

# 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<sup>\*</sup>

高景刚<sup>1,2</sup> 李文渊<sup>1</sup> 刘建朝<sup>2</sup> 高云霞<sup>2</sup> 郭新成<sup>3</sup> 周义<sup>2</sup> 范庭宾<sup>3</sup>GAO JingGang<sup>1,2</sup>, LI WenYuan<sup>1</sup>, LIU JianChao<sup>2</sup>, GAO YunXia<sup>2</sup>, GUO XinCheng<sup>3</sup>, ZHOU Yi<sup>2</sup> and FAN TingBin<sup>3</sup>

1. 西安地质矿产研究所, 西安 710054

2. 长安大学地球科学与资源学院, 西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室, 西安 710054

3. 新疆维吾尔自治区地质矿产勘查开发局第十一地质大队, 乌鲁木齐 833000

1. Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, Xi'an 710054, China

2. Key Laboratory of Western Chinas Mineral Resources and Geological Engineering, Ministry of Education; Earth Science and Resources College, Chang'an University, Xi'an 710054, China

3. No. 11 Geological Party, BGMRD of Xinjiang, Urumqi 833000, China

2014-01-01 收稿, 2014-08-28 改回.

Gao JG, Li WY, Liu JC, Gao YX, Guo XC, Zhou Y and Fan TB. 2014. Geochemistry, zircon U-Pb age and Hf isotopes of Late Carboniferous rift volcanic in the Sepikou region, eastern Bogda, Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 30(12): 3539–3552

**Abstract** The Upper Carboniferous Liushugou Formation bimodal volcanic rocks, consisting of basalt, basaltic andesite, keratophyre-quartz keratophyre and rhyolite, are widely distributed in Sepikou area which is located in the eastern margin of Bogda Mountain, Xinjiang. The rocks in the studied area have low-K ( $K_2O = 0.17\% \sim 4.07\%$ ) and high-Na ( $Na_2O = 3.09\% \sim 6.47\%$ );  $SiO_2$  contents between 48.07% and 77.62%; AR exponent between 1.35 and 4.7;  $Na_2O + K_2O$  contents between 3.74% and 9.02%; the low  $K_2O/Na_2O$  ratios (0.04 ~ 1.04); these data shows that it belongs to calc-alkalic rocks. The basalts, basaltic andesites have slight high-Al, low-Mg, low  $K_2O/TiO_2$  and  $K_2O/P_2O_5$  ratios (the values are 0.13 ~ 1.81, 0.36 ~ 6.00), indicating that fractional crystallization is not clear. The basalt, basaltic andesite, keratophyre are characterized by high abundance K, Rb, Th, Ba; and depletion in HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf), and slightly depletion in Ti. The basalts are characterized by  $(Th/Nb)_N = 1.36 \sim 6.55$  ratios, and  $Nb/La = 0.29 \sim 0.44$  ratios, and low  $Nb/Zr = 0.03 \sim 0.05$  ratios. Chondrite-normalized REE patterns for basalts-keratophyre is slight-leaning parallel curve clusters, together with slight enrichment in LREE contents and low HREE/LREE ratios, the keratophyre exhibits slightly negative Eu anomalies ( $\delta Eu = 0.81 \sim 1.17$ ). The rhyolite is characterized by high abundance K, Rb, Th, Ba, and high abundance in HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf), high rhyolite  $\Sigma REE$  contents, low HREE/LREE ratios, They also exhibit that the fractionated REE patterns with prominent negative Eu anomalies ( $\delta Eu = 0.27 \sim 0.50$ ), suggesting stronger crystallization differentiation of magma. In situ U-Pb ages and Hf isotopes of quartz keratophyre were analyzed on the basis of micro area studies upon zircon. Zircon U-Pb ages of the quartz keratophyre are  $314.9 \pm 1.2 Ma$  ( $n = 16$ , MSWD = 0.4), respectively with their Th/U ratio of 0.56 ~ 1.21. The quartz keratophyre zircons, with their  $^{176}Hf/^{177}Hf$  ratios varying in 0.282897 ~ 0.283097, have high positive  $\varepsilon_{Hf}$  (11 ~ 18, averaged at 14) and depleted mantle model ages between 180Ma and 628Ma, which are almost equal to their U-Pb ages. In the  $^{176}Hf/^{177}Hf - \varepsilon_{Hf}$  discrimination diagrams, these zircons are potted on the depleted mantle evolution line. Above characteristics showed that Late Carboniferous volcanic formed in continental rift. Basalt and quartz keratophyre have the same characteristics. Petrology, geochemistry, Hf, Nd isotopic characteristics indicate that they are originated from depleted mantle of contamination by crustal materials. The Late Carboniferous rhyolite formed from both fractional crystallization of basaltic magma of contamination by crustal materials, and the partial melting of crust.

**Key words** Bogda rift; Liushugou Formation; Bimodal volcanic; Hf isotopes; Xinjiang

<sup>\*</sup> 本文受国家重点基础研究计划(2009CB421005)、中国地质调查局项目(1212011121092、12120113078200)、新疆维吾尔自治区1:5万区域地质矿产调查项目(XJQDZ2008-05)、中央高校基本科研业务费专项资金(CHD2010JC128)和长安大学基础研究支持计划专项基金联合资助。

第一作者简介: 高景刚,男,1974年生,博士,副教授,从事矿床学、矿产普查与勘探专业教学和科研工作 E-mail: jggao@chd.edu.cn

**摘要** 新疆色皮口地区位于博格达造山带东段北部, 区域内的上石炭统柳树沟组火山岩为玄武岩-玄武安山岩、角斑岩-石英角斑岩和流纹岩, 组成双峰式火山岩建造。岩石  $\text{SiO}_2$  含量为 48.07% ~ 77.62%, 碱特碱度率 (AR) 为 1.35 ~ 4.7,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  含量为 3.74% ~ 9.02%,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  值为 0.04 ~ 1.04, 为低钾高钠钙碱性-碱性岩石。玄武岩、玄武安山岩  $\text{TiO}_2 = 0.86\% \sim 1.7\%$ , 较高的 Al、低 Mg, 以及低  $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$  和  $\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$  比值 (分别为 0.13 ~ 1.81、0.36 ~ 6.00), 反映了在岩浆演化过程中发生了不明显的分离结晶作用。玄武岩、玄武安山岩、角斑岩不相容元素 K、Rb、Th、Ba 强富集, 高场强元素 Nb、Ta、Zr、Hf 无富集, Ti 亏损不明显, 玄武岩 (Th/Nb)<sub>N</sub> 值为 1.36 ~ 6.55, Nb/La 值为 0.29 ~ 0.44, 具有较低的 Nb/Zr 比值 (0.03 ~ 0.05)。由玄武岩到石英角斑岩, 稀土元素组成略右倾平行曲线簇, 倾斜度 (轻重稀土分异度) 略增大, 铕负异常趋于明显 ( $\delta\text{Eu} = 0.81 \sim 1.17$ )。流纹岩不相容元素 K、Rb、Th、Ba 富集, 高场强元素 Nb、Ta、Zr、Hf 富集, 流纹岩稀土总量增高, 轻重稀土分异增大, 明显铕负异常 ( $\delta\text{Eu} = 0.27 \sim 0.50$ ), 显示后期较强的岩浆分异作用。石英角斑岩的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果为  $314.9 \pm 1.2\text{Ma}$  ( $n=16$ , MSWD=0.4, Th/U 比值在 0.56 ~ 1.21 之间), 这表明石英角斑岩形成时代为晚石炭世。石英角斑岩中锆石的  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  比值均分布在 0.282897 ~ 0.283097 之间, 并具有较高的正  $\varepsilon_{\text{Hf}}$  值 (11 ~ 18), 平均值为 14, Hf 的模式年龄  $t_{\text{DM2}}$  介于 180 ~ 628 Ma。所有锆石的  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  比值和  $\varepsilon_{\text{Hf}}$  值位于亏损地幔演化线与下地壳之间, 并靠近亏损地幔演化线。上述特点反映晚石炭世火山岩形成于板内裂谷环境, 下部玄武岩与角斑岩-石英角斑岩具有同源特征, 暗示岩浆源区来源于亏损地幔, 并受地壳混染。

**关键词** 博格达裂谷; 柳树沟组; 双峰式火山岩; Hf 同位素; 新疆  
中图法分类号 P588.14; P597.3

## 1 引言

近东西走向的博格达造山带位于准噶尔盆地与吐哈盆地之间, 西起乌鲁木齐, 东与克拉麦里-哈尔里克造山带相连 (图 1a)。博格达造山带以花岗岩不发育, 广泛发育石炭纪火山岩为特征, 晚石炭世火山岩作为造山带的重要组成部分, 对造山带演化具有重要意义, 一直受到人们的关注。因工作程度低, 对于该区火山岩的形成时代、分布、结构类型、物质来源等特征不明确, 长期以来对博格达造山带的构造属性存在分歧, 有岛弧 (Coleman, 1989; 马瑞士等, 1993, 1997; Gao *et al.*, 1998)、裂谷或裂陷槽 (顾连兴等, 2000, 2001a, b; 何国琦等, 1994; 王银喜等, 2007) 以及大火成岩省 (夏林圻等, 2004) 的认识分歧, 但一系列研究成果丰富了博格达造山带构造演化的认识。顾连兴等 (2000) 通过研究提出博格达地区的石炭纪火山岩为大陆裂谷双峰式火山岩的认识, 认为七角井组玄武岩来自亏损地幔, 流纹岩是由玄武质岩浆结晶分异作用的产物, 博格达裂谷始于早石炭世, 闭合于中-晚石炭世 (石炭纪三分); 王银喜等 (2007) 开展了晚石炭世大石头群流纹岩的 Sr、Nd、Pb 同位素研究, 认为流纹岩很可能是碰撞后的底侵玄武岩在地幔热量影响下发生重熔的产物; 王金荣等 (2010) 在博格达山东段北部的西地-依齐-小红柳峡一带开展地质调查研究, 提出晚石炭世柳树沟组上部流纹岩源于源区存在有斜长石残留的下地壳物质的部分熔融, 与南部七角井组流纹岩和大石头流纹岩存在明显差异。Chen *et al.* (2011) 在博格达山南坡的白杨沟、七角井和车轱辘泉三个地区分别对上石炭统柳树沟组的玄武岩和流纹岩开展了锆石 Hf 同位素研究, 认为玄武岩来自于交代的岩石圈地幔, 而流纹岩可能来源于两个截然不同的源区。上述研究成果对认识博格达造山带构造演化具有重要

意义。

色皮口地区的柳树沟组火山岩位于博格达造山带向北东方向转折的重要部位, 笔者等在“新疆木垒县色皮口一带区域地质矿产调查”项目中, 开展 1:5 万大比例尺填图, 在对柳树沟组地层单元进行详细研究的基础上, 重点开展了柳树沟组火山岩的岩相、分布、火山机构等特征研究, 获得了较为详实的地质资料, 并运用高精度激光等离子质谱 (LA-ICP-MS) 分析对柳树沟组第二岩性段石英角斑岩进行精确定年, 并进行了锆石的 Hf 同位素以及岩石地球化学的研究, 探讨柳树沟组火山岩的成因及形成背景, 为进一步了解博格达造山带晚石炭世构造背景提供新的证据。

## 2 地质概况与火山岩特征

### 2.1 地质概况

色皮口地区位于博格达造山带向北东方向转折的重要部位, 区域内出露地层主要为石炭系七角井组、柳树沟组和祁家沟组。最老地层为下石炭统七角井组 (周济元等, 1994), 主要分布于博格达造山带东部的七角井-高泉地区, 在研究区位于沟川达坂-头水断裂南侧。柳树沟组分布于研究区中北部, 南以沟川达坂-头水断裂为界, 与七角井组呈断裂接触, 北以博格达北缘断裂与东准噶尔晚古生代陆缘盆地接触, 构成博格达东段主体 (图 1b)。

根据本次工作的 7 条地层剖面成果将柳树沟组分为五个岩性段 (高景刚, 2010<sup>①</sup>): C<sub>2</sub>I<sup>1</sup> 主要出露于阳胡里废墟一带, 构成色皮口背斜之核部, 未见底, 与上覆第二岩性段呈整合接触。底部岩性为灰绿色玄武岩、凝灰岩, 局部夹凝灰质

① 高景刚. 2010. 新疆木垒县色皮口地质报告

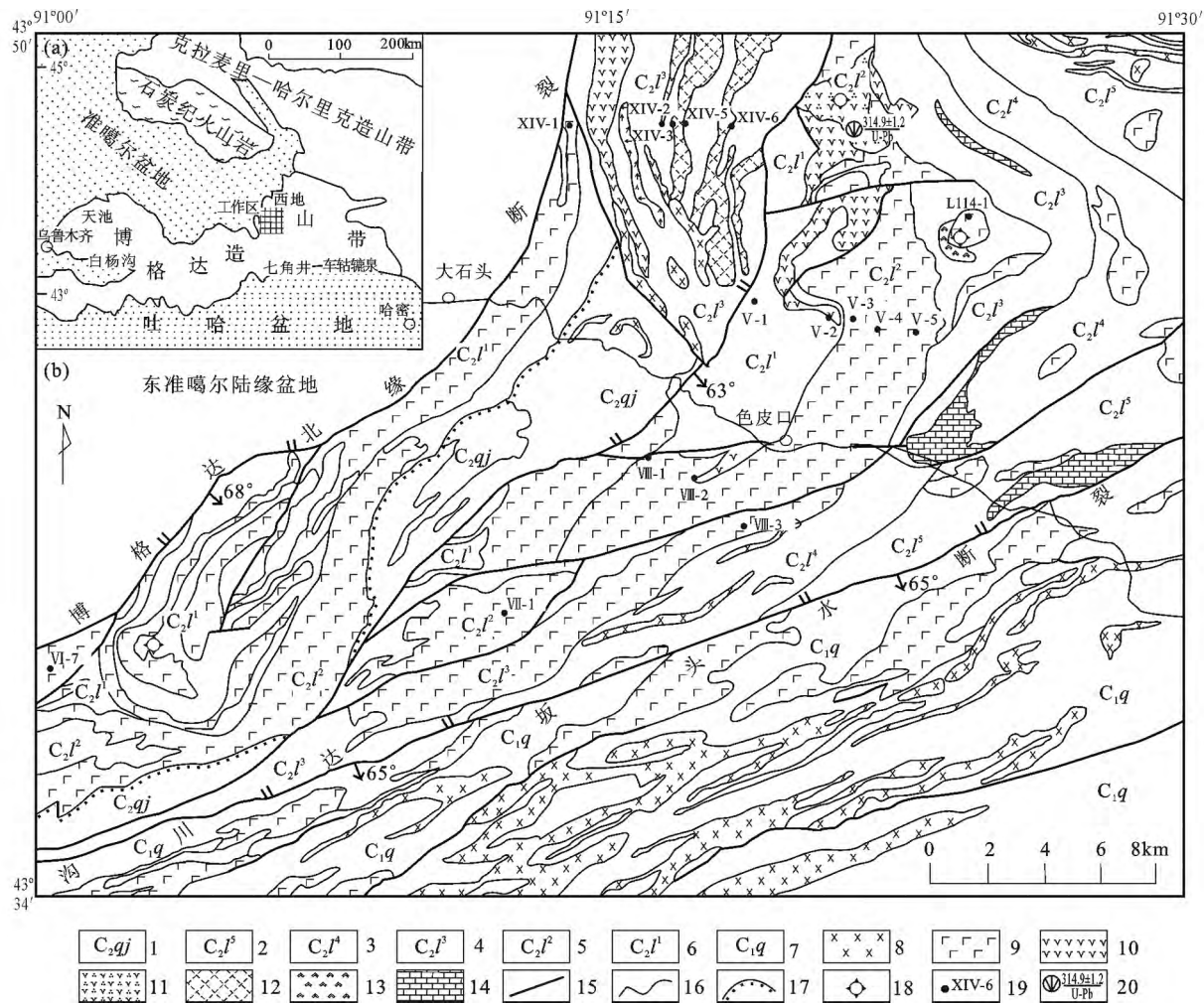


图1 色皮口地区火山岩分布图及采样位置图  
1-上石炭统祁家沟组; 2~5: 上石炭统柳树沟组: 2-柳树沟组第五段; 3-柳树沟组第四段; 4-柳树沟组第三段; 5-柳树沟组第二段; 6-柳树沟组第一段; 7-下石炭统七角井组; 8-晚石炭世辉绿岩; 9-玄武岩、玄武安山岩; 10-角斑岩; 11-石英角斑岩; 12-流纹岩; 13-火山集块岩; 14-灰岩; 15-断裂; 16-地质界线; 17-不整合界线; 18-火山机构; 19-硅酸盐样品; 20-同位素样品及年龄

Fig.1 The volcanic distribution and sampling position sketch in Sepikou area ,Xinjiang

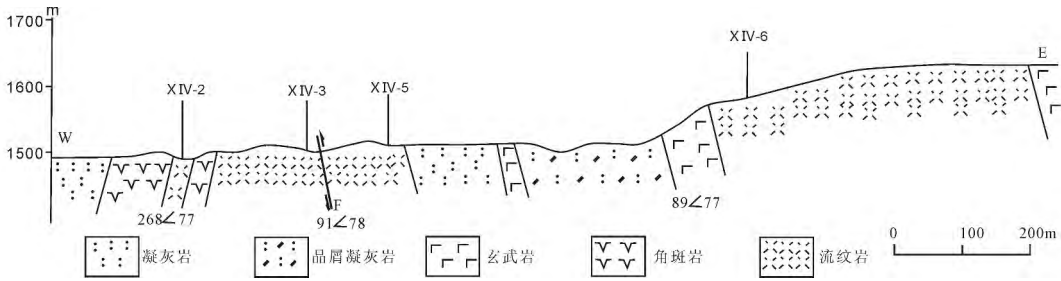


图2 色皮口地区PXIV-PXIV' 实测地质剖面及采样位置图  
Fig.2 PXIV-PXIV' geological cross-sections with sampling sites in Sepikou area

砂岩 灰黑色粉砂岩。 $C_2l^2$  岩性组合主要为一套中基性火山岩 岩性为灰绿色玄武岩、紫红色铁质玄武岩、灰绿色玄武安山岩 少量角斑岩。 $C_2l^3$  主要岩石组合为灰绿色火山凝灰岩、角斑岩、浅肉红色流纹岩 局部夹浅灰色凝灰质砂岩为主 (图2)。 $C_2l^4$  为灰绿色凝灰质砂岩、紫红色细砂岩、粉砂岩, 夹灰绿色凝灰岩、灰绿色玄武岩夹少量灰岩透镜体。 $C_2l^5$  主要岩性为浅灰绿色凝灰岩、凝灰质砂岩及凝灰质砂砾岩, 夹少量灰色、灰白色、紫红色灰岩透镜体等。

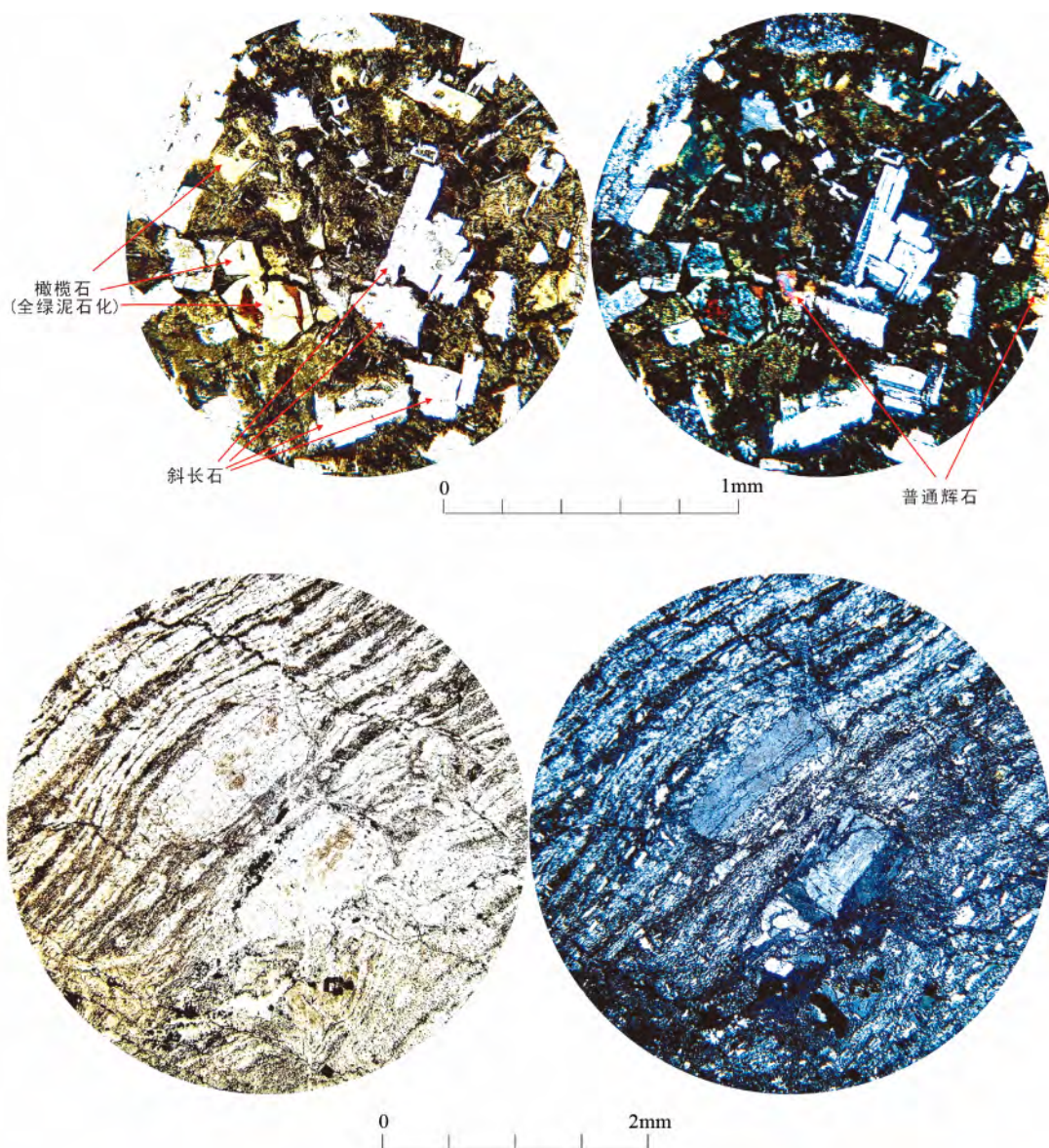


图3 灰色橄榄玄武岩(a)和灰绿色流纹状角斑岩(b)岩相学特征

左为单偏光; 右为正交偏光

Fig. 3 Petrography of gray olive basalt (a) and celadon rhyolite keratophyre (b)

## 2.2 火山岩特征

上石炭统柳树沟组由火山熔岩、火山碎屑岩及沉积碎屑岩组成。区内总厚度 2230 ~ 6069m, 平均 4525m, 喷发指数 52% ~ 100%, 平均 83%。以火山岩为主, 其中熔岩与火山碎屑岩比例近于相等。火山岩为玄武岩、玄武安山岩和角斑岩、石英角斑岩、流纹岩组成双峰式火山岩建造, 玄武岩类(橄榄玄武岩、玄武岩、玄武玢岩、玄武安山岩、玄武安山玢岩等)占 75%, 角斑岩、石英角斑岩、流纹岩占 24.6%, 总比例为基性岩: 酸性岩 = 3:1。据剖面实测, 柳树沟组多由 8 ~ 10 个韵律组成, 部分达 13 ~ 24 个韵律, 厚达数十米至数百米。韵律间沉积岩极少, 总体为小间歇连续火山作用。爆发指数

为 16% ~ 80%, 平均 45%, 表现为强烈火山喷溢-爆发作用。较大爆发指数差异和 3 处火山机构保存(图 1b), 表明柳树沟旋回火山作用具有中心式喷发特征。各类岩石主要岩石学特征为:

(1) 橄榄玄武岩(图 3a)、玄武玢岩、玄武岩、玄武安山岩具有斑状结构, 基质基本为交织结构、玻晶交织结构为主, 间粒-间隐结构次之, 个别为雏晶结构、霏细结构和块状构造。约 1/4 有气孔构造, 暗色率 20% ~ 53%。斑晶基本为斜长石、常见橄榄石、辉石斑晶。橄榄石均已蚀变, 约 75% 的岩石中斜长石脱钙成钠长石, 具有海底喷发特征。

(2) 角斑岩以斑状霏细结构为主, 少数斑状显微交织结构、块状构造(无气孔), 暗色率 1% ~ 15%, 20 块薄片平均

4.9%。斜长石全部为 An 0~4 钠长石,石英角斑岩以斑状球粒结构为主,个别斑状显微交织结构,显微包含结构,块状流纹状构造,钠长石(75%~80%),大部为 0.001mm × 0.05mm 以下晶粒界线不清的纤片状雏晶,游离石英(3%~5%)0.03~0.1mm,它形粒状,集成宽 0.1mm 以下呈条纹分布,使岩石具流纹状(图 3b)。

(3) 火山碎屑岩均为复屑凝灰岩和岩屑凝灰岩为主,常见火山角砾岩,玻屑凝灰岩较少,总体反映离火山机构不远。

### 3 样品采集及分析方法

本文选取了来自色皮口地区柳树沟组第二岩性段的石英角斑岩(SP-RZ1)进行锆石 U-Pb 定年及 Hf 同位素分析,并将实测剖面所取得的 16 块样品进行岩石地球化学分析。采样位置见图 1b 和图 2。

用于锆石年代学测试的石英角斑岩样品在河北省地勘局廊坊实验室内完成处理。首先经过破碎、经淘洗、浮选和电磁选方法富集锆石,再在双目镜下用手工方法逐个精选单颗粒锆石。用环氧树脂固定于样品靶上,待树脂充分固化后将样品座加载玻片上剥离,并对其进行剖光,直到样品露出一个光洁的平面,不镀金,在大量的透射和反射显微镜观察的基础上,选择合适的样品进行了阴极发光研究。样品测试前用酒精轻擦拭样品表面,以除去可能的污染。样品测试利用中国地质科学院矿产资源研究所的带有多个离子计数器(multi ion counters)的 Finnigan Neptune 型多接收电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP-MS)及与之配套的 New wave UP 213 激光剥蚀系统。Hf 同位素分析点在 U-Pb 分析点上,实验过程中采用 He 作为剥蚀物质载气,剥蚀直径采用 55μm,测定时使用锆石国际标准 GJ1 作为参考物质,分析点与 U-Pb 定年分析点为同一位置。相关仪器运行条件及详细分析流程见有关文献(侯可军等 2007;侯可军和袁顺达 2010)。

进行岩石地球化学分析时,首先将岩石样品破碎、研磨(200 目)制成分析样品,主量元素和微量元素均在西安地质矿产研究所实验室内测试,主量元素采用 XRF 法测试,分析精度高于 1%,其中 FeO 和 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 以及烧失量用湿化学法单独分析;微量元素(含稀土元素)采用 ICP-MS 法完成,分析精度一般优于 5%。

## 4 分析结果

### 4.1 地球化学特征

#### 4.1.1 主元素

新疆木垒县色皮口地区上石炭统柳树沟组火山岩分析样品具有较高烧失量(0.59%~6.75%),显示岩石经过不同程度的改造,主元素分析结果及特征参数见表 1。

表 1 显示,玄武岩-玄武安山岩 SiO<sub>2</sub> 介于 48.07%~

56.39% 之间,碱总量范围 3.74%~6.34%,K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 比值较低(0.04~0.63),莱特碱度率 AR 指数为 1.35~1.94,玄武岩-玄武安山岩富钠贫钾,属拉班系列;TiO<sub>2</sub> = 0.86%~1.7%,较高的 Al、低 Mg,以及低 K<sub>2</sub>O/TiO<sub>2</sub> 和 K<sub>2</sub>O/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 比值(分别为 0.13~1.81、0.36~6.00),反映了在岩浆演化过程中发生了不明显的分离结晶作用。角斑岩-石英角斑岩 SiO<sub>2</sub> 介于 65.58%~70.67%,碱总量 7.10%~7.77%,K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 比值低(0.1~0.24),莱特碱度率 AR 指数为 2.44~2.64,TiO<sub>2</sub> = 0.49%~0.73%,较高的 Al、低 Mg, K<sub>2</sub>O/TiO<sub>2</sub> 和 K<sub>2</sub>O/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 比值(分别为 1.05~2.16、4.53~7.55)相对于玄武岩-玄武安山岩略有增加,镁指数由基性岩的 36.4 降到石英角斑岩的 14.0,显示连续变化。流纹岩 SiO<sub>2</sub> 介于 70.81%~77.62%,碱总量 6.87%~9.02%,K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 为 0.74~1.04,K<sub>2</sub>O/TiO<sub>2</sub> 和 K<sub>2</sub>O/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 比值(分别为 10.4~18.8、72.5~242)AR 指数 3.96~4.7, A/CNK 指数介于 1.43~1.55。可见酸性岩碱总量和钾钠比都明显提高,碱度率由玄武岩的 1.35 到角斑岩的 2.64,总体在钙碱性范围,上部流纹岩的碱度率增加到 3.96 以上,进入碱性系列范围,与柳树沟组下部火山岩有明显差异,显示岩浆演化有变化。

由于 TAS 分类图解不能正确鉴别研究区火山岩分类,近年来一些作者采用别的元素图解,如 SiO<sub>2</sub>-Nb/Y 图解(Winchester and Floyd, 1977)亦不能准确反映角斑岩-石英角斑岩分布。本文借用新疆区域地质志中钾碱指数概念(新疆维吾尔自治区地质矿产局,1991 年),将碱总量乘以钾钠比值,称钾碱指数,作为纵坐标。横坐标采用固结指数 SI 代替 SiO<sub>2</sub>,纵坐标采样钾碱指数(KA2),为平衡高钾比和低钾比岩石在图上的分布,将钾钠比值采用平方根。计算公式如下:

$$\{SI\} \% = 100MgO / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O);$$

$$KA2(\text{钾碱指数}) = (K_2O + Na_2O) \times \sqrt{K_2O/Na_2O};$$

图 4 能清楚地将角斑岩、石英角斑岩从安粗岩-粗安岩中分离出来,并显示柳树沟组火山岩分布于玄武岩-玄武安山岩、角斑岩-石英角斑岩和流纹岩三个区,组成双峰式火山岩建造。玄武岩-玄武安山岩 SI 值介于 17.46~25.7 之间,小于大多数原生玄武岩浆的固结指数(40 左右),反映岩浆发生一定的分异作用。

#### 4.1.2 微量元素和稀土元素

色皮口地区柳树沟组火山岩微量元素分析结果及特征参数见表 1。其中玄武岩-玄武安山岩 ΣREE = 68.74 × 10<sup>-6</sup> ~ 117.7 × 10<sup>-6</sup>, (La/Yb)<sub>N</sub> = 2.3~4.43, δEu = 0.92~1.17; 稀土总量低,轻重稀土分异小,铕负异常不明显。角斑岩-石英角斑岩 ΣREE = 70.79 × 10<sup>-6</sup> ~ 87.44 × 10<sup>-6</sup>, (La/Yb)<sub>N</sub> = 2.34~4.79, δEu = 0.81~0.91,有弱的铕负异常,角斑岩-石英角斑岩与玄武岩-玄武安山岩稀土特征基本相同。流纹岩 ΣREE = 141.8 × 10<sup>-6</sup> ~ 228.2 × 10<sup>-6</sup>, (La/Yb)<sub>N</sub> = 4.11~7.42, δEu = 0.27~0.50,流纹岩稀土总量增高,轻重稀土分异增大,铕负异常明显。

表1 柳树沟组火山岩的主量元素(wt%)和微量、稀土元素( $\times 10^{-6}$ )分析结果表Table 1 Major elements (wt%) and trace elements ( $\times 10^{-6}$ ) composition of Liushugou Formation volcanic rocks

样品号	XIV-1	VIII-3	V-5	VI-7	VIII-1	VII-1	L114-1	V-1	V-4	V-3	VIII-2	V-2	XIV-5	XIV-2	XIV-6	XIV-3
岩性	玄武岩				玄武安山岩				角斑岩-石英角斑岩				流纹岩			
SiO <sub>2</sub>	48.07	50.38	50.08	55.7	56.39	55.53	53.88	52.68	52.71	65.58	65.58	70.67	77.62	75.14	74.37	70.81
TiO <sub>2</sub>	1.35	1.70	1.46	1.35	1.38	1.10	1.36	0.86	1.32	0.73	0.70	0.49	0.18	0.23	0.28	0.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.55	15.27	17.67	15.59	16.5	16.6	16.39	16.59	16.62	14.96	15.71	14.06	10.62	12.11	12.14	14.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.16	8.58	3.17	3.5	1.67	2.62	4.26	2.01	3.38	0.75	1.36	0.1	2.66	2.03	2.39	1.82
FeO	5.36	1.32	5.03	5.42	6.61	5.07	3.97	6.65	4.64	4.18	2.06	2.83	0.42	1.31	1.23	1.28
MnO	0.18	0.13	0.16	0.16	0.15	0.11	0.14	0.18	0.12	0.13	0.088	0.11	0.023	0.11	0.073	0.094
MgO	4.22	3.38	4.45	3.58	3.78	4.77	3.46	4.9	4.29	1.42	1.13	0.46	0.12	0.11	0.11	0.20
CaO	8.79	7.67	8.16	6.33	2.74	2.57	6.22	5.28	6.61	2.03	2.31	1.73	0.24	0.26	0.37	0.42
Na <sub>2</sub> O	3.09	4.86	4.41	4.37	5.33	4.91	3.88	4.61	4.59	6.33	6.26	6.47	3.48	3.69	4.06	5.18
K <sub>2</sub> O	0.65	1.22	0.33	0.17	0.58	1.21	2.46	1.00	1.50	0.77	1.51	0.65	3.39	3.84	4.07	3.84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.49	0.27	0.26	0.47	0.31	0.36	0.41	0.21	0.30	0.17	0.20	0.14	0.014	0.018	0.026	0.053
LOI	6.75	4.75	4.32	2.97	4.22	4.69	3.16	4.54	3.48	2.48	2.68	1.80	0.91	0.85	0.59	0.99
Total	99.66	99.53	99.50	99.61	99.66	99.54	99.59	99.51	99.56	99.53	99.59	99.51	99.68	99.70	99.71	99.70
Mg <sup>#</sup>	44.1	71.9	46.9	39.8	36.4	48.5	46.6	42.4	48.0	25.4	35.4	14.0				
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.21	0.25	0.07	0.04	0.11	0.25	0.63	0.22	0.33	0.12	0.24	0.10	0.97	1.04	1.00	0.74
K <sub>2</sub> O/TiO <sub>2</sub>	0.48	0.72	0.23	0.13	0.42	1.10	1.81	1.16	1.14	1.05	2.16	1.33	18.8	16.7	14.5	10.4
K <sub>2</sub> O/P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.33	4.52	1.27	0.36	1.87	3.36	6.00	4.76	5.00	4.53	7.55	4.64	242	213	157	72.5
ALK	3.74	6.08	4.74	4.54	5.91	6.12	6.34	5.61	6.09	7.10	7.77	7.12	6.87	7.53	8.13	9.02
AR 指数	1.35	1.72	1.45	1.52	1.89	1.94	1.78	1.69	1.71	2.44	2.52	2.64	4.44	3.96	4.70	3.99
A/CNK	1.32	1.11	1.37	1.43	1.91	1.91	1.30	1.52	1.31	1.64	1.56	1.59	1.49	1.55	1.43	1.55
Cs	0.25	1.31	0.84	0.14	0.76	0.52	1.09	0.47	1.46	0.14	0.86	0.91	1.19	0.74	0.36	3.39
Rb	8.52	22.7	5.80	2.36	9.92	18.6	47.7	13.9	26.6	9.80	24.8	10.6	57.0	81.3	63.4	61.8
Sr	598	277	414	131	617	306	728	568	1010	169	370	262	26.4	39.3	32.3	44.4
Ba	258	298	159	44.1	230	343	550	779	393	205	394	136	131	250	417	620
Ga	28.36	28.5	24.71	17.91	27.04	31.35	41.90	50.13	35.05	22.88	30.85	14.71	20.21	29.08	32.44	44.67
Nb	5.22	3.55	4.80	5.97	5.26	6.24	4.73	3.13	4.90	4.15	7.98	5.79	18.75	16.74	14.46	15.49
Ta	0.29	0.22	0.30	0.36	0.31	0.40	0.31	0.14	0.31	0.24	0.50	0.34	1.04	0.99	0.86	0.93
Zr	158	132	138	171	161	177	127	62.5	147	158	255	193	695	655	543	588
Hf	3.79	3.44	3.25	4.06	4.17	4.37	3.38	1.77	3.56	4.46	6.30	5.01	16.38	16.19	12.81	14.57
Th	0.85	0.70	2.71	4.14	2.44	2.18	2.88	1.47	3.83	1.64	2.82	4.50	4.88	4.93	3.09	3.43
V	202.6	154.4	226.1	209.7	234.8	159.9	196.9	260.4	212	69.4	54.06	30.34	3.24	3.59	4.40	7.00
Cr	173.5	96.83	96.87	30.83	47.62	117.2	16.00	37.97	108.5	12.41	24.51	23.26	3.05	9.49	3.75	2.70
Co	36.72	39.81	39.15	29.24	28.06	26.80	27.40	32.69	32.73	13.56	9.25	4.57	2.41	4.48	1.66	4.79
Ni	44.34	30.26	57.63	12.07	18.93	46.52	86.23	16.57	38.26	11.29	14.34	9.04	6.46	9.19	6.44	8.30
Li	20.46	41.03	37.53	19.39	19.85	37.48	20.76	20.83	36.25	1.83	0.35	0.03	2.65	1.30	0.97	3.57
Sc	21.48	26.6	17.96	19.34	17.73	16.81	18.30	25.95	23.8	8.35	2.00	4.63	1.71	1.40	3.41	4.64
U	0.27	0.37	4.11	5.42	1.56	1.04	1.07	0.89	4.74	0.96	1.80	5.95	3.70	2.13	1.01	1.96
La	16.57	9.31	11.4	15.73	11.95	16.36	13.11	10.84	13.49	8.41	12.89	11.06	22.14	39.56	23.09	23.81
Ce	41.56	25.00	28.67	39.54	30.24	40.04	31.59	24.86	33.26	25.29	35.17	32.42	62.73	98.21	64.36	61.84
Pr	5.43	3.51	3.68	5.00	3.43	4.82	4.00	3.12	4.18	2.96	3.99	3.32	5.99	10.31	6.40	6.90
Nd	26.00	17.97	17.38	23.39	16.34	21.86	18.82	14.57	19.57	14.62	17.95	15.18	25.06	43.69	27.16	29.37
Sm	5.97	4.68	4.05	5.36	3.94	4.69	4.34	3.14	4.47	3.60	3.76	3.27	5.08	8.73	5.36	6.10
Eu	1.83	1.59	1.38	1.63	1.17	1.42	1.64	1.14	1.48	1.01	1.08	0.85	0.44	1.03	0.84	0.94
Gd	6.57	5.60	4.78	6.14	4.69	5.25	5.18	3.69	5.25	4.30	4.24	3.83	5.76	9.02	5.87	6.49
Tb	0.92	0.85	0.68	0.87	0.67	0.73	0.70	0.46	0.75	0.65	0.55	0.53	0.83	1.24	0.88	0.96
Dy	5.4	5.12	4.05	5.28	4.13	4.33	4.05	2.78	4.63	3.98	3.19	3.15	5.39	7.00	5.35	5.99
Ho	1.06	1.05	0.80	1.05	0.85	0.82	0.85	0.56	0.91	0.80	0.64	0.65	1.10	1.34	1.09	1.23
Er	3.05	3.05	2.28	3.10	2.47	2.38	2.35	1.58	2.58	2.35	1.85	1.92	3.27	3.86	3.41	3.66
Tm	0.42	0.42	0.32	0.43	0.36	0.32	0.32	0.22	0.37	0.34	0.27	0.27	0.47	0.52	0.50	0.52
Yb	2.50	2.41	1.90	2.53	2.03	2.20	2.14	1.54	2.13	2.14	1.60	1.60	3.04	3.17	3.34	3.25
Lu	0.42	0.41	0.32	0.45	0.37	0.32	0.33	0.24	0.38	0.35	0.26	0.28	0.48	0.55	0.52	0.56
Y	25.71	24.83	19.72	26.45	21.15	19.93	19.33	13.54	22.06	18.49	14.93	14.61	23.90	28.74	24.55	25.94
ΣREE	117.7	80.95	81.68	110.5	82.63	105.5	89.41	68.74	93.46	70.79	87.44	78.32	141.8	228.2	148.2	151.6
(La/Yb) <sub>N</sub>	3.94	2.3	3.57	3.69	3.5	4.43	3.65	4.18	3.75	2.34	4.79	4.11	4.33	7.42	4.11	4.35
δEu	0.98	1.05	1.06	0.96	0.92	0.97	1.17	1.13	1.03	0.86	0.91	0.81	0.27	0.39	0.50	0.50

注:  $Mg^{\#} = 100 \times MgO / (MgO + FeO)$

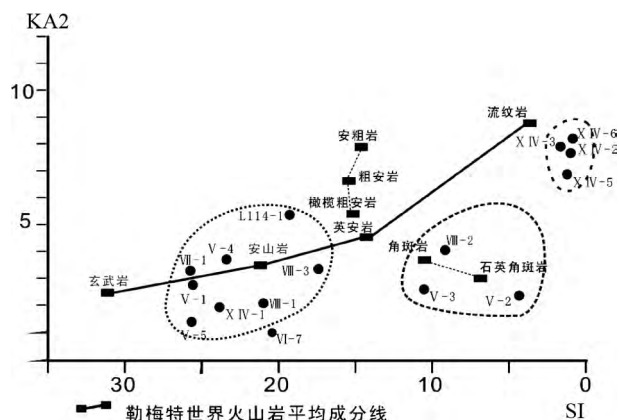


图4 色皮口地区柳树沟组火山岩 KA2-SI 图

Fig. 4 KA2-SI map of Liushugou Formation volcanic in Sepikou area

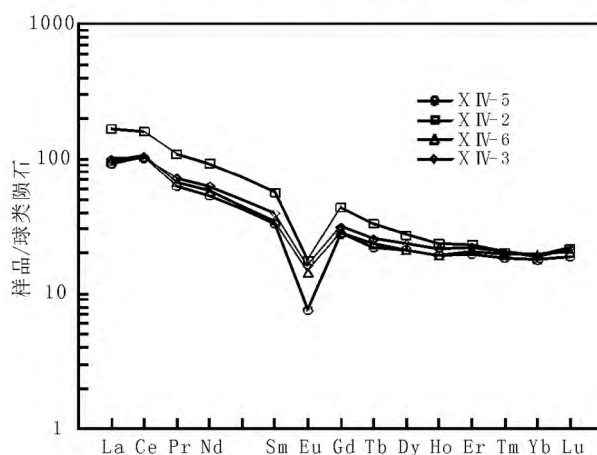
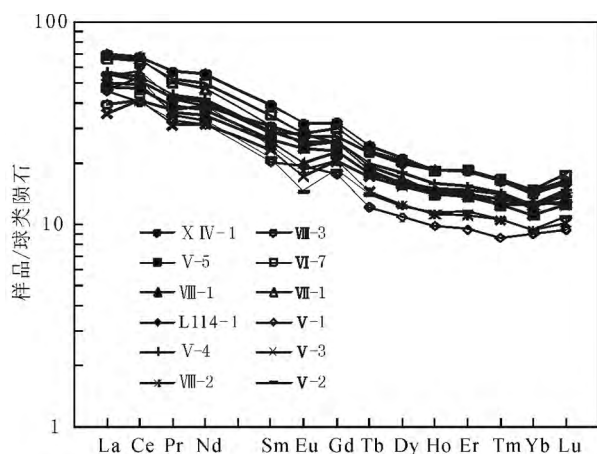


图5 玄武岩-角斑岩 (a) 和流纹岩 (b) 稀土元素球类陨石标准化配分图 (标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns for basalts-keratophyre (a) and rhyolites (b) from Sepikou (normalized values after Sun and McDonough, 1989)

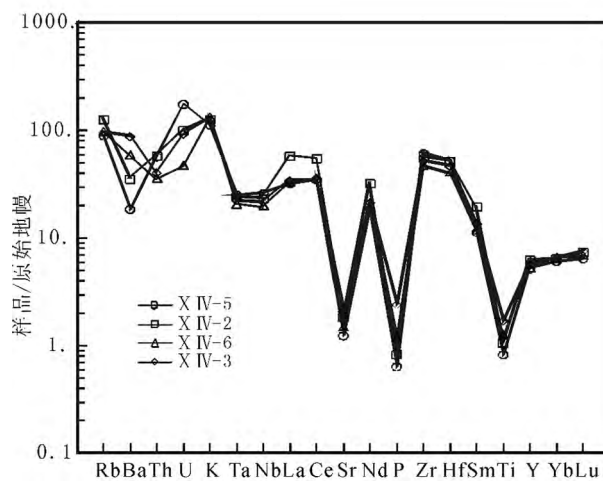
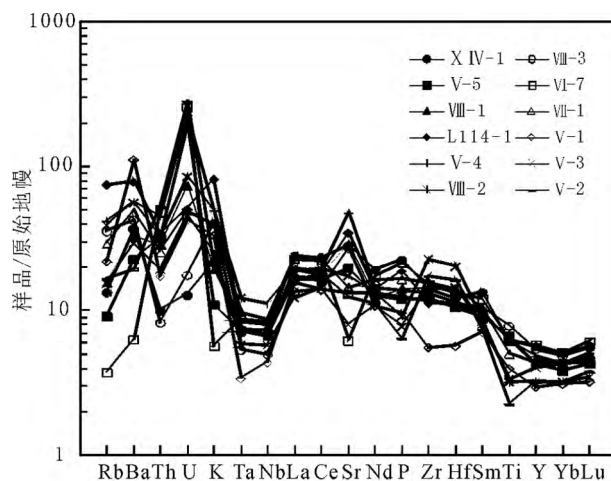


图6 玄武岩-角斑岩 (a) 和流纹岩 (b) 微量元素原始地幔标准化蛛网图 (标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 6 PM-normalized trace element patterns of basalts-keratophyre (a) and rhyolites (b) from Sepikou (normalized values from Sun and McDonough, 1989)

在球粒陨石配分型式图上 (图 5), 柳树沟组下部玄武岩、玄武安山岩、角斑岩-石英角斑岩全部组成低缓的平行曲线簇, 由玄武岩到石英角斑岩, 倾斜度 (轻重稀土分异度) 略增大, 铕负异常趋于明显, 说明有弱的斜长石分离结晶, 这与玄武岩存在斜长石斑晶的岩石学特征一致。流纹岩则大体保持原倾斜度, 而铕负异常加大, 铕谷很深, 说明后期有较强岩浆分异作用。

色皮口地区柳树沟组火山岩微量元素含量见表 1, 下部岩组玄武岩、玄武安山岩、角斑岩-石英角斑岩具有相似的特征, 其原始地幔标准化配分型式基本一致 (图 6a), 为不相容元素 K、Rb、Th、Ba 强富集, 高场强元素 Nb、Ta、Zr、Hf 无富集, Ti 亏损不明显, Nb、Ta 表现为有明显的负异常, 这种特征无疑显示了岩浆源于地幔 (Brown *et al.*, 2003)。角斑岩有相容元素提升, 到流纹岩出现跃进式变化, 整体提升, 高场强

元素强富集。流纹岩原始地幔标准化蛛网图显示 Sr、Nb、Ta、P 和 Ti 负异常,而 Sr、P、Ti 谷深(图 6b)。Sr 的负异常可能暗示存在斜长石的分离结晶或者斜长石残留的地壳物质的部分熔融( Green, 1994)。

4.2 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年

柳树沟组第二岩性段石英角斑岩中锆石为无色透明或浅黄色,大部分锆石结晶较好,呈长柱状晶形,少数为等粒。从锆石的阴极发光图像可以看出,锆石具有明显的内部构造和典型的岩浆振荡环带(图 7a)。SP-RZ1 样品锆石中的 Th/U 比值变化范围在 0.56~1.21 之间,均大于 0.1,清楚地指示他们为典型的岩浆成因锆石( Pidgeon, 1996)。样品石英角斑岩( SP-RZ1) 的部分锆石颗粒的 CL 图像、锆石 U-Pb 以及 Hf 同位素原位分析点见图 7a,其锆石 U-Pb 年龄测定结果列于表 2。

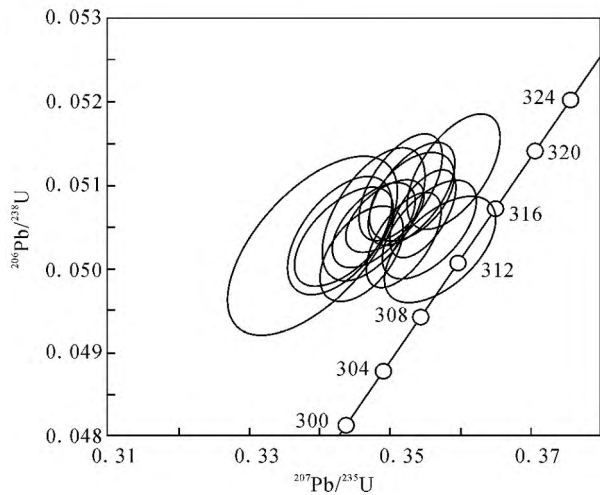
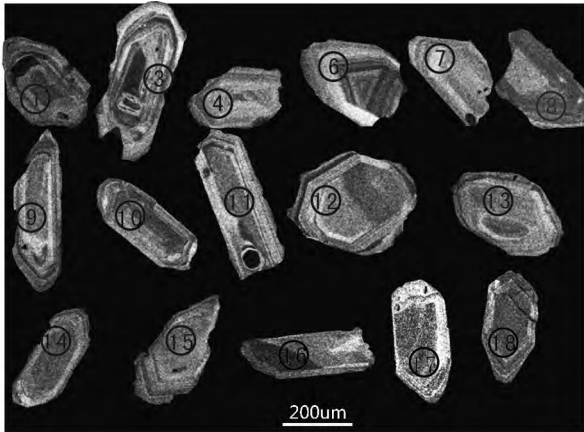


图 7 SP-RZ1 锆石阴极发光图像特征( a) 和锆石 U-Pb 年龄谱和图( b)

Fig. 7 CL images ( a) and concordia plot of U-Pb ages of SP-RZ1 zircons

表 2 色皮口地区柳树沟组石英角斑岩的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年代学测试结果

Table 2 The LA-ICP-MS U-Pb ages result of Liushugou Formation quartz keratophyre zircons in Sepikou area

测点号	$^{232}\text{Th}$		$^{238}\text{U}$		$\text{Th}/\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	
	$(\times 10^{-6})$		$(\times 10^{-6})$			$\sigma$		$\sigma$		$\sigma$	Ratio	$\sigma$	Ratio	$\sigma$	Age (Ma)	$\sigma$	Age (Ma)	$\sigma$	Age (Ma)	$\sigma$	Ratio	$\sigma$	Age (Ma)	$\sigma$	Age (Ma)
SP-RZ1-01	48	86	66	50	0.56	0.0514	0.00045	0.3591	0.00448	0.0507	0.00046	0.0044	0.0006	261	20	312	3	319	3	88	12				
SP-RZ1-03	66	65	53	50	1.01	0.052	0.00059	0.3574	0.00551	0.0497	0.00041	0.0033	0.00044	283	26	310	4	313	3	67	9				
SP-RZ1-04	53	50	87	147	1.06	0.0499	0.00056	0.3434	0.00469	0.0499	0.00037	0.0038	0.00051	191	26	300	4	314	2	77	10				
SP-RZ1-06	87	147	41	70	0.59	0.0513	0.00036	0.3544	0.00339	0.0502	0.00034	0.0025	0.00034	254	49	308	3	316	2	50	7				
SP-RZ1-07	41	70	116	176	0.59	0.0509	0.00047	0.353	0.00424	0.0504	0.00043	0.0049	0.00072	235	22	307	3	317	3	99	14				
SP-RZ1-08	116	176	48	48	0.66	0.0512	0.00031	0.3519	0.00356	0.0499	0.00038	0.0024	0.00036	256	13	306	3	314	2	49	7				
SP-RZ1-09	48	48	117	141	1.01	0.0506	0.00059	0.3471	0.00489	0.0498	0.00045	0.0038	0.00065	220	31	303	4	313	3	76	13				
SP-RZ1-10	117	141	63	69	0.83	0.0505	0.00036	0.3515	0.00407	0.0505	0.00043	0.0022	0.00038	217	12	306	3	317	3	44	8				
SP-RZ1-11	63	69	27	22	0.91	0.0503	0.0005	0.3475	0.0049	0.0502	0.00052	0.0038	0.00068	209	24	303	4	316	3	77	14				
SP-RZ1-12	27	22	42	51	1.21	0.0496	0.00099	0.339	0.00802	0.0497	0.0007	0.0061	0.00104	189	51	296	6	313	4	123	21				
SP-RZ1-13	42	51	54	75	0.83	0.0506	0.00069	0.3491	0.00509	0.0501	0.00034	0.0047	0.00081	220	31	304	4	315	2	94	16				
SP-RZ1-14	54	75	34	45	0.72	0.0517	0.0005	0.3564	0.00422	0.05	0.00033	0.0037	0.00062	333	22	310	3	315	2	74	12				
SP-RZ1-15	34	45	46	42	0.76	0.0508	0.0007	0.3513	0.00532	0.0503	0.00039	0.0043	0.0008	228	31	306	4	316	2	87	16				
SP-RZ1-16	46	42	49	49	1.09	0.0517	0.00063	0.3556	0.00475	0.05	0.00039	0.0044	0.00085	333	28	309	4	314	2	89	17				
SP-RZ1-17	46	49	65	94	0.93	0.0499	0.00056	0.3426	0.00472	0.0499	0.00046	0.0048	0.00099	191	28	299	4	314	3	96	20				
SP-RZ1-18	65	94			0.7	0.0504	0.00044	0.3457	0.00376	0.0498	0.00033	0.0036	0.0008	213	20	302	3	313	2	73	16				

注:由中国地质科学院矿产资源研究所分析,分析者高景刚、张东阳、侯可军

表3 色皮口地区柳树沟组石英角闪岩的 LA-MC-ICP-MS 锆石 Lu-Hf 同位素数据

Table 3 The LA-MC-ICP-MS Lu-Hf isotopes result of Liushugou Formation quartz keratophyre zircons in Sepikou area

测点号	年龄 (Ma)	<sup>176</sup> Yb/ <sup>177</sup> Hf 比值	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf 比值	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf 比值	2σ	ε <sub>Hf</sub> (0)	ε <sub>Hf</sub> (t)	t <sub>DM1</sub> (Ma)	t <sub>DM2</sub> (Ma)	f <sub>Lu/Hf</sub>
SP-RZ1-01	319	0.133861	0.002646	0.283097	0.000025	11.51	18	228	180.2	-0.92029
SP-RZ1-03	313	0.093471	0.001977	0.282967	0.000021	6.89	13	415	471.5	-0.94044
SP-RZ1-04	314	0.123856	0.002657	0.283047	0.000025	9.74	16	303	297.0	-0.91997
SP-RZ1-06	316	0.079829	0.001715	0.282962	0.000017	6.74	13	418	476.5	-0.94835
SP-RZ1-07	317	0.099504	0.002120	0.283007	0.000022	8.32	15	357	379.6	-0.93616
SP-RZ1-08	314	0.085476	0.001797	0.283000	0.000021	8.08	15	364	392.3	-0.94588
SP-RZ1-09	313	0.135438	0.002800	0.282950	0.000024	6.31	13	449	519.3	-0.91565
SP-RZ1-10	317	0.094468	0.001986	0.282897	0.000021	4.42	11	517	627.6	-0.94019
SP-RZ1-11	316	0.098897	0.002129	0.282979	0.000021	7.32	14	399	444.6	-0.93589
SP-RZ1-12	313	0.082322	0.001862	0.283009	0.000023	8.38	15	352	374.1	-0.94392
SP-RZ1-13	315	0.075138	0.001639	0.282964	0.000021	6.80	13	415	471.6	-0.95064
SP-RZ1-14	315	0.069508	0.001475	0.282974	0.000017	7.14	14	399	447.8	-0.95557
SP-RZ1-15	316	0.091680	0.001998	0.282978	0.000024	7.29	14	399	444.3	-0.93983
SP-RZ1-16	314	0.149826	0.003154	0.283033	0.000023	9.24	16	328	335.3	-0.905
SP-RZ1-17	314	0.096485	0.001996	0.282976	0.000024	7.21	14	402	450.4	-0.93989
SP-RZ1-18	313	0.098324	0.002021	0.282981	0.000021	7.39	14	395	439.8	-0.93913

注: 锆石 Hf 同位素的 ε<sub>Hf</sub> 值以及亏损地幔模式年龄计算公式如下(吴福元等 2007):

$$\varepsilon_{\text{Hf}}(0) = \left[ \left( \frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{S}} / \left( \frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CHUR},0} - 1 \right] \times 10000$$
$$\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = \left\{ \left[ \left( \frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{S}} - \left( \frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{S}} \times (e^{\lambda t} - 1) \right] / \left[ \left( \frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CHUR},0} - \left( \frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda t} - 1) \right] - 1 \right\} \times 10000,$$
$$t_{\text{DM1}} = 1/\lambda \times \ln \{ 1 + \left[ \left( \frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{S}} - \left( \frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{DM}} \right] / \left[ \left( \frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{S}} - \left( \frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{DM}} \right] \},$$
$$t_{\text{DM2}} = t_{\text{DM1}} - (t_{\text{DM1}} - t) \times [f_{\text{cc}} - f_{\text{s}}] / (f_{\text{cc}} - f_{\text{DM}}), f_{\text{Lu/Hf}} = \left( \frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{S}} / \left( \frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CHUR}} - 1, \text{其中 } \left( \frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{S}} \text{ 和 } \left( \frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{S}} \text{ 为样}$$

品测定值,  $\left( \frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CHUR}} = 0.0332$ ,  $\left( \frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CHUR},0} = 0.282772$ ;  $\left( \frac{{}^{176}\text{Hf}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{DM}} = 0.28325$  和  $\left( \frac{{}^{176}\text{Lu}}{{}^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{DM}} = 0.0384$ ,  $f_{\text{cc}}, f_{\text{s}}, f_{\text{DM}}$  分别为大陆地壳、测试样品和亏损地幔的  $f_{\text{Lu/Hf}}$ ,  $t$  为样品形成时间,  $\lambda = 1.867 \times 10^{-11} \text{ year}^{-1}$

图 7b 显示石英角闪岩样品中测定的 16 个点的分析结果在锆石 U-Pb 谐和图上几乎都落在谐和线附近,而且分布相对集中。所有测试点 <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 加权平均年龄为 314.9 ± 1.2Ma, MSWD = 0.40, 代表岩浆结晶年龄。

4.3 锆石 Hf 同位素

我们对柳树沟组第二岩性段石英角闪岩中已测年的锆石样品进行原位 Hf 同位素分析,数据列于表 3。进行 Hf 同位素计算时采用的年龄是分析所在的样品的年龄。

表 3 分析结果显示,锆石颗粒的 <sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf 比值均小于 0.003154,其平均值为 0.002123,显示锆石形成之后具有极低的放射性成因 Hf 的积累。石英角闪岩锆石的 <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf 比值和 <sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf 比值变化范围分别为 0.282897 ~ 0.283097 和 0.001475 ~ 0.003154,锆石 Hf 同位素初始比值 ε<sub>Hf</sub>(t) 变化范围在 11 ~ 18 之间,其平均值为 14,单阶段 Hf 模式年龄 (t<sub>DM1</sub>) 介于 228 ~ 517Ma 之间;两阶段 Hf 模式年龄 (t<sub>DM2</sub>) 介于 180 ~ 628Ma 之间。

5 讨论

5.1 火山岩的形成时代

前人对博格达地区火山地层形成时代及层位归属开展

过研究。20 世纪 60 年代初,新疆第一区调队在开展 1:20 万区调工作中,将整个博格达火山岩划分为石炭系博格达群,1965 年新疆地质局区调队根据化石将乌鲁木齐东祁家沟地区博格达群解体为中石炭统柳树沟组和祁家沟组。1970 年新疆区调队将 1:20 万木垒幅中的博格达群解体为下石炭统奇尔古斯套组、中石炭统居里得能组、沙雷塞尔克组、杨布拉克组和上石炭统沙玛尔沙伊组、缪林托凯陶组。1994 年周济元等将七角井以西地区出露的双峰式火山岩系从柳树沟组中分出,命名为七角井组,时代为早石炭世(耿全如和茅燕石,1991;周济元等,1994)。顾连兴等(2000)在开展大石头-色皮口一带火山岩研究中,将前人所称的沙雷塞尔克组、杨布拉克组、沙玛尔沙伊组和缪林托凯陶组统称为大石头群。王银喜等(2007 年)对大石头群火山岩进行了 Rb-Sr 同位素年龄测试,获得大石头群 Rb-Sr 等时线年龄为 306.7 ± 2.3Ma,将大石头群火山岩至于晚石炭世。王金荣等(2010)在博格达山东段北部的西地-依齐-小红柳峡一带开展地质调查研究,获得双峰式火山岩中的流纹岩 Rb-Sr 等时线年龄为 296 ± 2Ma。Chen *et al.* (2011)年在博格达山南缘的白杨沟地区、七角井地区和车轱辘泉地区获得玄武岩锆石 <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄(分别为 295.8 ± 2.8Ma(白杨沟)、294.5 ± 3.6Ma(七角井))、流纹岩的锆石 <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄(分别为 293.3 ± 1.7Ma、294.6 ± 2.0Ma、293.6 ± 2.3Ma)。笔者等在本区开展了 1:5 万区域地质调查工作,根据岩性组合特征、生物组合特征、火

山岩特征及变形变质特征将色皮口地区划分为下石炭统七角井组、上石炭统柳树沟组和祁家沟组,中二叠统阿尔巴萨依组。将前人称为的大石头群火山岩解体,分别划分到上石炭统柳树沟组、祁家沟组和中二叠统阿尔巴萨依组。

研究区柳树沟组火山岩由玄武岩-玄武安山岩、角斑岩-石英角斑岩和流纹岩组成双峰式火山岩建造。柳树沟组第二岩性段石英角斑岩中锆石具有震荡环带生长边,结合高的 Th/U 比值(介于 0.56 ~ 1.21 之间),均暗示他们是岩浆结晶成因的锆石,对他们所进行的锆石 U-Pb 定年结果应代表岩浆的结晶年龄。柳树沟组第二岩性段石英角斑岩的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄为  $314.9 \pm 1.2\text{Ma}$ ,代表了石英角斑岩的固结时代,其形成时代早于王金荣等(2010)和王银喜等(2007)测得的邻区流纹岩的 Rb-Sr 等时线年龄(分别为  $296 \pm 2\text{Ma}$  和  $306.7 \pm 2.3\text{Ma}$ )。将柳树沟组划分到晚石炭世是可行的。这一结果表明,晚石炭世博格达仍处于剧烈的火山活动时期。

## 5.2 柳树沟火山岩的地质意义

### 5.2.1 双峰式火山岩岩浆源区讨论

研究区的晚石炭世玄武岩富钠贫钾,具有拉斑玄武岩的特征。稀土元素配分曲线显示幔源的特征。玄武岩具有较低的 Nb/Zr 比值(0.03 ~ 0.05),与亏损地幔值接近(Weaver, 1991),暗示岩浆源区可能为亏损的地幔,玄武岩  $(\text{Th}/\text{Nb})_N$  值为 1.36 ~ 6.55,均大于 1; Nb/La 值为 0.29 ~ 0.44 (小于 1),可见明显受地壳混染(Saunders *et al.*, 1992; Kieffer *et al.*, 2004)。

锆石具有很高的 Hf 同位素体系封闭温度,这使得锆石可以记录岩浆源区不同性质的源岩特征,成为讨论岩浆起源甚至探讨地壳演化以及壳幔相互作用过程的重要工具(吴福元等, 2007)。研究区石英角斑岩中锆石的  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  变化范围较小,介于 11 ~ 18,平均值为 14,大多数样品的  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  值介于 12 ~ 14 之间(图 8a)。图 8b 显示  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  值介于亏损地幔和下地壳演化线之间,并靠近亏损地幔演化线,显示色皮口地区柳树沟组石英角斑岩的岩浆源区主要来自亏损地幔。本文结果与东邻区西地-依齐-小红柳峡地区玄武岩的 Nd 同位素地球化学指示相同(王金荣等, 2010),玄武岩的源区为亏损地幔,且在岩浆作用过程中可能受到大陆地壳物质的混染。

区域资料显示,博格达造山带晚石炭世流纹岩在空间分布、岩石组合、地球化学、形成时代以及火山喷发方式等均存在较大差异,可能显示流纹岩来源于不同的岩浆源区(王银喜等, 2007; 王金荣等, 2010; Chen *et al.*, 2011)。目前,人们多采用以下三种模型解释流纹岩成因: 1) 长英质地壳物质部分熔融(Creaser *et al.*, 1991; King *et al.*, 1997); 2) 幔源玄武岩浆的分离结晶(Turner *et al.*, 1992; Mushkin *et al.*, 2003); 3) 幔源玄武岩浆与壳源长英质岩浆混合(Santosh *et al.*, 1989; Frost *et al.*, 2001; Eyuboglu *et al.*, 2011)。一般

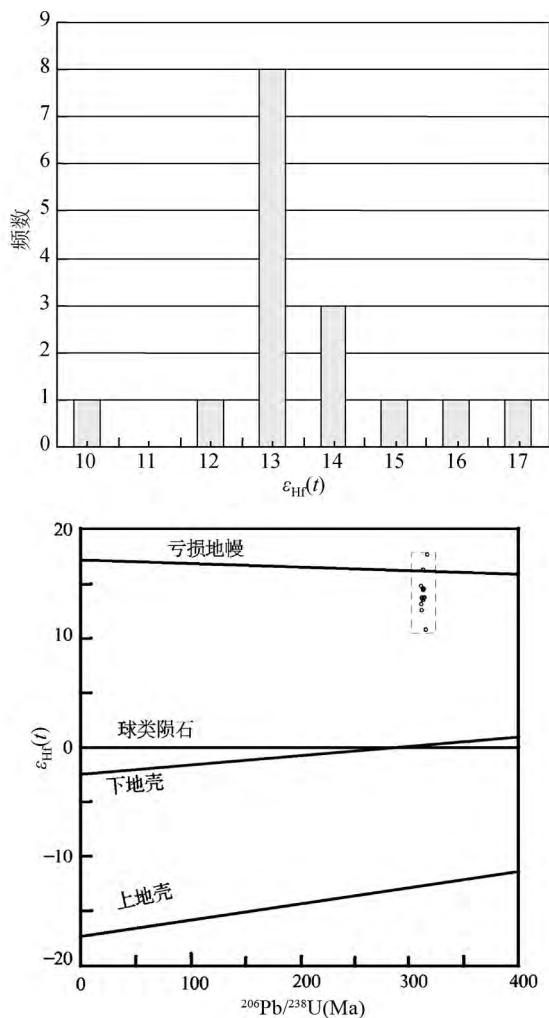


图 8 石英角斑岩锆石  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  值直方图(a)和锆石 U-Pb 年龄与  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  关系图(b)

Fig. 8 Histograms of  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  (a) and U-Pb age vs. Hf isotopes (b) for quartz keratophyre zircons

情况下,玄武岩浆的底侵诱发了长英质地壳物质部分熔融,会形成大体积长英质岩浆,生成大面积分布的流纹岩,玄武岩浆仅在岩区周围到达地表(Cull *et al.*, 1991; Huppert *et al.*, 1985)。而由玄武岩浆分异作用形成的流纹岩的分布范围要远远小于玄武岩的出露面积(Geist *et al.*, 1995)。在本区,根据实测剖面资料显示(图 2),玄武岩-玄武安山岩、角斑岩-石英角斑岩、流纹岩及火山碎屑岩互层产出。根据研究区 7 条剖面统计,基性岩:酸性岩大约为 3:1。分布面积远小于玄武岩。同时,研究区流纹岩相对于下部岩组的玄武岩-玄武安山岩、角斑岩-石英角斑岩而言,流纹岩碱总量、钾钠比明显提高(0.97 ~ 1.04),碱度率增加到 3.96 以上,进入碱性系列范围。并具有低的稀土总量( $\Sigma\text{REE} = 141.8 \times 10^{-6} \sim 228.2 \times 10^{-6}$ ),富集 Th、Zr、Y,在原始地幔标准化蛛网图上 Eu、Sr 负异常明显。大石头群流纹岩的  $\varepsilon_{\text{Sr}}(t)$  具有明显负值(-12.0 ~ -9.1),  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  值为 +5.3 ~ +6.4,以及低的 Pb

同位素初始值等等,表明大石头流纹岩是由来自亏损地幔的幔源基性火成岩经过部分熔融形成,但也存在玄武岩浆分离结晶作用形成的可能性(王银喜等,2007)。

### 5.2.2 柳树沟组火山岩的形成机制

新疆北部的石炭-二叠纪的构造环境存在岛弧和板内不同认识,由此引发了古亚洲洋闭合时限,岛弧火山岩和板内地幔柱作用大火成岩省认识的争议。首先是古亚洲洋的闭合,至少有二叠纪/三叠纪闭合(Xiao *et al.*, 2004; 肖文交等,2006)、晚石炭世-早二叠世闭合(李锦轶等,2006; Chai *et al.*, 2008)、和泥盆纪末闭合(夏林圻等,2006; Pirajno *et al.*, 2008)三种不同认识;其次有泥盆纪末闭合后,即进入超地幔柱作用形成石炭纪-早二叠世大火成岩省(LIPs)的主张(夏林圻等,2004, 2006; Pirajno *et al.*, 2008),认为,石炭纪时,天山古生代洋盆已经关闭,天山造山带进入到造山期后裂谷拉伸阶段并伴随着大规模的裂谷火山岩浆作用。目前,对于西邻区巴音沟一带的蛇绿岩的认识还存在争议(依连哈比尔尕洋盆或红海型洋盆)(Gao *et al.*, 1998; 夏林圻等, 2006),但大量的同位素年代学资料显示,依连哈比尔尕地区早石炭世开始拉张,晚石炭世闭合(徐学义等,2006)。本区柳树沟组为玄武岩-角斑岩-流纹岩组合构成双峰式火山建造,没有典型的安山岩。在拉张体制下双峰式火山建造产于裂谷、岩浆型被动陆缘、洋底、洋中脊,碰撞后伸展的大陆板内上叠裂谷(地堑)、大陆板内地堑等。本区玄武岩-玄武安山岩不具有碱性,可排除洋底、碰撞后伸展的大陆板内上叠裂谷(地堑)、大陆板内地堑等3种环境。无蛇绿岩成分并伴生浅海相碎屑岩及少量碳酸盐岩,排除洋中脊环境,所以只有裂谷、岩浆型被动陆缘两种环境可能。而裂谷与岩浆型被动陆缘两种环境在大陆解体过程的沉积建造、岩浆活动以及变质作用等存在明显的差异(吴泰然和何国琦,2007)。

玄武岩-角斑岩稀土元素球类陨石标准化曲线一致,具有弱的铈负异常,轻稀土相对富集,  $(La/Yb)_N$  比值介于2.3~4.79之间。微量元素原始地幔标准化蛛网图显示, Rb、Ba 相对富集, Nb、Ta 表现为负异常。上述特征具有板内玄武岩的特点,分布型式为裂谷属性(Condie, 1989; Wilson, 1989),与俯冲带火山岩分布型式有明显区别。选择能够较好地地区分板内、岛弧及洋中脊玄武岩的 Zr-Zr/Y 图解(图9b)和能很好地区分板内碱性玄武岩系列和板内拉斑玄武岩系列的 2Nb-Zr/4-Y 图解(图9a),研究区玄武岩样品均落入板内玄武岩区域,前人研究的博格达山东部北部的西地-依齐-小红柳峡一带玄武岩与研究区玄武岩在图解中的分布基本一致,均证实其形成板内构造环境。

笔者借用了新疆已知古生代蛇绿岩(准葛尔、天山、昆仑山-阿尔金山等)、岩浆型被动陆缘(新疆南阿尔泰泥盆纪、觉罗塔格石炭纪、依连哈比尔尕石炭纪)、裂谷(伊犁石炭纪裂谷、北山石炭纪裂谷、西昆仑北缘泥盆-石炭纪裂谷)资料,发现在 Zr-V 图解上,这几种环境有明显分离(图9c),本区玄武岩落在新疆古生代裂谷区。在整个博格达裂谷带中,迄今尚

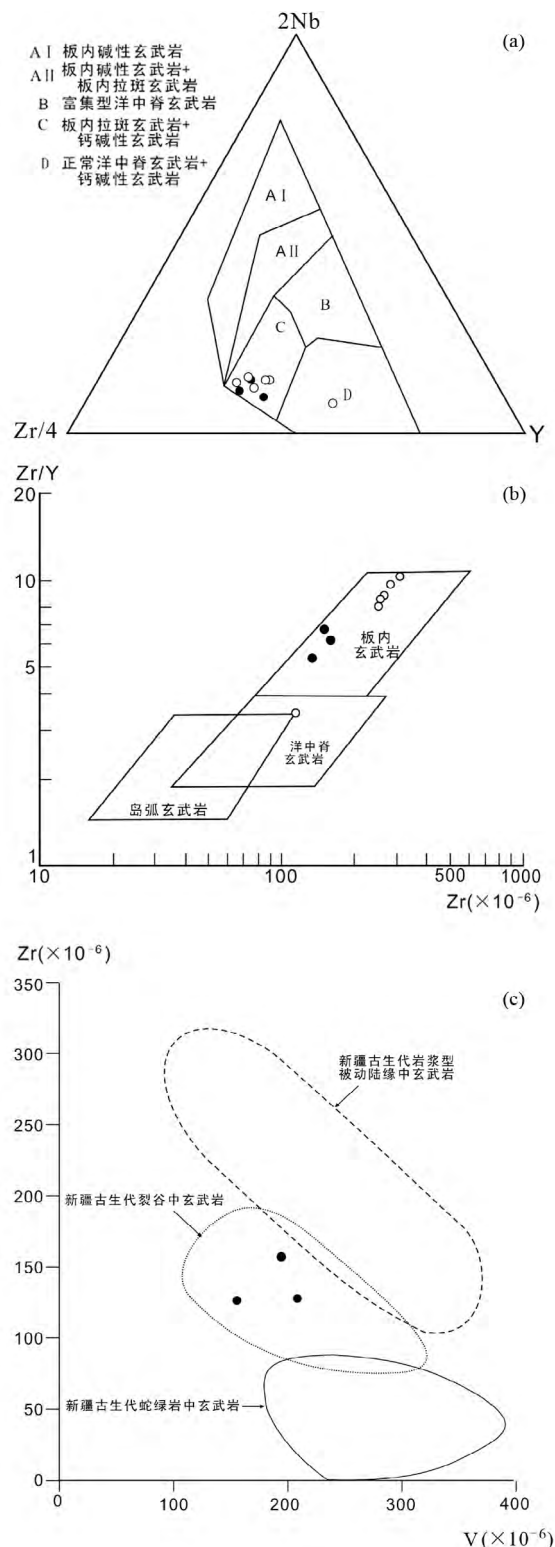
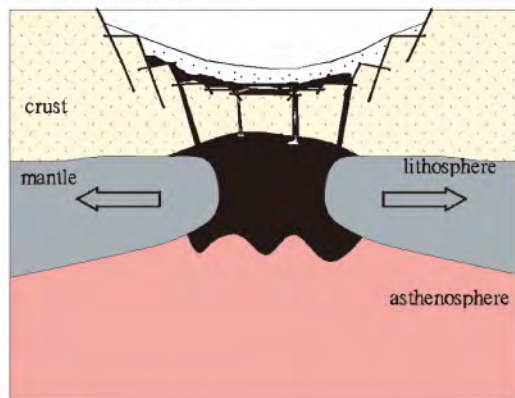


图9 晚石炭世玄武岩构造环境判别图解

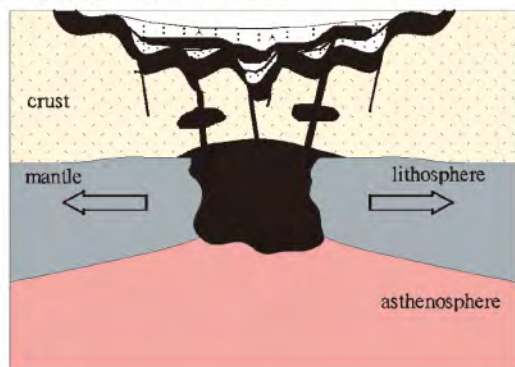
(a) 2Nb-Zr/4-Y 图解( Meschede, 1986); (b) Zr-Zr/Y 图解( Pearce and Norry, 1979); (c) V-Zr 图解. ● 本文数据; ○ 引自王金荣等, 2010

Fig. 9 Tectonic discriminative diagrams for Late Carboniferous basalts

(a) 早石炭世( 340–320Ma)



(b) 晚石炭世早期( 320–300Ma)



(c) 晚石炭世晚期( 300–290Ma)

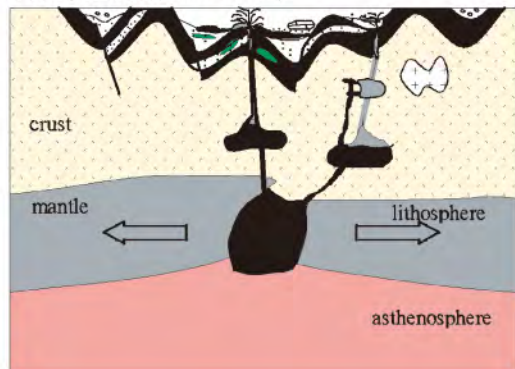


图 10 新疆博格达石炭纪裂谷演化示意图

1-玄武岩; 2-流纹岩; 3-辉绿岩; 4-花岗岩; 5-碳酸盐/凝灰岩

Fig. 10 The evolution sketch of Carboniferous rift in Bogda Mountain, Xinjiang

未发现证据充分的蛇绿岩套和双变质带,表明裂谷的发展并未达到出现一定规模洋盆的阶段。

区域资料显示,北天山洋博格达一带的开合构造演化始于早石炭世,结束于晚石炭世末,与新疆天山西段的依连哈比尔尕地区一致。博格达造山带拉张始于早石炭世早期,地壳拉张减薄可能引起软流圈地幔上隆降压形成玄武岩浆,喷

出地表,深部岩浆房发生结晶分异形成少量中酸性火山岩(图 10a)。在七角井一带出现双峰式火山岩建造并逐渐扩展到博格达地区,成为七角井组的底部建造层位,早石炭世晚期构造体制由扩张逐渐转化为挤压体制,由双峰式火山岩建造转为火山碎屑岩-凝灰质细碎屑岩-细碎屑岩建造组合,伴随着挤压体制的增强,各种地质因素联合作用,形成七角井组浅变质岩石组合及东西向构造行迹。晚石炭世早期,博格达地区重新进入扩张机制,由于减压作用,裂谷底部对应的软流圈地幔上隆形成玄武质岩浆。因博格达裂谷作用不是十分强烈,上涌的速度较低,因此幔源熔体在上升过程中与大陆岩石圈产生较多相互作用,受到较多地壳成分污染,生成具地壳污染特点的玄武岩类。同时,后期岩浆房发生局部结晶分异,产生流纹岩质岩浆,生成少量流纹岩喷出,在区内首先出现双峰式火山岩建造(图 10b),然后沉积了碎屑岩-碳酸盐-粗碎屑岩建造,显示晚石炭世晚期区域构造变动体制不稳定,扩张与挤压交替频繁,造成区域上上石炭统祁家沟组与下伏柳树沟组的不整合接触(图 1b)。同时伴随有基性辉绿岩脉(侵入时代  $300.5 \pm 1.7\text{Ma}$ ,未发表)顺层贯入,以及个别中酸性侵入体( $\text{Rb-Sr}$  等时线年龄  $298.4 \pm 0.6\text{Ma}$ )定位(图 10c),可能代表了地球动力学环境由挤压变为拉张的转折期(顾连兴等, 2001a)。而伊齐-小红柳峡地区的流纹岩(王金荣等, 2010)、博格达山南缘白杨沟、七角井、车轱辘泉双峰式火山岩(Chen *et al.*, 2011)可能就是在该时期挤压-拉张频繁转换的复杂构造背景下形成。

## 6 结论

博格达东段色皮口地区柳树沟组第二岩性段石英角斑岩中锆石  $\text{U-Pb}$  同位素年代学、锆石  $\text{Hf}$  同位素特征以及岩石地球化学特征的研究,可以得出以下结论:

(1) 研究区柳树沟组火山岩以玄武岩-玄武安山岩、角斑岩-石英角斑岩、流纹岩组合构成双峰式火山岩建造。玄武岩-玄武安山岩为富钾贫钠的拉斑系列,地球化学特征显示角斑岩-石英角斑岩与玄武岩-玄武安山具有同源特征,为岩浆连续演化的产物。石英角斑岩的锆石  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄为  $314.9 \pm 1.2\text{Ma}$ ,表明石英角斑岩的形成时代为晚石炭世,为柳树沟组地层时代的归属提供了新的依据。

(2) 研究区火山岩的岩石地球化学特征、微量元素地球化学、 $\text{Hf}$  和  $\text{Nd}$  同位素地球化学特征显示玄武岩-玄武安山岩的岩浆源区为亏损地幔来源,并受地壳混染。

(3) 柳树沟组火山岩以基性岩为主的双峰式火山岩建造,形成于板内裂谷环境,与早石炭世七角井组火山岩形成环境一致。博格达裂谷自早石炭世活动以来,持续到晚石炭世,与邻区依连哈比尔尕洋盆(或红海型洋盆)的发生、闭合时限一致。晚石炭世流纹岩代表了裂谷闭合时期构造应力由拉张到挤压频繁转换作用的产物,基性辉绿岩脉(侵入时代  $300.5 \pm 1.7\text{Ma}$ ,未发表数据)顺层贯入,个别中酸性侵入

体( Rb-Sr 等时线年龄  $298.4 \pm 0.6$  Ma) 定位,代表地球动力学环境由挤压变为拉张的转折期,博格达裂谷可能在 300Ma 左右闭合,并平稳隆升为陆,随后进入陆内演化阶段。

**致谢** 野外工作中得到了新疆地矿局第十一地质大队郑勇、周能武、秦海峰高级工程师的大力支持;参加野外工作的还有长安大学硕士生黑欢、王东明、于萍以及多位本科生;张东阳参加了样品的实验测试工作;两位审稿人提出了许多中肯、有益的意见对作者进一步认识研究区柳树沟组火山岩的地球化学性质及玄武岩的岩浆源区及其形成过程很有帮助;在此一并深表感谢!

## References

- Brown PE, Dempster TJ, Hutton DHW and Becker SM. 2003. Extensional tectonics and mafic plutons in the Ketilidian rapakivi granite suite of South Greenland. *Lithos*, 67(1-2): 1-13
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang Autonomous Region. 1991. Regional Geology of Xinjiang Autonomous Region. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese)
- Chai FM, Zhang ZC, Mao JW *et al.* 2008. Geology, petrology and geochemistry of the Baishiquan Ni-Cu-Bearing mafic-ultramafic intrusions in Xinjiang, NW China: Implications for tectonics and genesis of ores. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(2-4): 218-235
- Chen XJ, Shu LS 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. *Lithos*, 127(3-4): 581-598
- Coleman RG. 1989. Continental growth of North China. *Tectonics*, 8(1): 621-625
- Condie KC. 1989. Plate Tectonics and Crustal Evolution. London: Oxford Pergamon Press, 476
- Creaser RA, Price RC and Wormald RJ. 1991. A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model. *Geology*, 19(2): 163-166
- Cull JP, O'Reilly SY and Griffin WL. 1991. Xenolith geotherms and crustal models in eastern Australia. *Tectonophysics*, 192(3-4): 359-366
- Eyuboglu Y, Santosh M, Dudas FO, Chung SL and Akaryal E. 2011. Migrating magmatism in a continental arc: Geodynamics of the Eastern Mediterranean revisited. *Journal of Geodynamics*, 52(1): 2-15
- Frost CD, Bell JM, Frost BR and Chamberlain KR. 2001. Crustal growth by magmatic under plating: Isotopic evidence from the northern Sherman batholith. *Geology*, 29(6): 515-518
- Gao J, Li MS, Xiao XC *et al.* 1998. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan Orogen, northwestern China. *Tectonophysics*, 287(1-4): 213-231
- Geist D, Howard KA and Larson P. 1995. The generation of oceanic rhyolites by crystal fractionation: The basalt-rhyolite association at Volcan Alcedo, Galapagos Archipelago. *Journal of Petrology*, 36(4): 965-982
- Geng QR and Mao YS. 1991. The petrographic and mineralogical characteristics and petrogenesis of spilite-keratophyre sequence from Qijiaoqing Formation, eastern Tianshan, Xinjiang. *Bull. Chengdu. Inst. Geol. M. R., Chinese Acad. Geol. Sci.*, (15): 119-131 (in Chinese with English abstract)
- Green TH. 1994. Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis at Sedona 16 years later. *Chemical Geology*, 117(1-4): 1-36
- Gu LX, Hu SX, Yu CS *et al.* 2000. Carboniferous volcanites in the Bogda orogenic belt of eastern Tianshan: Their tectonic implications. *Acta Petrologica Sinica*, 16(3): 305-316 (Chinese with English abstract)
- Gu LX, Hu SX, Yu CS *et al.* 2001a. Intrusive activities during compression-extension tectonic conversion in the Bogda intracontinental orogen. *Acta Petrologica Sinica*, 17(2): 187-198 (in Chinese with English abstract)
- Gu LX, Hu SX, Yu CS *et al.* 2001b. Initiation and evolution of The Bogda subduction-torn-type rift. *Acta Petrologica Sinica*, 17(4): 585-597 (in Chinese with English abstract)
- He GQ, Li MS, Liu DQ *et al.* 1994. Paleozoic Crustal Evolution and Mineralization in Xinjiang of China. Urumqi: Xinjiang People's Publication House, Hong Kong: Education and Cultural Press, 1-437 (in Chinese with English abstract)
- Hou KJ, Li YH, Zou TR *et al.* 2007. Laser ablation-MC-ICP-MS technique for Hf isotope microanalysis of zircon and its geological applications. *Acta Petrologica Sinica*, 23(10): 2595-2604 (in Chinese with English abstract)
- Hou KJ and Yuan SD. 2010. Zircon U-Pb age and Hf isotopic composition of the volcanic and sub-volcanic rocks in the Ningwu basin and their geological implications. *Acta Petrologica Sinica*, 26(3): 888-902 (in Chinese with English abstract)
- Huppert HE, Stephen R and Sparks J. 1985. Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through the continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 74(4): 371-386
- Kieffer B, Arndt N, Lapierre H *et al.* 2004. Flood and shield basalts from Ethiopia: Magmas from the African superswell. *Journal of Petrology*, 45(4): 793-834
- King PL, White AJR, Chappell BW and Allen CM. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australian. *Journal of Petrology*, 38(3): 371-391
- Li JY, He GQ, Xu X *et al.* 2006. Crustal tectonic framework of northern Xinjiang and adjacent regions and its formation. *Acta Geologica Sinica*, 80(1): 148-168 (in Chinese with English abstract)
- Ma RS, Wang CY, Ye SF *et al.* 1993. The Outline of Plate tectonics and Crustal Evolution in the Eastern Tianshan Belt, China. Nanjing: Nanjing University Publish House, 1-255 (in Chinese)
- Ma RS, Shu LS and Sun JQ. 1997. Tectonic Evolution and Metallization in the Eastern Tianshan Belt, China. Beijing: Geological Publishing House, 1-202 (in Chinese with English abstract)
- 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
- Mushkin A, Navon O, Halicz L, Hartmann G and Stein M. 2003. The petrogenesis of A-type magmas from the Amram Massif, southern Israel. *Journal of Petrology*, 44(5): 815-832
- Pearce JA and Norry MJ. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Yb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69(1): 33-47
- Pidgeon RT. 1996. Zircons: What we need to know. *Journal of the Royal Society of Western Australia*, 79(1): 119-122
- Pirajno F, Mao JW, Zhang ZC *et al.* 2008. The association of mafic-ultramafic intrusions and A-type magmatism in the Tianshan and Altay orogens, NW China: Implications for geodynamic evolution and potential for the discovery of new deposits. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(2-4): 165-183
- Santosh M, Iyer SS, Vasconcellos MBA and Enzweiler J. 1989. Late Precambrian alkaline plutons in southwest India: Geochronologic and rare-earth element constraints on Pan-African magmatism. *Lithos*, 24(1): 65-79
- Saunders AD and Tamey J. 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In: Kokelaar BP and Howells MF (eds.). *Marginal Basin Geology*. Geological Society, London, Special Publication, 16: 59-76
- Saunders AD, Storey M, Kent RW and Norry MJ. 1992. Consequences of plume-lithosphere interaction. In: Storey BC, Alabaster T and Pankhurst RJ (eds.). *Magmatism and the Causes of Continental*

- Break-up. *Geol. Soc., London, Spec. Pub.*, 68: 41–60
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: *Sanuders AD and Norry MJ (eds.). Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 42(1): 313–345
- Turner SP, Sandiford M and Foden J. 1992. Some geodynamic and compositional constraints on “postorogenic” magmatism. *Geology*, 20(10): 931–934
- Wang JR, Li TD, Tian LP *et al.* 2010. Late Paleozoic tectono-magmatic evolution in Bogda Orogenic Belt, Xinjiang: Evidence from geochemistry of volcanic rocks. *Acta Petrologica Sinica*, 26(4): 1103–1115 (in Chinese with English abstract)
- Wang YX, Gu LX, Zhang ZZ *et al.* 2007. Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of rhyolite of the Late Carboniferous Dashitou Group in eastern Tianshan. *Acta Petrologica Sinica*, 23(7): 1749–1755 (in Chinese with English abstract)
- Weaver BL. 1991. The origin of ocean island basalt end-member composition: Trace element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104(2–4): 381–397
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin Hyman, 1–464
- Winchester JA and Floyd PA. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20: 325–343
- Wu FY, Li XH, Zheng YF and Gao S. 2007. Lu-Hf isotopic systematics and their applications in petrology. *Acta Petrologica Sinica*, 23(2): 185–220 (in Chinese with English abstract)
- Wu TR and He GQ. 2007. Continental breakup and evolution of rifted volcanic margins. *Earth Science Frontiers*, 14(4): 18–25 (in Chinese with English abstract)
- Xia LQ, Xia ZC, Xu XY *et al.* 2004. Carboniferous Tianshan igneous megaprovince and mantle plume. *Geological Bulletin of China*, 23(9–10): 903–910 (in Chinese with English abstract)
- Xia LQ, Li XM, Xia ZC *et al.* 2006. Carboniferous-Permian rift-related volcanism and mantle plume in the Tianshan, northwestern China. *Northwestern Geology*, 39(1): 1–49 (in Chinese with English abstract)
- Xiao WJ, Windley BF, Badarch G, Sun S, Li JL, Qin KZ and Wang ZH. 2004. Palaeozoic accretionary and tectonics of the southern Altaids: Implications for the lateral growth of Central Asia. *Journal of the Geological Society, London*, 161(3): 339–342
- Xiao WJ, Han CM, Yuan C *et al.* 2006. Unique Carboniferous-Permian tectonic-metallogenic framework of northern Xinjiang (NW China): Constraints for the tectonics of the southern Paleasian Domain. *Acta Petrologica Sinica*, 22(5): 218–235 (in Chinese with English abstract)
- Xu XY, Xia LQ, Ma ZP *et al.* 2006. SHRIMP zircon U-Pb geochronology of the plagiogranites from Bayingou ophiolite in North Tianshan Mountains and the petrogenesis of the ophiolite. *Acta Petrologica Sinica*, 22(1): 83–94 (in Chinese with English abstract)
- Zhou JY, Mao YS and Huang ZX. 1994. *Volcanic Geology of Palaeocontinental Margin in East Tianshan Mountains*. Chengdu: Chengdu University of Science and Technology Press, 1–280 (in Chinese with English abstract)
- 119–131
- 顾连兴, 胡受奚, 于春水等. 2000. 东天山博格达造山带石炭纪火山岩及其形成地质环境. *岩石学报*, 16(3): 305–316
- 顾连兴, 胡受奚, 于春水等. 2001a. 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
- 顾连兴, 胡受奚, 于春水等. 2001b. 论博格达俯冲撕裂型裂谷的形成与演化. *岩石学报*, 17(4): 585–597
- 何国琦, 李茂松, 刘德全等. 1994. 中国新疆古生代地壳演化及成矿. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 香港: 香港文化教育出版社, 1–437
- 侯可军, 李延河, 邹天人等. 2007. LA-MC-ICP-MS 锆石 Hf 同位素的分析方法及地质应用. *岩石学报*, 23(10): 2595–2604
- 侯可军, 袁顺达. 2010. 宁芜盆地火山-次火山岩的锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素组成及其地质意义. *岩石学报*, 26(3): 888–902
- 李锦轶, 何国琦, 徐新等. 2006. 新疆北部及邻区地壳构造格架及其形成过程的初步探讨. *地质学报*, 80(1): 148–168
- 马瑞士, 王赐银, 叶尚夫等. 1993. 东天山构造格架及地壳演化. 南京: 南京大学出版社, 1–255
- 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
- 王金荣, 李泰德, 田黎萍等. 2010. 新疆博格达造山带晚古生代构造-岩浆演化过程: 火山岩组合及地球化学证据. *岩石学报*, 26(4): 1103–1115
- 王银喜, 顾连兴, 张遵忠等. 2007. 东天山晚石炭世大石群流纹岩 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学研究. *岩石学报*, 23(7): 1749–1755
- 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
- 吴泰然, 何国琦. 2007. 大陆解体与被动陆缘的演化. *地学前缘*, 14(4): 18–25
- 夏林圻, 夏祖春, 徐学义等. 2004. 天山石炭纪大火成岩省与地幔柱. *地质通报*, 23(9–10): 903–910
- 夏林圻, 李向民, 夏祖春等. 2006. 天山-石炭-二叠纪大火成岩省裂谷火山作用与地幔柱. *西北地质*, 39(1): 1–49
- 肖文交, 韩春明, 袁超等. 2006. 新疆北部石炭纪-二叠纪独特的构造-成矿作用: 对古亚洲洋构造域南部大地构造演化的制约. *岩石学报*, 22(5): 218–235
- 新疆维吾尔自治区地质矿产局. 1991. *新疆维吾尔自治区区域地质志*. 北京: 地质出版社
- 徐学义, 夏林圻, 马中平等. 2006. 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
- 周济元, 茅燕石, 黄志勋等. 1994. 东天山古大陆边缘火山地质. 成都: 成都科技大学出版社, 1–280

#### 附中文参考文献

- 耿全如, 茅燕石. 1991. 新疆东天山北部七角井组细碧角斑岩系的岩相学、矿物学特征和成因. *成都地质矿产研究所刊*, (15):