板片俯冲作用等多种演化模型(韩宝福等, 2004; Yang *et al.*, 2007; 张招崇等, 2009; Chen *et al.*, 2011; Huang *et al.*, 2015; Ma *et al.*, 2016)。

基于上述考虑,本文在详细的野外地质调查基础上,主要选取天山北缘、准噶尔盆地南缘石炭纪-二叠纪地层中的双峰式火山岩组合为研究重点,对其开展系统的年代学、岩石学、地球化学与 Sr-Nd 同位素地质学研究,深入剖析其成因机制与深部地球动力学背景,并且与前人已有的资料进行系统对比,从而为揭示东天山地区石炭纪-二叠纪的构造-岩浆演化过程提供新的地质证据。

1 地质背景与样品采集

研究区位于天山北缘、准噶尔盆地南缘石河子市南部山前带地区,涉及到伊林黑比尔根山脉北侧

及博格达山脉西北侧等地区。该区主要出露中石炭统和下二叠统(图 1),其中石炭系由一些火山碎屑岩(包括凝灰岩和安山质火山角砾岩等)夹泥灰质细砂岩和灰岩透镜体组成。下二叠统多以火山岩与沉积岩互层叠置发育为特征,例如玄武质熔岩与中厚层砂岩或薄层的紫红色泥岩互层产出。

本文研究的火山岩主要出露于石河子市南部金沟河北部和大白杨沟一带,成分以英安斑岩和玄武岩为主,具有双峰式火山岩组合特征。其中,英安斑岩多以岩脉的形式侵入到中石炭统前峡组(C_2qx)灰绿色含砾晶屑凝灰岩层中,并且在与围岩接触界线附近可见较多的不规则的凝灰岩捕虏体,表明英安斑岩与凝灰岩层间为侵入接触关系。岩石样品多为紫红色,斑状结构,斑晶矿物主要由半自形斜长石和碱性长石组成,含少量的他形石英(图 2a)。斜长石聚片双晶发育,正长石显示典型的卡斯巴双晶,基质主要由斜长石微晶和隐晶质组成。玄武岩多与下二叠统阿尔巴萨依组中的中厚层砂岩或薄层的紫红色泥岩互层产出。岩石样品多呈灰-灰白色,结晶程度较高,显示具有较明显的次辉绿结构(或粗玄结构),块状构造,并且气孔构造和杏仁构造较发育。该岩石主要由自形-半自形板状斜长石和他形粒状辉石矿物组成(图 2b),另外还含有少量不透明的金属矿物。斜长石聚片双晶较发育,部分蚀变为绿帘石和绢云母。辉石成分以单斜辉石为主,部分辉石的表面或边缘多被纤闪石、绿泥石和不透明金属矿物等矿物取代。

2 测试方法

选取新鲜的具有代表性的样品进行锆石分选和全岩碎样。锆石矿物分选按照标准程序进行,并且在双目镜下手工提纯后进行锆石制靶。在偏光显微镜下对制作好的锆石靶进行透射光和反射光照相,

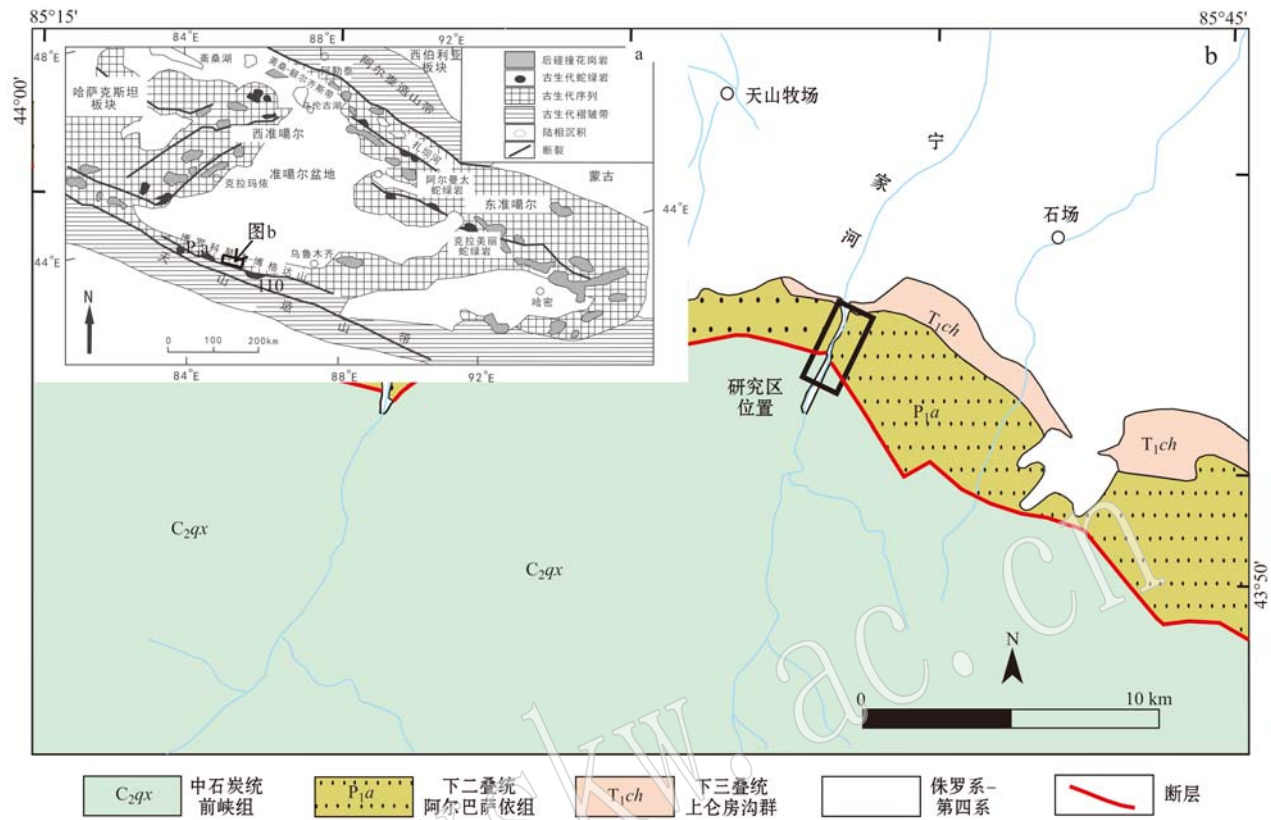


图 1 研究区所在大地构造位置图(a, 据毛翔等, 2012 修改)及地质简图(b)

Fig. 1 Geotectonic position (a, modified after Mao Xiang *et al.*, 2012) and simplified geological map (b) of the study area

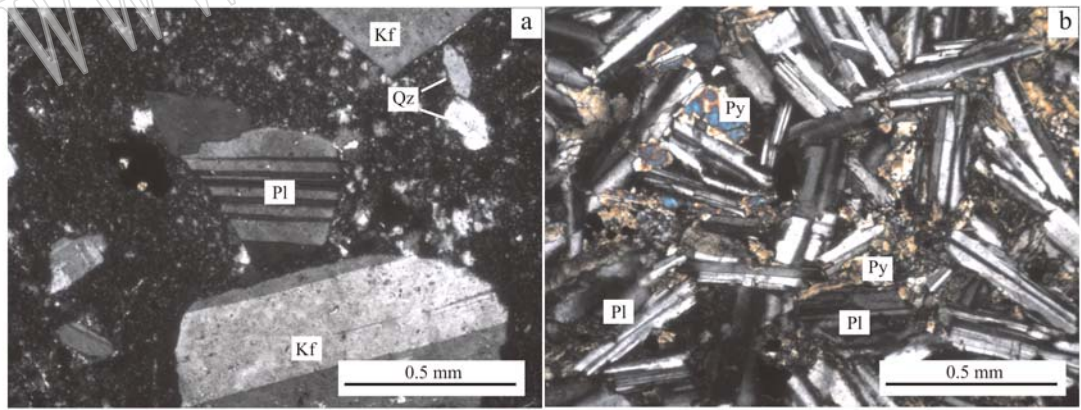


图 2 淮南地区西段英安斑岩(a)和玄武岩(b)显微照片(正交偏光)

Fig. 2 Photomicrographs of the dacite-porphyrries (a) and basalts (b) (crossed nicols)

Kf—正长石; Py—单斜辉石; Pl—斜长石; Qz—石英
Kf—orthoclase; Py—pyroxene; Pl—plagioclase; Qz—quartz

并且完成锆石阴极发光照相(CL)。选取新鲜的岩石样品进行粗碎和细碎,其粉末粒度控制在 200 目以下,以备全岩主量、微量和 Sr-Nd 同位素测试。

锆石 U-Pb 同位素分析采用激光剥蚀电感耦合

等离子体质谱仪(LA-ICP-MS)分析完成,测试单位为武汉上谱分析科技有限责任公司。其中,激光剥蚀系统和 ICP-MS 分别为 GeoLas 2005 和 Agilent 7700。利用氦气和氩气分别作为载气和补偿气,来

调节激光剥蚀过程中的灵敏度。全岩主量元素的测定在武汉上谱分析科技有限责任公司完成,氧化物的测定采用X荧光光谱 α 系数测定法,铁含量利用磺基水杨酸光度法来测定, H_2O 和 CO_2 分别采用重量法和非水滴定法测定,分析精度均为1%(但 H_2O 除外)。全岩稀土和微量元素的测定在武汉上谱分析科技有限责任公司完成,仪器为Agilent 7700 ICP-MS。详细的样品前处理、实验测定精度和准确度详见Liu等(2008)。全岩Sr-Nd同位素测定主要是在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室采用热电离同位素质谱仪(TIMs, Triton T1)完成。仪器的准确度通过国际标样NBS987和La Jolla进行监测。系统的测试方法、精确度和准确度以及具体的实验操作流程等可见Gao等(2004)。

3 测试结果

3.1 锆石 U-Pb 年龄

利用LA-ICP-MS对英安斑岩样品(PSW05-1)和玄武岩样品(JG01-1)进行了锆石U-Pb同位素定年,具体的测试结果及计算得到的相关参数见表1和表2。

英安斑岩样品中的锆石多为无色或淡褐色,半自形柱状晶,粒径大小为 $100\sim 200\ \mu m$ 。阴极发光(CL)图像分析结果显示多数锆石样品具有清晰的岩浆振荡环带,少数锆石粒的继承核较为发育(图3a)。本研究共测定23颗锆石的23个数据点,均位于锆石岩浆环带内,它们的Th/U值均大于0.4(0.42~

0.70),具有岩浆锆石的特征(Belousova *et al.*, 2002)。23个测点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄较为集中,为 $294.1\sim 305.2\ Ma$ (图3a),对这些年龄数据进行加权平均计算获得的 $^{206}Pb/^{238}U$ 平均年龄为 $298\pm 2\ Ma$ (MSWD=0.41),代表了英安斑岩的结晶年龄,表明该英安斑岩应形成于早二叠世。该年龄与Chen等(2011)在本研究区东侧博格达山南缘利用LA-ICP-MS测定的中段典型的玄武岩和流纹岩的锆石U-Pb年龄(分别为 $295\pm 4\sim 296\pm 3\ Ma$ 和 $293\pm 1\sim 295\pm 2\ Ma$)在测试误差允许范围内基本一致。

玄武岩样品中的锆石均为淡黄色或无色,半自形-他形晶,粒径大小为 $60\sim 100\ \mu m$ 。由于该玄武岩样品中锆石矿物比较少,因此本次仅测定了6颗锆石的6个数据点。该样品中多数锆石晶粒呈现浑圆状,并且具有明显的继承核特征,其中4个锆石测点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄分别为429.3、432.1、610.6和825.7 Ma(图3b),代表了来自围岩的继承锆石的年龄;其余2个锆石的阴极发光(CL)图像具较宽的岩浆振荡环带(图3b),并且这两个测点的Th/U值为0.66~0.75,与代表性的基性岩浆锆石的特征一致,它们的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄分别为297.1 Ma和304.2 Ma,指示该玄武岩的结晶年龄可能分布在297~304 Ma的范围内。考虑该玄武岩多与下二叠统中厚层砂岩或紫红色薄层泥岩互层,因此可以认为该玄武岩的形成时代为早二叠世。

3.2 主量与微量元素

淮南地区下二叠统典型火山岩主量元素、稀土元素数据及微量元素数据列于表3中。结果显示,

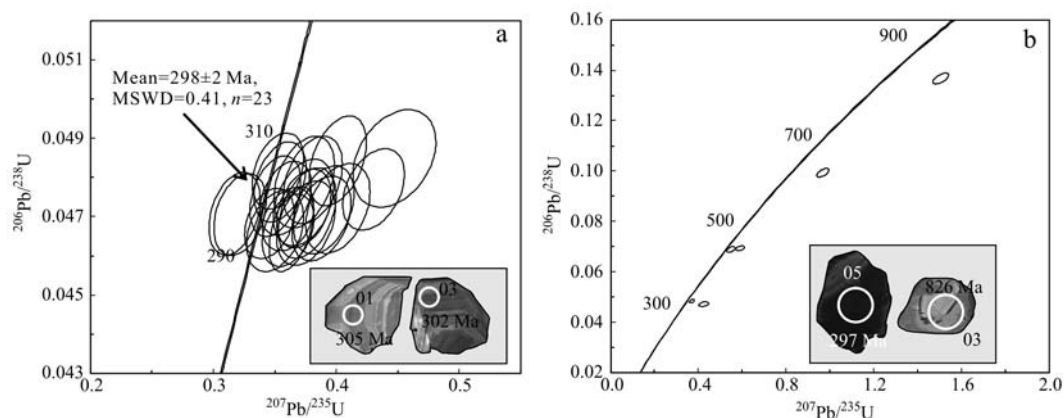


图3 英安斑岩样品(a)和玄武岩样品(b)中典型锆石的CL图像和锆石U-Pb谐和图

Fig. 3 LA-ICP-MS U-Pb concordant diagrams and CL images of zircon grains from the dacite-porphyrries (a) and basalts (b)

部分岩石样品具有较高的烧失量(LOI),结合野外地质调查和岩相学分析结果,可以判断淮南地区这套火山岩样品应经历了一定程度的低级变质和蚀变作用。为了准确地揭示这些火山岩的成分特征、成因及形成的构造环境,本文选取相对惰性元素(例如 HFSE 和 REE 等)来进行讨论。

研究显示,玄武岩样品均具有相对低的 SiO_2 (48.02%~54.08%) 和中等程度的 Al_2O_3 (16.34%~18.08%) 含量。变化范围大的 FeO_t (7.76%~8.78%)、 MgO (5.51%~8.15%) 及 $\text{Mg}^\#$ (55~64) 指示玄武岩在形成过程中可能经历了橄榄石和辉石等矿物的分离结晶。样品 TiO_2 含量为 1.06%~1.25%, Na_2O 含量为 3.22%~4.46%, 明显大于 K_2O 含量(0.29%~1.59%)。

因玄武岩样品可能经历了复杂的构造变形和蚀变作用,这里主要利用在蚀变过程中不活泼元素的比值图解来判别玄武岩的成分。 $\text{Zr}/\text{TiO}_2 - \text{Nb}/\text{Y}$ 图解指示本区玄武岩样品多具有与亚碱性玄武岩系列类似的成分特征(图4)。AFM 图解进一步指示本区玄武岩样品具有明显富铁的趋势,应归属于拉斑玄武岩系列(图略)。玄武岩样品具有相对低的稀土元素总量, ΣREE 变化在 $58.53 \times 10^{-6} \sim 76.84 \times 10^{-6}$, 轻重稀土元素分异明显(图5a), 轻稀土元素相对富

集,重稀土元素亏损 [$\text{LREE}/\text{HREE} = 3.09 \sim 4.21$, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 2.18 \sim 3.73$], Eu 具有微弱的负异常或无异常($\delta\text{Eu} = 0.92 \sim 1.03$), 稀土元素的总体分布特征与 E-MORB 类似。在微量元素原始地幔标准化蛛网图解中,岩石样品明显富集 Th、LREE、Zr 和 Hf 等, 亏损 Nb、Ta 和 Ti, 总体与起源于富集地幔的玄武岩或受到陆壳混染的玄武质岩石的成分相似(图5b)。

英安斑岩样品具有较高的 SiO_2 含量(69.00%~73.52%)、相对低的 FeO_t 和 TiO_2 含量(分别为 1.83%~2.98% 和 0.15%~0.45%), 中等程度的 MgO 含量以及 $\text{Mg}^\#$ 值(分别为 13.16%~14.84% 和 33~53)。多数岩石样品具有相对高的 Na_2O 含量(2.35%~6.06%), 并且 Na_2O 大于 K_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 多数为 1.53~2.94)。岩石样品的 Al_2O_3 含量为 13.16%~14.84%, 铝饱和指数 [$\text{A}/\text{CNK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$] 为 1.06~1.13, 指示这些样品具有弱过铝质的特征。样品均具有相对低的 Nb/Y 值(0.11~0.17), 在 $\text{Zr}/\text{TiO}_2 - \text{Nb}/\text{Y}$ 图解中投影基本落在英安岩或流纹英安岩的成分范围内(图5a)。英安斑岩样品的稀土元素含量较高(ΣREE 为 $81.39 \sim 274.84 \times 10^{-6}$)。岩石样品的轻重稀土元素分异较明显, 轻稀土元素相对富集 [$\text{LREE}/\text{HREE} = 2.68 \sim 7.74$, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.56 \sim 5.66$, 图5a]。另外样品均具有明显的 Eu 负异常(图5a), δEu 为 0.04~0.97。在微量元素原始地幔标准化蛛网图解中,所有的样品明显富集大离子亲石元素(LILEs: Th 等), 明显亏损高场强元素(HFSEs: Nb、Ta 和 Ti 等), 其总体分布样式与岛弧火山岩或陆壳来源火山岩的化学成分特征类似(图5b)。

3.3 全岩 Sr-Nd 同位素

本文共测定玄武岩和英安斑岩样品各 5 件, 全岩 Sr-Nd 同位素的测试结果及计算的相关参数可见表 4。计算的年龄 t 取值为 298 Ma。结果显示, 玄武岩样品的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 值为 0.703 53~0.703 64, $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值分布在 +7.5~+8.4 之间; 而英安斑岩样品 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 为 0.704 71~0.704 89, $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值分布在 +6.5~+7.6 之间(图6a)。

4 讨论

4.1 岩石成因

目前,国内外学者对于双峰式火山岩的成因机理以及其中的基性单元与酸性单元的相互关系仍存

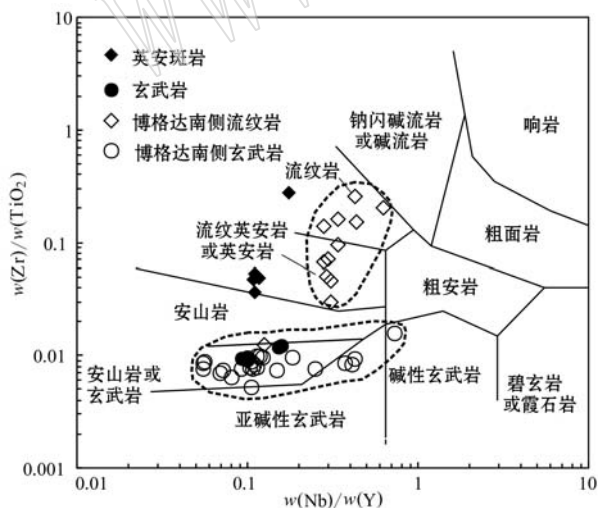


图4 淮南地区早二叠世双峰式火山岩样品的 $\text{Zr}/\text{TiO}_2 - \text{Nb}/\text{Y}$ 图解(据 Winchester & Floyd, 1977)

Fig. 4 Plot of $\text{Zr}/\text{TiO}_2 - \text{Nb}/\text{Y}$ for the basalts and dacite-porphyrries (after Winchester & Floyd, 1977) 博格达南侧流纹岩和玄武岩数据据 Chen 等(2011) 和易鹏飞(2013), 下同

Data for the rhyolites and basalts of the southern Bogda area are from Chen *et al.* (2011) and Yi Pengfei (2013)

表 1 淮南地区英安斑岩样品(PSW05-1)锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果
Table 1 Zircon LA-ICP-MS U-Pb dating results for the dacite-porphyrates

点号	$w_{\text{Pb}}/10^{-6}$		Th/U	同位素比值				同位素年龄/Ma			
	^{232}Th	^{238}U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
PSW05-1-01	62	144	0.43	0.447 43	0.027 56	0.048 48	0.001 02	894.4	133.3	375.5	19.3
PSW05-1-02	87	157	0.55	0.373 42	0.020 03	0.047 36	0.000 90	653.7	159.2	322.2	14.8
PSW05-1-03	124	214	0.58	0.354 28	0.017 28	0.047 89	0.000 84	464.9	129.6	307.9	13.0
PSW05-1-04	71	167	0.42	0.401 17	0.019 04	0.048 42	0.000 94	675.9	105.5	342.5	13.8
PSW05-1-05	81	168	0.48	0.373 91	0.020 18	0.047 88	0.000 96	568.6	146.3	322.5	14.9
PSW05-1-06	146	233	0.63	0.350 47	0.016 88	0.047 52	0.000 84	405.6	116.7	305.1	12.7
PSW05-1-07	131	223	0.59	0.358 89	0.017 07	0.047 47	0.000 77	398.2	100.9	311.4	12.8
PSW05-1-08	152	231	0.66	0.345 52	0.016 42	0.046 83	0.000 73	372.3	111.1	301.3	12.4
PSW05-1-09	162	259	0.63	0.360 92	0.017 22	0.046 65	0.000 75	477.8	102.8	312.9	12.8
PSW05-1-10	220	334	0.66	0.360 77	0.016 90	0.046 93	0.000 66	457.5	107.4	312.8	12.6
PSW05-1-11	66	152	0.44	0.389 80	0.020 15	0.047 17	0.000 92	694.5	125.9	334.2	14.7
PSW05-1-12	83	162	0.51	0.401 34	0.021 43	0.047 21	0.000 94	766.7	118.5	342.6	15.5
PSW05-1-13	130	234	0.56	0.363 61	0.014 87	0.046 68	0.000 88	520.4	96.3	314.9	11.1
PSW05-1-14	120	172	0.70	0.375 35	0.019 49	0.046 83	0.000 88	611.1	121.3	323.6	14.4
PSW05-1-15	81	181	0.45	0.321 68	0.017 41	0.047 05	0.000 85	239.0	131.5	283.2	13.4
PSW05-1-16	69	165	0.42	0.388 11	0.019 67	0.046 95	0.000 88	688.6	122.2	333.0	14.4
PSW05-1-17	124	227	0.55	0.317 28	0.017 02	0.047 07	0.000 86	176.0	127.8	279.8	13.1
PSW05-1-18	116	204	0.57	0.430 52	0.020 49	0.047 69	0.000 85	820.4	100.8	363.5	14.5
PSW05-1-19	165	260	0.63	0.352 61	0.017 03	0.048 16	0.000 79	338.9	111.1	306.7	12.8
PSW05-1-20	98	176	0.56	0.376 25	0.019 27	0.047 09	0.000 94	631.5	125.9	324.3	14.2
PSW05-1-21	99	179	0.55	0.350 16	0.018 98	0.046 63	0.000 85	476.0	133.3	304.8	14.3
PSW05-1-22	149	237	0.63	0.373 65	0.018 03	0.047 20	0.000 82	520.4	112.0	322.4	13.3
PSW05-1-23	93	177	0.53	0.380 97	0.019 63	0.047 93	0.000 91	611.1	120.4	327.8	14.4

表 2 淮南地区玄武岩样品(JG01-1)锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果
Table 2 Zircon LA-ICP-MS U-Pb dating results for the basalts

点号	$w_{\text{Pb}}/10^{-6}$		Th/U	同位素比值				同位素年龄/Ma			
	^{232}Th	^{238}U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$
JG01-1-01	547	975	0.56	0.548 14	0.016 03	0.068 86	0.000 94	500.0	57.4	443.8	10.5
JG01-1-02	281	993	0.28	0.968 34	0.022 93	0.099 35	0.001 43	931.5	44.4	687.6	11.8
JG01-1-03	1793	1602	1.12	1.505 27	0.029 45	0.136 65	0.001 77	1176.9	32.9	932.5	12.0
JG01-1-04	1172	1777	0.66	0.370 04	0.009 50	0.048 32	0.000 57	416.7	58.3	319.7	7.0
JG01-1-05	264	353	0.75	0.424 31	0.019 16	0.047 17	0.000 71	1200.0	96.3	359.1	13.7
JG01-1-06	490	679	0.72	0.590 33	0.016 30	0.069 33	0.000 82	661.1	54.6	471.1	10.4

表 3 淮南地区典型双峰式火山岩样品的全岩主量元素($w_B/\%$)和微量元素($w_B/10^{-6}$)成分
Table 3 Whole rock major ($w_B/\%$) and trace element ($w_B/10^{-6}$) compositions of the basalts and dacite-porphyrries

岩石类型 样品号	英安斑岩										玄武岩									
	PSW02-1	PSW02-2	PSW02	PSW03	PSW04	PSW05	PSW09-1	PSW09-2	PSW09-3	PSW09-4	PSW09-5	JG01	JG02-1	JG02-2	DB02-2	DB02-3				
SiO ₂	72.74	71.55	73.52	69.00	71.54	71.20	48.78	49.66	48.62	48.96	48.40	48.79	48.67	48.02	51.11	54.08				
TiO ₂	0.35	0.38	0.15	0.45	0.37	0.37	1.16	1.22	1.16	1.24	1.11	1.15	1.12	1.25	1.12	1.06				
Al ₂ O ₃	13.93	14.21	13.16	14.79	14.10	14.84	17.53	17.82	18.08	18.03	17.79	18.00	17.11	16.34	17.01	16.48				
Fe ₂ O ₃	2.48	2.69	2.03	3.31	2.78	2.65	8.89	9.18	9.07	9.20	8.99	8.69	8.66	9.76	8.62	8.81				
MnO	0.11	0.11	0.02	0.13	0.10	0.13	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.15	0.17	0.15	0.12				
MgO	1.16	1.20	0.50	1.88	1.08	1.05	8.15	6.97	7.45	6.57	7.72	7.35	7.57	6.87	6.80	5.51				
CaO	0.58	0.77	0.83	0.96	0.66	0.86	7.53	9.00	8.85	8.30	8.85	8.41	6.91	8.26	5.69	6.77				
Na ₂ O	5.66	5.61	2.35	5.25	4.90	6.06	3.73	3.22	3.25	3.80	3.27	3.48	4.46	3.99	4.12	3.32				
K ₂ O	1.97	2.11	6.49	2.47	3.21	2.06	0.68	0.29	0.47	0.82	0.38	0.58	0.44	0.95	1.59	0.99				
P ₂ O ₅	0.08	0.08	0.02	0.10	0.08	0.08	0.20	0.21	0.19	0.22	0.19	0.19	0.18	0.26	0.27	0.28				
LOI	1.42	0.46	1.30	1.90	1.20	1.20	3.70	2.90	3.22	3.30	3.64	3.34	4.92	4.16	3.60	2.82				
Li	20.2	18.8	7.15	32.5	14.7	15.0	18.6	12.0	14.8	16.1	11.0	14.9	25.1	17.2	17.6	13.1				
Be	1.28	1.32	7.25	1.27	1.13	1.24	0.67	0.66	0.71	0.74	0.65	0.70	0.63	0.69	0.92	0.83				
Sc	2.87	6.09	1.27	8.65	6.15	6.24	26.4	27.2	27.5	27.0	27.9	25.9	26.2	28.5	23.2	21.8				
V	16.4	18.7	4.76	32.6	19.8	16.2	193	212	196	201	204	189	190	194	183	167				
Cr	2.45	1.93	4.66	8.03	2.21	3.91	164	176	181	168	186	174	159	160	130	123				
Co	1.83	1.82	1.03	3.91	2.03	2.15	36.8	38.1	38.0	35.7	37.8	35.2	35.6	35.6	33.2	29.4				
Ni	0.88	0.81	1.65	2.46	0.78	0.93	85.4	84.0	87.9	83.7	90.3	81.7	77.3	74.6	80.0	74.9				
Cu	2.39	1.87	5.52	2.27	2.93	2.96	68.8	78.6	57.8	104	62.0	59.9	32.6	53.5	38.7	53.2				
Zn	64.0	65.7	138	75.7	75.1	71.3	76.9	77.4	76.7	70.5	74.0	71.5	71.2	75.1	75.2	69.8				
Ga	16.0	16.2	28.6	17.2	15.8	16.8	20.2	21.7	21.5	19.1	20.7	19.9	16.1	18.4	19.2	18.3				
Rb	27.9	31.0	132	37.7	51.8	29.0	13.9	3.91	8.31	14.0	5.42	11.4	10.1	28.8	40.4	17.9				
Sr	147	142	496	195	117	158	478	474	469	483	438	488	524	473	541	457				
Y	33.9	35.6	81.0	33.2	33.5	35.1	23.2	24.5	23.0	24.3	21.8	22.2	22.0	26.8	23.7	22.6				
Zr	189	197	427	165	182	174	110	117	107	116	100.2	104	105	116	135	125				

续表 3
Continued Table 3

岩石类型 样品号	英安斑岩						玄武岩									
	PSW02-1	PSW02-2	PSW02	PSW03	PSW04	PSW05	PSW09-1	PSW09-2	PSW09-3	PSW09-4	PSW09-5	JG01	JG02-1	JG02-2	DB02-2	DB02-3
Nb	3.76	3.99	14.0	3.64	3.91	3.75	2.23	2.45	2.26	2.47	2.14	2.20	2.16	2.46	3.72	3.43
Sn	0.82	0.85	4.68	1.30	0.88	0.93	0.90	1.04	0.92	1.04	1.00	0.86	0.91	1.11	1.02	1.00
Cs	0.35	0.40	1.31	0.65	0.68	0.39	0.40	0.22	0.33	0.37	0.19	0.45	0.25	0.43	0.42	0.34
Ba	451	595	663	513	676	465	158	125	137	333	124	129	179	304	388	254
La	16.10	9.62	44.90	13.20	14.80	14.90	7.46	8.18	7.52	8.18	6.86	7.22	6.76	8.48	11.40	11.10
Ce	36.6	23.0	105.3	30.3	32.6	34.5	18.9	20.6	18.8	20.5	17.6	18.1	17.2	21.6	27.4	26.0
Pr	4.89	3.57	12.8	4.18	4.33	4.81	2.81	3.05	2.82	2.98	2.65	2.72	2.59	3.23	3.79	3.59
Nd	20.9	17.0	53.0	18.6	18.8	21.0	13.3	14.7	13.3	14.2	12.5	12.9	12.4	15.0	16.7	16.2
Sm	2.56	4.71	12.4	4.84	4.86	5.12	3.66	3.99	3.70	3.95	3.50	3.50	3.28	4.29	4.25	3.87
Eu	0.74	1.35	0.16	1.57	1.31	1.44	1.26	1.35	1.30	1.35	1.25	1.20	1.16	1.39	1.31	1.24
Gd	2.50	4.97	11.6	5.00	4.77	5.17	4.04	4.40	4.02	4.34	3.93	3.86	3.71	4.65	4.40	4.22
Tb	0.42	0.86	2.01	0.83	0.79	0.85	0.65	0.71	0.66	0.71	0.63	0.66	0.63	0.77	0.69	0.65
Dy	2.79	5.88	13.0	5.54	5.30	5.70	4.10	4.68	4.27	4.41	4.00	3.97	3.93	4.80	4.23	4.14
Ho	0.58	1.22	2.62	1.14	1.14	1.17	0.85	0.91	0.85	0.87	0.77	0.81	0.77	0.96	0.85	0.83
Er	1.78	3.83	7.77	3.41	3.47	3.65	2.36	2.56	2.40	2.59	2.26	2.29	2.26	2.90	2.42	2.31
Tm	0.28	0.59	1.16	0.51	0.54	0.57	0.32	0.36	0.34	0.36	0.31	0.33	0.31	0.39	0.34	0.32
Yb	1.92	4.16	7.03	3.55	3.74	3.92	2.08	2.25	2.13	2.28	2.01	2.15	2.08	2.63	2.15	2.01
Lu	0.29	0.63	1.06	0.54	0.59	0.59	0.32	0.34	0.32	0.32	0.29	0.31	0.30	0.38	0.32	0.31
Hf	2.47	5.23	11.8	4.33	4.82	4.71	2.73	3.02	2.72	2.93	2.54	2.60	2.67	2.96	3.25	3.01
Ta	0.12	0.25	0.97	0.23	0.25	0.23	0.16	0.17	0.16	0.15	0.14	0.14	0.14	0.16	0.24	0.22
Tl	0.14	0.16	0.94	0.17	0.29	0.13	0.067	0.021	0.035	0.075	0.027	0.043	0.050	0.100	0.14	0.089
Pb	4.34	5.13	24.2	5.39	5.93	4.79	2.70	3.42	3.00	3.48	2.92	2.86	2.36	3.38	4.30	4.16
Th	2.23	2.43	11.7	2.11	2.38	2.27	0.99	1.07	0.97	1.06	0.93	0.98	0.99	1.13	1.76	1.71
U	0.73	0.74	3.04	0.62	0.69	0.67	0.30	0.38	0.38	0.45	0.33	0.32	0.38	1.71	0.63	0.62

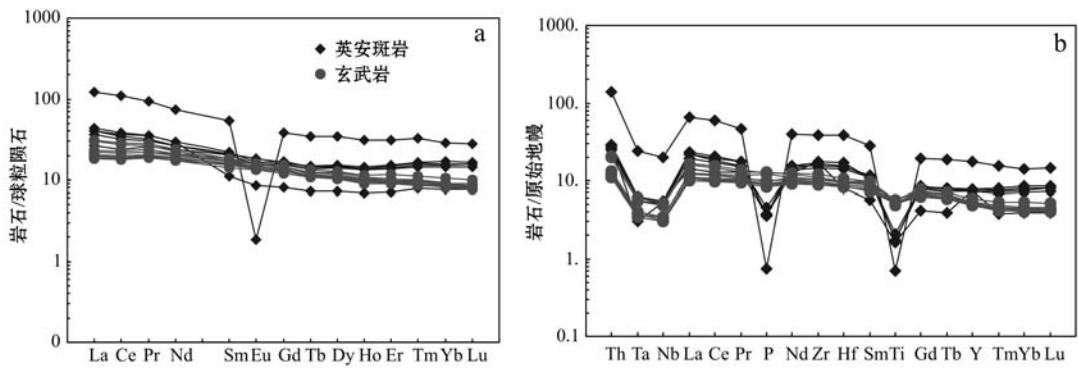


图 5 淮南地区早二叠世双峰式火山岩样品的稀土元素球粒陨石标准化分布图(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)
Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle normalized trace element diagrams (b) for the basalts and dacite-porphyrries

球粒陨石和原始地幔标准化值分别据 Talyor & Mcleman (1985) 和 Sun & McDonough (1989)

The chondrite and primitive mantle values are from Taylor and McLennan (1985) and Sun and McDonough (1989), respectively

表 4 淮南地区典型双峰式火山岩样品的全岩 Sr-Nd 同位素测定结果

Table 4 Whole rock Sr-Nd isotopic compositions of the basalts and dacite-porphyrries

样品号	岩石类型	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	t/Ma	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$	$\epsilon\text{Nd}(t)$
PSW02-2	英安斑岩	0.631 2	0.707 480	0.167 3	0.512 954	298	0.704 80	7.3
PSW03	英安斑岩	0.561 1	0.707 087	0.157 2	0.512 948	298	0.704 71	7.6
PSW04	英安斑岩	1.278 0	0.710 168	0.156 3	0.512 932	298	0.704 75	7.3
PSW05	英安斑岩	0.533 2	0.707 147	0.147 6	0.512 875	298	0.704 89	6.5
PSW09-1	玄武岩	0.083 8	0.703 999	0.165 8	0.513 006	298	0.703 64	8.4
PSW09-2	玄武岩	0.023 9	0.703 668	0.164 5	0.513 004	298	0.703 57	8.4
PSW09-4	玄武岩	0.083 6	0.703 954	0.168 6	0.512 997	298	0.703 60	8.1
DB02-2	玄武岩	0.215 7	0.704 440	0.153 8	0.512 948	298	0.703 53	7.7
DB02-3	玄武岩	0.112 9	0.704 021	0.144 4	0.512 923	298	0.703 54	7.5

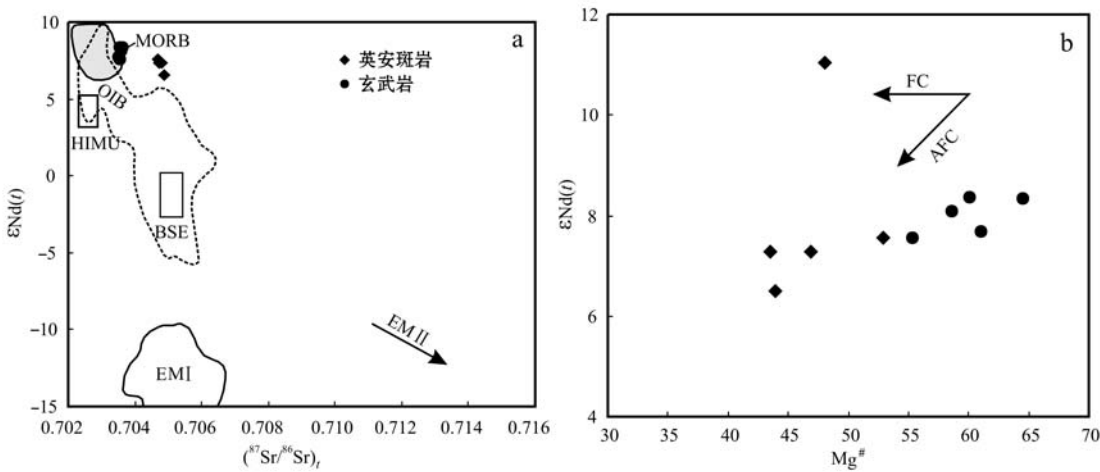


图 6 淮南地区早二叠世双峰式火山岩的 $\epsilon\text{Nd}(t)-(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 与 $\epsilon\text{Nd}(t)-\text{Mg}^\#$ 图解

Fig. 6 Plot of $\epsilon\text{Nd}(t)$ versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ and $\epsilon\text{Nd}(t)$ versus $\text{Mg}^\#$ for the basalts and dacite-porphyrries

MORB、OIB、BSE、HIMU、EM I 和 EM II 的范围引自 Hart, 1988; Weaver, 1991

The range of MORB, OIB, BSE, HIMU, EM I and EM II are from Hart, 1988; Weaver, 1991

在不同的认识。归纳起来主要有两种观点:第1种认为玄武岩和酸性岩是同源的,酸性岩是玄武岩部分熔融或玄武岩高度分离结晶的产物,两者往往具有相似的地球化学和同位素特征。从岩石成因理论上来看,玄武岩岩浆只有通过异常高的分离结晶作用(大于90%)才能形成较小规模的长英质岩浆(Shinjo and Kato, 2000),酸性岩所占的比例通常很少,仅为玄武岩的1/5~1/300,例如德干高原和冰岛地区(Lightfoot *et al.*, 1987; Geist *et al.*, 1995);第2种认为玄武岩和酸性岩是异源的,玄武岩起源于深部地幔橄榄岩的部分熔融,酸性岩是由底侵玄武质岩浆供热引发地壳部分熔融作用形成,两者具有不同的地球化学特征,并且酸性岩所占的比例相对较大,例如肯尼亚 Naivasha 双峰式火山岩(Davies and Macdonald, 1987)。

研究区内玄武岩均以明显富集 LREE 和亏损 Nb、Ta 等高场强元素为特征。对于 Nb-Ta 负异常的认识还存在富集地幔来源和板内构造背景下陆壳物质的混染两种观点。本次对该区玄武岩 Sr-Nd 同位素研究结果显示,玄武岩样品具有相对高的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 和相对低的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 值(分别为 +7.5~+8.4 和 0.703 53~0.703 64),暗示着玄武岩可能起源于一个亏损地幔的源区。玄武岩样品的 Nb/La 和 Nb/Ce 比值多分布在 0.29~0.33 和 0.11~0.14 之间,明显低于原始地幔和 MORB 的相应比值(0.93、0.40 和 1.32、0.31,据 Sun & McDonough, 1989),并且相对于 N-MORB 明显富集 Zr 和 Hf,说明其形成过程中经历了一定程度的陆壳混染。锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果显示,玄武岩中存在较多的古老继承锆石(例如其中年龄分别为 429.3、432.1、610.6 和 825.7 Ma 的 4 颗锆石),暗示着玄武质岩浆在上升侵位的过程中受到了较明显的陆壳混染作用。另外,玄武岩样品在 $\epsilon\text{Nd}(t)$ -Mg[#] 图中投影结果也符合 AFC(同化混染与分离结晶作用)趋势(图 6b)。这些资料共同表明玄武岩的 Nb-Ta 负异常很可能与陆壳混染作用有关。考虑到陆壳混染的影响,玄武质原生岩浆应该具有更高的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 和更低的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$,进一步指示玄武岩的源区很可能为亏损地幔。综上,可以认为玄武岩应该起源于亏损地幔源区的部分熔融,并且岩浆在上升侵位过程中经历了一定程度的陆壳混染。

最新的实验岩石学资料显示,源自不同源区的长英质岩石(或岩浆熔体)往往在化学组成上存在明

显的差异(Altherr and Siebel, 2002; Topuz *et al.*, 2005)。例如,由变基性岩的熔融产生的熔体要比变沉积物(变泥质岩和变杂砂岩)熔融产生的熔体具有更低的 $n(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/n(\text{MgO} + \text{FeO}_t + \text{TiO}_2)$ 值。英安斑岩样品在 $n(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/n(\text{MgO} + \text{FeO}_t + \text{TiO}_2)$ - $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{MgO} + \text{FeO}_t + \text{TiO}_2)$ 图解中投影均落在变质玄武岩部分熔融形成的熔体区域内,而与变泥质/变杂砂岩部分熔融形成的熔体存在明显的差别(图 7a),指示其源岩可能以玄武质岩石为主,并非古老地壳物质。多数英安斑岩样品的 Na_2O 含量较高(2.35%~6.06%),并且 Na_2O 明显大于 K_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.53\sim2.94$),进一步表明这些火山岩并非单纯的古老地壳发生重熔形成。多数岩石样品具有基本一致的稀土和微量元素分布样式,说明该火山岩在形成过程中受到地壳混染的影响较小。此外,本区英安斑岩样品与玄武岩样品并不具有相似的稀土元素和微量元素分布型式和 Sr-Nd 同位素组成,并且英安斑岩与玄武岩的分布比例(约 43.4%)远远高于分离结晶作用成因的双峰式火山岩组合的相应比例(0.33%~2.5%,最高可达 20%,据 Ducan *et al.*, 1984; Garland *et al.*, 1995; Geist *et al.*, 1995),因此,该英安斑岩和玄武岩应该是异源的,玄武质岩浆的高度分离结晶模型并不适用于本区英安斑岩。全岩 Sr-Nd 同位素研究结果显示,英安斑岩样品 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 值为 0.704 71~0.704 89, $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值分布在 +6.5~+7.6 之间,进一步指示该英安斑岩的形成很可能与新生地壳物质的部分熔融有关。

本次研究的英安斑岩样品的铝饱和指数(A/CNK)为 0.85~1.1,样品多具有准铝质-弱过铝质的特征,因此采用 Waston(1979)、Waston 和 Harrison(1983)的方法来计算流纹岩的锆石饱和温度是可行的。计算结果显示,淮南地区早二叠世早期英安斑岩的锆石饱和温度为 792~884℃,多数要大于 800℃(图 7b)。该英安斑岩的锆石饱和温度类似于有幔源物质参与的华南和西藏冈底斯的 I 型花岗岩以及东昆仑造山带后碰撞花岗岩的锆石饱和温度,但与北高喜马拉雅淡色花岗岩的温度明显不同(图 7b)。有关研究显示,根据全岩成分计算出来的锆石饱和温度实际上远远低于源区岩浆熔体形成的初始温度(Miller *et al.*, 2003; Harrison *et al.*, 2007),因此本区英安质岩浆应具有更高的形成温度。正如上文所述,英安斑岩的形成与新生地壳物质的部分

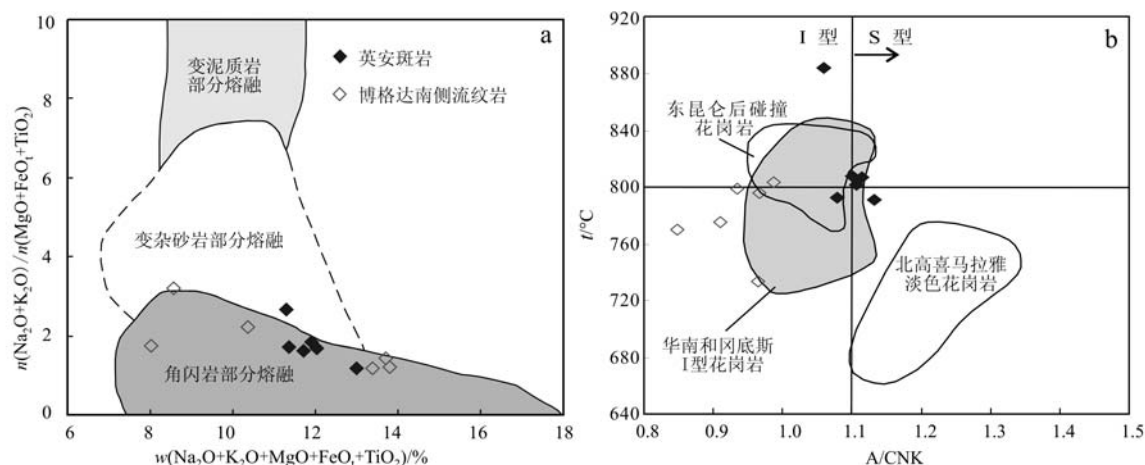


图 7 火山岩样品 $n(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/n(\text{MgO} + \text{FeO}_t + \text{TiO}_2)$ — $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{MgO} + \text{FeO}_t + \text{TiO}_2)$

(a, 据 Kaygusuz 等, 2008) 和火山岩锆石饱和温度- A/CNK (b)图解

Fig. 7 Plots of $n(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/n(\text{MgO} + \text{FeO}_t + \text{TiO}_2)$ — $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{MgO} + \text{FeO}_t + \text{TiO}_2)$ (a, after Kaygusuz

et al., 2008) and t - A/CNK (b) for the dacite-porphyries

华南和冈底斯 I 型花岗岩数据分别据 Li 等(2007)和朱弟成等(2009), 北高喜马拉雅淡色花岗岩数据据 Zhang 等(2004),

东昆仑造山带后碰撞花岗岩数据据刘彬等(2012)

Data of I-type granite from South China and Gangdisi are from Li *et al.* (2007) and Zhu Dicheng *et al.* (2009), data of light granite from North High Himalaya are from Zhang *et al.* (2004), data of granite in Eastern Kunlun Orogenic Belt are from Liu Bin *et al.* (2012)

熔融有关,那么在这种情况下,这些新生的地壳物质在高温条件下发生熔融作用,暗示其深部必然存在较高的热异常(吴福元等,2007),这些热异常往往与玄武质岩浆的底侵有关(Whalen *et al.*, 1987)。

4.2 构造背景

双峰式火山岩通常被认为与伸展构造作用有关,并且形成于大陆裂谷的环境。然而,随着研究的深入,国内外学者发现双峰式火山岩也可形成于洋岛、洋内岛弧、活动大陆边缘和弧后盆地等多种环境中。因此,必须从多种角度开展综合分析,才能有效地判别双峰式火山岩形成的构造环境。

现有的资料表明(钱青等, 1999; 王焰等, 2000),产于洋岛环境的双峰式火山岩通常以玄武岩为主,酸性岩比例非常低,例如冰岛 Alcedo 火山中流纹岩/玄武岩出露的体积比为 1:150(Geist *et al.*, 1995),并且玄武岩的地球化学特征往往与洋岛玄武岩类似;产于洋内岛弧的双峰式火山岩中玄武岩通常为岛弧拉斑玄武岩,并且具有高的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值(+9),酸性岩为英安岩、流纹岩和斜长花岗岩,其 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值同样为高的正值;产于活动大陆边缘的火山岩主要由安山岩组成,基本不发育双峰式火山岩,极少量的双峰式火山岩组合中的基性单元多为钙碱性玄武岩;产于弧后拉张环境的双峰式火山岩中玄

武岩通常具有 BABBs(弧后盆地玄武岩)的地球化学特征,并且与 E-MORB 特征类似,流纹岩的稀土和微量元素分布形式同样与 BABBs 类似,并且其 Sr-Nd 同位素组成与玄武岩一致。淮南地区早二叠世双峰式火山岩组合中玄武岩多为拉斑玄武岩系列,相对于 N-MORB 要明显富集 LREE,亏损 Nb 和 Ta,并且具有相对高的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值和相对低的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ 值,英安斑岩与玄武岩不具同源演化的特点。这些特征与洋岛、洋内岛弧、活动大陆边缘和弧后拉张环境的双峰式火山岩组合特征不一致。上文对玄武岩与英安斑岩成因分析结果也显示,早二叠世时期可能存在玄武质岩浆的底侵作用,并且玄武质岩浆在上升过程中可能受到一定的陆壳物质的混染。结合这些特征,可以推断该双峰式火山岩很可能形成于陆内裂谷环境中,并与大陆岩石圈地幔的伸展减薄作用有关。

国内外大量的研究显示,火山岩的非活动性元素(例如 Ti、Zr、Y 和 Nb 等)可以有效地示踪火山岩形成的构造环境。通常认为,玄武岩的化学成分与其源区组成密切相关,而源岩成分受到其形成的大地构造环境控制(Cann, 1970; Pearce & Cann, 1973)。因此,根据玄武岩的地球化学判别方法来确定构造环境在理论上是可行的。然而,酸性岩浆岩

(例如流纹岩和花岗岩等)的地球化学性质通常反映了其源区性质及形成的深度,其往往不能反映酸性岩浆形成时的构造环境。基于上述考虑,本文主要根据玄武岩的地球化学图解来判断本区双峰式火山岩的形成环境。本区玄武岩样品在 $Zr/Y - Zr$ 构造判别图解中均投影在 WPB(板内玄武岩)的区域内(图8),进一步指示淮南地区双峰式火山岩可能形成于陆内裂谷的环境中,该结论与 Chen 等(2011)对本研究区东侧博格达山南缘双峰式火山岩的研究结果基本一致。

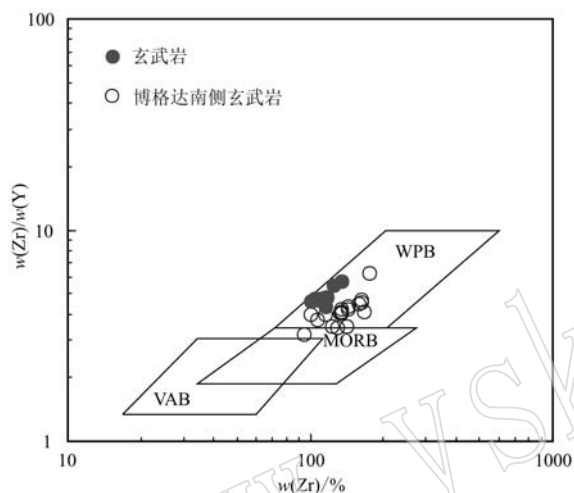


图8 玄武岩 $Zr/Y - Zr$ 构造判别图解

(据 Pearce and Norry, 1979 修改)

Fig. 8 Plot of $Zr/Y - Zr$ for the basalts and dacite-porphyrries (modified after Pearce, 1979)

区域上研究资料也显示,早二叠世时期,天山及邻区发育了大量的以双峰式火山岩、基性-超基性杂岩体和基性岩墙等为代表的岩浆活动以及具有典型后碰撞地球化学特征的花岗岩(韩宝福等, 2004; Zhou *et al.*, 2004; 舒良树等, 2005; 张招崇等, 2009; Zhang *et al.*, 2009b; Chen *et al.*, 2011; 陈希节, 2013; Huang *et al.*, 2015; Ma *et al.*, 2016)。这些资料共同表明,至少从早二叠世时期(~ 298 Ma)开始,天山地区已经进入后碰撞伸展作用阶段。在这一阶段,大陆岩石圈地幔发生伸展减薄,软流圈地幔上涌并发生减压熔融产生玄武质岩浆。一方面,玄武质岩浆持续底侵下地壳导致区域上的热流值异常升高,促进新生的地壳物质发生熔融形成酸性熔体(包括英安质岩浆和流纹质岩浆),这些熔体通过岩浆浅层侵入或火山喷发作用形成淮南地区的英安斑岩或流纹岩;另一方面玄武质岩浆

可以沿着裂隙发生上升侵位,并且在上升过程中发生一定程度的陆壳混染作用,最终喷发出地表发生快速冷凝固形成淮南地区玄武岩。

5 结论

通过对天山北缘淮南山前带石炭纪-二叠纪地层中的双峰式火山岩组合开展系统研究,获得了以下主要结论:

(1) 利用锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年方法获得英安斑岩和玄武岩的结晶年龄分别为 298 ± 2 Ma 和 $297 \sim 304$ Ma。

(2) 玄武岩和英安斑岩并非同源岩浆作用的产物。玄武岩应起源于亏损地幔的部分熔融,并且岩浆在上升侵位过程中经历一定程度的陆壳混染。英安斑岩的形成与玄武质岩浆底侵导致新生地壳组分的部分熔融有关。

(3) 至少从早二叠世时期(~ 298 Ma)开始,天山地区已经进入后碰撞伸展作用阶段。

致谢 野外地质考察和室内研究工作得到了长江大学胡望水教授、刘彬副教授、李相明副教授等的耐心指导与热情帮助,样品处理得到了中国地质大学(武汉)胡兆初、宗克清和周炼等老师的帮助,在此深表感谢。

References

- Altherr R and Siebel W. 2002. I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(4): 397~415.
- Belousova E A, Griffin W L and O'Reilly S Y. 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(5): 602~622.
- Cann J R. 1970. Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 10(1): 7~11.
- Charvet J, Shu L S, Laurent-Charvet S, *et al.* 2011. Palaeozoic tectonic evolution of the Tianshan Belt, NW China[J]. *Science in China (Earth Sciences)*, 54(2): 166~184.
- Chen X, Shu L and 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[J]. *Lithos*, 127(3): 581~598.
- Chen Xijie. 2013. The Study of Paleozoic Tectono-magmatism and Geodynamic Evolution in Eastern Tianshan, Northwest China(Doctoral Dissertation)[D]. Nanjing: Nanjing University (in Chinese with English abstract).
- Coleman R G. 1989. Continental growth of northern China[J]. *Tectonics*, 8: 621~636.
- Davies G R and Macdonald R. 1987. Crustal influences in the petrogenesis of the Naivasha Basalt-Comendite Complex: combined trace element and Sr-Nd-Pb isotope constraints[J]. *Journal of Petrology*, 28(6): 1 009~1 031.
- Dong Y P, Zhang G W, Neubauer F, *et al.* 2011. Syn- and post-collisional granitoids in the Central Tianshan orogen: geochemistry, geochronology and implications for tectonic evolution[J]. *Gondwana Research*. doi:10.1016/j.gr.2011.01.013.
- Duncan A R, Erlank A J and Marsh J S. 1984. Regional geochemistry of the Karoo igneous province[J]. *Spec. Publ. Geo. Soc. Afr.*, 13: 355~388.
- Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, *et al.* 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton[J]. *Nature*, 432(7019): 892~897.
- Garland F, Hawkesworth C J and Mantovani M S M. 1995. Description and petrogenesis of the Parana Rhyolites, Southern Brazil [J]. *J. Petrol.*, 36: 1 193~1 227.
- Geist D, Howard K A and Larson P. 1995. The generation of oceanic rhyolites by crystal fractionation: the basalt rhyolite association at Volcan Alcedo, Galapagos Archipelago[J]. *J. Petrol.*, 36: 965~982.
- Han Baofu, Ji Jianqing, Song Biao, *et al.* 2004. SHRIMP zircon U-Pb dating of the Cu Ni ore-bearing mafic-ultramafic complex and its geological significance from Kalatongke and Huangshandong, Xinjiang [J]. *Science Bulletin*, 49(22): 2 324~2 328(in Chinese with English abstract).
- Harrison T M, Watson E B and Aikman A B. 2007. Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks [J]. *Geology*, 35(7): 635~638. doi: 10.1130/G23505A.1.
- Hart S R. 1988. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(3): 273~296.
- Huang H, Zhang Z C, Santosh M, *et al.* 2015. Petrogenesis of the Early Permian volcanic rocks in the Chinese South Tianshan: Implications for crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt[J]. *Lithos*, 228~229: 23~42.
- Kaygusuz A, Siebel W, Sen C, *et al.* 2008. Petrochemistry and petrology of I-type granitoids in an arc setting: the composite Torul pluton, Eastern Pontides, NE Turkey[J]. *International Journal of Earth Sciences*, 97(4): 739~764.
- Li X H, Li Z X, Li W X, *et al.* 2007. U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from central Guangdong, SE China: A major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab? [J]. *Lithos*, 96: 186~204.
- Lightfoot P C, Hawkesworth C J and Sethna S F. 1987. Petrogenesis of rhyolites and trachytes from the Deccan Trap: Sr, Nd and Pb isotope and trace element evidence[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(1): 44~54.
- Liu Bin, Ma Changqian, Zhang Jinyang, *et al.* 2012. Petrogenesis of Early Devonian intrusive rocks in the east part of Eastern Kunlun Orogen and implication for Early Palaeozoic orogenic processes[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 28(6): 1 785~1 807(in Chinese with English abstract).
- Liu Y S, Zong K Q, Kelemen P B, *et al.* 2008. Geochemistry and magmatic history of eclogites and ultramafic rocks from the Chinese continental scientific drill hole: subduction and ultrahigh-pressure metamorphism of lower crustal cumulates[J]. *Chemical Geology*, 247(1): 133~153.
- Ma Y, Zhang Z C, Huang H, *et al.* 2016. Petrogenesis of the Bashisuogong bimodal igneous complex in southwest Tianshan Mountains, China: implications for the Tarim Large Igneous Province[J]. *Lithos*, 264: 509~523.
- Mao Xiang, Li Jianghai, Zhang Huatian, *et al.* 2012. Study on the distribution and development environment of the Late Paleozoic volcanoes in Junggar Basin and its adjacent areas[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 28(7): 2 381~2 391(in Chinese with English abstract).
- Miller C F, McDowell S M and Mapes R W. 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance [J]. *Geology*, 31(6): 529~532. doi: 10.1130/0091-7613(2003)031<0529:HACGIO>2.0.CO;2.
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries[A]. Thrope R S. *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*[C]. Chichester: Wiley, 525~548.
- Pearce J A and Cann J R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses [J]. *Earth and planetary science letters*, 19(2): 290~300.
- Pearce J A and Norry M J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(1): 33~47.
- Qian Qing and Wang Yan. 1999. Geochemical characteristics of bimodal

- volcanic suites from different tectonic settings [J]. *Geology-Geochemistry*, 27(4): 29~32(in Chinese with English abstract).
- Shinjo R and Kato Y. 2000. Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough, an incipient back-arc basin [J]. *Lithos*, 54: 117~137.
- Shu Liangshu, Zhu Wenbin, Wang Bo, *et al.* 2005. The post-collision intracontinental rifting and olistostrome on the southern slope of Bogda Mountains, Xinjiang [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(1): 25~36(in Chinese with English abstract).
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313~345.
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. The continental crust: its composition and evolution[J]. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1~328.
- Topuz G, Altherr R H, Schwarz W, *et al.* 2005. Post-collisional plutonism with adakite-like signatures: the Eocene Saraycik granodiorite (Eastern Pontides, Turkey) [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150(4): 441~455.
- Wang Yan, Qian Qing, Liu Liang, *et al.* 2000. Major geochemical characteristics of bimodal volcanic rocks in different geochemical environments [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 16(2): 169~173(in Chinese with English abstract).
- Watson E B. 1979. Zircon Saturation in Felsic Liquids: Experimental results and applications to trace element geochemistry [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70(4): 407~419. doi: 10.1007/BF00371047.
- Watson E B and Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2): 295~304. doi: 10.1016/0012-821X(83)90211-X.
- Weaver B L. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2): 381~397.
- Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407~419. doi: 10.1007/BF00402202.
- Winchester J A and Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. *Chemical Geology*, 20: 325~343.
- Wu Fuyuan, Li Xianhua, Yang Jinhui, *et al.* 2007. Discussions on the petrogenesis of granites[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(6): 1217~1238(in Chinese with English abstract).
- Xiao W J, Zhang L C, Qin K Z, *et al.* 2004. Palaeozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China): implications for the continental growth of Central Asia[J]. *American Journal of Science*, 304: 370~395.
- Xiao Xuchang, Tang Yaoqing and Feng Yimin. 1992. *Geotectonics in Northern Xinjiang and Adjacent Regions*[M]. Beijing: Geological Publishing House(in Chinese with English abstract).
- Yang S F, Li Z, Chen H L, *et al.* 2007. Permian bimodal dyke of Tarim Basin, NW China: Geochemical characteristics and tectonic implications[J]. *Gondwana Research*, 12: 113~120.
- Yi Pengfei. 2013. Evolution Characteristics of Bogda-Balkun Intracontinental Rift in Carboniferous-Early Permian (Master Dissertation) [D]. Xi'an: Chang'an University(in Chinese with English abstract).
- Zhang H F, Harris N, Parrish R, *et al.* 2004. Causes and consequences of protracted melting of the mid-crust exposed in the North Himalayan [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(1~2): 195~212.
- Zhang Zhaocong, Dong Shuyun, Huang He, *et al.* 2009. Geology and geochemistry of the Permian intermediate-acid intrusions in the southwestern Tianshan, Xinjiang China: implications for petrogenesis and tectonics[J]. *Geological Bulletin of China*, 28(12): 1827~1839(in Chinese with English abstract).
- Zhang Z C, Mao J W, Chai F M, *et al.* 2009b. Geochemistry of the Permian Kalatongke mafic intrusions, northern Xinjiang, NW China: Implications for the genesis of the magmatic Ni-Cu sulfide deposit[J]. *Economic Geology*, 104(2): 185~203.
- Zhang Z C, Zhou G, Kusky T M, *et al.* 2009a. Late Paleozoic volcanic record of the northern Junggar Terrane, Xinjiang, northwestern China: Major and trace element characteristics, Sr-Nd isotopic systematics and implications for tectonic evolution[J]. *Gondwana Research*, 16(2): 201~215.
- Zhou M F, Leshner C M, Yang Z X, *et al.* 2004. Geochemistry and petrogenesis of 270 Ma Ni-Cu-(PGE) sulfide bearing mafic intrusions in the Huangshan district, eastern Xinjiang, northwestern China: implication for the tectonic evolution of the Central Asian orogenic belt[J]. *Chemical Geology*, 209: 233~257.
- Zhu Dicheng, Mo Xuanxue, Wang Liquan, *et al.* 2009. Petrogenesis of highly fractionated I-type granites in the Chayu area of eastern Gangdese, Tibet: Constraints from zircon U-Pb geochronology, geochemistry and Sr-Nd-Hf isotopes[J]. *Science in China(Series D: Earth Sciences)*, 39(7): 833~848(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 陈希节. 2013. 东天山古生代构造-岩浆作用及地球动力学演化(博士学位论文)[D]. 南京: 南京大学.
- 韩宝福, 季建清, 宋 彪, 等. 2004. 新疆喀拉通克和黄山东含铜镍矿镁铁-超镁铁杂岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 科学通报, 49(22): 2 324~2 328.
- 刘 彬, 马昌前, 张金阳, 等. 2012. 东昆仑造山带东段早泥盆世侵入岩的成因及其对早古生代造山作用的指示[J]. 岩石学报, 28(6): 1 785~1 807.
- 毛 翔, 李江海, 张华添, 等. 2012. 准噶尔盆地及其周缘地区晚古生代火山机构分布与发育环境分析[J]. 岩石学报, 28(8): 2 381~2 391.
- 钱 青, 王 焰. 1999. 不同构造环境中双峰式火山岩的地球化学特征[J]. 地质地球化学, 27(4): 29~32.
- 舒良树, 朱文斌, 王 博, 等. 2005. 新疆博格达南缘后碰撞期陆内裂谷和水下滑塌构造[J]. 岩石学报, 21(1): 25~36.
- 王 焰, 钱 青, 刘 良, 等. 2000. 不同构造环境中双峰式火山岩的主要特征[J]. 岩石学报, 16(2): 169~173.
- 吴福元, 李献华, 杨进辉, 等. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题[J]. 岩石学报, 23(6): 1 217~1 238.
- 肖序常, 汤耀庆, 冯益民. 1992. 新疆北部及其邻区大地构造[M]. 北京: 地质出版社.
- 易鹏飞. 2013. 东天山博格达-巴里坤塔格石炭纪-早二叠世陆内裂谷演化特征硕士学位论文[D]. 西安: 长安大学.
- 张招崇, 董书云, 黄 河, 等. 2009. 西南天山二叠纪中酸性侵入岩的地质和地球化学: 岩石成因和构造背景[J]. 地质通报, 28(12): 1 827~1 839.
- 朱弟成, 莫宣学, 王立全, 等. 2009. 西藏冈底斯东部察隅高分异 I 型花岗岩的成因: 锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Sr-Nd 同位素约束[J]. 中国科学(地球科学), 39(7): 833~848.