

天山石炭—二叠纪大火成岩省裂谷 火山作用与地幔柱

夏林圻, 李向民, 夏祖春, 徐学义, 马中平, 王立社

(西安地质矿产研究所, 陕西 西安 710054)

摘 要: 中国西北部石炭纪—早二叠世喷发的天山裂谷火山岩系构成了一个大火成岩省。该火山岩系的组成以玄武质熔岩为主, 其次有中性和酸性熔岩及火山碎屑岩。根据岩石学、主元素、微量元素和 Sr-Nd-Pb 同位素数据, 天山玄武岩可分为两个主要岩浆类型: ①高 Ti/Y (HT) 类型, 以高 Ti/Y (> 500)、高 Ce/Y (> 3) 和相对低 Nb/Zr (< 0.11)、低 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为特征; ②低 Ti/Y (LT) 类型, 以低 Ti/Y (< 500) 为特征。LT 熔岩又可以进一步分为两个亚类: LT1 熔岩以低 Nb/Zr (< 0.15) 和高 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ ($+3.1 \sim +9.7$) 为特征; LT2 熔岩具有较高的 Nb/Zr 值 (> 0.16) 和较低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 ($-0.98 \sim -2.91$)。元素和同位素数据表明, HT 和 LT 熔岩的化学变异不是由一个共同母岩浆的结晶分异作用所产生。它们极有可能是源于一种似洋岛玄武岩源的幔源 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) \approx 0.7045$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) \approx +4$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) \approx 18.35$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) \approx 15.66$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) \approx 38.25$, $L_a/N_b \approx 0.7$), 且具有不同的熔融条件和经受了不同的分异和混染。以碱性熔岩为主的 HT 熔岩是产生于幔源石榴子石稳定区的低度部分熔融, 其化学变异受控于单斜辉石 (Cpx) [±橄榄石 (Ol)] 分离作用。相反, LT 类型的母岩浆则是形成于幔源的尖晶石—石榴子石过渡带; 碱性 LT2 亚类的母岩浆是产生于部分熔融程度较低条件下; 而以拉斑玄武质为主的 LT1 亚类的母岩浆则是产生于部分熔融条件较高的条件下。它们经受了浅层辉长岩质分离作用, 化学变异较大。天山玄武岩可能是产生于地幔柱头。HT 和 LT 岩浆的岩石成因又进一步为地壳和岩石圈地幔的混染作用所复杂化。我们的研究揭示, 天山大火成岩省的火山岩中存在空间上的岩石地球化学变化。天山东段的 LT1 火山岩系的厚度最大, 它们记录了玄武岩侵位的主幕, 该处可能是地幔柱或地幔熔融异常的中心位置。相反, 厚度较小的 HT 和 LT2 玄武岩则可能是意味着地幔柱活动影响的减弱。事实上, HT 和 LT2 玄武岩也是该大火成岩省边缘部分的主要岩浆类型。HT 和 LT2 熔岩的地幔熔融程度较低, 可能是与地幔柱边部的岩石圈相对较厚和地热较低有关。

关键词: 天山玄武岩; 地球化学; 岩石成因; 大火成岩省; 地幔柱; 大陆岩石圈; 中国西北

中图分类号: P588.14 **文献标识码:** A

1 引言

中国西北部的天山石炭纪裂谷火山岩系最近已被意识到是一个大火成岩省 (LIP) (Xia L Q et al., 2003, 2004; 夏林圻等, 2004)。我们曾对天山大火

成岩省中石炭纪裂谷火山岩的岩石成因进行了初步讨论 (Xia L Q et al., 2003, 2004; 夏林圻等, 2002a, 2002b), 并针对该大火成岩省中石炭纪玄武岩的岩石地球化学变异, 提出了一个概略的软流圈—岩石圈相互作用的岩石成因模式 (Xia L Q et al.,

收稿日期: 2005-11-07; **责任编辑:** 李西林

基金项目: 中国地质调查局综合研究项目 (编号: 200113000022, 200313000063)、国家自然科学基金项目 (编号: 40472044)。

作者简介: 夏林圻 (1942-), 男, 博士, 研究员, 博士研究生导师, 岩石学及区域成矿预测专业。通讯地址: 710054, 西安市友谊东路 438 号, 西安地质矿产研究所; 电话: 029-87821934; Email: Xaxlinqi@cgs.gov.cn

2003, 2004; 夏林圻等, 2004, 2002a, 2002b)。已往的研究中, 微量元素数据(包括稀土元素)系由中子活化分析(NAA)测定。文中我们拟将研究范围扩大, 把二叠纪裂谷火山岩系也包括进来, 对天山(及相邻地区)石炭—二叠纪裂谷火山岩系的新的微量元素[全部用电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)测定]和Sr-Nd-Pb同位素数据予以报道, 并着重对该裂谷火山岩系中占主导地位(体积百分比>80%)的玄武质熔岩(以下简称天山玄武岩)的岩石成因进行更进一步地深入研究, 目的在于评估天山大火成岩省形成中地幔柱和大陆岩石圈的贡献。

2 区域地质背景

天山大火成岩省囊括天山造山带及其邻区, 即除天山外还包括天山以北的准噶尔地区和天山以南塔里木板块的北缘。位于中国西北部的天山造山带是中亚巨型复合造山系的组成部分。它是夹持于北部西伯利亚板块和南部塔里木板块、华北板块(中朝板块)之间的古亚洲洋在形成、演化和消亡过程中伴随诸多陆块拼合、增生—俯冲—消减、碰撞造山的产物(图1, 图2)。在早石炭世早期, 古生代洋盆已经闭合, 板块缝合带成为一个地壳增厚的地区, 由于迅速上隆, 增厚的陆下地幔根发生拆离和下沉, 造成热的软流圈物质替代、上涌, 发生部分熔融, 从而导致强烈后造山岩浆活动, 并在天山及相邻地区诱发产生石炭—二叠纪裂谷拉伸体系(以下简称“天山石炭—二叠纪裂谷系”)。这一时期除了大规模裂谷火山活动之外, 还广泛发育同时代的花岗质岩浆和层状基性-超基性岩侵入活动, 它们共同构成了天山大火成岩省(Xia L Q et al., 2003, 2004; 夏林圻等, 2004, 2002a, 2002b)。

天山石炭—二叠纪裂谷系由7个部分组成, 它们是: 位于塔里木板块西北缘的柯坪裂谷、天山西段伊犁裂谷、天山中段裂谷、天山东段北部博格达裂谷、天山东段南部觉罗塔格裂谷、准噶尔裂谷和位于塔里木板块东北缘的北山裂谷(图1)。

天山石炭—二叠纪裂谷系的基底比较复杂, 可以分为5个部分: ①塔里木板块西北缘作为柯坪裂谷基底的元古宙科坪陆块; ②由元古宙变质岩组成的天山西段伊犁微克拉通; ③由元古宙和早—中奥陶世变质岩组成的天山中段巴仑台微陆块; ④天山

东段和准噶尔裂谷活动带的基底则主要由早古生代—泥盆纪弧-盆建造组成; ⑤北山裂谷的基底为塔里木板块东北缘的元古宙库鲁克塔格—卡瓦布拉克微陆块(图1, 表1)。自早石炭世早期始, 由于天山造山带的广泛造山后伸展, 基底开始塌陷—裂谷化, 巨量的石炭—二叠纪裂谷火山-沉积岩系不整合覆盖于各种类型和时代的基底之上。基底的性质对于裂谷火山岩系的地球化学变异有着重要影响(详见后述)。

应当着重指出, 天山及邻区早石炭世火山岩系与下伏地层(包括前寒武纪结晶基底和前石炭纪褶皱基底)之间呈广泛的区域性不整合接触, 该区域性不整合界面的存在对于我们重塑该地区的地质演化历史具有重要意义。如图3所示, 无论是准噶尔地区, 还是天山地区, 甚至塔里木盆地北缘, 下石炭统与下伏地层之间普遍呈角度不整合接触。仅在准噶尔西北端的白杨河地区, 见到下石炭统和布克河组与下伏上泥盆统塔尔巴哈台组之间呈整合过渡(图3)。这一规模巨大的区域性角度不整合面上、下的地层, 在岩相古地理、变质程度和变质样式上均迥然有别。不整合面之上, 石炭纪火山岩系变质轻微或未变质, 变形不强呈舒缓褶皱; 不整合面之下, 地层变质深, 具强烈褶皱变形, 暗示下石炭统之下的不整合界面代表着一个重大的地质事件, 即古生代洋盆(古亚洲洋)的闭合-碰撞造山(隆升)事件。

笔者等的野外地质调查发现(夏林圻等, 2002a, 2002b), 在天山中段东部托克逊县南马鞍桥地区, 下石炭统马鞍桥组与下伏下—中奥陶统可可乃克群之间有厚约43.4m的砾岩层, 该砾岩层(砾石为下伏基底岩石)与下伏可可乃克群变凝灰质砂岩、变凝灰岩和变基性熔岩呈角度不整合接触, 下石炭统马鞍桥组又以角度不整合覆盖在这套砾岩层之上(图4)。该套砾岩层应当就是古生代洋盆闭合后造山作用的产物, 其与下伏下—中奥陶统之间的不整合可称作造山不整合。此种粗碎屑造山作用堆积物在天山中段西部的巴仑台北至骆驼沟道班一带也可以见到, 它表现为厚度大于300m的巨砾岩和砾岩层(砾石为下伏基底花岗片麻岩)呈角度不整合覆盖于元古宙巴仑台群的花岗片麻岩之上(夏林圻, 2002a), 再向上亦不整合覆盖有下石炭统马鞍桥组(图5)。同样, 在天山西段特克斯县城南, 也可以见到厚约80~100m由砾岩、砂砾岩和砂岩构成的粗

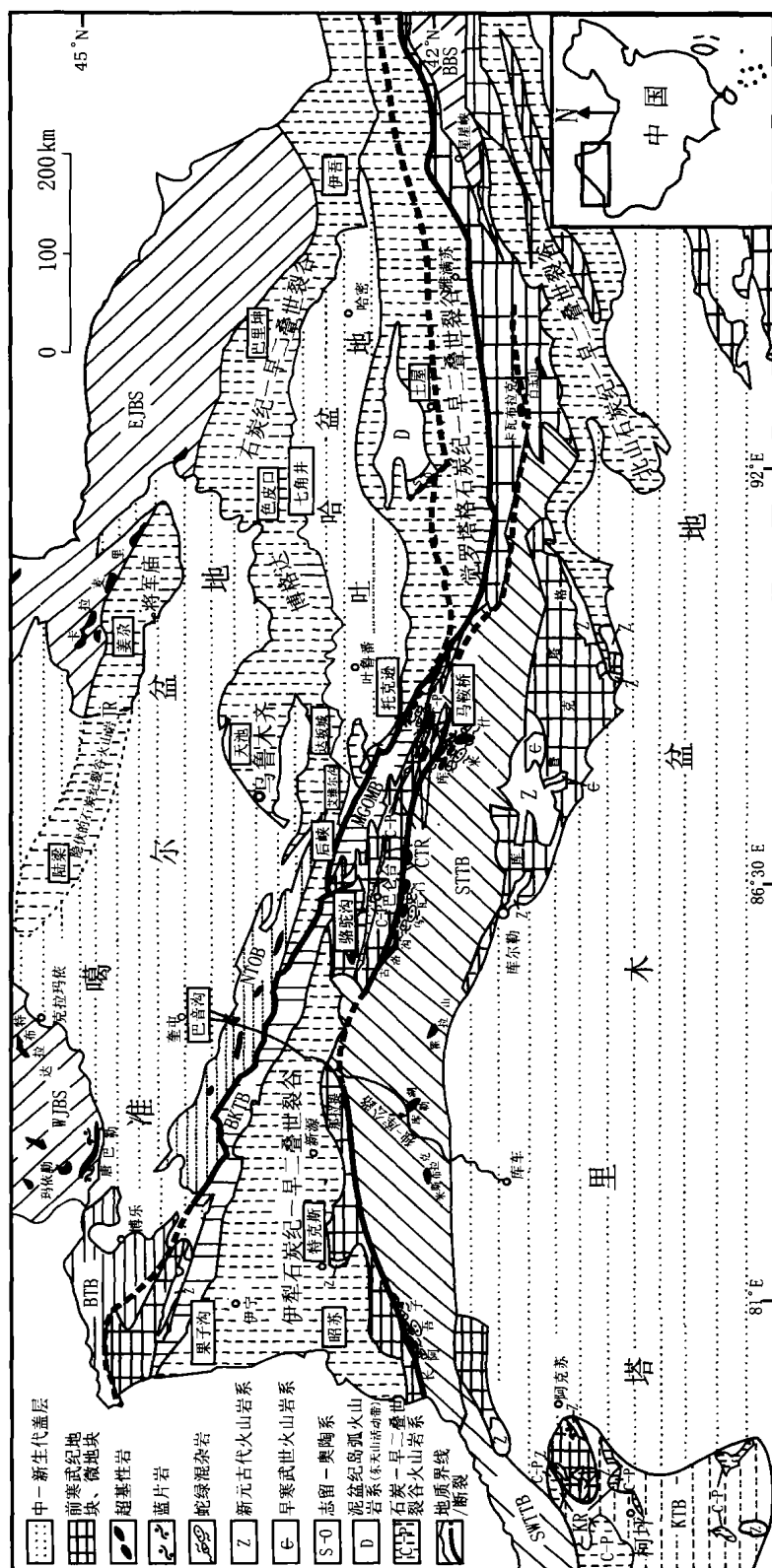


图1 天山造山带地质构造单元分区略图(兼示石炭纪—早二叠世火山岩分布态势)

(据 Xia 等, 2003, 2004 图修改)

Fig. 1 Sketch map of geologic tectonic units of the Tianshan orogenic belt (showing the distribution of Carboniferous-Early Permian volcanic rocks)

(Modified after Xia et al., 2003, 2004)

WJBS. 西准噶尔弧-盆系(早古生代—泥盆纪); EBS. 东准噶尔弧-盆系(早古生代—泥盆纪); BTB. 博乐构造岩带(晚古生代); NTOB. 北天山蛇绿岩带(石炭纪); BKT. 博罗科努构造岩带(早古生代); MGOMB. 米什沟—干沟早古生代蛇绿混杂岩带; SWJTB. 西南天山构造岩带(晚古生代); STTB. 南天山构造岩带(志留纪—晚古生代); KTB. 柯坪震旦纪—古生代陆棚区; BBS. 北山沟-弧-盆系(早古生代); JR. 准噶尔裂谷(石炭纪—早二叠世); CTR. 天山中段裂谷(石炭纪—早二叠世); KR. 柯坪裂谷(石炭纪—早二叠世); BR. 北山裂谷(石炭纪—早二叠世)

Tab.1 Subdivision of the Carboniferous and Early Permian volcanic successions in Tianshan and its neighboring areas

注: 本表资料据何国瑞等(1994)、车自成等(1994, 1996)、周济元等(1994)、李华芹等(1998)、新疆维吾尔自治区地质矿产局(1999)、王方正等(2002)、赵树华等(2003)和李向民等(2004)。符号, ~~~~ 不整合, ----- 平行不整合, ===== 断层接触

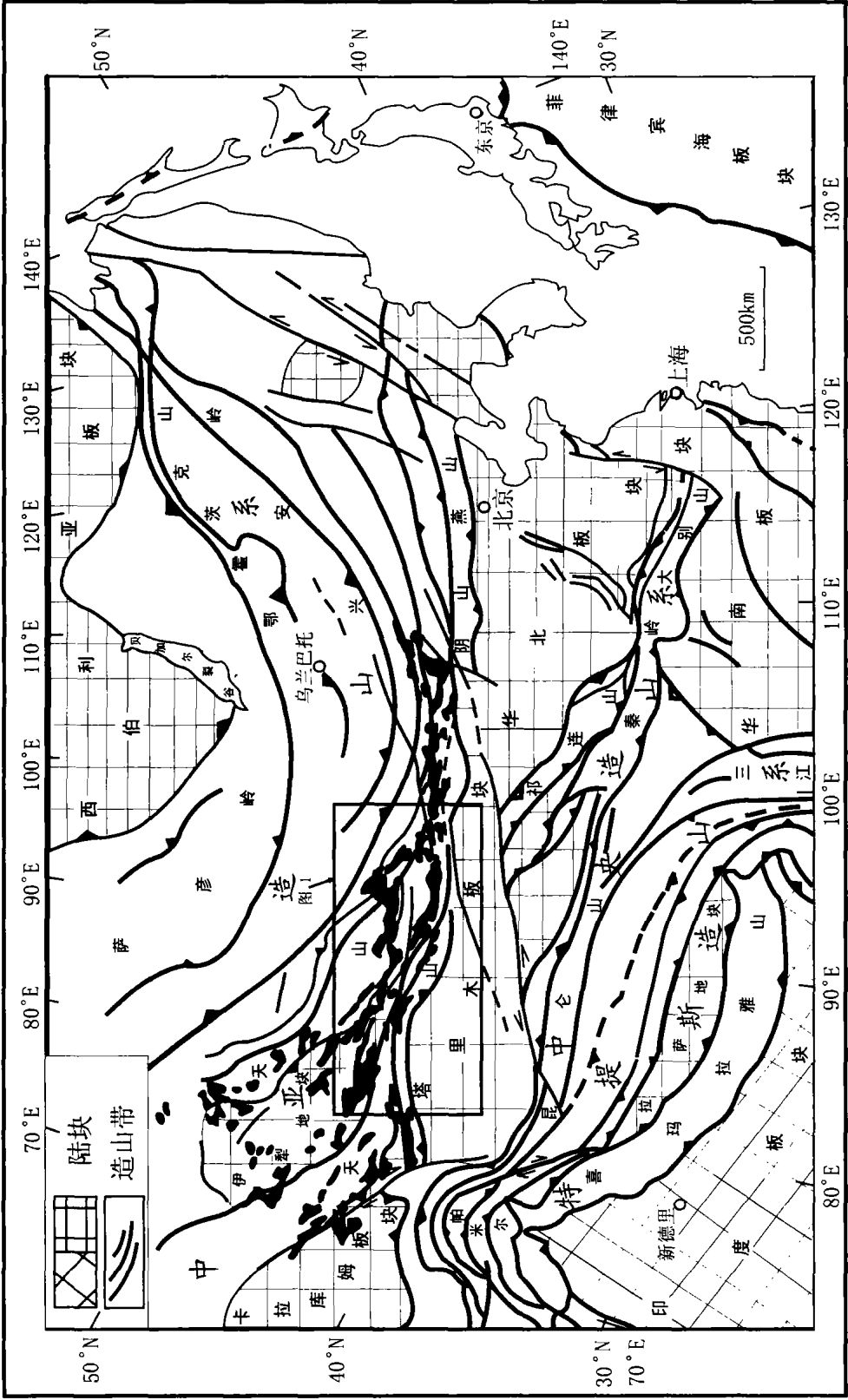


图2 天山(中亚)大火成岩省石炭—二叠纪火山岩系(黑色)分布示意图
Fig. 2 Sketch map showing the distribution of the Carboniferous-Permian volcanic successions (black areas) in the Tianshan
(central Asia) large igneous province

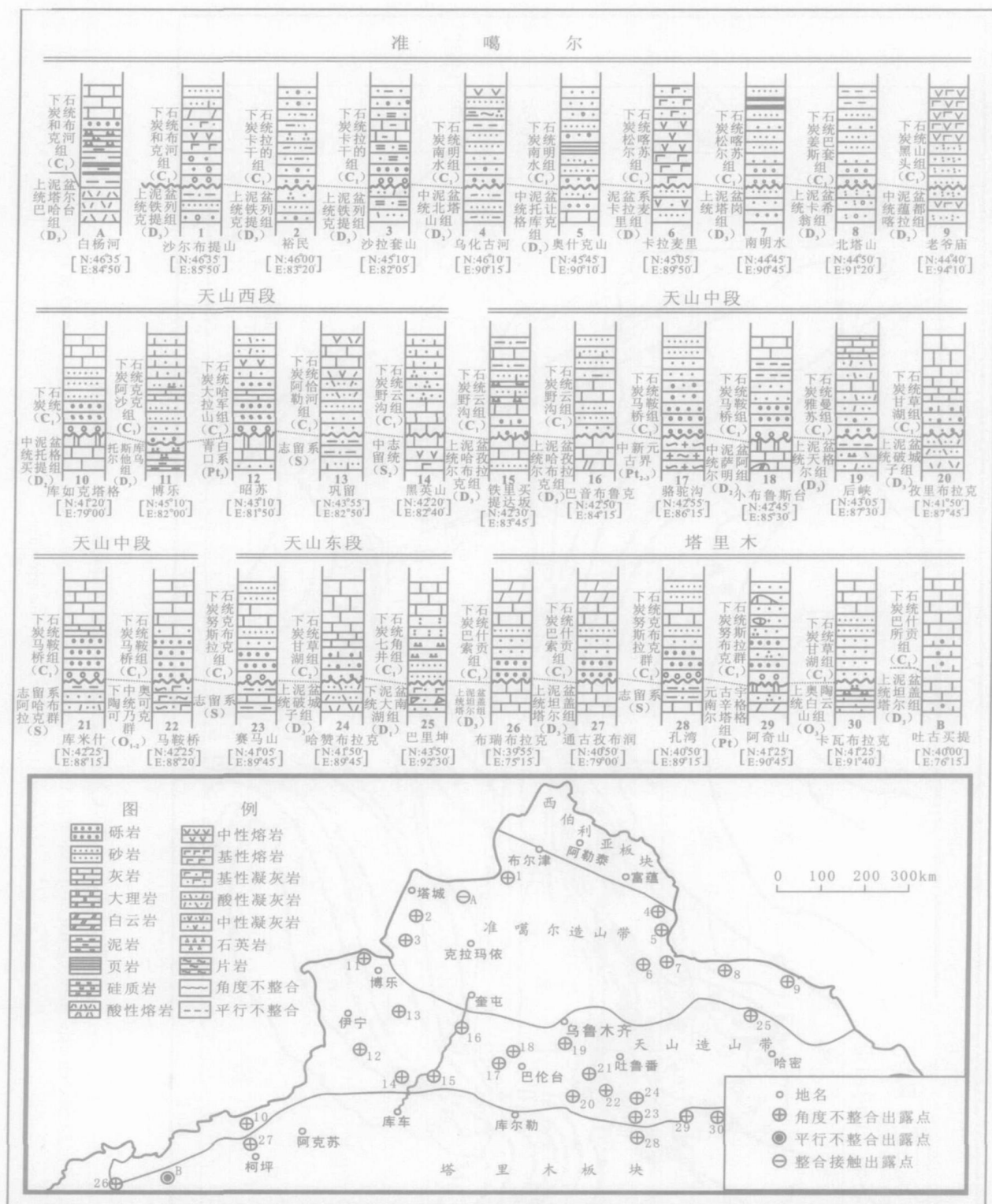


图3 天山及邻区下石炭统与下伏地层接触关系柱状图及出露位置

Fig. 3 Histograms outcropping locations of contact relationship between Lower Carboniferous and its underlying strata in the Tianshan and their neighboring areas

注: 天山西、中、东段分别以独-库公路和吐鲁番为界划分

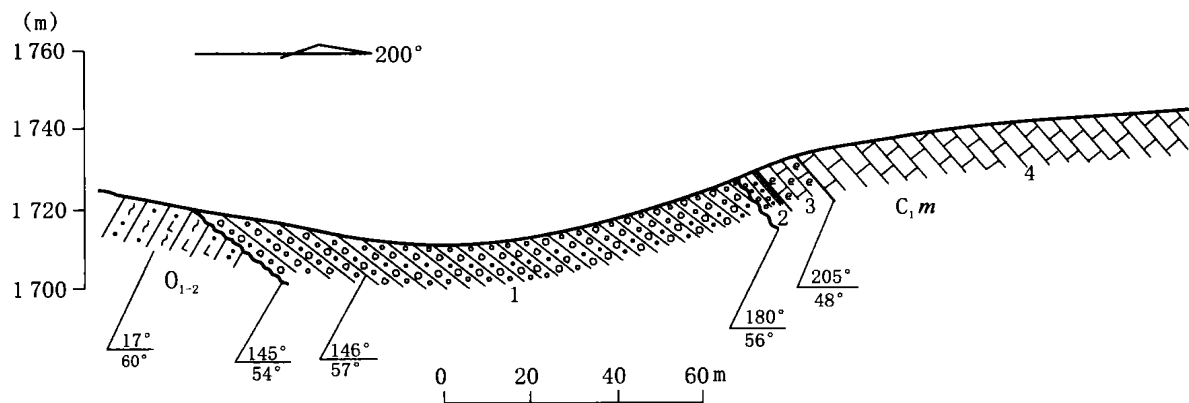


图4 天山中段马鞍桥中下奥陶统一下石炭统接触关系地质剖面图

(据夏林圻等, 2002b)

Fig. 4 Geological section for contact relationship between Middle-Lower Ordovician and Lower Carboniferous at Maanqiao area from the central Tianshan

(After Xia et al., 2002b)

O₁₋₂: 下-中奥陶统可可乃克群—变凝灰质砂岩、变凝灰岩、变基性熔岩夹钙质粉砂岩。C_{1m}: 下石炭统马鞍桥组

1. 黑绿色砾岩: 砾石在小一般为3~8 cm, 最大可达35 cm, 由2~22 mm 砾石胶结, 砾石成分为下伏奥陶系基岩, 本砾岩层与下伏下-中奥陶统呈不整合接触(厚度: 43.41 m); 2. 碎屑岩层: 本层与下伏砾岩层呈不整合接触, 不整合面上见有厚5~10 cm 的灰白色—灰黄色风化壳, 本层下部为砂砾岩、含砾砂岩、粗砂岩, 中部为钙质砂岩, 上部为砂质页岩(厚度: 7.23 m); 3. 生物碎屑岩: 含丰富的早石炭世珊瑚、腕足类、菊石、牙形石化石(以维宪期为主, 少量为杜内期), 本层下部见厚约50 cm 的砂质灰岩(厚度: 7.23 m); 4. 生物灰岩

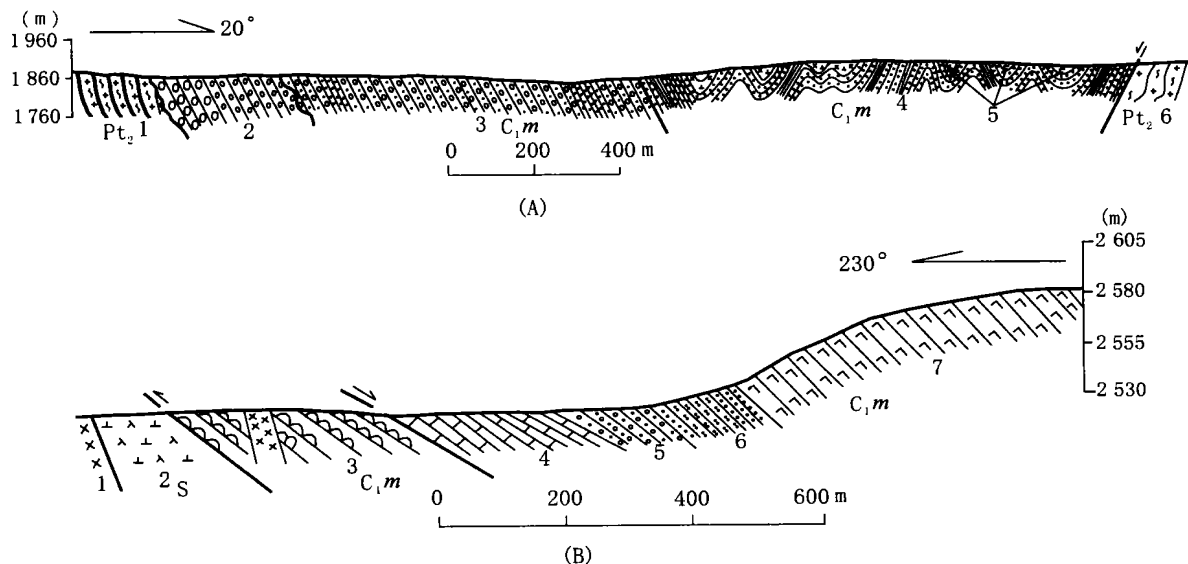


图5 天山中段(A)巴伦台北和(B)骆驼沟道班下石炭统剖面图

(据夏林圻等, 2002a)

Fig. 5 Lower Carboniferous sections at north of Baluntai (A) and Luotugou (B) areas from the central Tianshan

(After Xia et al., 2002a)

- A: Pt₂. 中元古界; C_{1m}. 下石炭统马鞍桥组。1. 花岗片麻岩; 2. 下部巨砾岩、上部砾岩; 3. 砂砾岩夹砂岩; 4. 砂岩、页岩互层; 5. 顶部为玄武岩; 6. 花岗片麻岩
B: S. 志留系; C_{1m}. 下石炭统马鞍桥组。1. 辉绿岩; 2. 闪长玢岩; 3. 枕状玄武岩(有辉绿岩脉穿插其中); 4. 灰岩; 5. 砂砾岩; 6. 砂岩; 7. 块状玄武岩

碎屑岩层与新元古界青白口系的灰岩-大理岩-白云岩层呈角度不整合接触, 下石炭统大哈拉军山组火山岩系又呈角度不整合覆盖于这套粗碎屑岩层之上。尤其引人注目的是, 在前述第一个不整合面之

上的粗碎屑岩层中, 可以见到十分醒目的韵律构造, 每一个韵律层内, 粒度下细上粗 (图6), 具有磨拉石 (molasse) 建造所特有的退积序列特征, 它们很显然是碰撞造山作用的产物。

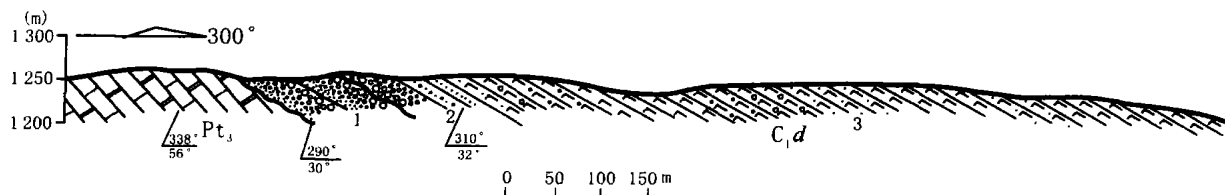


图6 天山西段特克斯新元古界—下石炭统接触关系地质剖面

Fig. 6 Geological section of discordant contact relationship between Neoproterozoic- Lower Carboniferous at Tekes area from the western Tianshan.

新元古界青白口系 (Pt₃) 灰岩、大理岩、白云岩; 下石炭统大哈拉军山组 (C_{1d}): 1. 砂岩、砂砾岩、砾岩层, 具韵律构造, 每一韵律层内, 粒度下细上粗 (磨拉石建造), 本碎屑岩层与下伏青白口系呈不整合接触; 2. 碎屑岩层: 本层与下伏砾岩层呈不整合接触, 自下向上粒度由粗变细: 砾岩→砂砾岩→砂岩, 以进积序列为特征; 3. 火山岩系: 以玄武岩和杏仁状玄武岩为主, 夹角砾熔岩和凝灰岩

无论是马鞍桥地区或是巴仑台以北或是特克斯地区, 下石炭统马鞍桥组或下石炭统大哈拉军山组, 都是以由陆相转化为海相的进积序列为特征。例如, 马鞍桥地区: 自前述砾岩层 (磨拉石建造) 顶部的不整合界面 (该第二个不整合可称为伸展不整合) 向上, 依次为风化壳、砂砾岩、含砾砂岩、粗砂岩、钙质砂岩、砂质页岩、生物碎屑灰岩、生物灰岩 (含维宪期珊瑚、腕足类、菊石和杜内期牙形石化石 (车自成等, 1994) (图4), 更向上发育有裂谷火山岩系 (车自成等, 1996); 巴仑台北: 自厚层巨砾岩-砾岩层向上, 依次为砂砾岩、砂岩、砂岩-粉砂岩和页岩互层夹灰岩 (灰岩中含早石炭世化石)、由基性熔岩和少量流纹岩构成的裂谷双峰式火山岩系 (夏林圻等, 2002a) (图5); 特克斯地区: 自前述具磨拉石建造特点的粗碎屑岩顶部的不整合界面向上, 依次为砾岩、砂砾岩、砂岩、玄武岩和杏仁状玄武岩夹角砾熔岩和凝灰岩 (图6) [该层序向上, 大哈拉军山组火山岩系的安山岩的Rb-Sr等时线和⁴⁰Ar/³⁹Ar坪年龄为345~325 Ma (李华芹等, 1998), 相当于早石炭世杜内—维宪期]。此外, 在库米什以南的南天山甘草湖地区, 同样也见到下石炭统甘草湖组呈高角度不整合覆盖于上泥盆统破城子组复理石建造 (由变质砂岩和千枚岩组成) 之上, 自不整合面向上依次为: 风化壳、钙质含砾砂岩、粒屑灰岩、钙质砂岩、灰岩 (图7)。它们都反映了一种递进的裂谷拉伸作用。

上述下石炭统底部不整合面之下磨拉石建造的发现表明, 在早石炭世时天山古生代洋盆已经闭合,

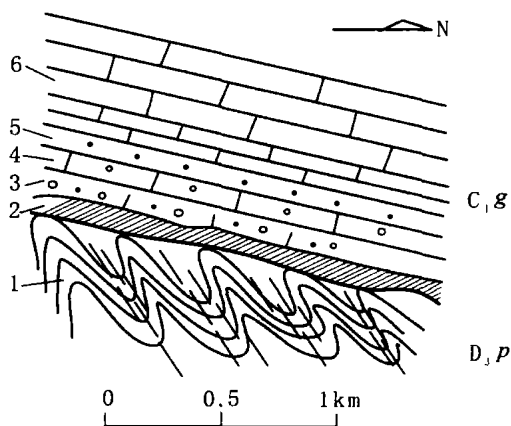


图7 库米什南甘草湖地区下石炭统甘草湖组 (C_{1g}) 与上泥盆统破城子组 (D_{3p}) 间不整合接触关系素描图

Fig. 7 Section of discordant contact relationship between Lower Carboniferous Gancanghu Formation (C_{1g}) and Upper Devonian Pochenzi Formation (D_{3p}) at Gacahu area from south of Kumishi
1. 黄褐色薄层变质砂岩和青灰色千枚岩; 2. 风化壳; 3. 钙质含砾砂岩; 4. 粒屑灰岩; 5. 钙质砂岩; 6. 灰岩

前述磨拉石建造就是随着洋盆闭合而接踵发生的板块间碰撞挤压造山作用的地质记录。所以, 早石炭世应当是天山古生代洋盆闭合时限的上限 (夏林圻等, 2002a, 2002b)。至于下石炭统底部自下向上所

观察到的由粗变细的递进裂谷拉伸序列也并不只是局限于前述几个地段, 它们与下石炭统底部的角度不整合界面一样, 普遍发育于南自塔里木北缘, 向北经天山直至准噶尔北部的广大地域内 (图3, 图8,

表1)。它标志着自早石炭世开始, 整个天山造山带及其相邻地区这一广袤的地域内, 又进入到了一个新的地质历史演化阶段, 即“造山后陆内裂谷拉伸阶段”。

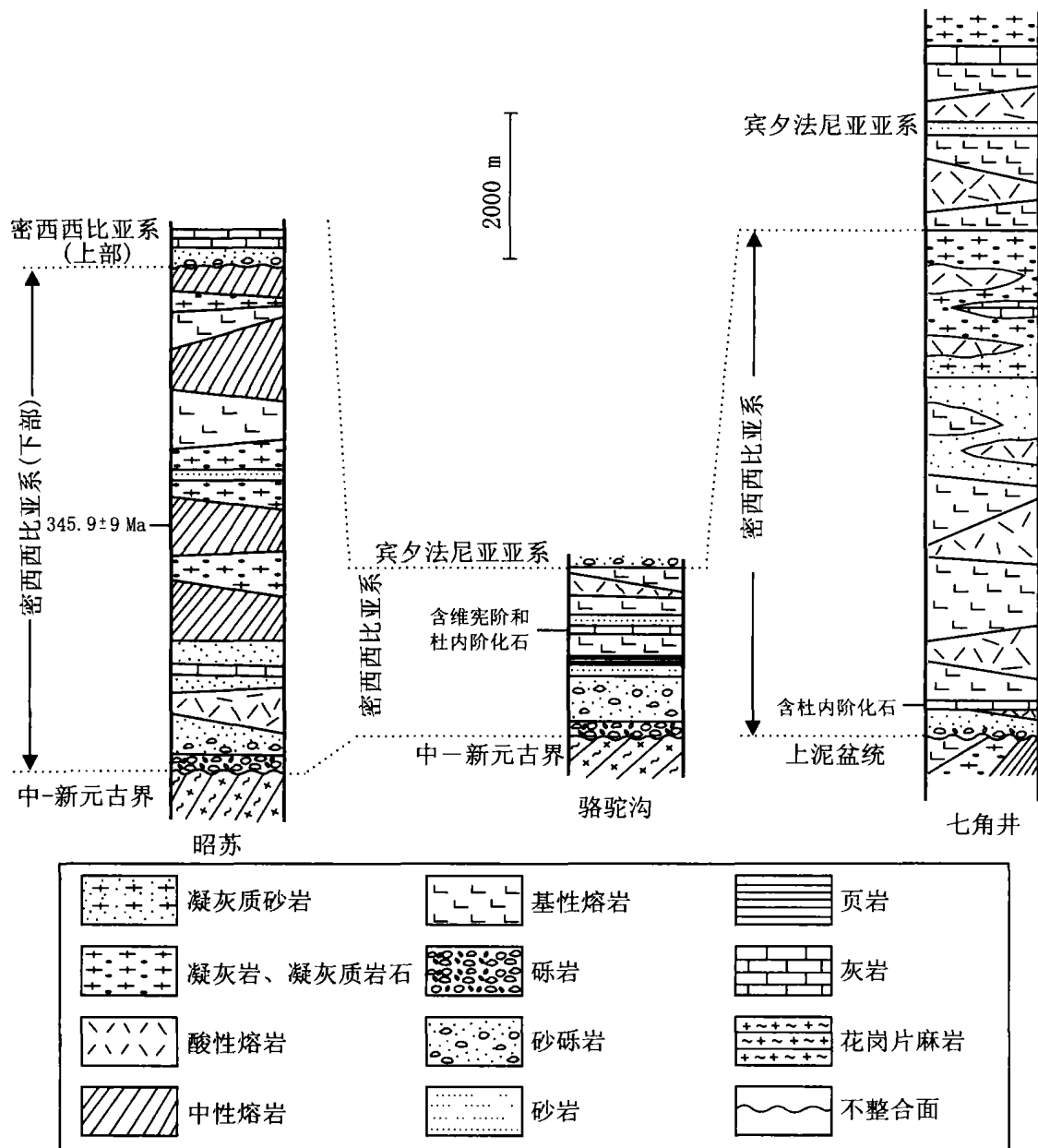


图8 天山石炭纪裂谷火山岩系地层柱状简图

(据Xia et al., 2003, 2004)

Fig.8 Simplified stratigraphic columns of Carboniferous rift-related volcanic rocks in the Tianshan

(After Xia et al., 2003, 2004)

还应当提及的是,有关天山古生代洋盆最后闭合的时限,目前我国地质界比较流行的一种认识是石炭纪中期(肖序常等, 2001^①)。其主要证据是来自天山及其邻区不同蛇绿岩残片所含硅质岩中放射虫化石所指示的蛇绿岩最晚形成时代信息。如东准噶尔卡拉麦里蛇绿岩带硅质岩中曾发现有晚泥盆世—早石炭世放射虫化石^②,北天山巴音沟蛇绿岩带硅质岩中曾发现有晚泥盆世—早石炭世放射虫化石(肖序常等, 1992),南天山库勒湖蛇绿岩的硅质岩块中曾发现有晚泥盆世—早石炭世放射虫化石(高俊等, 1995)等。但是,放射虫化石所给出的时代信息只是一个从晚泥盆世到早石炭世的年龄区间,究竟是晚泥盆世或是早石炭世,仅凭放射虫化石本身还无从给定。新近的1:5万巴斯克阔彦德幅区域地质调查(新疆地质调查院, 2003, 内部资料)已发现东准噶尔卡拉麦里蛇绿岩为晚泥盆统克拉安库都组不整合覆盖;高俊(2004)最近测得南天山库勒湖蛇绿岩玄武岩岩块中锆石的微区SHRMP U-Pb年龄为 $425 \pm 8 \text{ Ma}$ (新疆1:25万喀赞其幅区域地质调查成果报告, 2004, 内部资料);笔者等测得库勒湖蛇绿岩的辉长岩块中锆石的LA-ICP-MS U-Pb年龄为 $397 \sim 417.7 \text{ Ma}$ (笔者等未发表数据, 2005)。这些新的数据表明,这两个地区的蛇绿岩所记录的洋盆形成的时限应远早于晚泥盆世。此外,若根据天山及其邻区已发现的伴生有高压变质岩石(蓝闪石片岩+榴辉岩)的蛇绿混杂岩带(或称作“古海沟俯冲杂岩带”)所纪录时代信息判断,可以发现天山及邻区古生代洋盆(相当于古亚洲洋)的消减闭合时代亦应早于早石炭世。例如:伊犁—中天山微陆块北缘的干沟—乌斯特沟蛇绿混杂岩被含笔石化石的下志留统不整合覆盖(车自成等, 1994),表明其形成时代应早于志留纪;西准噶尔南缘唐巴勒蛇绿混杂岩中蓝闪石的 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 坪年龄为 $458 \sim 470 \text{ Ma}$ (相当于早—中奥陶世)(张立飞等, 1997);西准噶尔中部塔拉布特蛇绿岩的辉长辉绿岩中锆石的LA-ICP-MS U-Pb年龄为 $398 \pm 10 \text{ Ma}$ (相当于早—中泥盆世)(笔者等未发表数据,

2005);伊犁—中天山微陆块南缘蛇绿混杂岩带西段长阿吾子—科克苏河蛇绿混杂岩所含蓝闪片岩中多硅白云母和钠质角闪石的 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 坪年龄为 $364 \sim 401 \text{ Ma}$ (相当于泥盆纪)(Gao J, et al., 2000);该低温高压变质带西延境外吉尔吉斯斯坦国南天山蓝片岩的同位素年龄值也主要集中于 $350 \sim 410 \text{ Ma}$ (Dobre tsov N L et al., 1987);伊犁—中天山微陆块南缘蛇绿混杂岩带东段铜花山—榆树沟高压变质带中蓝闪石的 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 坪年龄为 $360.7 \pm 1.6 \text{ Ma}$ (相当于晚泥盆世)(刘斌等, 2003)。

综上所述,目前可以利用的诸多地质证据表明,笔者等于2002年(夏林圻等, 2002a, 2002b)提出“在早石炭纪早期,古生代洋盆已经闭合”的论断是可信的,它又得到了诸多新证据的支持。至于分布在天山北部以巴音沟蛇绿岩为代表的北天山蛇绿岩带,在成因上则与古亚洲洋无关。笔者等新近于巴音沟蛇绿岩的辉长岩中测得锆石微区LA-ICP-MS U-Pb年龄为 $344 \pm 3.4 \text{ Ma}$ (笔者等未发表数据, 2005);在与辉长岩伴生的斜长花岗岩中测得锆石微区SHRMP U-Pb年龄为 $324.8 \pm 7.1 \text{ Ma}$ (夏林圻等, 2004; 徐学义等, 2005),指示该蛇绿岩的形成年龄为早石炭世中—晚期。根据岩石学和地球化学研究结果,北天山蛇绿岩带的形成应是与天山石炭—二叠纪裂谷系北部早石炭世中—晚期的强烈裂谷化,导致局部大陆碎裂产生新的“红海型”洋盆有关,其乃是天山石炭—二叠纪裂谷系北部的早石炭世“红海型”洋盆的地质记录。有关巴音沟蛇绿岩的特点,笔者等已另有专文报道(Xia L Q et al., 2005),本文中不再赘述。

虽然天山大火成岩省石炭纪裂谷火山岩的测年数据目前还较为有限[如: $345 \sim 325 \text{ Ma}$ $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ 坪年龄和Rb-Sr等时线年龄(李华芹等, 1998); 345 Ma 锆石U-Pb年龄(王方正等, 2002); $327 \sim 306 \text{ Ma}$ $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ 坪年龄(赵振华等, 2003); $319 \sim 321 \text{ Ma}$ 锆石U-Pb年龄(TMS法)(李向民等, 2004)],但是该火山岩系的沉积岩夹层中含有丰富的石炭纪化石(如:杜内期、维宪期、谢尔普霍夫期、巴什基尔期的化石等;表1;车自成等, 1994;何国琦等, 1994;周济

① 肖序常, 何国琦, 李继亮, 等. 新疆地壳结构与演化, 2001.

② 刘宝, 颜仰基, 刘本培, 等. 南天山古生代沉积盆地演化与层控多金属矿成矿条件研究. 2000.

元等, 1994; 新疆维吾尔自治区地质矿产局, 1999)。这些化石数据对于火山岩系的喷发时限有着明白无误的约束作用。石炭纪裂谷火山岩系的最早喷发应当是开始于杜内晚期[350~345 Ma; 按照 Gradstein 等(2004)提出的最新国际地质年代划分方案判定]。在石炭纪峰期裂谷火山作用之后, 二叠纪的裂谷火山活动比较零星, 延续到早—中二叠世方告结束。

整个天山石炭—二叠纪裂谷火山岩系呈帚状分布(图2), 除天山地区外, 它们在天山以北的准噶尔地区、天山以南的塔里木盆地北缘、西部境外的巴尔喀什湖南缘至吉尔吉斯山, 向东经甘肃北山北部至境外的蒙古地区也有广泛分布, 其在中国境内的露头面积约为 $2.1 \times 10^5 \text{ km}^2$, 初步估算其总体露头面积约为 $3.43 \times 10^5 \text{ km}^2$ 。天山大火成岩省的总体分布范围可达 $1.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。目前, 该火山岩系的三维结构知之甚少, 但前人(车自成等, 1994, 1996; 何国琦等, 1994; 周济元等, 1994; 新疆维吾尔自治区地质矿产局, 1999)对火山岩系的东西厚度变化曾有过一些报道。整个火山岩系的总厚度在天山东段可大于 13 000 m, 天山中段为数百米至 1 500 m, 天山西段可达 10 000 m (表1)。天山大火成岩省的火山岩系主要由基性玄武质熔岩组成, 其次为中性和酸性熔岩及同质火山碎屑岩。若天山大火成岩省的平均熔岩厚度按 2 000 m 计, 天山玄武岩的总体喷发体积至少为 $0.7 \times 10^6 \text{ km}^3$ 。应当指出, 这一数字只是经过长期地质时期的剥蚀之后目前被保存下来的体积数, 其初始体积无疑应大于此数。

地球物理探测结果(重力、深地震测深)表明, 现今天山的地壳厚度(相当于 Moho 界面的深度), 在天山西段较厚为 52 km, 在天山东段较薄为 46 km (肖序常等, 1992; 李秋生等, 2001)。虽然此数据只是反映了天山地区现今地壳厚度的变化, 但是它与基底的性质一道, 似乎与天山石炭—二叠纪裂谷火山岩系的岩石成因有着某种耦合关系(详见后述)。伴随着空间上火山岩系厚度和地壳厚度的变化, 天山大火成岩省中火山岩系的岩性也相应有一定变化。例如: 塔里木西北缘的柯坪地区, 火山岩仅由单一的

碱性玄武岩组成; 而天山西段, 火山岩系的岩性明显多种多样, 包括有: 碧玄岩、玄武岩、玄武安山岩、安山岩、粗面安山岩、英安岩、流纹岩、碱流岩、安山质火山碎屑岩和玄武质火山碎屑岩等; 相反, 在天山中—东段和准噶尔地区, 火山岩系则主要由亚碱性(拉斑玄武质)玄武岩、玄武安山岩、安山岩、英安岩、流纹英安岩、流纹岩和火山碎屑岩组成, 仅在天山中段发育有极少量碱性玄武岩和粗面安山岩(详见后述)。

3 样品采集和分析方法

本文的研究样品来自对塔里木西北柯坪, 天山西段昭苏和则克台, 天山中段骆驼沟、马鞍桥、独库公路、后峡、艾维尔沟和大坂城, 天山东段天池、托克逊、色皮口和土屋和东准噶尔姜孜等地(图1)石炭—二叠纪裂谷火山岩系的调查采集。应当指出, 相当一部分火山岩系由于出露不完整和风化/蚀变过强等原因, 没有能够做到对于每一个火山岩组, 垂直火山岩层走向自下而上系统采样。这样就使得我们目前还不可能对这些火山岩系在时间维上的地球化学演化做详细地研究。

岩石被锯成片, 挑选中心部分, 再用玛瑙研磨机磨成粉末。主元素在贵阳中国科学院地球化学研究所用 X 光荧光光谱(XRF)对玻璃片进行分析测定。高精度微量元素丰度在北京中国地质大学用电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)进行测定。为保证岩石样品能完全溶解, 使用的是熔融玻璃珠而不是粉末样。玻璃珠用锂-硼酸盐助熔剂制备, 压碎, 用标准酸($\text{HF}-\text{HNO}_3$)煮解。主元素的分析精度优于1%, 微量元素的分析精度为5%~10%。我们同样还引用了车自成等(1996)有关天山西段(果子沟和特克斯地区)和天山中段(骆驼沟和马鞍桥地区)、顾连兴等(2000)有关天山东段(天池和七角井地区)和王方正等(2002)有关准噶尔(陆梁地区)石炭纪裂谷火山岩的主元素和微量元素分析数据。主元素和微量元素数据列于表2。

表2 天山及邻区石炭纪—早二叠世裂谷火山岩系主要氧化物和微量元素含量

Tab. 2 Representative major oxide and trace elements data for the Carboniferous-Early Permian rift-related volcanic rocks in Tianshan and its neighboring areas

样品	B-1	B-2	B-3	B-4	B-5	GZ-10	GZ-11	GZ-12	GZ-13	GZ-4	GZ-5	GZ-6	GZ-7
位置	塔里木西北缘					天 山 西 段							
	柯 坪					果 子 沟							
岩石类型	碱性玄武岩	碱性玄武岩	碱性玄武岩	碱性玄武岩	玄武质粗面安山岩	玄武质粗面安山岩	碱性玄武岩	玄武安山岩	玄武质粗面安山岩	碱流岩	碱流岩	玄武岩	玄武质粗面安山岩
时代	早二叠世					晚石炭世							
地层(组)	库普库兹满组					伊什基里克组							
主要氧化物(w _B %)													
SiO ₂	48.13	49.38	49.01	49.74	53.38	55.29	53.67	56.16	56.76	67.66	68.09	49.61	54.53
TiO ₂	2.60	2.55	2.60	2.85	2.90	0.96	0.94	0.82	0.83	0.62	0.62	0.93	0.96
Al ₂ O ₃	15.02	16.06	16.07	14.48	12.29	14.85	19.68	18.12	17.70	15.02	14.66	14.41	14.84
Fe ₂ O ₃	5.78	6.60	8.70	7.16	7.30	3.02	3.49	4.49	4.17	3.16	3.53	3.63	4.21
FeO	7.02	7.70	6.20	8.44	8.10	4.78	3.86	1.49	2.75	0.93	0.42	4.29	4.07
MnO	0.21	0.16	0.22	0.22	0.23	0.12	0.12	0.10	0.08	0.05	0.07	0.11	0.14
MgO	3.20	3.40	3.60	4.10	3.90	5.50	2.50	3.37	2.85	0.49	0.45	4.17	5.70
CaO	8.00	7.80	8.10	7.00	5.40	4.82	8.42	5.61	7.07	0.82	1.05	10.10	6.47
Na ₂ O	2.92	2.99	3.04	2.77	2.85	3.80	3.38	3.21	2.89	4.00	4.65	2.35	4.84
K ₂ O	0.92	0.84	0.60	1.49	1.54	1.37	0.66	3.06	1.36	5.12	4.65	0.97	0.24
P ₂ O ₅	0.57	0.66	0.66	0.65	0.77	0.14	0.20	0.16	0.16	0.12	0.09	0.10	0.15
LOI	5.20	1.34	1.14	0.91	1.10	3.63	3.22	3.48	3.32	1.87	2.02	9.61	3.94
Total	99.57	99.48	99.94	99.81	99.76	98.28	100.14	100.07	99.94	99.86	100.3	100.28	100.09
Mg#	0.32	0.31	0.32	0.34	0.33	0.57	0.40	0.53	0.45	0.20	0.19	0.50	0.57
微量元素(×10 ⁻⁶)													
Ba	573	566	506	510	560	535	382	1010	398	1100	1040	258	145
Rb	26.3	28	41.7	34.5	43.8	28.6	13.3	67.7	31.8	151	121	25.7	42.3
Sr	379	450	334	281	316	856	859	387	408	311	328	351	1007
Y	38.1	37.5	35.1	42	40.3	9	7	14	8	22	20	3	8
Zr	164	142	108	180	164	111	162	148	128	458	481	120	83
Nb	27.2	27.1	25.3	31.4	30.6	9	10	7	10	35	16	13	8
Th	6.02	6.09	5.43	5.15	5.25	3.85	5.25	4.25	4.65	19.1	17.3	3.66	3.82
Pb													
Ga													
Zn	110	134	129	140	152	154	157	54	185	244	549	140	136
Cu													
Ni	62.1	62.0	62.8	7.02	71.0								
V						276	252	183	216	73	35	287	305
Cr	16.0	18.2	17.3	14.0	19.3	166	21.3	42.1	47.7	6.66	11.1	169	162
Hf	6.0	6.22	5.51	6.66	6.59	3.64	4.19	4.07	4.04	12.1	11.5	3.09	3.67
Cs	2.38	2.92	2.73	0.564	0.588								
Sc	20.6	20.3	21.2	23.4	24								
Ta	1.57	1.45	1.35	1.77	1.72	0.56	0.614	0.50	0.441	1.8	1.9	0.389	0.493
Co	41.2	39.9	43.2	45.9	47.5	29.5	21.7	16.1	17.5	5.03	4.73	29.9	30.6
Li													
U	1.38	1.60	1.57	1.40	1.76	1.21	1.28	1.18	1.41	4.98	5.01	0.995	1.23
W													
Mo													
La	35.8	36.2	33.8	37.2	37.3	15.7	23.7	17.4	18.5	65.3	54.2	15.6	15.3

续表 2

样品	B-1	B-2	B-3	B-4	B-5	GZ-10	GZ-11	GZ-12	GZ-13	GZ-4	GZ-5	GZ-6	GZ-7	
位置	塔里木西北缘					天 山 西 段								
	柯 坪					果 子 沟								
岩石类型	碱性玄武岩	碱性玄武岩	碱性玄武岩	碱性玄武岩	玄武质粗面安山岩	玄武质粗面安山岩	碱性玄武岩	玄武安山岩	玄武质粗面安山岩	碱流岩	碱流岩	玄武岩	玄武质粗面安山岩	
时代	早二叠世					晚石炭世								
地层(组)	库普库兹满组					伊什基里克组								
微量元素($\times 10^{-6}$)														
Ce	64.0	63.7	59.6	65.3	66.0	28.4	46.4	29.8	30.9	121	105	30.7	29.5	
Pr														
Nd	32.3	30.6	31.9	32.0	39.1	15.7	21.5	14.2	16.9	51.2	45.5	15.6	15.4	
Sm	7.21	7.13	6.85	7.82	8.75	3.89	4.55	3.51	3.97	10.7	9.07	3.79	3.80	
Eu	2.28	2.18	2.09	2.48	2.56	1.19	1.42	1.09	1.03	2.14	1.92	1.26	1.32	
Gd						3.89	4.55		3.66	9.58	8.69	3.96	4.55	
Tb	1.26	1.23	1.19	1.18	1.28	0.668	0.754	0.518	0.610	1.52	1.35	0.629	0.795	
Dy														
Ho						0.976	0.996	0.742	0.885	2.02	1.79	0.851	1.17	
Er														
Tm						0.399	0.399	0.335	0.377	0.826	0.748	0.355	0.449	
Yb	3.47	3.26	3.31	3.66	3.87	2.35	2.44	2.24	2.39	5.04	2.45	2.21	2.51	
Lu	0.482	0.511	0.467	0.551	0.551	0.305	0.344	0.367	0.357	0.736	0.611	0.32	0.315	
Ti/Y	409	408	444	407	431	639	805					1858	719	
样品	T-98	- 101	T-102	TK-1-3	TK-1-5	TK-2	TK-3	TK-4-5	T-83	T-85	T-86	T-92	Bb-142-3	Bb-142-9
位置	天 山 西 段											天山中段		
	昭 苏			特 克 斯					则 克 台			骆驼沟		
岩石类型	玄武岩	英安岩	英安岩	安山岩	粗面安山岩	流纹岩	英安岩	玄武质粗面安山岩	安山岩	英安岩	英安岩	英安岩	玄武岩	玄武岩
时代	早 石 炭 世								早二叠世			早石炭世		
地层(组)	大哈拉军山组								乌郎组			马鞍桥组		
主要氧化物($w_B\%$)														
SiO ₂	46.99	64.55	69.71	57.36	58.24	73.39	67.98	55.47	62.30	64.51	67.50	68.65	52.14	50.06
TiO ₂	1.87	1.12	0.86	0.77	0.73	0.19	0.34	1.09	0.83	0.86	1.00	0.87	1.50	1.05
Al ₂ O ₃	14.67	18.19	16.43	14.91	14.73	12.52	14.32	15.74	16.43	17.17	14.14	15.68	17.20	16.48
Fe ₂ O ₃	5.20	2.39	1.84	2.78	3.15	1.45	1.87	4.73	0.73	3.00	3.05	3.00	4.07	3.66
FeO	4.05	1.70	2.32	3.19	2.67	0.41	0.85	1.61	2.68	2.27	2.11	1.39	7.31	5.10
MnO	0.18	0.08	0.07	0.07	0.06		0.04	0.11	0.28	0.17	0.12	0.17	0.26	0.22
MgO	4.58	0.67	0.31	3.78	3.46	0.60	1.58	3.23	1.19	1.28	1.16	1.13	4.10	6.22
CaO	11.93	1.96	1.45	4.31	4.00	0.30	2.38	8.11	0.67	1.12	0.73	0.65	6.13	10.36
Na ₂ O	2.99	6.83	5.70	2.40	2.68	2.12	4.10	3.30	8.10	6.05	6.45	5.40	2.79	2.16
K ₂ O	3.29	0.39	0.32	4.37	4.37	7.30	2.39	1.92	3.96	1.04	2.28	2.10	1.49	0.50
P ₂ O ₅	0.43	0.48	0.55	0.16	0.16	0.03	0.11	0.18	0.31	0.33	0.47	0.37	0.33	0.23
LOI	3.51	1.33	0.10	5.85	5.73	1.92	4.23	4.72	2.03	1.76	0.57	0.10	2.24	3.79
Total	99.69	99.69	99.66	99.95	99.98	100.23	100.19	100.21	99.51	99.56	99.58	99.51	99.56	99.83
Mg [#]	0.49	0.24	0.13	0.55	0.54	0.40	0.54	0.51	0.39	0.32	0.31	0.34	0.41	0.58

续表2

样品	T-98	- 101	T-102	TK-1-3	TK-1-5	TK-2	TK-3	TK-4-5	T-83	T-85	T-86	T-92	Bb-142-3	Bb-142-9
位置	天 山 西 段												天山中段	
	昭 苏			特 克 斯					则 克 台				骆驼沟	
岩石类型	玄武岩	英安岩	英安岩	安山岩	粗面安山岩	流纹岩	英安岩	玄武质粗面安山岩	安山岩	英安岩	英安岩	英安岩	玄武岩	玄武岩
时代	早 石 炭 世								早二叠世				早石炭世	
地层(组)	大哈拉军山组								乌郎组				马鞍桥组	
微量元素($\times 10^{-6}$)														
Ba	172	116	1021	418	429	711	256	404	140	697	666	771	455	129
Rb	8.3	13	12	106	109	198	56.6	38.9	28	77	64	78	73.5	43.5
Sr	715	257	271	215	205	56	207	354	47	71	80	56	267	237
Y	16	23	25	17	11	24	35	6	11	12	11	12	37.1	24.8
Zr	53	183	196	136	154	229	116	149	106	99	97	98	161	76
Nb	2.71	7.51	8.37	10	23	19	19	7	3.07	2.88	2.92	2.81	15.3	4.6
Th	0.84	6.48	7.43	7.84	7.90	26.3	4.86	6.59	4.33	3.81	3.82	3.87	1.5	0.61
Pb	5.61	9.23	12.50						12.3	1.23	1.95	1.31	6.6	11.1
Ga	17	17	16						15	16	15	14	22.3	14.9
Zn	120	57	31	263	382	482	66	240	251	102	70	134	65	61
Cu	16	30	15.7						45	502	279	215	23.3	69.8
Ni	91	31	8.6						50	6.8	9.2	5.9	33.9	76
V	220	68	48	100	165	33	111	231	70	70	75	70	283	209
Cr	382	67	20	137	127	7.37	38.0	132	103	11	17	9.5	74.4	326
Hf	1.54	4.94	5.41	3.92	4.16	6.62	3.98	4.30	2.70	2.17	2.41	2.62	4.1	2.3
Cs	11.55	6.50	3.81						1.04	1.47	2.14	0.87	16.6	11.8
Sc	35.4	20.1	20.4						16.4	9.1	13.0	12.0	37.1	41.8
Ta	0.16	0.49	0.54	0.625	0.518	1.83	0.401	0.433	0.27	0.19	0.23	0.21	1.1	0.50
Co	56	6.8	3.2	20.2	18.7	1.00	8.85	21.1	8.0	14	11	9	23.0	39.7
Li	51	63	26.5						15.9	29.8	25.0	20.7	6.4	13.9
U	0.24	1.70	1.88	2.29	2.21	4.41	1.44	1.16	1.17	1.15	1.12	1.38	0.44	0.20
W													0.60	1.1
Mo	1.14	2.72	1.82						2.60	1.57	1.55	1.43	1.5	0.89
La	8.60	28	29	23.9	24.3	48.2	17.6	22.8	9.2	6.96	6.30	8.67	13.8	6.0
Ce	19.1	58	62	42.8	42.6	84.2	34.8	41.2	19.2	15.5	11.6	17.4	32.5	12.6
Pr	2.66	6.88	7.50						2.22	1.84	1.45	1.97	4.5	2.1
Nd	12.1	27.7	32	21.9	19.6	31.9	17.8	20.7	8.59	7.89	6.03	8.18	20.5	10.2
Sm	3.04	5.54	6.04	4.56	4.43	6.25	3.60	4.84	1.90	1.82	1.35	1.78	5.5	2.9
Eu	1.02	1.40	1.52	1.34	1.14	0.666	0.912	1.34	0.68	0.66	0.49	0.69	1.9	1.2
Gd	2.87	5.06	5.78	4.12	4.78	5.51	2.84	4.55	1.84	1.76	1.62	1.83	7.0	3.8
Tb	0.47	0.71	0.76	0.657	0.809	0.93	0.479	0.802	0.27	0.31	0.27	0.31	1.04	0.66
Dy	2.93	4.14	4.44						1.58	1.79	1.59	1.89	7.2	4.3
Ho	0.58	0.81	0.84	0.868	1.17	1.26	0.575	1.10	0.41	0.36	0.34	0.42	1.46	0.94
Er	1.71	2.43	2.83						1.17	1.22	1.13	1.26	4.1	2.6
Tm	0.25	0.38	0.42	0.377	0.458	0.526	0.205	0.415	0.17	0.21	0.20	0.17	0.58	0.38
Yb	1.69	2.46	2.78	2.39	2.54	3.18	1.17	2.44	1.33	1.32	1.37	1.35	3.5	2.5
Lu	0.21	0.38	0.42	0.354	0.339	0.462	0.187	0.37	0.20	0.21	0.19	0.20	0.56	0.34
Ti/Y	701							719					242	254

续表 2

样品	Bb-255-4	Bb-255-5	Bb-263-4	Bb-263-5	Bl-02	Bl-03	Bl-05	Bl-07	Bl-10	Bl-12	Bl-24	Bl-25	Bl-26
位置	天 山 中 段												
	骆 驼 沟												
岩石类型	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	流纹岩	玄武岩	玄武岩	流纹岩
时代	早 石 炭 世												
地层(组)	马 鞍 桥 组												

主要氧化物($w_B\%$)

SiO ₂	52.6	48.00	49.43	51.19	50.05	48.97	49.29	49.93	49.99	78.22	50.24	51.65	70.23
TiO ₂	1.40	1.3	1.55	1.25	1.73	1.85	1.66	1.48	1.94	0.10	2.24	2.31	0.24
Al ₂ O ₃	16.24	15.99	16.22	15.99	15.03	14.64	14.80	16.01	15.45	10.93	13.56	14.44	9.44
Fe ₂ O ₃	4.43	4.38	4.09	4.00	3.11	3.72	2.72	3.02	3.74	0.59	4.00	3.86	1.35
FeO	7.00	7.15	6.50	6.19	6.00	8.17	7.32	6.39	5.46	0.46	5.76	5.75	0.97
MnO	0.24	0.25	0.31	0.22	0.09	0.18	0.19	0.15	0.15	0.02	0.18	0.18	0.08
MgO	3.32	4.77	6.12	3.96	5.91	6.12	6.97	6.08	4.58	0.23	5.59	6.05	0.85
CaO	5.85	6.62	7.25	6.46	7.49	7.78	10.51	9.33	4.91	0.38	7.46	7.07	6.35
Na ₂ O	3.13	3.54	1.92	3.31	4.41	3.34	2.66	2.83	5.78	0.33	3.47	3.11	2.99
K ₂ O	1.50	0.49	1.75	1.43	0.96	0.92	0.83	1.38	0.42	7.57	0.41	0.53	1.72
P ₂ O ₅	0.50	0.30	0.57	0.57	0.28	0.24	0.19	0.23	0.35	0.03	0.42	0.43	0.05
LOI	3.37	7.05	3.98	4.83	4.73	4.08	2.39	2.68	6.69	0.87	6.35	4.45	5.52
Total	99.58	99.84	99.69	99.40	99.77	100.01	99.53	99.51	99.46	99.73	99.68	99.83	99.81
Mg [#]	0.36	0.44	0.52	0.42	0.55	0.49	0.56	0.55	0.49	0.30	0.52	0.54	0.42

微量元素($\times 10^{-6}$)

Ba	456	101	449	629	279	246	237	207	181	8.50	198	157	270
Rb	49.2	25.5	52.7	32.7	35	35.2	26.2	42.2	58.6	20.2	22.2	17.6	53.2
Sr	279	204	246	304	234	209	253	247	132	25	336	362	34
Y	35.3	28.3	35.3	30.2	34	28	27	37	35	50	31	38	34
Zr	201	132	196	160	144	123	102	107	193	53	196	171	176
Nb	15.3	9.8	18.6	15.2	14	18	10	11.54	22	2	19	19.8	8
Th	3.9	0.93	2.5	2.1	1.28	0.823	1.22	2.23	2.15	12.0	1.77	1.78	12.4
Pb	9.6	12.5	3.5	9.2									
Ga	22.1	19.7	24.6	17.3	18	17	17	20	16		17	21	
Zn	125	92	102	88	4	9	33	37	76		57	85	19
Cu	24.1	59.4	30.3	70.2									
Ni	17.3	48.9	60.5	40.1									
V	230	243	249	227	262	244	268	212	276		261	281	12
Cr	34.8	123	107	98	168	126	99.1	153	68.5	45.1	99.9	117	20.5
Hf	4.9	3.2	4.7	4.0	4.23	3.38	3.31	3.55	5.07	3.46	4.68	5.11	4.52
Cs	0.93	2.05	3.4	6.7									
Sc	34.0	41.5	38.0	29.2									
Ta	1.0	0.6	1.3	1.0	0.676	0.662	0.645	0.679	1.04	1.22	1.37	1.32	0.819
Co	32.2	39.3	36.4	28.9	35.3	38.6	39.7	38.4	20.0	1.19	34.5	34.9	3.44
Li	15.5	11.7	32.2	12.3									
U	0.92	0.28	0.77	0.56	0.763	1.41	0.79	1.30	1.65	2.91	1.52	1.34	3.97
W	0.61	0.34	0.41	0.29									
Mo	1.3	0.46	0.87	1.3									
La	21.1	10.0	18.3	15.6	12	10.1	9.01	11.0	16.4	19.6	17.0	18.5	17.7
Ce	48.9	25.1	42.5	36.1	27.1	20.8	18.3	23.6	34.5	42.3	38.2	40.4	39.4
Pr	6.2	3.4	5.6	4.8									
Nd	27.7	16.7	26.3	21.7	19.9	15.4	13.0	15.4	20.3	19.2	23.9	22.9	17.8

续表2

样品	Bb-255-4	Bb-255-5	Bb-263-4	Bb-263-5	Bl-02	Bl-03	Bl-05	Bl-07	Bl-10	Bl-12	Bl-24	Bl-25	Bl-26
位置	天山中段												
	骆驼沟												
岩石类型	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	流纹岩	玄武岩	玄武岩	流纹岩
时代	早石炭世												
地层(组)	马鞍桥组												

微量元素($\times 10^{-6}$)

Sm	5.9	4.1	5.7	5.1	5.06	4.56	4.27	4.23	5.24	4.28	6.70	6.04	3.65
Eu	2.0	1.3	2.0	1.6	1.61	1.55	1.48	1.43	1.67	0.553	2.02	2.13	0.743
Gd	7.1	5.1	7.1	6.1									
Tb	1.10	0.80	1.13	0.96	1.00	0.97	0.925	0.91	1.01	0.751	1.31	1.21	0.638
Dy	6.6	5.4	6.7	5.8									
Ho	1.40	1.11	1.39	1.14									
Er	3.8	3.2	3.8	3.3									
Tm	0.53	0.42	0.53	0.45									
Yb	3.5	2.8	3.4	2.9	3.84	3.70	3.50	3.46	3.75	2.45	4.45	4.18	0.225
Lu	0.53	0.42	0.46	0.42	0.567	0.531	0.535	0.542	0.561	0.359	0.654	0.617	0.382
Ti/Y	238	275	263	248	305	396	369	240	332		433	364	

样品	MA-1	MA-2	MA-3	MA-5	MA-7	Bb-5	BT-2	BT-4	Bb-85-1	Bb-85-3	Bb-89	T-119	T-120
位置	天山中段												
	马鞍桥					独库公路			后峡南			艾维尔沟	
岩石类型	玄武岩	碱性玄武岩	安山岩	粗面安山岩	安山岩	玄武安山岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	流纹岩	玄武安山岩	玄武安山岩
时代	早石炭世								晚石炭世			早二叠世	
地层(组)	马鞍桥组					阿克沙克组			奇尔吉斯套组			阿尔巴萨依组	

主要氧化物($w_B\%$)

SiO ₂	44.57	49.15	57.01	56.84	59.18	55.33	49.88	52.37	53.79	52.99	75.76	55.25	56.44
TiO ₂	1.97	0.99	0.87	0.94	0.96	1.00	0.87	1.12	0.75	0.82	0.17	1.09	1.06
Al ₂ O ₃	16.87	17.45	16.37	16.60	17.57	16.20	17.71	13.78	19.68	19.69	11.81	16.44	19.70
Fe ₂ O ₃	4.16	1.34	5.09	2.46	2.52	2.65	2.16	3.45	1.24	2.77	2.20	4.52	4.54
FeO	5.73	5.66	1.53	4.03	2.57	7.10	7.92	7.15	6.90	6.05	1.10	1.90	2.01
MnO	0.12	0.09	0.03	0.05	0.04	0.22	0.16	0.26	0.17	0.17	0.07	1.04	0.22
MgO	5.49	3.66	2.72	2.69	1.93	5.70	7.84	6.47	3.45	3.38	0.19	1.44	1.89
CaO	8.67	6.37	2.75	2.53	1.48	5.12	6.63	9.19	6.90	6.96	0.57	8.96	6.17
Na ₂ O	3.07	6.61	3.55	5.32	5.91	3.24	2.44	2.81	2.60	2.69	2.58	4.34	5.31
K ₂ O	1.39	0.58	5.61	3.97	4.62	0.25	0.40	0.10	0.71	0.76	3.40	2.74	0.57
P ₂ O ₅	0.28	0.35	0.32	0.38	0.38	0.33	0.16	0.27	0.28	0.43	0.20	0.63	0.60
LOI	8.07	7.73	4.04	4.02	2.84	2.75	3.23	3.01	2.92	2.73	1.66	1.45	1.20
Total	100.39	100.16	99.92	99.83	100.00	99.89	99.40	99.88	99.39	99.44	99.71	99.80	99.71
Mg [#]	0.51	0.49	0.45	0.44	0.42	0.52	0.59	0.53	0.44	0.42	0.10	0.31	0.37

微量元素($\times 10^{-6}$)

Ba	141	101	261	325	430	76	71	21	301	298	46	334	624
Rb	63.2	26.3	167	81.9	100	9.4	26.6	5	23.5	22.7	181	17	25
Sr	520	224	445	139	242	168	174	172	337	442	74	814	525
Y	26	18	22	14	20	23.8	21.8	23.5	18.1	17.9	63.6	22	29
Zr	191	250	211	207	222	146	67	71	80	79	253	102	134
Nb	12	15	15	23	12	8.2	6.0	3.4	2.0	2.0	18.6	2.39	3.51

续表2

样品	MA-1	MA-2	MA-3	MA-5	MA-7	Bb-5	BT-2	BT-4	Bb-85-1	Bb-85-3	Bb-89	T-119	T-120	
位置	天山中段													
	马 鞍 桥					独- 库公路			后 峡 南			艾维尔沟		
岩石类型	玄武岩	碱性玄武岩	安山岩	粗面安山岩	安山岩	玄武安山岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	流纹岩	玄武安山岩	玄武安山岩
时代	早 石 炭 世								晚石炭世			早二叠世		
地层(组)	马 鞍 桥 组					阿克沙克组			奇尔古斯套组			阿尔巴萨依组		
微量元素($\times 10^{-6}$)														
Th	0.671	12.3	0.19	12.9	13.1	0.90	0.56	0.39	2.4	2.3	25.2	1.61	2.07	
Pb						1.3	0.81	0.42	3.8	3.3	21.7	7.18	7.85	
Ga						23.9	19.2	18.0	19.4	18.5	21.2	20	20	
Zn	144	33	162	127	229	80	76	85	71	67	87	84	109	
Cu						83.3	94.4	55.6	35.7	33.5	11.0	42	27	
Ni						45.4	91	75	32.7	29.5	6.4	8.6	7.5	
V	396	257	235	280	243	223	229	321	203	202	25	71	107	
Cr	57.3	52.5	3.2	55.4	54.1	71.7	130	127	69	63	12.1	10	14	
Hf	4.65	5.36	0.262	5.33	5.64	3.5	1.9	2.0	2.2	2.2	9.2	2.70	3.33	
Cs						1.8	2.6	0.12	0.50	0.44	0.94	0.66	1.09	
Sc						34.7	42.7	52.6	25.2	23.9	0.6	15.7	15.0	
Ta	0.39	0.949	0.732	0.951	1.08	0.67	0.47	0.24	0.13	0.14	1.6	0.14	0.22	
Co	53.4	4.48	0.585	23.9	15.2	37.9	46.7	37.4	22.5	22.7	2.1	18	14	
Li						23.0	27.2	7.5	7.0	7.5	14.9	15.8	21.1	
U	0.446	2.42	3.71	3.16	2.73	0.27	0.17	0.12	0.72	0.72	4.83	0.55	0.67	
W						0.26	0.46	1.8	0.64	0.51	0.91			
Mo	0.45	0.18	0.28	1.3	0.85	1.8	0.63	1.04						
La	13.5	11.0	41.0	51.5	23.2	11.8	6.0	5.1	10.0	10.1	40.5	9.6	12.9	
Ce	33.3	23.5	74.8	94.5	49.7	25.5	13.9	13.0	24.3	24.3	95.5	24.1	30.7	
Pr						3.1	2.0	1.9	3.1	3.2	12.3	3.26	4.15	
Nd	21.7	14.5	32.9	37.6	30.7	13.7	8.6	9.5	14.2	14.6	46.1	16	20	
Sm	5.64	3.34	6.74	7.81	6.75	3.0	2.3	3.0	3.5	3.2	9.6	3.55	4.84	
Eu	2.10	0.721	1.92	2.03	1.38	1.2	0.93	1.1	1.0	1.1	0.11	1.20	1.34	
Gd	7.14	3.19	5.98	5.64	6.47	4.0	3.8	4.1	3.5	3.5	10.5	3.65	4.86	
Tb	1.22	0.537	0.975	0.831	1.07	0.65	0.59	0.67	0.54	0.52	1.75	0.65	0.76	
Dy						4.1	4.1	4.3	3.3	3.1	11.0	4.10	4.88	
Ho	1.56	0.787	1.14	1.10	1.34	0.87	0.85	0.88	0.64	0.69	2.28	0.81	1.00	
Er						2.6	2.5	2.4	1.9	1.9	6.7	2.53	2.97	
Tm	0.536	0.348	0.424	0.449	0.486	0.36	0.38	0.35	0.29	0.27	0.94	0.39	0.46	
Yb	2.94	2.10	2.36	2.77	2.75	2.4	2.2	2.3	1.6	1.9	6.3	2.65	2.91	
Lu	0.393	0.324	0.358	0.415	0.398	0.38	0.31	0.34	0.26	0.30	0.94	0.39	0.48	
Ti/Y	454	330				252	239	286	248	275		297		

续表2

样品	T-122	T-123	TB-23	T-128	T-138	T-142	T-146	B007	B009	B014	B102	B107	Bb-106
位置	天山中段							天山东段					
	艾维尔沟		大坂城	马 鞍 桥				七 角 井			天 池		
岩石类型	玄武 安山岩	安山 岩	玄武 岩	辉绿 岩	辉绿 岩	辉绿 岩	辉绿 岩	玄武 安山岩	玄武 岩	玄武 岩	玄武 岩	玄武 岩	流纹 岩
时代	早 二 叠 世							早石炭世			晚石炭世		
地层 (组)	阿尔巴萨依组							七角井组			柳树沟组		
主要氧化物(w _B %)													
SD ₂	55.02	57.30	48.30	45.5	48.52	51.52	50.42	55.22	48.72	47.8	49.58	50.24	72.62
TD ₂	1.33	1.27	1.37	1.80	1.83	1.23	1.53	1.78	1.81	2.43	0.95	0.86	0.37
Al ₂ O ₃	18.96	19.21	16.38	17.43	17.69	17.43	16.92	13.45	14.94	14.33	18.62	16.84	15.50
Fe ₂ O ₃	6.31	4.20	Fe ₂ O ₃ T	5.01	4.87	4.05	4.48	5.17	3.08	6.03	2.53	3.22	1.97
FeO	1.76	2.08	9.35	3.70	3.99	3.05	3.50	5.45	7.20	6.03	6.44	5.22	1.30
MnO	0.17	0.12	0.15	0.21	0.20	0.11	0.11	0.23	0.23	0.23	0.25	0.13	0.05
MgO	1.67	1.27	6.42	8.26	4.94	5.17	4.61	3.46	6.92	5.62	6.89	7.17	0.23
CaO	6.23	6.96	7.33	7.69	7.18	7.02	7.53	5.80	9.97	10.44	4.80	7.57	0.69
Na ₂ O	5.24	4.07	3.71	3.21	4.86	4.37	4.90	3.60	2.66	2.86	4.45	3.92	4.86
K ₂ O	1.14	1.44	1.79	3.55	2.45	1.72	1.21	1.81	0.63	0.43	1.08	0.70	1.20
P ₂ O ₅	0.61	0.52	0.34	0.80	0.59	1.07	0.70	0.68	0.29	0.50	0.15	0.15	0.47
LOI	1.50	1.41	5.22	2.15	2.45	2.89	3.42	2.65	2.98	3.11	3.98	3.60	0.44
Total	99.94	99.85	100.36	99.36	99.57	99.63	99.33	99.30	99.43	99.81	99.72	99.62	99.70
Mg [#]	0.30	0.29	0.59	0.65	0.52	0.59	0.53	0.39	0.56	0.47	0.59	0.62	0.12
微量元素(×10 ⁻⁶)													
Ba	543	409	263.4	209	456	677	710	356	64	77	361	252	354
Rb	35	35	50.6	37	76	42	41	24.3	19.6	5.3	26.8	13.4	26.4
Sr	550	486	756	561	1278	920	712	279	265	329	461	476	82
Y	30	25	19.0	27	27	23	30	74	34.4	45.4	17.9	15.1	26.3
Zr	132	122	142	256	279	243	360	446	146	207	61	54	212
Nb	3.44	3.35	5.66	10.7	11.4	10.0	13.1	12.8	7.1	7.2	1.2	1.1	4.3
Th	2.11	2.23	2.11	1.07	1.74	2.50	3.82	4.8	1.1	1.1	3.8	6.9	5.0
Pb	6.80	7.02	4.02	4.15	6.07	12.4	23.7	6.9	4.6	4.8	14.0	4.0	2.9
Ga	19	20	17.0	19	17	19	22	23.0	17.4	21.6	21.0	17.9	13.8
Zn	105	85	69.4	99	94	96	124	127	100	110	97	88	33
Cu	26	12	60.8	54	28	32	40	16	54	49	84	57	6.3
Ni	54	6.4	79	154	22	71	20	19.0	67.0	60.0	19.0	66	7.6
V	124	128	242	183	179	173	163	144	265	295	242	214	16
Cr	120	19	210	326	22	100	18	29	149	85	2	113	11.6
Hf	3.54	3.13	3.81	4.92	5.69	5.28	7.56	13.0	5.4	8.2	1.0	1.0	5.9
Cs	2.09	1.29	1.31	8.08	5.92	1.80	1.15						0.17
Sc	19.7	19.2	29.6	27.3	18.0	22.1	20.0						6.3
Ta	0.22	0.21	0.37	0.53	0.71	0.54	0.84						0.33
Co	18	13	32.9	43	30	33	30	19.0	46	43	44	43	2.9
Li	11.2	21.6	31.8	41	24.2	14.0	22.1						0.5
U	0.59	0.72	0.88	0.42	0.59	0.72	1.02	2.8	0.4	1.1	1.0	1.0	1.42
W								5.1	1.0	2.9	2.0	2.0	1.1
Mo	2.77	1.44		1.65	1.12	1.75	2.49	0.5	0.6	0.5	6.4	1.2	2.0
La	12.0	11.7	12.43	21	33	31	30	30.65	11.79	15.54	9.27	6.05	14.9
Ce	28.1	26.5	31.0	49	77	65	67	91.60	34.60	47.92	17.23	10.93	34.5
Pr	4.06	3.79	4.73	6.30	9.88	8.15	8.13	11.54	4.78	6.71	3.20	2.28	4.8
Nd	20	18	21.2	30	43	31	33	47.00	18.67	26.21	12.5	8.56	20.1
Sm	4.62	3.95	4.72	6.26	8.56	6.22	6.74	11.18	4.81	6.61	2.75	1.96	4.1

续表2

样品	T-122	T-123	TB-23	T-128	T-138	T-142	T-146	B007	B009	B014	B102	B107	Bb-106
位置	天山中段							天山东段					
	艾维尔沟		大坂城	马鞍桥				七角井			天池		
岩石类型	玄武 安山岩	安山 岩	玄武 岩	辉绿 岩	辉绿 岩	辉绿 岩	辉绿 岩	玄武 安山岩	玄武 岩	玄武 岩	玄武 岩	玄武 岩	流纹 岩
时代	早二叠世							早石炭世			晚石炭世		
地层 (组)	阿尔巴萨依组							七角井组			柳树沟组		
微量元素($\times 10^{-6}$)													
Eu	1.56	1.32	1.37	1.93	2.73	1.84	2.29	3.82	1.68	2.4	0.976	0.796	0.92
Gd	4.92	4.47	4.31	5.80	7.25	5.87	6.98	13.61	6.11	8.38	2.97	2.29	4.4
Tb	0.71	0.70	0.63	0.96	0.96	0.78	1.01	2.036	0.961	1.32	0.439	0.336	0.76
Dy	4.79	4.47	3.42	5.35	4.99	4.28	5.74	12.87	5.8	8.06	2.93	2.30	4.5
Ho	1.00	0.91	0.67	1.04	0.96	0.82	1.02	2.736	1.22	1.76	0.59	0.453	0.85
Er	2.91	2.61	1.64	2.79	2.89	2.41	3.20	7.06	3.00	4.51	1.70	1.28	2.9
Tm	0.44	0.45	0.25	0.40	0.39	0.32	0.48	1.01	0.426	0.631	0.216	0.157	0.44
Yb	3.15	2.91	1.61	2.45	2.53	2.20	2.87	6.48	2.46	3.87	1.57	1.16	2.8
Lu	0.46	0.43	0.26	0.35	0.37	0.30	0.40	0.948	0.356	0.559	0.246	0.18	0.45
Ti/Y	266		432	400	406	321	306	144	315	321	318	341	
样品	Bb-108	Bb-111	Bb-112	Bb-117	Bb-120	Bb-128	TB-27	TB-28	TB-29	TB-30	TB-33	TB-37	TB-38
位置	天 山 东 段												
	天 池						托克逊南						
岩石类型	流纹 岩	玄武 安山岩	玄武 安山岩	安山 岩	玄武 岩	玄武 岩	玄武 安山岩	流纹 英安岩	流纹 英安岩	英安 岩	玄武 安山岩	流纹 英安岩	玄武 安山岩
时代	晚石炭世						早石炭世						
地层 (组)	柳树沟组						小热泉子组						
主要氧化物($w_B\%$)													
SiO ₂	73.18	55.05	54.85	60.81	52.65	51.66	56.76	71.76	70.53	68.71	55.16	70.19	56.71
TiO ₂	0.27	1.10	0.92	0.80	0.87	1.07	0.53	0.14	0.29	0.28	1.05	0.23	1.08
Al ₂ O ₃	13.53	19.43	18.20	18.45	20.16	19.66	18.61	14.56	14.59	15.32	18.50	14.67	17.10
Fe ₂ O ₃	2.06	3.77	3.32	2.96	4.06	3.34	Fe ₂ O ₃ T	Fe ₂ O ₃ T	Fe ₂ O ₃ T	Fe ₂ O ₃ T	Fe ₂ O ₃ T	Fe ₂ O ₃ T	Fe ₂ O ₃ T
FeO	1.25	4.20	5.10	3.20	5.14	7.10	8.48	3.66	4.17	4.81	7.68	4.72	9.96
MnO	0.05	0.22	0.20	0.30	0.26	0.31	0.18	0.05	0.09	0.16	0.06	0.14	0.15
MgO	0.27	4.62	2.79	1.60	4.23	2.88	3.03	0.22	0.89	0.88	4.91	0.41	2.97
CaO	0.72	2.34	5.25	1.63	4.09	7.35	3.60	0.97	1.32	2.05	3.46	1.00	3.63
Na ₂ O	4.75	4.82	3.73	5.86	3.53	2.68	4.62	4.60	5.15	6.35	4.72	5.83	3.73
K ₂ O	1.00	0.54	1.48	0.14	1.14	0.78	1.63	3.35	2.19	1.11	1.50	2.33	1.58
P ₂ O ₅	0.20	0.30	0.27	0.47	0.40	0.10	0.25	0.07	0.01	0.19	0.23	0.08	0.23
LOI	2.56	3.39	3.59	3.21	3.24	2.85	2.67	0.91	0.88	0.59	3.01	0.84	3.28
Total	99.84	99.78	99.70	99.43	99.77	99.78	100.36	100.29	100.21	100.45	100.28	100.44	100.42
Mg [#]	0.14	0.53	0.39	0.33	0.47	0.34	0.43	0.11	0.31	0.28	0.57	0.15	0.39
微量元素($\times 10^{-6}$)													
Ba	324	464	1469	200	1018	376	373	663	416.4	407.1	353.9	687	405.9
Rb	23.0	17.5	37.4	5.9	50.3	26.0	36.09	93.2	45.4	18.22	32.01	41.6	44.7
Sr	103	231	348	145	600	371	523	162	154	293	530	215	395
Y	26.7	24.3	20.1	30.2	19.2	21.4	20.7	23.2	16.2	23.8	24.7	47.2	27.9
Zr	208	115	94	176	70	88	81.1	202	125	181	173	282	118

续表2

样品	Bb-108	Bb-111	Bb-112	Bb-117	Bb-120	Bb-128	TB-27	TB-28	TB-29	TB-30	TB-33	TB-37	TB-38
位置	天 山 东 段												
	天 池						托 克 逊 南						
岩石类型	流纹岩	玄武安山岩	玄武安山岩	安山岩	玄武岩	玄武岩	玄武安山岩	流纹英安岩	流纹英安岩	英安岩	玄武安山岩	流纹英安岩	玄武安山岩
时代	晚 石 炭 世						早 石 炭 世						
地层(组)	柳 树 沟 组						小 热 泉 子 组						
微量元素($\times 10^{-6}$)													
Nb	4.5	3.2	2.5	4.5	1.9	2.3	2.28	9.0	5.38	4.53	6.95	7.86	2.97
Th	5.2	2.3	1.8	3.7	1.5	1.7	1.19	8.82	6.26	3.02	3.93	5.19	1.47
Pb	3.3	4.2	3.8	2.5	1.6	2.8	2.03	14.49	10.34	4.05	4.79	3.36	3.06
Ga	14.0	18.6	19.7	21.1	19.4	21.6	17.4	14.7	13.9	13.0	21.5	18.4	16.9
Zn	34	107	74	94	84	84	86.4	28.1	53.8	43.4	77.1	66.3	77.8
Cu	6.4	74.6	38.6	29.8	37.0	40.8	25.9	5.41	9.6	5.23	32.7	5.71	10.2
Ni	7.3	86	19.4	4.0	18.2	12.5	6.7	3.8	4.8	3.9	40	3.7	4.4
V	16	211	214	62	242	317	76	4.62	33.1	10.6	152	3.39	188
Cr	11.1	48.1	43.5	8.72	64.8	13.8	12.03	9.84	7.70	5.26	21.43	8.00	5.05
Hf	5.5	3.2	2.6	4.9	2.2	2.6	2.39	5.23	4.01	4.43	4.42	7.63	3.25
Cs	0.22	0.80	0.57	0.15	1.97	0.75	1.41	2.30	0.578	0.48	1.36	0.696	2.83
Sc	7.0	32.2	25.7	19.5	36.1	35.8	11.4	2.08	5.40	1.87	21.6	6.4	23.7
Ta	0.28	0.20	0.18	0.30	0.12	0.14	0.15	0.96	0.46	0.29	0.57	0.50	0.21
Co	2.8	30.5	23.2	6.7	27.9	26.7	15.1	1.41	5.49	2.01	26.8	1.33	17.2
Li	0.6	13.6	6.7	3.4	12.6	6.0	23.5	5.16	13.25	2.94	41.6	9.44	26.2
U	1.37	0.70	0.62	1.07	0.39	0.46	0.77	2.86	1.59	0.79	1.33	1.38	0.41
W	0.43	3.1	0.37	0.33	0.24	0.28	0.47						
Mo	1.0	2.1	0.88	0.69	0.45	1.0							
La	24.7	11.1	11.6	14.5	9.3	11.7	8.32	25.2	21.9	19.8	15.8	29.2	11.39
Ce	51.5	31.2	28.0	39.4	22.7	26.6	19.9	49.4	46.9	42.8	35.5	63.5	27.1
Pr	6.1	4.1	3.5	5.3	3.1	3.6	3.01	6.03	6.14	5.86	4.92	8.84	4.15
Nd	24.62	19.3	16.1	26.0	14.4	15.2	13.8	22.2	23.8	24.2	20.6	36.0	18.9
Sm	5.94	4.5	3.6	5.4	3.3	3.7	3.29	4.26	4.53	4.93	4.73	7.85	4.73
Eu	1.96	1.4	1.2	1.4	1.0	1.2	1.04	0.86	1.04	1.50	1.24	1.64	1.47
Gd	6.96	4.8	4.0	6.0	3.8	4.4	3.17	3.87	3.77	4.30	4.52	7.34	4.61
Tb	1.04	0.73	0.60	0.88	0.60	0.64	0.54	0.62	0.55	0.69	0.77	1.31	0.82
Dy	7.66	4.8	3.7	5.6	3.4	3.9	3.21	3.52	2.80	3.92	4.28	7.71	4.78
Ho	1.47	0.90	0.77	1.08	0.75	0.83	0.70	0.73	0.53	0.82	0.88	1.66	1.00
Er	4.17	2.6	2.2	2.9	1.9	2.3	1.81	2.08	1.45	2.31	2.37	4.83	2.73
Tm	0.511	0.39	0.30	0.46	0.28	0.31	0.31	0.38	0.24	0.41	0.39	0.86	0.46
Yb	3.42	2.5	2.0	3.0	1.9	2.1	2.13	2.54	1.68	2.88	2.52	5.78	3.01
Lu	0.483	0.38	0.33	0.47	0.28	0.33	0.37	0.42	0.27	0.49	0.40	0.96	0.48
Ti/Y		271	274		272	300					255		

续表2

样品	Bb-152	Bb-158	Bb-160	Bb-162	Bb-165-1	Bb-165-2	Bb-172	Bb-180	Bb-185	Bb-267	Bb-270	T-40	T-108	T-118
位置	天 山 东 段													
	土 屋											色皮口东	色皮口	
岩石类型	英安岩	玄武岩	辉绿岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	流纹岩	玄武安山岩	玄武安山岩	玄武岩	玄武安山岩	流纹岩	安山岩
时代	晚 石 炭 世													
地层(组)	企 鹅 山 组											居里得能组	沙雷塞尔克组	
主要氧化物(w _B %)														
SiO ₂	65.81	50.52	48.73	50.19	47.70	48.26	48.06	73.28	53.65	56.77	42.89	55.71	73.66	62.89
TiO ₂	0.57	1.02	1.50	1.25	1.02	1.27	1.12	0.17	1.12	0.77	1.12	1.73	1.00	1.37
Al ₂ O ₃	17.22	18.63	19.16	19.19	19.19	17.96	18.70	12.55	22.14	16.73	20.42	21.95	12.87	16.17
Fe ₂ O ₃	1.50	3.59	3.35	2.50	3.56	3.09	3.10	1.00	3.36	4.03	4.35	3.58	2.70	3.52
FeO	1.50	6.10	7.25	6.55	6.00	7.25	6.70	0.87	4.30	4.43	6.60	2.10	2.06	2.70
MnO	0.11	0.24	0.28	0.22	0.22	0.22	0.24	0.12	0.23	0.26	0.18	0.12	0.09	0.13
MgO	1.27	4.46	4.87	5.17	6.56	6.68	7.53	0.31	4.09	5.28	7.87	0.58	0.32	0.45
CaO	3.10	7.48	6.00	8.68	7.62	8.02	7.02	2.54	5.06	4.47	8.44	2.69	0.28	2.03
Na ₂ O	4.30	2.79	3.04	1.58	2.65	2.54	1.96	1.35	2.36	1.52	2.15	0.81	1.64	5.13
K ₂ O	1.50	0.75	0.07	0.10	0.10	0.10	0.10	5.60	0.08	0.97	0.06	0.42	2.79	4.36
P ₂ O ₅	0.08	0.57	0.37	0.63	0.33	0.33	0.27	0.03	0.43	0.25	0.30	0.76	0.28	0.64
LOI	2.36	3.39	5.06	3.63	4.57	3.83	5.10	1.90	2.87	3.92	5.05	8.95	1.74	0.10
Total	99.32	99.59	99.68	99.59	99.42	99.45	99.80	99.72	99.70	99.40	99.42	99.40	99.43	99.49
Mg [#]	0.45	0.47	0.46	0.52	0.57	0.55	0.59	0.24	0.51	0.55	0.58	0.17	0.12	0.12
微量元素(×10 ⁻⁶)														
Ba	298	744	260	92	133	101	53	200	143	108	53	149	2134	860
Rb	45.0	18.9	5.4	0.7	2.0	1.6	0.8	41.2	4.3	25.0	0.7	15	88	58
Sr	348	612	667	600	442	606	330	133	487	560	321	407	62	164
Y	12.5	25.5	18.8	22.4	24.3	23.8	24.2	16.9	17.2	15.2	24.4	7	72	47
Zr	139	162	117	152	125	121	132	63	86	79	124	127	520	344
Nb	4.3	5.7	4.1	3.7	3.2	3.2	3.4	4.8	3.5	2.3	3.1	3.62	13.5	10.0
Th	5.5	0.85	0.74	1.2	0.32	0.34	0.37	5.4	0.69	0.57	0.37	0.40	4.93	4.41
Pb	12.8	3.8	3.7	2.3	1.3	1.5	2.0	5.3	1.8	1.0	1.3	2.38	4.71	7.96
Ga	21.0	21.3	21.6	20.3	19.2	18.4	19.1	11.7	25.2	20.8	20.6	17	17	21
Zn	51	82	86	74	75	71	96	19	84	75	77	98	110	111
Cu	3.5	101	33.3	78.5	35.3	79.4	66.3	8.2	33.1	396	61.8	49	7.1	11.0
Ni	7.5	73	77	75	151	158	153	6.9	82	109	163	67	5.7	22
V	57	226	239	217	214	215	232	3.5	193	123	233	236	25	25
Cr	21.1	88.3	79	187	190	174	241	15.5	95	121	209	217	12	39
Hf	3.8	3.8	2.8	3.7	2.9	3.0	3.1	2.3	2.1	2.0	2.9	3.12	12.67	8.41
Cs	1.23	0.97	1.76	0.21	0.38	0.47	0.53	2.31	0.93	1.15	0.59	1.69	0.98	0.79
Sc	7.0	27.5	26.2	29.5	32.0	29.1	32.2	4.5	25.3	22.2	33.7	33.3	7.0	14.6
Ta	0.38	0.36	0.25	0.22	0.24	0.22	0.25	0.44	0.26	0.15	0.20	0.21	0.85	0.57
Co	6.8	35.0	38.9	33.4	43.2	42.7	41.2	1.1	31.5	25.9	46.4	33	2.3	4.0
Li	9.7	12.0	10.0	10.7	8.5	8.0	10.0	1.2	11.6	9.2	11.9	21.1	16.1	12.9
U	1.52	0.32	0.28	0.42	0.13	0.13	0.12	1.10	0.25	0.19	0.09	0.09	1.81	1.68
W	0.80	0.11	0.13	0.14	0.06	0.29	0.09	0.65	0.05	0.34	0.09			
Mo	0.68	0.67	0.26	0.44	0.65	0.91	0.30	0.80	0.47	1.0	0.46	2.03	3.70	2.58
La	15.0	17.1	12.1	19.8	7.4	6.9	7.3	13.8	10.0	7.2	7.7	9.1	36	30
Ce	33.4	42.5	30.3	51.8	21.2	20.4	20.7	27.0	22.5	18.2	21.5	23.1	82	66
Pr	4.0	5.5	4.1	7.1	3.2	3.1	3.0	3.2	3.2	2.7	3.4	3.52	10.43	8.89
Nd	15.3	23.8	18.2	31.2	15.1	15.5	14.9	11.8	14.8	12.8	16.3	16.4	44	39
Sm	2.6	5.6	3.9	6.2	3.8	4.1	4.0	2.2	3.5	3.0	4.1	4.40	9.80	8.88

续表2														
样品	Bb-152	Bb-158	Bb-160	Bb-162	Bb-165-1	Bb-165-2	Bb-172	Bb-180	Bb-185	Bb-267	Bb-270	T-40	T-108	T-118
位置	天 山 东 段													
	土 屋											色皮口东	色皮口	
岩石类型	英安岩	玄武岩	辉绿岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	流纹岩	玄武安山岩	玄武安山岩	玄武岩	玄武安山岩	流纹岩	安山岩
时代	晚 石 炭 世													
地层(组)	企 鹅 山 组											居里得能组	沙雷塞尔克组	
微量元素($\times 10^{-6}$)														
Eu	0.83	1.8	1.4	2.0	1.5	1.5	1.3	0.27	1.3	1.0	1.5	1.58	1.47	2.41
Gd	2.8	5.8	4.5	6.0	4.6	4.7	4.7	2.4	3.8	3.2	4.9	4.58	10.41	8.52
Tb	0.42	0.77	0.61	0.82	0.74	0.71	0.79	0.43	0.53	0.47	0.73	0.75	1.82	1.39
Dy	2.4	5.0	3.8	4.5	4.6	4.5	4.6	2.8	3.0	2.8	4.4	4.46	11.23	8.36
Ho	0.39	0.99	0.72	0.87	0.96	0.93	1.00	0.57	0.65	0.61	1.02	0.90	2.46	1.66
Er	1.3	2.6	2.1	2.5	2.6	2.7	2.6	1.7	1.7	1.6	2.7	2.89	7.79	5.06
Tm	0.17	0.38	0.32	0.32	0.38	0.36	0.36	0.27	0.23	0.23	0.33	0.39	1.25	0.80
Yb	1.0	2.3	1.8	1.9	2.2	2.2	2.5	1.8	1.5	1.4	2.5	2.64	7.96	5.13
Lu	0.18	0.34	0.29	0.34	0.36	0.32	0.35	0.31	0.25	0.21	0.35	0.36	1.26	0.75
Ti/Y	273	240	478	335	252	320	277		390	304	275	384		
样品	T-13	T-14	T-16	T-17	T-18	T-19	K10	K-16	K-211	K-25	K-29	K-20	K-23	Shr2
位置	准 噶 尔													
	姜 尔						陆 梁							
岩石类型	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	流纹岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	流纹岩	流纹岩	流纹岩
时代	早 石 炭 世													
地层(组)	山 梁 砾 石 组													
主要氧化物($w_B\%$)														
SiO ₂	49.90	49.47	48.74	49.11	47.93	47.48	46.73	71.52	43.64	43.36	47.45	74.72	75.89	71.20
TiO ₂	2.10	3.03	2.27	2.30	3.03	2.34	2.25	0.24	1.61	2.03	2.15	0.22	0.23	0.20
Al ₂ O ₃	17.53	16.17	17.68	16.67	16.68	16.43	14.94	14.16	14.36	15.63	15.02	10.98	10.93	14.34
Fe ₂ O ₃	3.53	3.70	3.32	3.55	3.00	4.71	7.64	0.50	9.4	8.22	7.21	2.17	2.32	0.63
FeO	5.00	6.01	5.90	6.05	6.71	5.11	3.49	1.70	1.25	3.82	5.12	0.58	0.75	3.28
MnO	0.12	0.16	0.17	0.16	0.20	0.18	0.16	0.07	0.15	0.17	0.18	0.06	0.06	0.08
MgO	4.16	4.66	4.47	4.54	4.67	4.69	5.98	0.60	5.04	7.13	6.40	0.17	0.23	0.05
CaO	10.49	9.58	10.33	9.53	10.20	10.29	7.59	0.50	10.4	8.43	5.40	1.76	0.46	0.53
Na ₂ O	4.14	3.72	4.06	4.09	3.84	4.40	4.64	3.58	3.72	3.48	4.62	2.75	2.08	4.40
K ₂ O	0.23	0.74	0.80	0.74	0.58	0.44	0.52	4.89	0.32	0.76	0.87	5.61	6.40	3.88
P ₂ O ₅	0.64	0.87	0.76	0.90	0.76	0.87	0.60	0.01	0.48	0.38	0.39	0.01	0.02	0.02
LOI	1.92	1.66	1.43	1.91	2.25	2.70	5.10	1.85	9.21	6.20	4.88	0.68	0.80	1.19
Total	99.76	99.77	99.93	99.55	99.85	99.64	99.64	99.62	99.58	99.61	99.69	99.71	100.2	99.85
Mg [#]	0.48	0.48	0.48	0.47	0.47	0.48	0.52	0.34	0.49	0.54	0.50	0.11	0.13	0.02
微量元素($\times 10^{-6}$)														
Ba	192	213	274	212	186	212	162	1025	121	22	159	75.6	73.3	841
Rb	18	12	12	6.9	6.2	11	17	192	18	20	27	196	171	106
Sr	375	414	471	448	412	401	279	140	260	399	425	60	54.8	85.3
Y	26	39	44	39	39	37	32.96	31.63	25.13	26.77	26.42	72.58	70.21	46.1
Zr	136	217	242	218	234	219	197	201	165	165	175	718	602	465
Nb	4.83	8.52	9.15	8.49	8.55	8.55	14.0	18.4	7.8	8.6	9.4	34.1	33.9	16

续表2

样品	T-13	T-14	T-16	T-17	T-18	T-19	K10	K-16	K-211	K-25	K-29	K-20	K-23	Sh-2
位置	准 噶 尔													
	姜 尔						陆 梁							
岩石类型	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	流纹岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	流纹岩	流纹岩	流纹岩
时代	早 石 炭 世													
地层 (组)	山 梁 砾 石 组													
微量元素($\times 10^{-6}$)														
Th	1.48	1.33	1.48	1.29	1.30	1.37	0.20	2.26	0.81	0.20	0.23	1.07	0.93	8.0
Pb	3.11	3.58	5.38	3.62	5.33	4.70								
Ga	20	20	21	22	20	21								
Zn	88	125	134	126	125	125								
Cu	44	37	29	55	41	43								
N i	50	66	64	60	68	50	111	3.5	90	81.3	72.5	1.8	2.0	3.3
V	210	257	286	287	268	268								
Cr	166	124	117	112	136	95	220	21.5	186	113	90.2	12.2	8.4	6.9
Hf	3.36	5.41	5.71	5.19	5.36	4.94	6.3	6.8	4.2	4.9	5.2	17.9	18.4	13.2
Cs	1.16	0.82	1.00	1.29	2.36	2.40								
Sc	30.3	32.3	34.5	34.1	34.4	34.0	21.4	6.4	21.7	12.9	11.4	3.8	3.6	
Ta	0.28	0.46	0.54	0.49	0.52	0.47	0.36	0.25	0.28	0.63	0.49	0.2	0.20	1.19
Co	30	33	36	32	35	33								
L i	16.3	17.3	14.9	11.6	14.5	13.5								
U	0.42	0.44	0.50	0.40	0.42	0.50	0.90	13.2	1.2	0.50	1.5	10.3	10.0	1.06
W														
M o	2.11	1.98	2.38	4.20	2.26	2.28								
L a	10.9	18.0	19.7	18.4	18.3	18.2	17.6	22.62	12.5	9.77	9.72	42.97	45.83	30.91
Ce	25.4	43.8	47.7	44.3	43.6	42.4	42.63	53.01	33.01	27.55	26.94	116.2	110.9	74.74
Pr	3.51	6.26	6.67	6.27	6.21	6.24	6.16	6.48	4.61	3.82	3.96	15.75	14.18	9.81
N d	16.6	28.1	31.7	29.3	28.6	29.9	28.48	24.89	21.09	19.47	19.21	66.56	59.05	38.33
Sm	4.37	6.98	6.81	7.22	7.02	6.58	6.39	5.3	5.02	4.64	4.63	13.72	12.96	8.47
Eu	1.57	2.10	2.29	2.25	2.31	2.19	1.92	0.59	1.52	1.60	1.64	0.62	0.53	1.59
Gd	4.49	7.18	7.30	7.29	7.02	6.90	6.36	4.93	4.78	4.86	4.92	12.77	12.91	7.83
Tb	0.78	1.12	1.28	1.12	1.16	1.12	0.99	0.80	0.76	0.80	0.82	2.08	2.11	1.33
Dy	4.80	6.65	7.22	6.88	7.00	6.98	6.23	5.43	4.53	4.99	5.03	13.86	13.84	8.29
Ho	0.97	1.35	1.33	1.40	1.35	1.39	1.21	1.06	0.92	0.97	0.98	2.71	2.69	1.69
Er	2.67	4.09	4.14	4.04	4.06	4.12	3.34	3.07	2.49	2.59	2.73	7.89	7.41	4.88
Tm	0.43	0.55	0.61	0.55	0.63	0.58	0.49	0.51	0.37	0.41	0.42	1.24	1.12	0.81
Yb	2.71	3.82	3.87	4.04	3.80	3.74	2.82	3.3	2.2	2.41	2.46	8.22	6.81	5.1
Lu	0.39	0.55	0.56	0.58	0.60	0.55	0.48	0.56	0.35	0.39	0.41	1.33	1.09	0.82
Ti/Y	484	466	309	354	466	379	409		384	455	488			

注: $Mg^{\#} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ (用 $FeO = 0.85Fe_2O_3$ 计算)。资料来源: 柯坪、昭苏、则克台 (本研究); 果子沟、特克斯 (车自成等, 1996); 骆驼沟: Bb-142-3-Bb-263-5 (本研究), B1-02 to B1-26 (车自成等, 1996); 马鞍桥 (车自成等, 1996); 独库公路、后峡南、艾维尔沟、大坂城、马鞍桥 (辉绿岩) (本研究); 七角井: 顾连兴等 (2000); 天池: B102、B107 (顾连兴等, 2000), Bb-106-Bb-128 (本研究); 托克逊南、土屋、色皮口东、色皮口、姜尕 (本研究); 陆梁: 王方正等 (2002)。

Sr/Nd 同位素比值在北京中国科学院地质地球物理研究所用 VG354 质谱仪测定。La Jolla 和 NBS987 标样分别给出 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511\,862 \pm 0.000\,007$ 和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710\,254 \pm 0.000\,014$ 。少量 Sr/Nd 同位素数据引自参考文献(顾连兴等, 2000; 陈丹玲等, 2001; 王方正等, 2002)。 Sr/Nd 同位素数据列于表 3。

表3 天山及邻区石炭纪—早二叠世裂谷基性熔岩($\text{SD}_2 \leq 56\%$)的 Rb/Sr 和 Sm/Nd 同位素比值

Tab. 3 Rb/Sr and Sm/Nd isotope ratios for the Carboniferous-Early Permian rift-related basic lavas ($\text{SD}_2 \leq 56\%$) in Tianshan and its neighboring areas

	$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{m}}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{m}}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) (t)$	$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) (t)$	$\epsilon_{\text{Nd}} (t)$
昭苏 (大哈拉军山组, 早石炭世; $t = 345\text{ Ma}$)							
T-98	0.0336	0.704564 ± 12	0.704399	0.1519	0.512478 ± 11	0.512134	- 1.15
骆驼沟(马鞍桥组, 早石炭世; $t = 345\text{ Ma}$)							
B1-02	0.4613	0.708050 ± 60	0.705785	0.1595	0.512878 ± 5	0.512517	6.33
B1-05	0.3786	0.707085 ± 30	0.705226	0.1684	0.512756 ± 9	0.512375	3.55
B1-07	0.2543	0.706500 ± 50	0.705251	0.1605	0.512763 ± 6	0.512400	4.04
B1-10	0.1471	0.707344 ± 30	0.706622	0.1522	0.512760 ± 15	0.512416	4.34
B1-24	0.0888	0.706325 ± 40	0.705889	0.1496	0.512764 ± 7	0.512426	4.54
Bb-142-3				0.1742	0.512959 ± 15	0.512565	7.26
Bb-142-9	0.420	0.707104 ± 18	0.705041	0.1977	0.512961 ± 10	0.512514	6.26
Bb-255-4	0.491	0.708601 ± 15	0.706189	0.1528	0.512741 ± 15	0.512395	3.95
Bb-255-5	0.3357	0.708375 ± 18	0.706726	0.1732	0.512891 ± 15	0.512499	5.98
Bb-263-4	0.612	0.708799 ± 19	0.705793	0.1540	0.512766 ± 8	0.512418	4.38
Bb-263-5	0.296	0.707202 ± 19	0.705748	0.1544	0.512754 ± 9	0.512405	4.13
托克逊南(小热泉子组, 早石炭世; $t = 345\text{ Ma}$)							
TB-33				0.1360	0.512950 ± 25	0.512642	8.77
七角井 (七角井组, 早石炭世; $t = 345\text{ Ma}$)							
B-009	0.21818	0.70619	0.705119	0.15598	0.512878	0.512525	6.48
B-014	0.009746	0.70451	0.704462	0.1536	0.512851	0.512504	4.16
姜尕(山梁砾石组, 早石炭世; $t = 345\text{ Ma}$)							
T-16-2	0.0737	0.703846 ± 11	0.703484	0.2159	0.513187 ± 11	0.512691	9.71
T-17	0.0445	0.703679 ± 12	0.703460	0.1299	0.512916 ± 11	0.512622	8.37
T-18	0.0435	0.703773 ± 11	0.703559	0.1490	0.512913 ± 10	0.512576	7.47
T-19	0.0793	0.704001 ± 11	0.703611	0.1484	0.512898 ± 12	0.512562	7.21
陆梁 (山梁砾石组, 早石炭世; $t = 345\text{ Ma}$)							
K-10	0.074	0.704742 ± 38	0.7043785	0.1538	0.512916 ± 7	0.512568	7.32
K-25	0.0756	0.704876 ± 45	0.7045003	0.1605	0.512992 ± 9	0.512629	8.51
K-29	0.1075	0.705530 ± 23	0.705002	0.1601	0.512990 ± 10	0.512628	8.49
独库公路 (阿克沙克组, 早石炭世晚期; $t = 325\text{ Ma}$)							
BT-4	0.400	0.705569 ± 19	0.703719	0.1955	0.512794 ± 10	0.512378	3.10
BT-2				0.1943	0.513011 ± 9	0.512597	7.38
Bb-5				0.1553	0.512934 ± 10	0.512603	7.50
后峡南 (奇尔古斯套组, 晚石炭世; $t = 320\text{ Ma}$)							
Bb-85-1	0.128	0.704228 ± 20	0.703645	0.1494	0.512857 ± 11	0.512544	6.21
天池 (柳树沟组, 晚石炭世; $t = 320\text{ Ma}$)							
Bb-111	0.210	0.705368 ± 18	0.704411	0.1539	0.512837 ± 14	0.512514	5.64
Bb-112	0.284	0.705176 ± 18	0.703882	0.1411	0.512827 ± 11	0.512531	5.96
Bb-117	0.127	0.704736 ± 16	0.704157	0.1535	0.512849 ± 11	0.512527	5.89
Bb-120	0.192	0.705101 ± 16	0.704226	0.1588	0.512837 ± 7	0.512504	5.44
Bb-128	0.136	0.704680 ± 18	0.704061	0.1519	0.512831 ± 9	0.512512	5.60
土屋 (企鹅山组, 晚石炭世; $t = 320\text{ Ma}$)							
Bb-158	0.077	0.704122 ± 10	0.7037710.1392	0.512828 ± 10	0.512536	6.06	
Bb-160	0.024	0.703996 ± 17	0.703886	0.1420	0.512805 ± 100.512507	5.50	

续表 3

	$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{m}}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{m}}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) (t)$	$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) (t)$	$\epsilon_{\text{Nd}} (t)$
Bb-162	0.007	0.703679±20	0.703647	0.1275	0.512853±12	0.512585	7.03
Bb-172	0.011	0.703404±16	0.703354	0.1224	0.512977±8	0.512720	9.66
Bb-185	0.052	0.704030±16	0.703793	0.1493	0.512861±10	0.512548	6.29
Bb-270	0.0086	0.703920±15	0.703881	0.1149	0.512769±10	0.512528	5.90
Bb-267	0.105	0.704800±20	0.704322	0.1562	0.512966±8	0.512638	8.06
艾维尔沟 (阿尔巴萨依组, 早二叠世; $t=280\text{ Ma}$)							
T-119	0.0604	0.706146±11	0.705905	0.1342	0.512898±12	0.512652	7.31
T-122				0.1397	0.512894±10	0.512637	7.04
大坂城 (阿尔巴萨依组, 早二叠世; $t=280\text{ Ma}$)							
TB-23	0.210	0.704823±18	0.703986	0.1360	0.512873±20	0.512623	6.76
柯坪(库普库兹满组, 早二叠世; $t=280\text{ Ma}$)							
B-1	0.1664	0.708743±20	0.708080	0.1309	0.512365±11	0.512125	- 2.91
B- 2	0.1713	0.708623±11	0.707940	0.1314	0.512371±10	0.512130	- 2.86
B-3	0.2608	0.708665±23	0.707625	0.1309	0.512393±8	0.512152	- 2.45
B-4	0.3287	0.708520±18	0.707210	0.1331	0.512412±9	0.512168	- 2.14
B-5	0.4587	0.708649±15	0.706821	0.1320	0.512469±10	0.512227	- 0.98

注: 资料来源: 骆驼沟: B1-02-B1-24 (陈丹玲等, 2001), Bb-263-4 和 Bb-263-5 (Xia et al., 2003, 2004), Bb-142-3、Bb-142-9、Bb-255-4、Bb-255-5 (本研究); 七角井: 顾连兴等 (2000); 陆梁: 王方正等 (2002); 后峡南、天池、土屋 (Xia et al., 2003, 2004); 昭苏、托克逊南、姜尕、独- 库公路、艾维尔沟、大坂城、柯坪, (本研究)。 t 值为对 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值和 $\epsilon_{\text{Nd}} (t)$ 值作年龄校正时所采用的年龄值。测量值的误差值表示到小数点后第 6 位; m- 测量值。

Pb 同位素比值在北京中国科学院地质、地球物理研究所同样用 VG354 质谱仪测定。测定过程中, 普通铅标准 NBS981 的 6 次测量获得的平均值为 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.948\,291\pm0.000\,084$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.496\,84\pm0.000\,17$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.683\,05\pm0.000\,97$ 。在 95% 的置信度下, Pb 同位素比值的不确定性小于 0.1%。整个流程的 Pb 空白小于 1 ng。Pb 同位素数据列于表 4。

表 4 天山及邻区石炭纪—早二叠世裂谷基性熔岩 ($\text{SD}_2\leq 56\%$) 的 Pb 同位素比值

Tab. 4 Pb isotope ratios for the Carboniferous-Early Permian rift-related basic lavas ($\text{SD}_2\leq 56\%$) in Tianshan and its neighboring areas

	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{m}}$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{m}}$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{m}}$	$\text{Pb}(\times 10^{-6})$	$\text{Th}(\times 10^{-6})$	$\text{U}(\times 10^{-6})$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) (t)$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) (t)$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) (t)$
昭苏 (大哈拉军山组, 早二叠世; $t=345\text{ Ma}$)									
T-98	18.282±0.019	15.498±0.020	37.946±0.021	5.61	0.84	0.24	18.134	15.490	37.778
骆驼沟 (马鞍桥组, 早石炭世; $t=345\text{ Ma}$)									
Bb-263-4	18.691±0.012	15.560±0.013	38.491±0.012	3.5	2.5	0.77	17.920	15.518	37.681
Bb-263-5	18.33±0.008	15.631±0.009	38.351±0.010	9.2	2.1	0.56	18.118	15.619	38.093
Bb-142-3	18.314±0.013	15.605±0.016	38.316±0.016	6.6	1.5	0.44	18.082	15.592	38.060
Bb-142-9	18.205±0.011	15.583±0.013	38.169±0.013	11.1	0.61	0.20	18.142	15.579	38.107
Bb-255-4	18.405±0.030	15.567±0.030	38.253±0.030	9.6	3.9	0.92	18.071	15.549	37.795
Bb-255-5	18.197±0.011	15.579±0.011	38.135±0.011	12.5	0.93	0.28	18.119	15.575	38.051
托克逊南 (小热泉子组, 早石炭世; $t=345\text{ Ma}$)									
TB-27	18.496±0.015	15.515±0.016	38.103±0.016	2.03	1.19	0.47	17.691	15.472	37.444
姜尕 (山梁砾石组, 早石炭世; $t=345\text{ Ma}$)									
T-16-2	18.227±0.009	15.443±0.009	37.785±0.009	5.38	1.48	0.50	17.907	15.426	37.478
T-17	18.222±0.012	15.438±0.012	37.762±0.014	3.62	1.29	0.40	17.841	15.418	37.365
T-18	18.227±0.009	15.446±0.009	37.795±0.009	5.33	1.30	0.42	17.955	15.431	37.523
T-19	18.219±0.015	15.457±0.017	37.812±0.019	4.70	1.37	0.50	17.852	15.436	37.487
独- 库公路 (阿克沙克组, 早石炭世晚期; $t=325\text{ Ma}$)									
BT-4	18.537±0.028	15.595±0.029	39.006±0.030	0.42	0.39	0.12	17.590	15.545	38.009

续表4

	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{m}}$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{m}}$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{m}}$	$\text{Pb}(\times 10^{-6})$	$\text{Th}(\times 10^{-6})$	$\text{U}(\times 10^{-6})$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{t}}$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{t}}$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{t}}$
后峡南 (奇尔古斯套组, 晚石炭世; $t = 320 \text{ Ma}$)									
Bb-85	18.382 ± 0.021	15.511 ± 0.023	38.129 ± 0.023	3.8	2.4	0.72	17.773	15.478	37.471
天池 (柳树沟组, 晚石炭世; $t = 320 \text{ Ma}$)									
Bb-111	18.503 ± 0.026	15.477 ± 0.033	38.247 ± 0.037	4.2	2.3	0.70	17.966	15.448	37.675
Bb-112	18.297 ± 0.062	15.474 ± 0.066	38.041 ± 0.068	3.8	1.8	0.62	17.774	15.446	37.549
Bb-117	19.026 ± 0.024	15.517 ± 0.028	38.820 ± 0.032	2.5	3.7	1.07	17.626	15.443	37.252
Bb-120	18.521 ± 0.020	15.515 ± 0.021	38.441 ± 0.023	1.6	1.5	0.39	17.733	15.473	37.459
Bb-128	18.323 ± 0.013	15.479 ± 0.014	38.096 ± 0.016	2.8	1.7	0.46	17.796	15.451	37.465
土屋 (企鹅山组, 晚石炭世; $t = 320 \text{ Ma}$)									
Bb-158	18.054 ± 0.012	15.465 ± 0.013	37.650 ± 0.014	3.8	0.85	0.32	17.786	15.451	37.419
Bb-160	18.019 ± 0.010	15.458 ± 0.012	37.610 ± 0.012	3.7	0.74	0.28	17.779	15.445	37.404
Bb-162	18.321 ± 0.018	15.491 ± 0.020	37.925 ± 0.021	2.3	1.2	0.42	17.737	15.460	37.384
Bb-172	18.045 ± 0.034	15.471 ± 0.039	37.735 ± 0.042	2.0	0.37	0.12	17.854	15.461	37.544
Bb-185	18.033 ± 0.019	15.408 ± 0.020	37.504 ± 0.020	1.8	0.69	0.25	17.593	15.38437.111	
Bb-267	18.203 ± 0.014	15.478 ± 0.015	37.834 ± 0.016	1.0	0.57	0.19	17.597	15.446	37.245
Bb-270	17.999 ± 0.013	15.450 ± 0.013	37.645 ± 0.014	1.3	0.37	0.09	17.780	15.438	37.353
艾维尔沟 (阿尔巴萨组, 早二叠世; $t = 280 \text{ Ma}$)									
T-119	18.288 ± 0.012	15.468 ± 0.011	37.942 ± 0.013	7.18	1.61	0.55	18.075	15.457	37.739
T-122	19.044 ± 0.006	15.587 ± 0.006	38.963 ± 0.006	6.8	2.11	0.59	18.795	15.575	38.675
大坂城 (阿尔巴萨组, 早二叠世; $t = 280 \text{ Ma}$)									
TB-23	18.612 ± 0.014	15.517 ± 0.016	38.145 ± 0.019	4.02	2.11	0.88	17.997	15.485	37.666

注: 资料来源: 本研究。 t 值为对Pb同位素比值作年龄校正时所采用的年龄值。Pb同位素比值的年龄校正系利用全岩U、Th、Pb含量和全岩Pb同位素比值进行计算。m—测量值。

应当着重强调的是, 对于天山石炭—二叠纪裂谷火山岩系这种2~3亿多年前喷发的火山岩石的岩石地球化学研究, 在化学分析数据的应用上应当特别的谨慎小心。因为根据岩石学观察和某些样品具有相对较高的LOI值判断, 该火山岩系的部分岩石在喷发后已经遭受不同程度的蚀变。火山岩石在低级变质、热液活动和低温水化作用过程中, 其元素的活动性会受到影响。这些作用导致某些性质活泼的主元素(如Na、K)、大离子亲石元素(LILE)、Rb和Ba活化, 使它们的浓度发生改变。这就使得我们不能利用全碱-二氧化硅(TAS)图解鉴别天山火山岩的碱性/亚碱性属性。此外, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 测量值的年龄校正中也涉及到Rb的浓度。而高场强元素(HFSEs)和稀土元素(REEs)在这些蚀变作用中总体上不活泼。因此, 在下面的岩石成因讨论中, 我们运用地球化学数据的重点将放在不活泼元素, 如REEs、HFSEs(Zr、Hf、Nb、Ta、P)、Th、Y、Ti、Cr、Ni、Fe、Mg和Ga(t)值。

4 基础性研究结果

4.1 火山岩分类

4.1.1 火山岩岩石类型

如前所述, 由于K和Na是活泼元素, 它们的浓度在次生蚀变过程中会发生改变。所以, 我们不能利用TAS分类图解鉴别火山岩石类型。在此, 我们拟采用Winchester和Floyd(1977)建立的 $\text{SiO}_2\text{-Nb/Y}$ 图解和Miyashiro(1975)建立的 $\text{FeO/TiO}_2\text{-SiO}_2$ 图解(图9)来划分岩石类型。天山石炭—二叠纪裂谷火山岩系的岩石类型可以分类4个大的群类: ①第一群类分布于天山东段和准噶尔地区, 除两个样品(K-16, Bb-152)属于钙碱系列外, 其余均属拉斑系列, 组成的岩石类型有: 玄武岩、玄武安山岩、安山岩、英安岩、流纹英安岩和流纹岩; ②第二群类分布于天山中段, 除两个样品(MA-2, MA-5)属于碱性系列和另外两个样品(BI-12, BI-26)属于钙碱性系列外, 其余样品也都属于拉斑系列, 组成的岩石类型有: 玄武岩、玄武安山岩、流纹岩和微量碱性玄武岩、安山岩、粗面安山岩和流纹英安岩; ③第三群类分布于天山西段, 岩石类型多种多样, 包括有: 碧玄岩、玄武岩、安山岩、粗面安山岩、英安岩、流纹岩和碱流岩, 它们分属于碱性和钙碱性两个岩浆系列; ④第四群类分布于塔

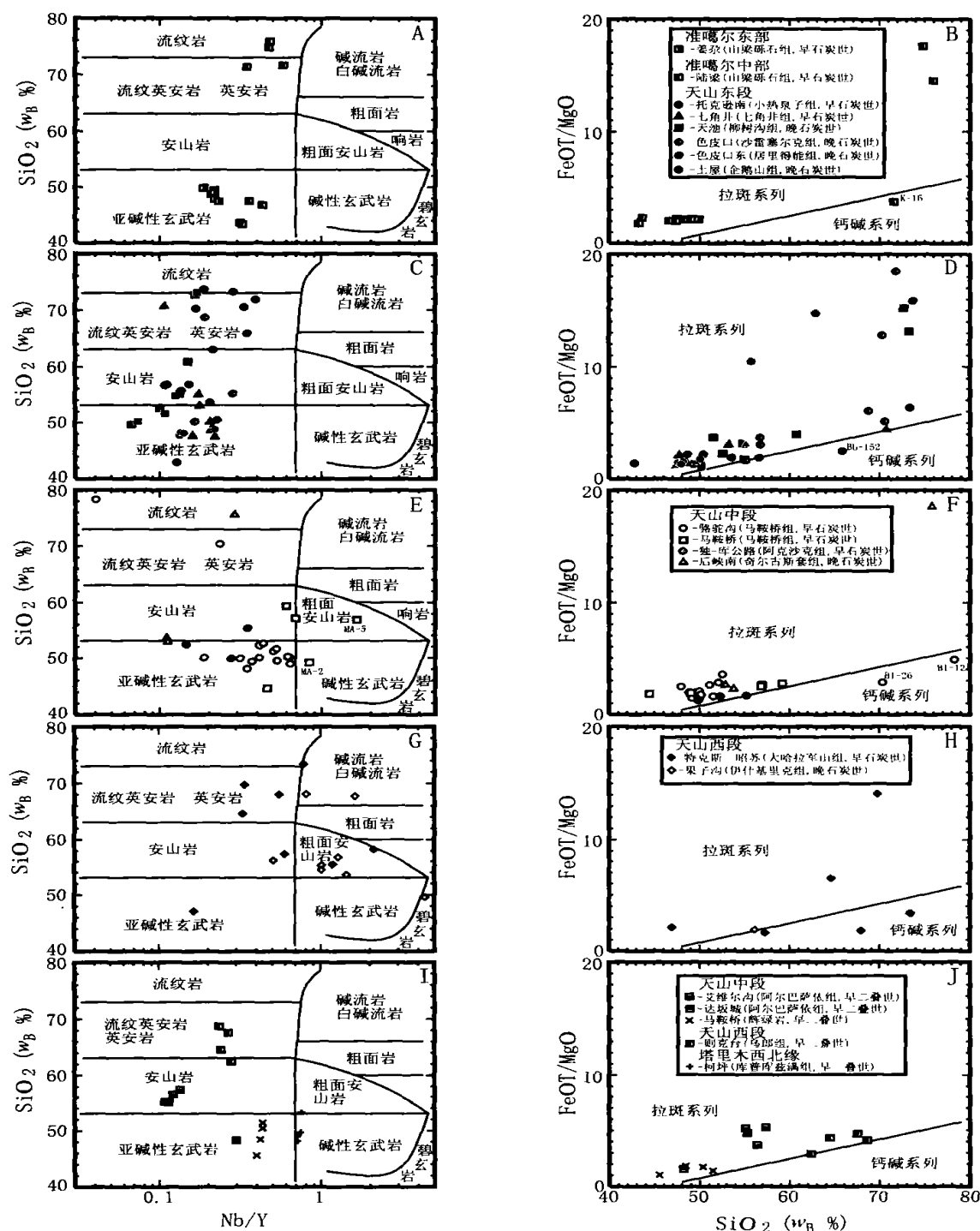


图9 天山石炭—二叠纪火山岩性质。A、C、E、G、I: SD_2-Nb/Y 图解 (图解据Winchester和Floyd, 1977); B、D、F、H、J: $SD_2-FeO/TMgO$ 图解 (图解据Miyashiro, 1975)

Fig. 9 Nature of the Carboniferous-Permian volcanic rocks in the Tianshan. (A, C, E, G, and I) SD_2 vs. Nb/Y diagram s (A fter Winchester and Floyd, 1977). (B, D, F, H, and J) SD_2 vs. FeO/TiO_2 diagram s (A fter Miyashiro, 1975).

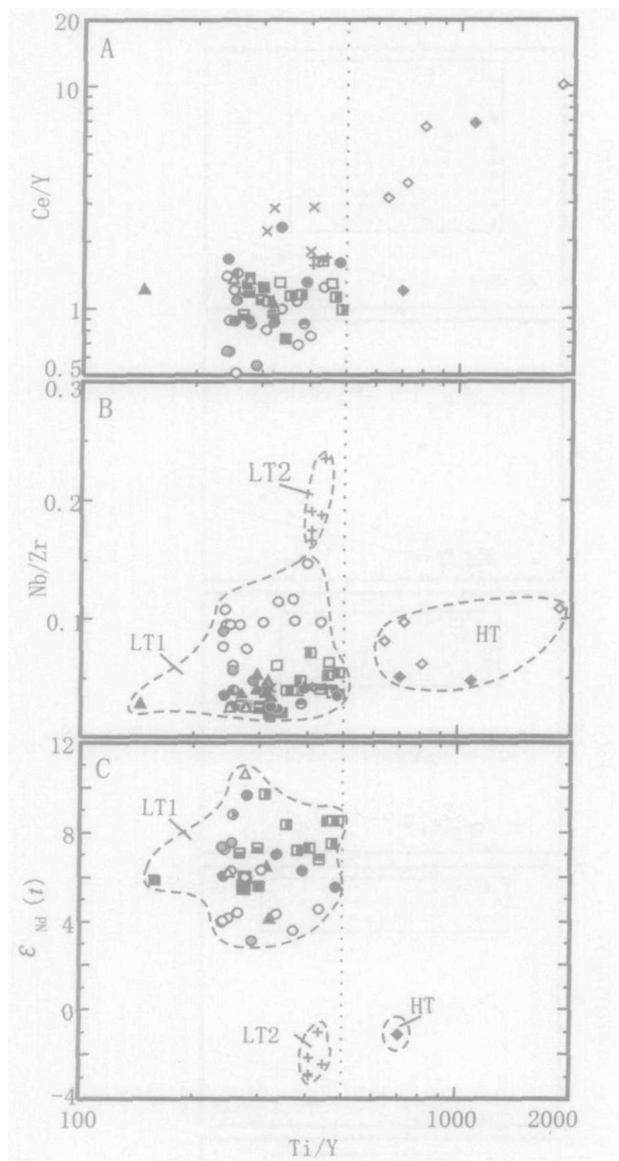


图10 天山石炭—二叠纪玄武岩 Ce/Y - Ti/Y 、 Nb/Zr - Ti/Y 和 $\epsilon_{Nd}(t)$ - Ti/Y 图解
(图例同图9)

Fig. 10 Diagrams showing variation of Ce/Y , Nb/Zr and $\epsilon_{Nd}(t)$ against Ti/Y for the Carboniferous and Permian basalts from the Tianshan
(Symbols the same as Fig. 9)

里木西北缘, 岩石类型较为单一, 由碱性玄武岩和粗面玄武岩组成。这四大岩石群类的重要差异在于火山岩系中碱性系列岩石类型所占比例各不相同。例如: 在塔里木西北缘 (也就是柯坪陆块), 火山岩均属碱性系列; 在天山西段 (即伊犁微克拉通), 碱性系列岩石在整个岩石样品中占53%, 亚碱性岩石

占47%; 在天山中段 (也就是巴仑台微陆块), 亚碱性岩石占94%, 碱性岩石仅占6%; 而天山东段和准噶尔活动带, 碱性系列火山岩石则完全缺失。简而言之, 碱性火山作用主要发生于塔里木西北缘的柯坪陆块和天山西段的伊犁微克拉通; 向东至天山中段的巴仑台微陆块, 碱性火山作用虽仍有存在, 但已是强弩之末, 仅零星发生; 在天山中段, 特别是在天山东段和准噶尔活动带, 石炭—二叠纪的裂谷火山活动是以巨量的拉斑玄武质火山岩石的喷发为特征。

4.1.2 天山玄武岩岩浆类型划分

根据 Ti/Y 值, 天山玄武岩可以划分为两个岩浆类型: 即高 Ti/Y (HT, $Ti/Y > 500$, 分布于天山西段) 和低 Ti/Y (LT, $Ti/Y < 500$) 玄武岩 (图10)。采用 Ti/Y 值, 而不采用 TiO_2 含量来判别岩浆类型, 是由于在分离结晶过程中, TiO_2 的含量会总体升高, 但 Ti/Y 值却不会受到什么影响而发生明显变化 (Peate et al., 1992)。图10显示, 天山玄武岩中, Ti/Y 值与 Ce/Y 值 (指示岩浆产生的深度)、 Nb/Zr 值 (指示源区部分熔融程度) 和 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值 (指示源区的性质或受到岩石圈同化混染的程度) 间存在某种相关性。总体上, 与大多数LT熔岩相比, HT熔岩具有较高的 Ce/Y 值 (5个样品 > 3 , 1个样品 $= 1.19$), 较低的 Nb/Zr 值 (< 0.11) 和较低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值 ($= -0.98 \sim 2.91$)。而LT熔岩又可进一步划分为LT1和LT2两个亚类。LT1熔岩分布于天山中段和东段及准噶尔地区, 以具有较低的 Nb/Zr 值 (< 0.15) 和较高的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值 ($3.1 \sim 9.7$) 为特征; LT2熔岩分布于塔里木北缘, 具有较高的 Nb/Zr 值 (> 0.16) 和较低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值 ($= -0.98 \sim 2.91$) (图10, 表1)。大多数HT熔岩属于碱性系列; LT2熔岩也属于碱性系列; 而绝大多数LT1熔岩则属于拉斑系列。这只是一比较初步的岩浆类型划分方案, 相信随着可利用数据的增加, 该方案还会有所改进。

4.2 主元素和Ni、Cr等微量元素的变化特点

天山玄武岩显示了十分宽广的主元素成分化学变化 (表2)。总体上, 天山石炭—二叠纪裂谷玄武岩的 Mg 数 [$Mg^{\#} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$, 分异指数] 较低, 反映它们乃是一种演化的熔岩。其中, 塔里木北缘柯坪地区的LT2熔岩 ($Mg^{\#} = 0.31 \sim 0.34$)、天山西段的HT熔岩 ($Mg^{\#} = 0.40 \sim 0.57$) 和准噶尔地区的LT1熔岩 ($Mg^{\#} = 0.47 \sim 0.54$) 的 Mg 数变

化幅度较小, 天山中段 ($Mg^{\#} = 0.31 \sim 0.65$) 和东段 ($Mg^{\#} = 0.17 \sim 0.62$) 的LT1 熔岩的 $Mg^{\#}$ 数变化幅度较大 (表2)。从图11可以看出, $Mg^{\#}$ 和 SiO_2 、 TiO_2 、 CaO 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3T (用 Fe_2O_3 表示全Fe) 或 Na_2O 之间, 不存在简单的相关关系。例如: 对于天山中段和东段及准噶尔地区的LT1 型玄武岩而言, $Mg^{\#}$ 与 SiO_2 和 Fe_2O_3T 之间呈负相关; 但是, 天山西段的HT 型玄武岩, 在 $Mg^{\#}$ 与 SiO_2 和 Fe_2O_3T 之间却呈微弱正相关。天山中段的LT1 型熔岩, $Mg^{\#}$ 与 TiO_2 和 CaO 之间呈正相关; 但是, 天山东段和准

噶尔地区LT1 型熔岩中, $Mg^{\#}$ 与 TiO_2 和 CaO 之间却没有明显的相关关系。天山西段的HT 型熔岩中, $Mg^{\#}$ 与 TiO_2 呈正相关, 与 CaO 则呈负相关。天山西段和中段的样品中, Al_2O_3 随着 $Mg^{\#}$ 的增加而降低; 但是, 天山东段和准噶尔的玄武岩, Al_2O_3 与 $Mg^{\#}$ 之间却呈相反的含量变化关系。 $Mg^{\#}$ 与 Na_2O 之间缺乏明显的相关关系。塔里木西北缘柯坪地区分布的LT2 型玄武岩, 以其相对高 TiO_2 、 Fe_2O_3T 和低 $Mg^{\#}$ 、 Al_2O_3 而明显有别于其他地区的其他类型玄武岩类 (图11)。

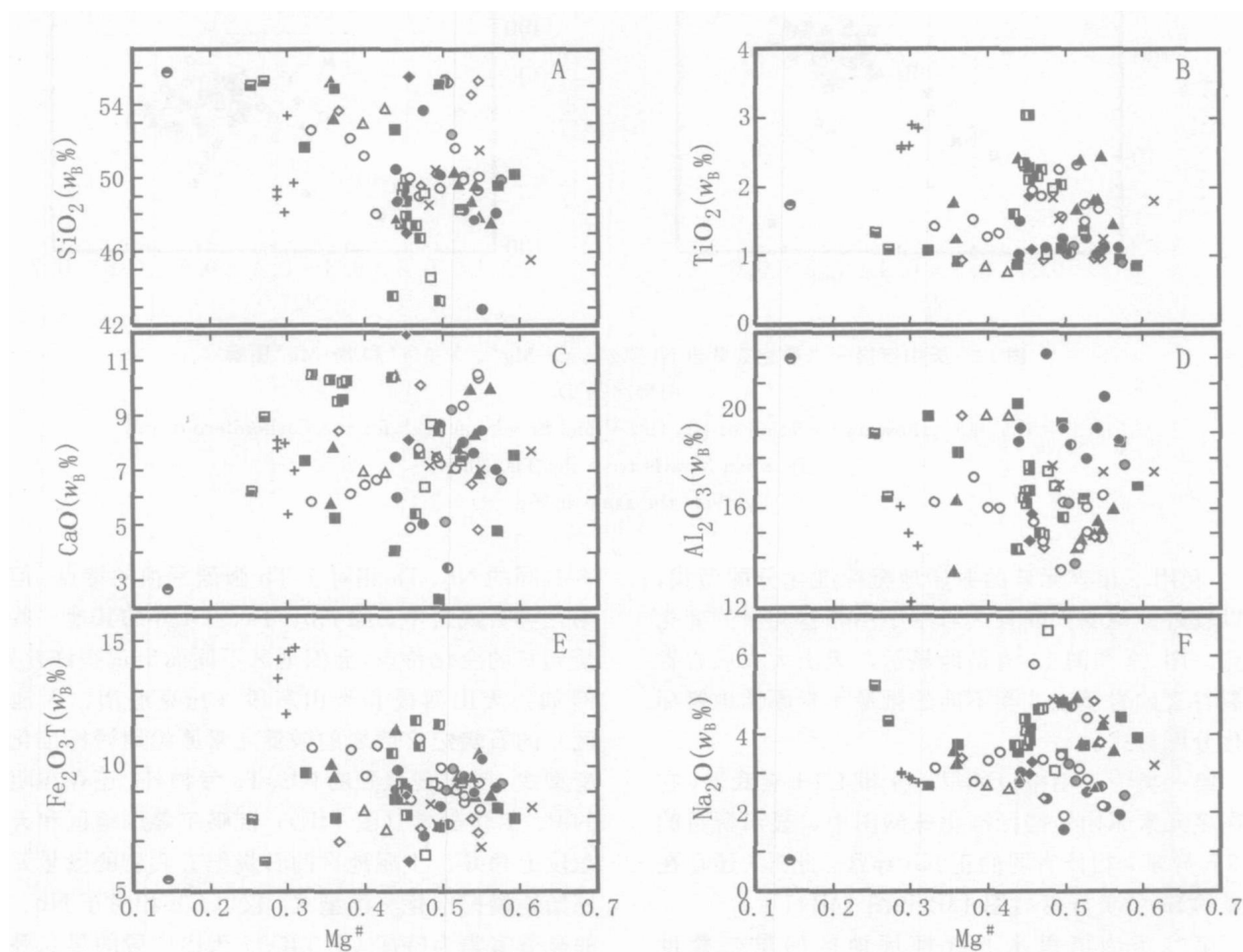


图11 天山石炭—二叠纪玄武岩 SiO_2 - $Mg^{\#}$ 、 TiO_2 - $Mg^{\#}$ 、 CaO - $Mg^{\#}$ 、 Al_2O_3 - $Mg^{\#}$ 、 Fe_2O_3T - $Mg^{\#}$ 和 Na_2O - $Mg^{\#}$ 图解
(图例同图9)

Fig. 11 Diagrams showing variation of SiO_2 , TiO_2 , CaO , Al_2O_3 , Fe_2O_3T and Na_2O versus $Mg^{\#}$ for the Carboniferous and Permian basalts from the Tianshan
(Symbols the same as Fig. 9)

天山大火成岩省玄武岩具有很低而且范围有限的Ni ($7 \times 10^{-6} \sim 158 \times 10^{-6}$)、Cr ($2 \times 10^{-6} \sim 463 \times 10^{-6}$) 含量, 并与 $Mg^\#$ 呈正相关关系(图12A 和图

12C)。 $Mg^\#$ 与Sr 或V 之间无明显相关性(图12B 和图12D)。

4.3 不相容微量元素的变化特点

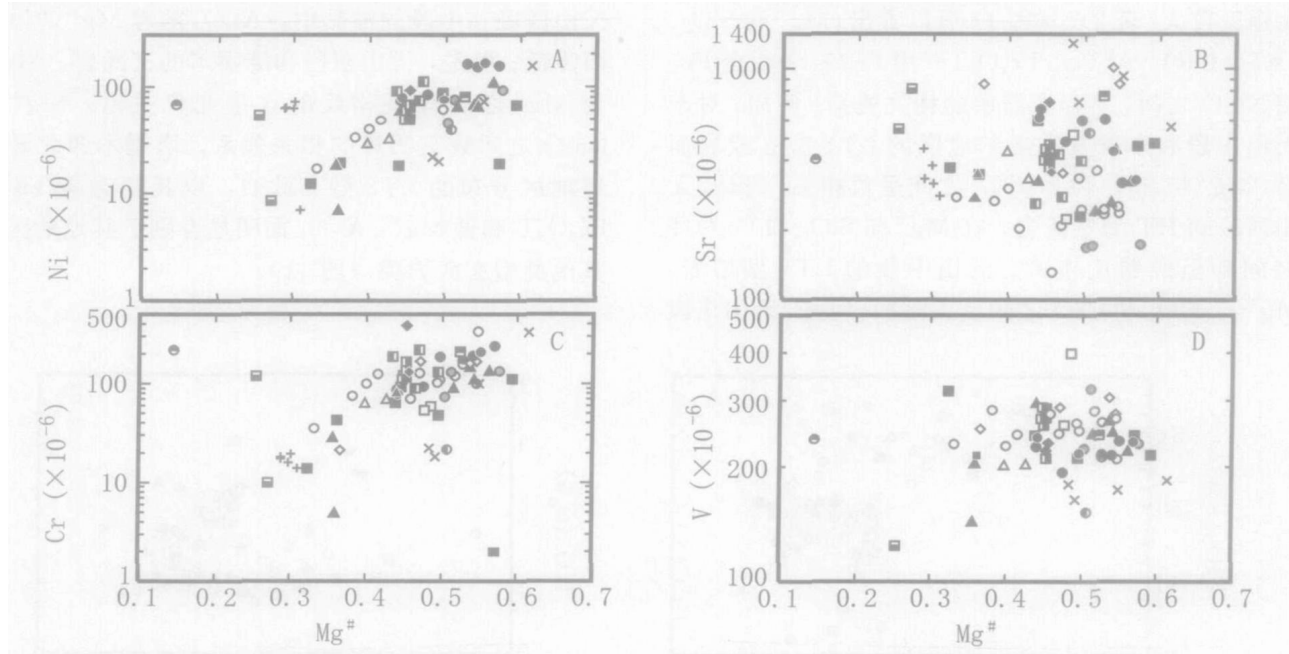


图12 天山石炭—二叠纪玄武岩Ni $Mg^\#$ 、Cr $Mg^\#$ 、V $Mg^\#$ 和 Sr $Mg^\#$ 图解
(图例同图9)

Fig. 12 Diagrams showing variation of Ni, Cr, V and Sr versus $Mg^\#$ for the Carboniferous and Permian basalts from the Tianshan
(Symbols the same as Fig. 9)

利用不相容元素的原始地幔标准化分配型式, 可以较好地阐明大陆玄武岩系中不相容元素的变化特点。图13 和图14 清楚地显示, 天山大火成岩省的裂谷玄武岩呈现3类不同的微量元素原始地幔标准化分配型式。

第一类为天山中段的早石炭世L T1 玄武岩, 它们在多元素原始地幔标准化蛛网图中, 显示醒目的负Th 异常, 相伴有弱的正Nb 异常。此外, 还存在明显的Sr 的负异常(图13B 和图14B)。

第二类为塔里木北缘柯坪地区的早二叠世L T2 玄武岩和天山中段骆驼沟地区的两个早石炭世L T1 玄武岩样品(Bb-263-4, Bb-263-5)。该类玄武岩的微量元素原始地幔标准化分配型式是以出现Nb、Ta 相对于Th 的轻微亏损及存在明显的P、Y 负异常为特征(图14D)。

其余地区的天山玄武岩可归入于第三类, 这一类玄武岩的微量元素原始地幔标准化分配型式均具

有共同的Nb、Ta 相对于Th 强烈亏损的特点。但在第三类玄武岩中, 除Nb、Ta、Th 外的其他一些微量元素的变化特点, 会因地区不同而出现些许差异。例如: 天山西段和天山东段(托克逊南、天池地区)的石炭纪玄武岩的微量元素原始地幔标准化分配型式, 除出现强烈的Nb、Ta 亏损外, 还存在明显的P、Y 负异常(图14F); 准噶尔姜尕地区和天山东段七角井、土屋地区的石炭纪玄武岩的微量元素原始地幔标准化分配型式, 仅以Th 相对于Nb、Ta 的显著富集为特征(图14G); 天山中段的早二叠世玄武岩的微量元素原始地幔标准化分配型式, 除具有明显的Nb 和Ta 负异常外, 还显示Nd 的中等负异常(图14H)。

显示地球上其他大火成岩省的大陆溢流玄武岩以兹比较。原始地幔标准化值据Sun 和McDonough (1989)。天山玄武岩中Rb 和Ba 相对于Th 的富集可能与次生蚀变有关。资料来源: 天山玄武岩: 本

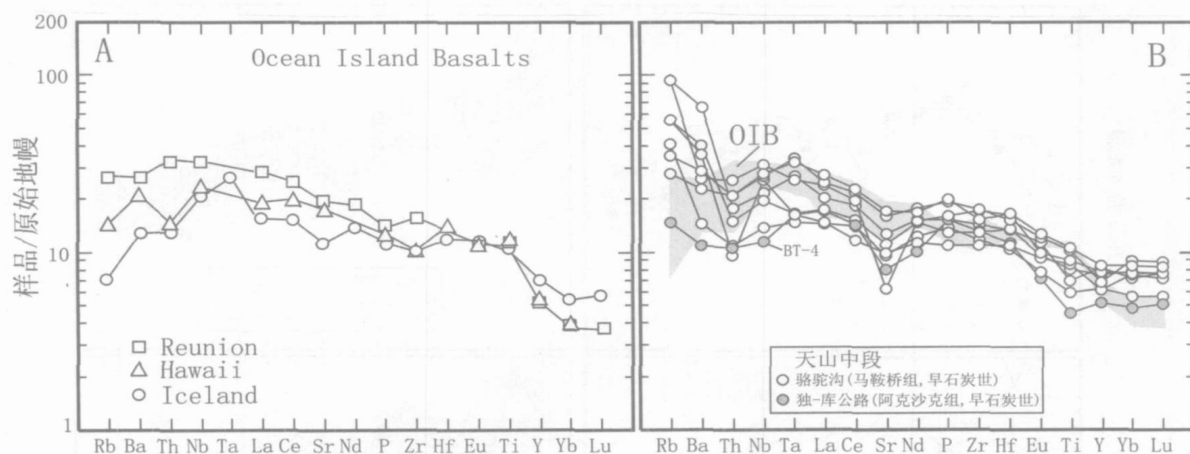


图13 洋岛玄武岩 (A) 和天山玄武岩 (B) 的多元素原始地幔标准化分配型式

Fig. 13 Primordial mantle-normalized multi-element plots for basalts from ocean islands (A) and the Tianshan (B) 显示洋岛玄武岩 (OIB) 以兹比较。原始地幔标准化值据Sun和McDonough (1989)。天山玄武岩中Rb和Ba相对于Th的富集可能与次生蚀变有关。资料来源: 天山玄武岩: 本研究; La Réunion: Fisk等 (1988); Hawaii Basaltic Volcanism Study Project (1981); Iceland: Wood (1978)。所有其他图例同图9

研究; 德干 (Ambenali, Madabaleswar 和 Bushe 组玄武岩的平均值): 据 Lightfoot 和 Hawkesworth (1988); 格陵兰 (Prince Wales 山玄武岩): 据 Hogg 等 (1989); 马达加斯加东岸玄武岩样品: MAN 90-43 (具地幔柱习性)、MAN 90-8 (具岩石圈地幔习性) 和 MAN 90-35 (受地壳混染): 据 Saunders 等 (1992); 巴西 ParanU rubici (‘高-Ti’) and Gramado (‘低-Ti’) 玄武岩平均值: 据 Peate (1989)。所有其它图例同图9。

4.4 Sr、Nd、Pb 同位素比值的变化特点

根据李华芹等 (1998) 和王方正等 (2002) 发表的 Ar-Ar 和锆石 U-Pb 测年数据, 早石炭世玄武岩的同位素测量值被校正到 345 Ma, 以求得初始同位素比值; 晚石炭世玄武岩的同位素测量值的年龄校正系根据赵振华等 (2001) 和本文作者 (李向民等, 2004) 所发表的 Ar-Ar 和锆石 U-Pb 测年数据, 采用 325 Ma 和 320 Ma 进行; 早二叠世玄武岩的同位素测量值, 是按照赵振华等 (2001) 发表的测年数据, 统一校正到 280 Ma。

Nd 和 Sr 同位素比值的变化特点显示于图 15A。由该图可见, 天山东段和准噶尔样品 (LT1 型玄武岩) 的同位素成分变化范围相对有限: $\epsilon_{Nd}(t) = 4.2 \sim 9.7$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) = 0.703354 \sim 0.705119$; 天山中段的 LT1 型玄武岩的同位素成分投点, 则向 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ (0.703645~0.706726) 较高和 $\epsilon_{Nd}(t)$ (3.1~7.5) 较低的方向迁移; 天山西段 HT 型玄武岩目前只做了一个样品 (昭苏地区) 测定, 它具有与前述玄武岩相似的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 值 (0.704399), 但 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值较低 (-1.1), 并以此而有别于所有其它玄武岩; 塔里木西北缘柯坪地区的 LT2 型玄武岩具有最高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ (0.706821~0.708080) 和最低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ (-0.98~-2.91) (表 3)。在 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ - $\epsilon_{Nd}(t)$ 图解 (图 15A) 中, 天山中段、东段和准噶尔地区的 LT1 型玄武岩的成分投点靠近“地幔相关线”分布, 但明显向右方有所偏离。

天山玄武岩的 Pb 同位素成分变化较为宽广 (图 15B、C 和 D)。天山东段和准噶尔的 LT1 型玄武岩的 Pb 同位素比值相对较低 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) = 17.593 \sim 17.966$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) = 15.384 \sim 15.473$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) = 37.111 \sim 37.675$); 天山中段的 LT1 型玄武岩的 Pb 同位素比值相对较高 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) = 17.773 \sim 18.795$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) = 15.457 \sim 15.619$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) = 37.471 \sim 38.675$), 只有一个样品 (BT-4) 有所例外, 具有较低的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$ (17.590); 天山西段的 HT 型玄武岩具有中等 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$ (15.490) 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$ (37.778) 值, 和较高的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$ (18.134) 值 (表 4)。

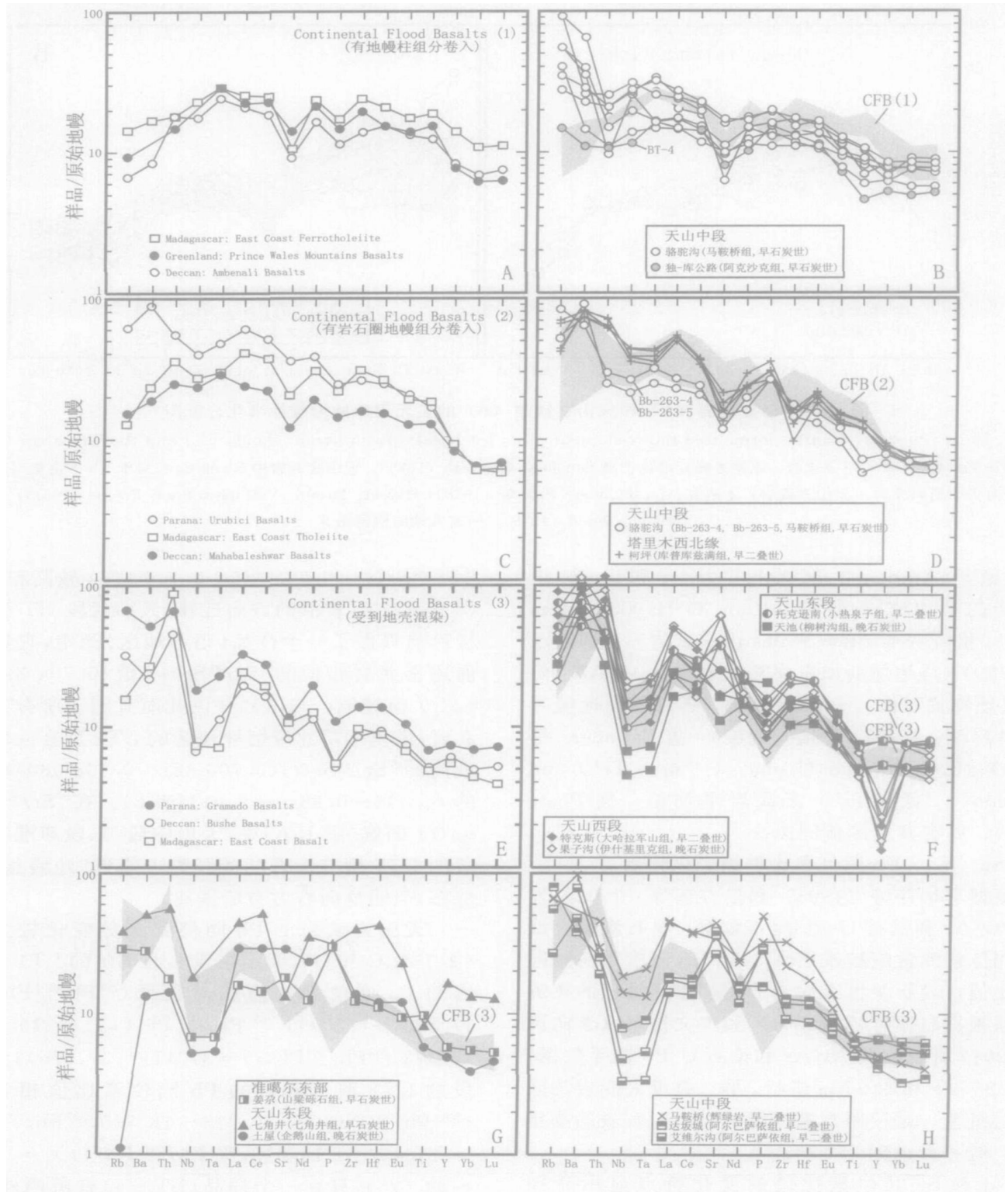
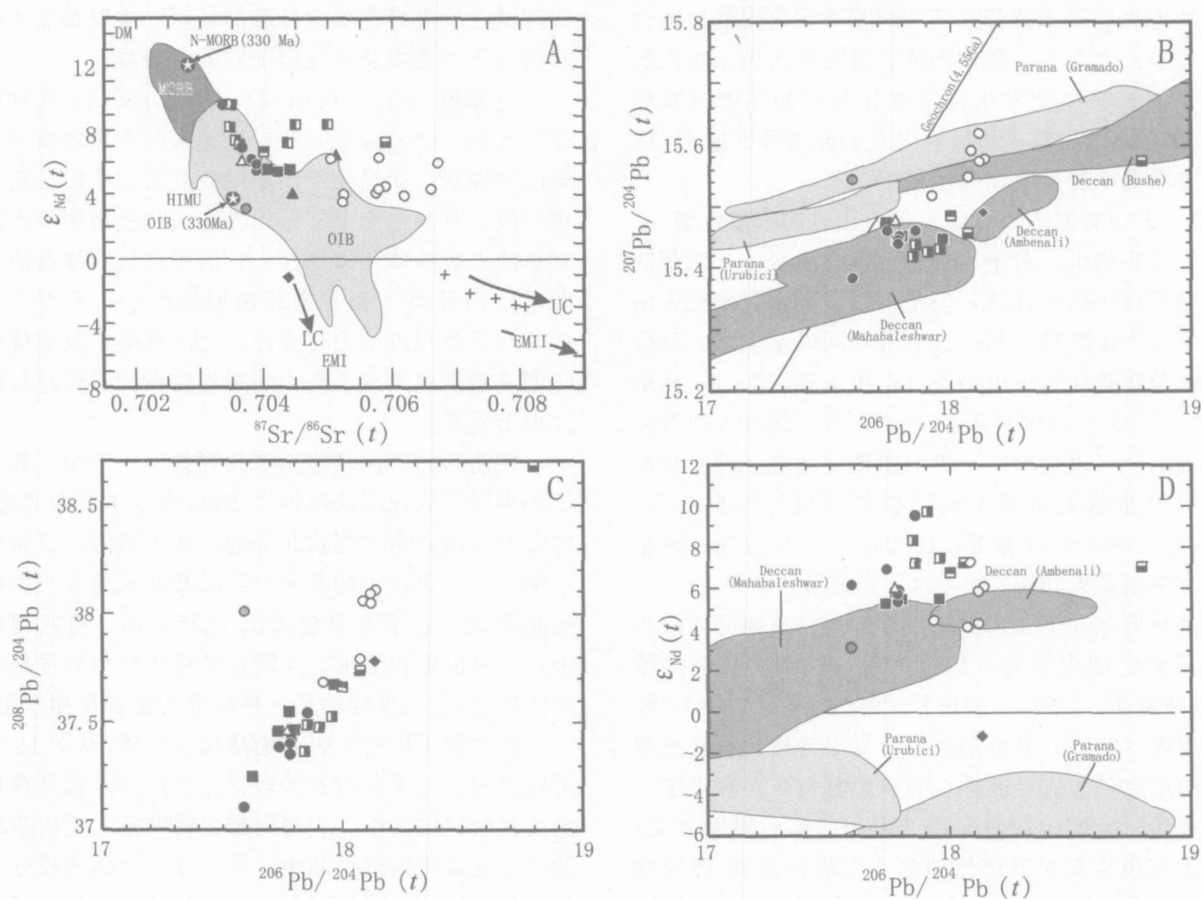


图 14 不同大火成岩省玄武岩 (A、C、E) 和天山玄武岩 (B、D、F、G、H) 的多元素原始地幔标准化分配型式

Fig. 14 Primordial mantle-normalized multi-element plots for basalts from various large igneous provinces (LIPs) (A, C, and E) and the Tianshan (B, D, F, G, and H)

图15 天山石炭—二叠纪玄武岩 (A) $\epsilon_{Nd}(t)$ - $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$

(图解据DePaolo, 1979; Zindler 和Hart, 1986)

Fig. 15 Plots of (A) $\epsilon_{Nd}(t)$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ (After DePaolo, 1979; Zindler and Hart, 1986), (B) $^{207}Pb/^{204}Pb(t)$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb(t)$, (C) $^{208}Pb/^{204}Pb(t)$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb(t)$ and (D) $\epsilon_{Nd}(t)$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb(t)$ for the Carboniferous and Permian basalts of the Tianshan (B) $^{207}Pb/^{204}Pb(t)$ - $^{206}Pb/^{204}Pb(t)$, (C) $^{208}Pb/^{204}Pb(t)$ - $^{206}Pb/^{204}Pb(t)$ 和 (D) $\epsilon_{Nd}(t)$ - $^{206}Pb/^{204}Pb(t)$ 图解早石炭世熔岩的年龄校正值为345和325Ma, 晚石炭世熔岩的年龄校正值为320Ma, 二叠纪熔岩的年龄校正值为280Ma. A: UC. 上地壳; LC. 下地壳; EM I和EM II. 富集地幔源I和II; HIMU. 高 μ 地幔源; DM. 亏损地幔源; 显示MORB和OIB的平均成分(据Sun和McDonough, 1989) (年龄校正值为330Ma)作比较用; B、C和D: 数据来源同图14. 所有其他图例同图9

图14. 所有其他图例同图9

综上所述, 天山大火成岩省中, 每一个地区或每一个火山岩系, 均具有各自特征的微量元素和Sr-Nd-Pb同位素成分。

5 讨论

大陆背景下玄武岩的化学成分变化受着诸多因素的控制, 例如, 地幔温度、岩石圈的厚度 (它涉及到部分熔融程度)、源区成分, 以及某些浅层位的作用, 如地壳混染和结晶分离作用等 (McKenzie et

al., 1988)。对这些因素或作用的研究在现代岩石学中十分重要, 目前对它们在大陆玄武岩成因中所起的作用还没有达成一致的认识。例如, 与冈瓦纳大陆 (Gondwana land) 裂解相伴的低Ti和高Ti玄武岩, 它们无论在主元素和微量元素成分或是在同位素比值上, 都显示有明显的差异。对于这种差异的产生, Hergt等 (1991) 以及Turner和Hawkesworth (1995) 等人认为是因为这两种岩浆类型具有不同的幔源; 而另一些人, 如Fodor (1987) 和Arndt等 (1993), 则用是由于熔融条件不同和遭受到不同程

度的地壳混染来解释这两种岩浆类型之间的地球化学差异。本文中,我们同样亦要对导致天山玄武岩的不同岩浆类型发生化学变异的控制因素(或作用)进行探索,重点将放在对它们源组分的鉴别,以及查明各个岩浆类型间的成因关系。

5.1 天山石炭—二叠纪裂谷火山岩的形成环境

应当指出,对于天山二叠纪火山岩,一般都认为是形成于陆内环境,但是,对于天山石炭纪火山岩系的产出环境,却一直有着不同的认识。一部分人认为全是岛弧火山岩系(赵振华等, 2001; 马瑞士等, 1997; 卢华复等, 2001); 另一部分人则曾分别提出: 天山西段产于伊犁微克拉通之上的石炭纪火山岩盆地是发育于大陆裂谷环境(车自成等, 1994, 1996; 肖序常等, 1992); 天山中段在石炭纪时也应当是大陆裂谷环境(车自成等, 1994, 1996, 陈丹玲等, 2001); 天山东段北部博格达地区则应当是石炭纪陆内裂谷(顾连兴等, 2000)或裂陷槽(肖序常等, 1992)、坳拉谷(何国琦等, 1994), 顾连兴等(2001)最近还进一步提出博格达石炭纪裂谷的形成是与古亚洲洋在石炭纪时向东南准噶尔—吐鲁番—哈密地块斜向俯冲引起的弧后撕裂有关; 天山东段南部觉罗塔格地区为石炭纪岛弧-弧间盆地(马瑞士等, 1993)或石炭纪裂陷槽(肖序常等, 1992, 2001^①)。前人对于天山石炭纪火山岩系的形

成环境之所以出现如此分歧的认识,主要是由于石炭纪火山岩系本身研究程度较低所造成。

笔者等(Xia L Q et al., 2003, 2004; 夏林圻等, 2004, 2002a, 2002b)近年来的火山岩研究结果已经揭示: 无论是天山西段或是天山中段还是天山东段, 石炭纪火山岩系均具有大陆板内裂谷火山岩系的岩石地球化学属性, 它们是古生代洋盆消失后, 陆内环境下裂谷岩浆作用的产物。王方正等(2002)最近报道他们在天山以北的准噶尔盆地腹地陆梁隆起区也发现了具大陆裂谷特点的石炭纪双峰式火山岩系。

在前面的“区域地质演化背景”一节中, 我们已经根据沉积地质研究结果指出, 南自塔里木北缘, 向北经天山直至准噶尔北部的广大地域内, 以角度不整合形式覆盖于前寒武纪结晶基底和前石炭世褶皱基底之上的下石炭统火山-沉积岩系, 自底部向上, 都是以由粗变细、从陆相转化为海相的进积序列为特征, 它们反映的是一种递进的裂谷拉伸作用。

若根据天山玄武岩的地球化学性质, 从图16也可以看出, 几乎所有玄武岩样品的成分点都落在板内玄武岩区域之中。应当附带说明的是, 天山西段的6个玄武质熔岩样品中, 仅有3个样品的成分点被显示于图16, 这是因为另外3个样品(GZ-6, GZ-11, TK-4-5)的Zr/Y值太高(23~40), 已经超出

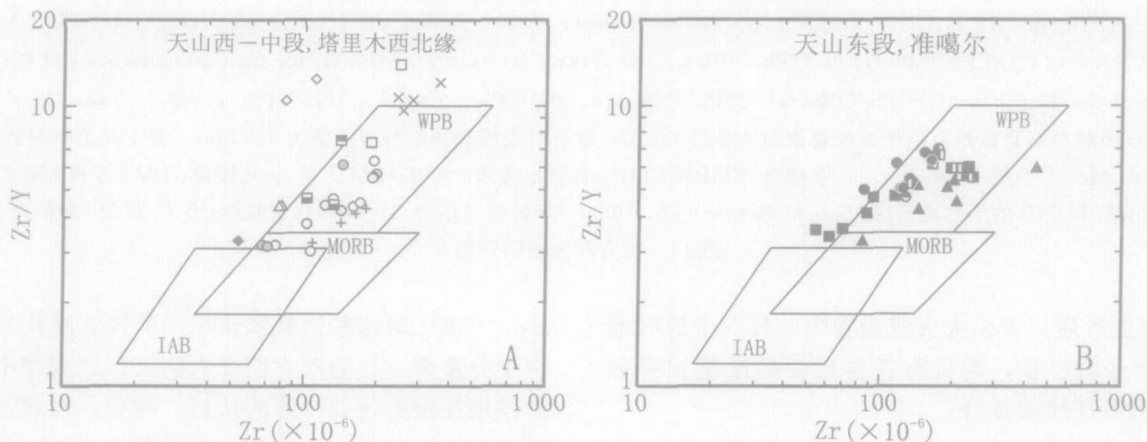


图16 天山石炭—二叠纪玄武岩形成的构造环境判别图解 (A 和B): Zr/Y-Zr 图解

(图解据Pearce, 1982)

Fig. 16 Tectonic setting of the Carboniferous and Permian basalts in the Tianshan. (A and B): Zr/Y vs. Zr diagram s

(After Pearce, 1982) 所有其他图例同图9

①肖序常, 何国琦, 李继亮, 等. 新疆地壳结构与演化. 2001.

了图16所表示的范围,但这种高 Zr/Y 值仍然是板内玄武岩的属性。所以,地球化学研究得出的结果与前述判定天山玄武岩是产出裂谷环境的地质证据也是完全一致的。

5.2 岩浆结晶分离作用

天山玄武岩具有低 MgO ($< 8.26\%$)、低 $Mg^\#$ ($0.65 \sim 0.17$)、低 Ni ($7 \times 10^{-6} \sim 158 \times 10^{-6}$) 和低 Cr ($2 \times 10^{-6} \sim 463 \times 10^{-6}$) 的特点(表2),说明它们不具有与地幔橄榄岩平衡的熔体成分(Cox K G et al., 1980),即不是原生地幔熔体。这些特点表明,天山玄武岩的母岩浆在岩浆房内或上升到地表的途中已经受了结晶分离作用。

Ni 、 Cr 和 $Mg^\#$ 之间的正相关(图12A, C),证明天山玄武质熔岩的母岩浆可能经受了单斜辉石(Cpx) [和橄榄石(Ol)]的结晶分离作用,这一点同样也为天山玄武质熔岩中普遍存在Cpx ($\pm Ol$)斑晶所支持。

在前节中我们已经指出,天山中—东段和准噶尔的LT1熔岩和天山西段的HT熔岩在主元素的变化特点上存在重大差异。天山中—东段和准噶尔的LT1熔岩中,斜长石(Plag)在斑晶相矿物内占优势比例, Sr 含量随着 $Mg^\#$ 的降低而降低(图12B),在多元素蛛网图中呈现负 Sr 异常(图14),所有这些均表明,LT1熔岩母岩浆的结晶分离作用中,Plag的重要性要超过Cpx ($\pm Ol$)。此类LT1演化型熔岩中缺乏负Eu异常(图14)应当是反映了其母岩浆具有高的 Eu^{3+}/Eu^{2+} 值(Frey F A et al., 1993)。

塔里木北缘发育的LT2型熔岩,尽管由于目前可利用的样品数量太少,对于该类型熔岩母岩浆的结晶分离作用的特点,还无法给予很好地约束。但是,由于LT2熔岩和天山中段的LT1熔岩在岩石学性质和微量元素的原始地幔标准化分配型式(图14D)上有所相似。所以,可以推断LT2熔岩母岩浆所经受的结晶分离作用的特点应当和LT1熔岩也是相似的,即Plag所起的作用要超过Cpx ($\pm Ol$)。

综上所述,天山玄武岩呈现出两种不同的结晶分异趋势:HT熔岩是以Cpx ($\pm Ol$)结晶分离为主,LT熔岩的母岩浆则是经受了辉长质(Plag + Cpx $\pm Ol$)结晶分离作用。

剩下的问题是,LT1、LT2和HT熔岩是否

是同一母岩浆结晶分离的产物?我们的研究结果表明,天山中—东段和准噶尔的LT1熔岩、塔里木北缘的LT2熔岩和天山西段的HT熔岩间不存地简单的结晶分离关系,这3种岩浆类型很可能是由彼此分开的3种不同的母岩浆结晶演化形成。支持我们得出这种结论的论据如下:①塔里木西北缘的LT2型玄武岩以其高 TiO_2 、高 Fe_2O_3 、低 $Mg^\#$ 和低 Al_2O_3 含量而有别于所有其他类型的玄武岩(图9);②在 $Mg^\#$ 相同情况下,天山西段HT熔岩的 SiO_2 含量要比天山中—东段和准噶尔的LT1熔岩要高(图11A);③HT熔岩的 Ti/Y 比值明显高于LT熔岩的 Ti/Y 值(图10);④野外地质调查揭示,HT熔岩、LT1熔岩和LT2熔岩在空间分布上,相互脱耦,即相互不重叠;⑤LT2熔岩和HT熔岩之间,在主元素化学成分变化特点上,存在存在明显差异(图11);⑥最后是,LT1、LT2和HT熔岩显示不同的微量元素比值和同位素成分(图10,图15)。因此,天山玄武岩是由3种不同母岩浆结晶演化形成,即天山玄武岩的形成之始曾经存在有3种不同的母岩浆。

5.3 源的熔融条件和源区特点

为了获得大陆大火成岩省中岩浆熔体诞生时的化学信号,我们必须尽量排除结晶分离作用对化学成分的影响。在图17中,我们将 Ce/Zr 和 Nb/Y 值与 Ce/Nb 和 Ba/Nb 值加以比较,前两个微量元素比值可以反映图14中微量元素原始地幔标准化分配型式总体陡度的变化,后两个微量元素比值则能够度量Nb-Ta负异常的强弱。特别应当指出的是,这4种微量元素比值均不会受到结晶分离作用的重大影响,仅仅是部分熔融程度对它们会产生些许影响。图17A显示出存在两种不同的分布趋势:①LT1、LT2和HT3个岩浆类型之间呈负相关分布;②每一个岩浆类型之中的岩石成分点则呈正相关分布。与同位素数据一道(见前述)这些微量元素比值可以清楚地将天山玄武岩的3个岩浆类型划分开来,但在LT1和HT熔岩之间,微量元素比值出现少量过渡、重叠。图17B同样也显示存在两种分布趋势:即3个岩浆类型之间呈负相关分布;每一个岩浆类型之中,岩石成分点呈负相关(LT1和HT)和近于垂直的相关性(LT2)分布,而且3个岩浆类型之间有过渡值。

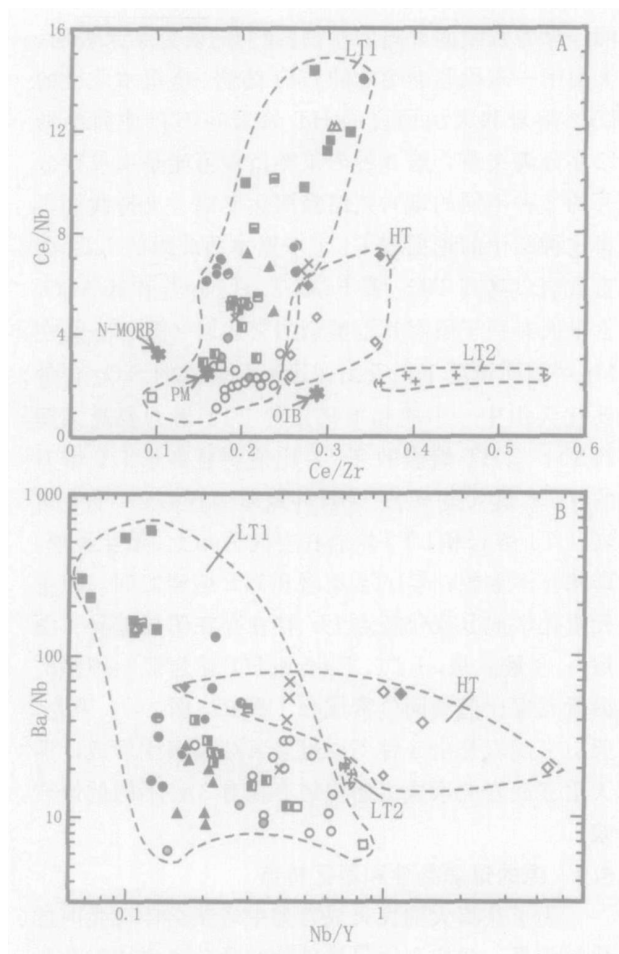


图17 天山石炭-二叠纪玄武岩的 (A) Ce/Nb - Ce/Zr 和 (B) Ba/Nb - Nb/Y 图解

Fig. 17 Plots of (A) Ce/Nb vs. Ce/Zr and (B) Ba/Nb vs. Nb/Y for the Carboniferous and Permian basalts

from the Tianshan

N-MORB (N型洋脊玄武岩)、原始地幔 (PM) 和 OIB (洋岛玄武岩) 成分数据据 Sun 和 McDonough (1989) 所有其他

图例同图9

在图17A中,投入了MORB、原始地幔 (PM) 和OIB的平均值 [这些平均值据Sun和McDonough (1989),该图解所显示的它们之间的化学变化可归之于软流圈地幔中四相二辉橄榄岩的部分熔融。由图17A可见,随着从OIB经PM到MORB,地幔的部分熔融程度增高, Ce/Nb 值升高, Ce/Zr 值下降。同样,在图17A中,我们可以发觉,天山玄武岩的3个岩浆类型之间,在 Ce/Nb 和 Ce/Zr 值的相对关系上也存类似的负相关性,也就是说,这种负相关性是与地幔中的部分熔融作用所产生的效应一致。

此外,从图17中还可以看出,LT1、LT2和HT熔岩之间存在过渡值,这可能表明这3种岩浆类型并非各自源于不同的幔源,它们的产生是决定于石炭—二叠纪岩浆形成过程中幔源部分熔融程度的改变。相反,每个岩浆类型中的化学变化趋势则是与由部分熔融事件所产生的趋势呈高角度相交。每一个岩浆类型中的变化趋势形成连续的阵列,这些阵列记录了随着 Ce/Nb 和 Ba/Nb 值增高, $Nb-Ta$ 负异常的逐渐增强 (图14)。因为这种 $Nb-Ta$ 负异常并非是大洋玄武岩的特性,它们应当归功于大陆岩石圈的贡献 (详见后述)。

为了能够近似定量地确定幔源的熔融条件,我们采用Hardarson和Fitton (1991)建立的 $Ce/Y-Zr/Nb$ 图解 (图18),这个图解中的4条曲线代表了表示富集和亏损的尖晶石橄榄岩和石榴子石橄榄岩部分熔融的非模式分离熔融曲线。该图解揭示出有关天山玄武岩源区熔融条件的两个重要特点:第一,从天山西段的HT型玄武质熔岩,经塔里木西北缘的LT2型玄武质熔岩,到天山中—东段和准噶尔的LT1型玄武质熔岩,源区的熔融深度逐渐变浅 (即尖晶石相橄榄岩组分增多),与此同时,源区的部分熔融程度相应增大;第二,HT熔岩形成于较高的压力条件之下,LT熔岩形成于较低的压力条件之下。对于大陆玄武岩而言,源区熔融的深度与岩石圈的厚度有关,即岩石圈厚度越大,熔融深度也越深 (Macdonald R et al., 2001)。LT熔岩具有较低的 Ce/Y 值 (< 3 , 图10和图18),它们是产生于从尖晶石稳定区向石榴子石稳定区过渡的60~80 km深处 (McKenzie D et al., 1988)。相反,具有较高 Ce/Y 值 (> 3 , 图10和图18)的HT熔岩,则是产生于深度大于80 km的石榴子石稳定区 (< 3 , 图10和图18)。换句话说,HT熔岩发育的天山西段应当是岩石圈相对较厚,LT熔岩发育的天山东段应当是岩石圈相对较薄。这种根据地球化学研究做出的推断,与前面“区域地质背景”一节中提到的地球物理测量得出天山西段地壳厚度较大、天山东段地壳厚度较小的结论完全可以互相印证。在此应当顺便说明的是,有3个样品,即天山西段的一个碧玄岩样品 (GZ-6, 见表2) 和天山中段的两个玄武岩样品 (Bb-85-1和Bb-85-3, 见表2),由于它们具有已经超出图18表示范围的较高的 Zr/Nb (9~40) 和 Ce/Y 值 (1.4~10),所以它们的成分点未能表示在该图

解中。但是, 这些数据仍在其所属岩浆类型所表示的熔融条件范畴之内, 并没有对我们上述关于天山玄武岩不同岩浆类型熔融条件所做的推论有什么否定。

5.4 天山玄武岩形成过程中地幔柱和岩石圈之间的相互作用

大火成岩省 (LIPs) 通常指的是在较短的时间内以镁铁质成分为主的喷出岩和侵入岩在地壳内的巨量侵位, 与洋中脊海底扩张和消减作用有关的大规模岩浆事件不属于大火成岩省的范畴。国际地学界通过多年的研究, 目前认为大火成岩省包括有大陆溢流玄武岩、火山裂谷边缘、大洋台地 (oceanic plateaus)、大洋盆地溢流玄武岩、海岭 (submarine ridges)、洋岛和海山链 (Coffin et al., 1994; Courtillot et al., 1999; Ernst et al., 2005)。此外,

某些大火成岩省, 也可以主要由长英质岩石组成 (Campbell et al., 1988; Bryan et al., 2001)。大陆溢流玄武岩通常是与火山裂谷边缘相伴 (Cox et al., 1980; Coffin et al., 1994; White et al., 1989; Coffin et al., 2001; Story et al., Menzies et al., 2002)。大多数LIPs是在小于10 Myr的时间内侵位, 其主体岩浆作用在小于1 Myr的时间内完成; 但是, 某些情况下, 大火成岩省的岩浆活动可以持续几千万年; 活动时间最长的, 如加拿大的Keweenaw大火成岩省, 可以延续1.1~1.2亿年 (Ernst et al., 2005)。通常认为LIPs的形成与地幔柱活动有关 (Xia L Q et al., 2003, 2004; Saunders et al., 1992; Arndt et al., 1993; Mocdonal et al., 2001; White et al., 1989; Margan et al., 1971; Richards et al., 1989; Campbell et al., 1990; Hill

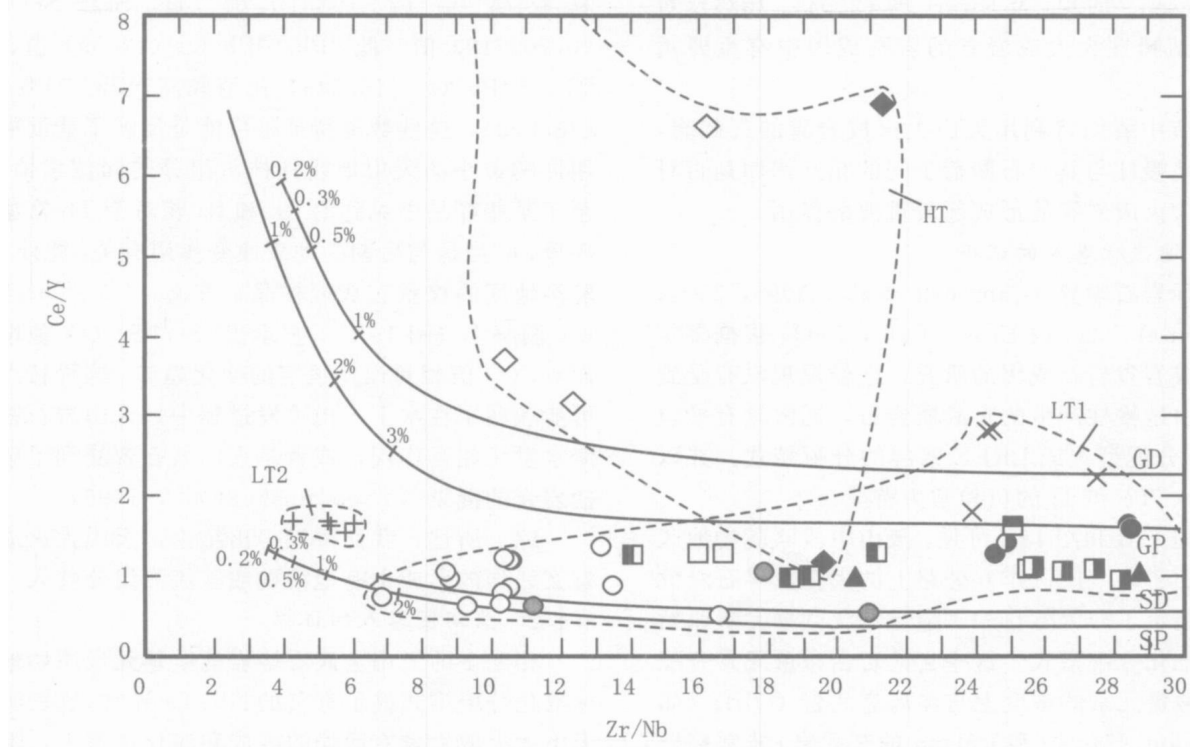


图18 天山石炭—二叠纪玄武岩的Ce/Y-Zr/Nb图解

图中实线为Hardarson和Fitton (1991) 计算的4种地幔成分的非模式分离熔融曲线: GD. 亏损石榴子石二辉橄榄岩; GP. 原始石榴子石二辉橄榄岩; SD. 亏损尖晶石二辉橄榄岩; SP. 原始尖晶石二辉橄榄岩 (曲线上数字表示熔融百分数,

所有其他图例同图9)

Fig. 18 Ce/Y vs. Zr/Nb plot for the Carboniferous and Permian basalts of Tianshan. The continuous lines are nonmodal fractional melting curves calculated by Hardarson and Fitton (1991) for four mantle compositions: GD-depleted garnet lherzolite; GP-primitive garnet lherzolite; SD-depleted spinel lherzolite; SP-primitive spinel lherzolite. Numbers on lines refer to percentages of melt. (All other symbols the same as Fig. 9)

et al., 1991, 1993; Ewart et al., 1998; Ernst et al., 2001; Xu X G et al., 2001, 2004)), 但某些情况下, 一些研究者还提出用非地幔柱模式来解释大火成岩省的成因 (Anderson et al., 2001; Foulger et al., 2003, 2005)。通常, 大陆大火成岩省至少在其喷发序列中显示有岩石圈 [包括地壳和岩石圈地幔 (CLM)] 卷入的成分证据。大量的研究表明, 除去地壳混染作用不谈, 在大火成岩省的形成中, 除了来自深部地幔的地幔柱物质外, 岩石圈地幔也起着重要的作用 (Saunders et al., 1992; Macdonald et al., 2001; Ellam et al., 1991; Gallagher et al., 1992; Hooper et al., 1993, 1995; Hawkesworth et al., 1995; Rogers et al., 1995; Bogaard et al., 1995; Bogaard et al., 2003)。当然, 也还有一些研究者, 如 McKenzie 和 Bickle (1988)、Arrndt 和 Christensen (1992) 及 Ewart 等 (2004), 始终反对岩石圈地幔在大火成岩省的岩石成因中有重要贡献。

本节中我们将利用天山大火成岩省的玄武岩, 来检验地幔柱与其岩石圈盖子间的相互作用是否对于天山大火成岩省的形成起着重要的作用。

5.4.1 地幔柱卷入的证据

国际岩石学界 (Campbell et al., 1998, 2001; Condie et al., 2001; Ernst et al., 2003) 根据多年对大火成岩省岩石成因的研究, 已经发现没有受到混染的由地幔柱产生的玄武质岩石, 通常具有平坦的 REE 分配型式或 LREE 富集的分配型式, 并以缺乏 Nb、Ta 和 Ti 的负异常为特征。

从图 13B 和图 14B 可见, 天山中段骆驼沟地区和独 (山子) 一库 (车) 公路上的大多数早石炭世玄武岩显示了非常醒目的“隆起”状微量元素原始地幔标准化分配型式。这些玄武岩在微量元素分配型式和微量元素的浓度上与洋岛玄武岩 (OB) (如 La Réunion, Hawaii 和 Iceland 的玄武岩) 非常接近 (图 13B)。

在 OB 中观察到的这种舒缓、平滑的微量元素原始地幔标准化分配型式, 一般被当做是板内环境下由软流圈地幔产生的熔体的典型特征。

Saunders 等 (1992) (Saunders et al., 1992) 曾指出地幔柱或软流圈组分是以低高和具有大洋同位素比值为特征, 这种地幔柱组分的特征在印度德干 Ambenali 组的玄武岩 (图 15B 和图 15D)、马达加斯加东岸的拉班玄武岩和格陵兰东部沿着 Blossville

海岸分布的火山岩系下部熔岩的最年轻的部分中显示的最为清晰。这些地幔柱成因的玄武岩的最为重要的特性是它们具有小于 1 的原始地幔标准化 Th/Nb 值 (Saunders et al., 1992) (图 14A)。从图 14B 中我们可以发现, 天山中段 (骆驼沟、独一库公路) 早石炭世玄武岩的主体的微量元素原始地幔标准化分配型式与前述具有地幔柱成因的世界上那些典型地区大陆溢流玄武岩的微量元素分配型式 (图 14A) 非常相似, 也具有小于 1 的原始地幔标准化 Th/Nb 值。此外, 天山中段这些样品的微量元素比值成分点也全部落在 OB 区域之中 (图 19A)。这些玄武质熔岩具有十分明显的 Sr 负异常, 表明它们已经受到强烈的斜长石结晶分离作用影响。其中有一个样品 (BT-4, 独一库公路), 微量元素丰度较低, 具有高 $\epsilon_{Nd}(t)$ (3.1) 值、低 $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ (0.703719) 值、低 $^{206}Pb/^{204}Pb(t)$ (17.59) 值、高 $^{207}Pb/^{204}Pb(t)$ (15.545) 比值和高 $^{208}Pb/^{204}Pb(t)$ (38.009), 这些数值特征很可能是反映了受混染作用影响最小的天山地幔柱柱头组分的同位素信号。至于某些样品中见到的 Rb 和 Ba 相对于 Th 富集的现象, 应当是与后期的地表蚀变作用有关。此外, 骆驼沟地区的枕状玄武岩样品, 在 $\epsilon_{Nd}(t) - ^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ 图解中 (图 15A), 显示出 $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ 值增高而 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值相对保持恒定的变化趋势。这种特点很可能表明了在水下火山喷发过程中, 火山岩石曾与海水发生相互作用, 或者是火山岩石曾受到了碳酸盐岩壳的混染 (Yogodzinski et al., 1996)。

综上所述, 我们可以得出结论, 天山大火成岩省玄武岩的形成中有地幔柱或软流圈组分卷入。

5.4.2 岩石圈卷入的证据

相当多的天山玄武质熔岩的微量元素原始地幔标准化分配型式显示有负的 Nb、Ta 异常, 这表明在天山大火成岩省玄武岩的生成和演化过程中, 除了地幔柱组分之外, 还应当有其他的组分卷入。这些地幔柱组分之外的其他组分最有可能是来源于岩石圈。目前, 有关岩石圈是以何种方式对大火成岩省岩浆形成作出贡献的问题, 仍然存在着十分激烈地争论。迄今为止, 国际地学界对此已经提出了多种假设: 有的学者 (Arrndt et al., 1993) 认为, 岩石圈源熔体对地幔柱岩浆发生混染, 是岩石圈组分卷入大火成岩省岩石的主要方式; 另一些学者 (Gallagher et al., 1992; Hooper et al., 1993, 1995;

Hawkesworth et al., 1995; Rogers et al., 1995) 则认为大陆岩石圈地幔可以发生全部熔融, 由岩石圈地幔部分熔融所产生的熔体在大火成岩省岩浆中占优势比例, 而地幔柱源熔体数量很少, 地幔柱在很大程度上是起着使岩石圈软化并进而发生部分熔融的热源的作用; 再有一些学者, 如Macdonald等(2001) (Macdonald et al., 2001) 则提出用岩石圈地幔的热机械侵蚀 (thermomechanical erosion) 模式来描述大火成岩省形成过程中岩石圈组分作出贡献的机制, 即岩石圈组分的卷入是由于地幔柱源岩浆渗透进入岩石圈, 从而导致地幔柱源岩浆熔体与岩石圈围岩发生相互反应。就天山而言, 前已述及, 天山大火成岩省的初始岩浆体积应当远远大于 $0.7 \times 10^6 \text{ km}^3$ 。很难想象, 如此巨大体积的岩浆会是单独由长期稳定地处于非对流状态的岩石圈地幔的部分熔融所产生。热机械模式表明, 从地幔柱传导的热只能使岩石圈地幔产生少量的熔体 (McKenzie et al., 1988; Arndt et al. 1992)。因此, 巨量的天山LIP岩浆的产生很可能仅限于对流的软流圈或地幔柱。此外, 我们在一些玄武质熔岩中所观测到的似OB或似地幔柱信号, 也表明天山LIP熔岩的母岩浆应当是源于软流圈。

同样, 在天山玄武岩中, 我们也观测到了来自地壳和壳下源的岩石圈输入的重要记录。也就是说, 除了前面已经讨论过的地幔柱组分之外, 我们还识别出另外两种重要组分。

第一种组分是岩石圈地幔 (CLM) 组分。它主要发现于塔里木西北缘柯坪地区早二叠世库普兹满组的玄武岩和天山中段骆驼沟地区早石炭世马鞍山组的两个玄武岩样品 (Bb-263-4, Bb-263-5) 之中。根据微量元素地球化学特点, 此类玄武岩的原始地幔标准化 Th/Nb 值略大于1 (图14D), 该比值既有别于前述具有地幔柱习性的玄武岩的 $\text{Th}_\text{N}/\text{Nb}_\text{N}$ 值 (< 1), 也远远小于受到地壳混染的玄武岩的 $\text{Th}_\text{N}/\text{Nb}_\text{N}$ 值 (Saunders et al., 1992), 后者的 $\text{Th}_\text{N}/\text{Nb}_\text{N}$ 值远远地高于 (Saunders et al., 1992)。此类玄武岩的微量元素原始地幔标准化分配型式与印度德干Mahabaleswar组玄武岩、巴西Paraná省的Urubici高Ti玄武岩及马达加斯加的低 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 玄武岩套等具有岩石圈地幔习性的大陆溢流玄武岩 (CFBs) 的微量元素原始地幔标准化分配型式 (图14C) 十分相似。此类天山玄武岩的同位素成分虽然

变化较大, 但以低—中等 $\epsilon_\text{Nd}(t)$ 值 ($-2.91 \sim +4.38$)、中等—高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 值 ($0.705748 \sim 0.708080$) 和中等 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t)$ 值 ($17.92 \sim 18.118$) (表3和表4) 为特征。这些参数值的特征显示了一种地幔柱源或软流圈源岩浆与岩石圈地幔间的相互作用。

第二种组分是地壳组分。这种组分见于天山西段伊犁裂谷的特克斯、昭苏和果子沟等地的石炭纪玄武岩、天山东段北部博格达裂谷的天池和七角井等地的石炭纪玄武岩、天山东段南部觉罗塔格裂谷的托克逊南和土屋等地的石炭纪玄武岩、准噶尔裂谷的石炭纪玄武岩和天山中段裂谷的大坂城、艾维尔沟和马鞍桥地区的早二叠世玄武岩和辉绿岩墙之中。该组分以高 La/Nb 值、高 Th/Nb 值、高 Ba/Nb 值和同位素成分变化范围宽广为特征 (图14, 图15, 图17, 图19; 表3和表4)。特别应当强调的是: 这些玄武岩具有非常高的原始地幔标准化 Th/Nb 值, 即该比值远大于1, 在它们的微量元素原始地幔标准化分配曲线上, 出现十分明显且陡度很大的 $\text{Nb}-\text{Ta}$ 负异常。这种微量元素原始地幔标准化分配型式与世界上其他地区的大火成岩省中明显遭受地壳混染的玄武岩, 如印度德干的Bushe组玄武岩、马达加斯加东海岸的低Ti玄武岩和巴西Paraná省的Gramado低Ti玄武岩 (Sunders et al., 1992) 的微量元素原始地幔标准化分配型式 (图14E, 图14F, 图14G和图14H) 极为相似。

地壳混染作用在大火成岩省火山岩岩石成因中的地位, 是当代国际大火成岩省研究中的一个非常重要的基础性理论问题。地壳岩石和地壳岩石的部分熔融体通常具有很低的 TiO_2 含量 (Wilson et al., 1989)。与洋岛玄武岩 (OB) 相比较, 易熔的地壳岩石一般具有相似或较低的 Nb 、 Ta 、 P 、 Zr 、 Hf 、 Y 和中等的 REEs 含量, 但 Ba 、 Rb 、 Th 、 K 和轻稀土元素则要富集得多 (Thompson et al., 1984)。因此, 具有OB微量元素特点的岩浆在受到地壳混染后, 就会产生某些天山石炭—二叠纪玄武岩所显示的低 Ti/Yb 和高 Ba/Nb 、 La/Nb 的特点 (图17B, 图19A)。同样, 同位素数据也表明, 在天山玄武岩的形成中有大陆地壳组分的卷入。例如, 天山西段的熔岩的低 $\epsilon_\text{Nd}(t)$ (-1.15) 值和低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ (0.704399) 值就可能是与遭受下地壳的混染有关; 而塔里木西北缘的LT2熔岩的低 $\epsilon_\text{Nd}(t)$ ($-2.91 \sim -0.98$) 值和高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ ($0.706821 \sim 0.70808$) 比值则可

能是与遭受上地壳的混染有关(图15A)。

虽然高 L_a/N_b 值是地壳混染作用的一个可靠的微量元素指标,但是,Keppeler(1996)和You等(1996)曾指出,由于消减带流体携带 L_a 要优先于携带 N_b 。因此,造成岛弧岩石也会具有较高的 L_a/N_b 值。这样一来,在实际研究工作中,当碰到具有高 L_a/N_b 值的基性熔岩时,就需要我们正确判别哪些是受到地壳混染的大陆玄武岩?哪些则是岛弧玄武岩?这一点十分重要。因为,常常会发生把受到大陆地壳或大陆岩石圈混染的大火成岩省玄武岩误当做是岛弧玄武岩的情况。Ernst等(2005)最近曾著文提醒大家:“由于大陆地壳或大陆岩石圈的混染作用能够给予岛弧型信号,从而会导致人们将大陆玄武岩误判成是岛弧玄武岩”。就天山石炭—二叠纪大火成岩省而言,天山东段裂谷带(包括北部博格达裂谷和南部觉罗塔格裂谷)和准噶尔裂谷带是在前石炭纪弧-盆系褶皱基底基础之上发育起来的活带,这个裂谷带中的玄武岩具有鲜明的高 L_a/N_b 值的特点。Fitton等(1988)、Hawkesworth等(1988)、Hergt等(1991)和Hooper等(1993)曾指出,在没有同时代消减作用相伴的大陆岩石中存在高 L_a/N_b 值的情况下,这种高 L_a/N_b 值很可能是反映了大陆岩石圈地幔的某些块段的特点,它也许是表明亏损的大陆岩石圈地幔中保存了地质历史时期中较早的消减事件影响的记录。对于天山东段—准噶尔活动带而言,在石炭—二叠纪大陆裂谷玄武岩中出现岛弧型信号,很可能是与含有早古生代—泥盆纪弧-盆建造的上地壳的混染作用有关,同时也与这个地区之下的岩石圈地幔源区被前石炭纪消减事件改造、富集有关。

综上所述,可以得出结论:天山石炭—二叠纪玄武岩中所发生的种种地球化学变化,应当归之于地幔柱源岩浆和大陆岩石圈之间的相互作用。我们认为在石炭—二叠纪时,在天山及相邻地区(中亚)之下存在一个大的地幔异常或地幔柱(Xia L Q et al., 2003, 2004; 夏林圻等, 2004)。

前已述及,从造山带尺度上看,天山造山带及邻区从早石炭世至早二叠世发生的大规模裂谷化作用可能与下述机制有关:即古亚洲洋闭合-碰撞造山后,板块缝合带成为一个地壳增厚的地区,由于迅速上隆,增厚的陆下地幔根发生拆离和下沉,造成热的软流圈物质替代、上涌,发生部分熔融,从而

导致强烈后造山岩浆活动,并在天山及相邻地区诱发产生石炭—二叠纪裂谷拉伸体系。从更大的尺度上看,天山的石炭纪—早二叠世裂谷拉伸活动可能还有着更为深刻的地球动力学背景,它很可能是古特提斯拉伸裂解作用(Sengör et al., 1984, 1989)的深部地球动力学在天山地区的地表响应。可以推想,导致在这一时期发生具有全球意义古特提斯拉伸裂解的古地幔柱(很可能有数个)上涌活动也影响到了位于古亚洲系和古特提系交界部位的天山地区,所以才造成天山及其邻区出现规模巨大的石炭纪—早二叠世大火成岩省活动。

该大火成岩省活动很显然对于中亚地区这一时期众多大—特大型矿床的形成具有独特而重要的背景意义(夏林圻等, 2004, 2002b)。

(1) 天山及其邻区的众多大型铜镍矿床:北准噶尔喀拉通克铜镍矿床——含矿基性-超基性岩体成岩时代为 $285 \sim 317 \text{ Ma}$ ($Rb-Sr$ 等时线年龄(李华芹等, 1998)), $297.7 \pm 11 \text{ Ma}$ ($Sm-Nd$ 等时线年龄(李华芹等, 1998))。成矿时代: $281.4 \pm 11.9 \text{ Ma}$ ($Sm-Nd$ 等时线年龄(李华芹等, 1998))。天山东段黄山铜镍矿床含矿基性-超基性岩体成岩时代为 $308.9 \pm 10.7 \text{ Ma}$ ($Sm-Nd$ 等时线年龄(李华芹等, 1998)); 成矿年龄: $305.4 \pm 2.4 \text{ Ma}$ ($Sm-Nd$ 等时线年龄(李华芹等, 1998)); 天山东段黄山东铜镍矿床含矿基性-超基性岩体成岩时代为 $320 \pm 38 \text{ Ma}$ ($Sm-Nd$ 等时线年龄(李华芹等, 1998)) 成矿年龄: $314 \pm 14 \text{ Ma}$ ($Sm-Nd$ 等时线年龄(李华芹等, 1998))。它们的形成可能与天山石炭纪—早二叠世大火成岩省的层状基性-超基性侵入活动有关。

(2) 天山地区大型金矿床:西天山阿希金矿成矿时代为 $340 \sim 300 \text{ Ma}$ (李华芹等, 1998)、东天山康古尔塔格金矿的成矿时代为 $295 \sim 250 \text{ Ma}$ (李华芹等, 1998), 东天山石英滩金矿成矿时代 $288 \sim 255 \text{ Ma}$ (李华芹等, 1998) 它们的形成可能与天山石炭纪—早二叠世大火成岩省的大规模裂谷热液活动事件有关。

(3) 天山东段新近发现的特大型—大型土屋和延东斑岩铜矿田。虽然对其含矿岩体形成年龄的测定目前在我国地质界仍有很大争议,例如:芮宗瑶等(2001, 2002)测得斜长花岗斑岩的 $Rb-Sr$ 等时线年龄为 $369 \pm 69 \text{ Ma}$, 花岗斑岩的锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄计权重平均值为 $360.8 \pm 7.8 \text{ Ma}$; 秦克章等

(2002) 测得延东斜长花岗斑岩的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄计权重平均值为 $356 \pm 8 \text{ Ma}$; 陈富文等 (2005) 测得土屋和延东含矿斜长花岗斑岩的 SHRMPU-Pb 年龄分别为 $334 \pm 3 \text{ Ma}$ 和 $333 \pm 4 \text{ Ma}$; 芮宗瑶等 (2002) 测得含矿火山岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 416 Ma , 锆石 U-Pb 年龄为 390 Ma 。但是, 芮宗瑶等 (2002) 曾获得土屋—延东铜矿田矿体的辉钼矿的 Re-Os 等时线年龄为 $322.7 \pm 2.3 \text{ Ma}$, 表明其成矿时代应为早石炭世晚期, 暗示着该类型斑岩铜矿床的形成可能与天山石炭纪—早二叠世大火成岩省活动有关。因此, 可以推断, 天山及其邻区 (中亚地区) 晚古生代初期的洋-陆转化过程和石炭纪—早二叠世的大火成岩省活动为这一时期的大规模成矿活动提供了极为丰厚的背景条件, 并且使得包括我国天山及邻区在内的中亚地区成为世界上极为重要的晚古生代成矿域。

5.4.3 地幔柱组分的成分

在 $\text{Mg}^\#$ - La/Nb 图解 (图19B) 中可以看出, 天山玄武岩的 $\text{Mg}^\#$ 和 La/Nb 值之间呈负相关。这种相关关系表明, 形成天山玄武岩的岩浆, $\text{Mg}^\#$ 越低, 遭受大陆岩石圈混染作用的影响也越强。图19B 还显示, 天山玄武岩的成分投点形成两条趋势线: 一条趋势线是由天山中—西段和塔里木西北缘的玄武岩的成分点构成, 这些地区的玄武岩是不整合分布于古老的前寒武纪结晶基底之上; 另一条趋势线是由天山东段——准噶尔活动带玄武岩样品的成分点构成, 该活动带中的玄武岩是不整合分布于较年轻的由早古生代—泥盆纪弧-盆系建造组成的褶皱基底之上。在 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ - La/Nb (图19C) 和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - La/Nb (图19D) 图解中, 稳定微陆块或微克拉通之上的玄武岩和活动带之上的玄武岩的成分点, 也同样是各自形成相互不同的趋势线。上述图解中, 两条趋势线相交的位置, 可能就指示了天山石炭—二叠纪大火成岩省地幔柱头组分的成分: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) \approx 0.7045$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) \approx +4$, $\text{La/Nb} \approx 0.7$ 。

在图19E、图19F 和图19G 中, 天山玄武岩的 La/Nb 值和 Pb 同位素比值呈负相关。这种相关关系表明, 大陆岩石圈混染作用可以使得形成天山玄武岩的岩浆的 Pb 同位素比值降低。虽然在这后3 个图解中, 由于天山玄武岩的成分点没有形成两条趋势线, 所以我们无法利用前述趋势线交点法鉴别出天山大火成岩省地幔柱头组分的 Pb 同位素成分。但

是, 我们可以利用前面得出的 $\text{La/Nb} \approx 0.7$ 这一特征数值, 在 Pb 同位素比值 La/Nb 值趋势线上大致地判断出天山大火成岩省地幔柱头组分的 Pb 同位素成分是: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) \approx 18.35$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) \approx 15.66$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) \approx 38.25$ 。

6 HT 型熔岩和LT 型熔岩间的空间关系

天山大火成岩省显示了一种空间上的化学变异: HT 型熔岩分布于天山西段, LT2 型熔岩分布于塔里木西北缘, LT1 型熔岩分布于天山中—东段和准噶尔。如前所述, HT、LT1 和 LT2 熔岩具有不同的微量元素比值, 如 Ce/Y 、 Ce/Zr 和 Zr/Nb 值等 (图10, 图17, 图18), 这可能反映了它们的母岩浆是形成于不同的熔融深度和熔融程度。这种玄武岩化学成分在空间上的变化, 极有可能反映了在石炭—二叠纪时, 在天山大火成岩省之下, 不同地段的岩石圈厚度和地幔的潜在温度都是不一样的。

鉴于天山东段所保存的火山岩系的厚度最大 ($> 13000 \text{ m}$, 表1), 我们推测当时地幔柱或地幔熔融异常的中心可能就在这个区域。在地幔柱的轴部区, 地幔温度很高, 足以使得在相对较深的部位 (石榴子石稳定区) 开始发生部分熔融, 并延续到达较浅的部位 (尖晶石稳定区)。在天山中—东段和准噶尔地区, 岩浆熔体源于缺乏石榴子的地幔橄榄岩的较高级度的部分熔融, 由这种熔体演化形成 LT1 型玄武岩 (以具有低 Ce/Y 、低 Nb/Zr 、低 Ce/Zr 值的拉斑玄武岩为主 (图10, 图17, 图18); 塔里木西北缘 (位于天山 LP 的西南边缘) 的 LT2 型玄武岩的母岩浆是源于地幔橄榄岩在尖晶石稳定区的低度部分熔融, 从而造成 LT2 型玄武岩均为碱性玄武岩, 以具有低 Ce/Y 、高 Nb/Zr 和高 Ce/Zr 值为特征 (图10, 图17, 图18); 相反, 天山西段 (位于天 LP 的西部边缘) 的岩石圈厚度较大, 地幔温度较低, 导致熔融柱局限于石榴子石稳定区, 且部分熔融程度也相对较低。这种熔融条件下产生的熔体在上升过程中演化形成具有高 Ce/Y 、高 Ce/Zr 和低 Nb/Zr 值 (图10, 图17, 图18) 的 HT 型玄武质熔岩 (以碱性玄武岩为主)。由此可见, LT1 型熔岩是分布于天山大火成岩省的中心, 而 LT2 型熔岩和 HT 型熔

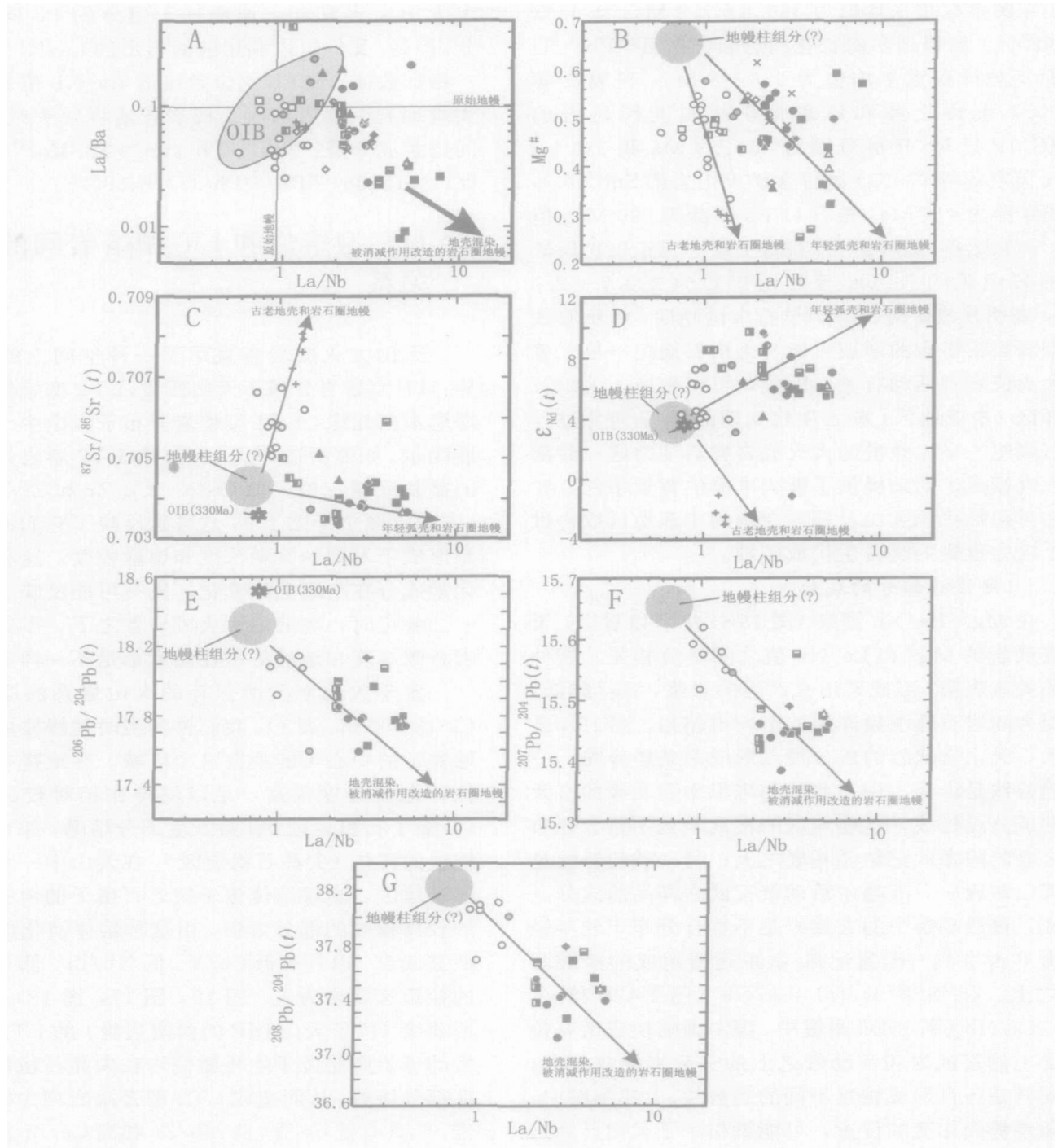


图19 天山石炭—二叠纪玄武岩的 (A) $La/Ba-La/Nb$, (B) $Mg^\#-La/Nb$, (C) $^{87}Sr/^{86}Sr(t)-La/Nb$, (D) $\epsilon_{Nd}(t)-La/Nb$, (E) $^{206}Pb/^{204}Pb(t)-La/Nb$, (F) $^{207}Pb/^{204}Pb(t)-La/Nb$ 和 (G) $^{208}Pb/^{204}Pb-La/Nb$ 图解

(所有其他图例和资料来源同图9和图14)

Fig. 19 Plots of (A) La/Ba vs. La/Nb , (B) $Mg^\#$ vs. La/Nb , (C) $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ vs. La/Nb , (D) $\epsilon_{Nd}(t)$ vs. La/Nb , (E) $^{206}Pb/^{204}Pb(t)$ vs. La/Nb , (F) $^{207}Pb/^{204}Pb(t)$ vs. La/Nb and (G) $^{208}Pb/^{204}Pb$ vs. La/Nb for the Carboniferous and Permian basalts of the Tianshan

A: 洋岛玄武岩 (OIB) 的范围据Fitton等 (1991)。C、D、E: 显示洋岛玄武岩的平均成分 (据Sun和McDonough, 1989) 以作比较 (已用330 Ma作年龄校正)

岩则是分布于天山大火成岩省的边缘。这种从LIP中心向LIP边缘所发生的岩浆类型变化的地球动力学过程,很可能是与从LIP中心向LIP边缘,受地幔柱活动影响程度的减弱有关。

由于热从地幔柱向上传输,上覆的大陆壳被孵化而变热,从而有利于岩石圈组分被同化进入岩浆房。这种同化作用导致在大多数天山玄武岩中观察到岩石圈信号。在天山大火成岩省中,与以地幔柱信号为主的天山中段骆驼沟和独—库公路一带的LT1型熔岩相比,具有岩石圈信号的熔岩的量要大得多。这也表明,在天山玄武岩中所观测到的岩石圈信号可能是源于地壳或大陆岩石圈地幔(CLM)的混染,并非是源的特点。

7 结论

(1) 中国西北部石炭—二叠纪时喷发的天山裂谷火山岩系构成了一个大火成岩省。该火山岩系的组成以玄武质熔岩为主(玄武质岩石占整个火山岩系的体积百分比大于80%),其次有中性和酸性熔岩及火山碎屑岩。

(2) 根据岩石学、主元素、微量元素和 Sr-Nd-Pb 同位素的地球化学变化特点,天山大火成岩省的玄武质熔岩可以被分为两个主要岩浆类型,即高Ti/Y(HT)和低Ti/Y(LT)类型。HT类型,以高Ti/Y(> 500)、高Ce/Y(> 3)和相对低Nb/Zr(< 0.11)、低 $\epsilon_{\text{d}}(t)$ 为特征;LT类型,以低Ti/Y(< 500)为特征。LT熔岩又可以进一步分为LT1和LT2两个亚类:LT1熔岩以低Nb/Zr(< 0.15)和高 $\epsilon_{\text{d}}(t)$ ($+ 3.1 \sim + 9.7$)为特征;LT2熔岩具有较高的Nb/Zr值(> 0.16)和较低的 $\epsilon_{\text{d}}(t)$ 值($- 0.98 \sim - 2.91$)。

(3) 元素和同位素数据表明,HT和LT熔岩的化学变异不是由一个共同母岩浆的结晶分异作用所产生。它们极有可能是源于一种似洋岛玄武岩源的地幔柱源,天山石炭—二叠纪大火成岩省地幔柱组分的成分为: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) \approx 0.7045$, $\epsilon_{\text{d}}(t) \approx + 4$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) \approx 18.35$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) \approx 15.66$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) \approx 38.25$, $L_{\text{a}}/N_{\text{b}} \approx 0.7$ 。不同的岩浆类型具有不同的熔融条件和经受了不同的分异和混染。

(4) 以碱性熔岩为主的HT熔岩是产生于地幔

柱较深层位石榴子石稳定区的低度部分熔融,其化学变异受控于单斜辉石(Cpx) [$\pm$ 橄榄石(Ol)]分离作用。相反,LT类型的母岩浆则是产生于地幔柱较浅层位的尖晶石—石榴子石过渡带:碱性LT2亚类的母岩浆是产生于部分熔融程度较低条件下;而以拉斑玄武质为主的LT1亚类的母岩浆则是产生于部分熔融条件较高的条件下。它们经受了浅层位辉长岩质[斜长石(Plag) + $\text{Cpx} \pm \text{Ol}$]分离作用,化学变异较大。HT和LT岩浆的岩石成因又进一步为地壳和岩石圈地幔的混染作用所复杂化。

(5) 研究揭示,天山大火成岩省的火山岩存在空间上的岩石地球化学变化。LT1亚类以拉斑玄武岩为主的熔岩主要分布于天山大火成岩省中部(指天山中—东段和准噶尔地区),该岩浆类型代表了天山裂谷火山作用的主相,该处火山岩系的厚度最大,岩石圈较薄,可能是地幔柱或地幔熔融异常的中心位置。向西至位于天山大火成岩省边缘的天山西段和塔里木西北缘,火山岩系厚度较小,岩石圈较厚,其熔岩分别由以碱性玄武岩为主的HT类型熔岩和碱性LT2熔岩组成。相比而言,LT1熔岩具有较高的 $\epsilon_{\text{d}}(t)$ 值($+ 3.1 \sim + 9.7$)和较低的Ce/Zr值($0.09 \sim 0.34$);而HT和LT2熔岩,则显示相对较低的 $\epsilon_{\text{d}}(t)$ 值($- 0.98 \sim - 2.91$)和相对较高的Ce/Zr值($0.26 \sim 0.55$)。这种从天山大火成岩省中心向边缘的玄武岩化学成分的空间变异,不仅反映了天山大火成岩省岩浆形成时,从中心向边缘,地幔中熔融柱的位置加深和部分熔融程度降低。而且,也意味着从中心向边缘,受地幔柱活动的影响减弱。换句话说,这种岩浆类型在空间分布上的变化,很可能是受控于岩石圈厚度和地幔热结构在空间上的改变。LT1类型熔岩是产生于地幔柱的轴部区,该处地幔温度较高,岩石圈较薄,部分熔融程度较高;相反,HT和LT2类型熔岩是产生于地幔柱的边部,地幔温度较低,岩石圈较厚,部分熔融程度较低。

(6) 从造山带尺度而言,天山造山带及邻区从早石炭世至早二叠世发生的大规模裂谷化作用可能与下述机制有关:即古亚洲洋闭合—碰撞造山后,板块缝合带成为一个地壳增厚的地区,由于迅速上隆,增厚的陆下地幔根发生拆离和下沉,造成热的软流圈物质替代、上涌,发生部分熔融,从而导致强烈后造山岩浆活动,并在天山及相邻地区诱发产生石炭—二叠纪裂谷拉伸体系。但从更大的尺度上看,天

山及邻区的石炭纪—早二叠世裂谷拉伸活动可能还有着更为深刻的地球动力学背景,它很可能是古特提斯拉伸裂解作用的深部地球动力学在天山地区的地表响应。可以推想,导致在这一时期发生具有全球意义的古特提斯拉伸裂解的古地幔柱(很可能有数个)上涌活动也影响到了位于古亚洲系和古特提斯系交界部位的天山地区,所以才造成天山及其邻区出现规模巨大的石炭纪—早二叠世大火成岩省活动,该大火成岩省活动很显然对于中亚地区这一时期众多大—特大型矿床的形成具有独特而重要的背景意义。

参考文献

- 夏林圻,夏祖春,徐学义,等. 天山石炭纪大火成岩省与地幔柱[J]. 地质通报, 2004, 23 (9-10): 903-910
- 夏林圻,张国伟,夏祖春,等. 天山古生代洋盆开启、闭合时限的岩石学约束——来自震旦纪、石炭纪火山岩的证据[J]. 地质通报, 2002a, 21 (2): 55-62
- 夏林圻,夏祖春,徐学义,等. 天山古生代洋陆转化特点的几点思考[J]. 西北地质, 2002b, 35 (4): 9-20
- 车自成,刘洪福,刘良,等. 中天山造山带的形成与演化[M]. 北京:地质出版社, 1994 1-135
- 车自成,刘良,刘洪福,等. 论伊犁古裂谷[J]. 岩石学报, 1996, 12 (3): 478-489
- 李华芹,谢才富,常海亮,等. 新疆北部有色贵金属矿床成矿作用年代学[M]. 北京:地质出版社, 1998 1-263
- 肖序常,汤耀庆,冯益民,等. 新疆北部及其邻区大地构造[M]. 北京:地质出版社, 1992 1-169
- 高俊,汤耀庆,赵民,等. 新疆南天山蛇绿岩的地质地球化学特征及形成环境初探[J]. 岩石学报, 1995, 11 (增刊): 85-97
- 张立飞. 新疆西准噶尔唐巴勒蓝片岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄及其地质意义[J]. 科学通报, 1997, 42: 2178-2181
- 刘斌,钱一雄. 东天山三条高压变质带地质特征和流体作用[J]. 岩石学报, 2003, 19 (2): 283-296
- 徐学义,马中平,夏林圻,王彦斌,李向民,夏祖春,王立社. 北天山巴音沟蛇绿岩斜长花岗岩锆石 SHR MP 测年及其意义[J]. 地质论评, 2005, 51 (5): 523-527
- 王方正,杨梅珍,郑建平. 准噶尔盆地陆梁地区基底火山岩的岩石地球化学及其构造环境[J]. 岩石学报, 2002, 18 (1): 9-16
- 赵振华,沈远超,涂光灿,等. 新疆金属矿产资源的基础研究[M]. 北京:科学出版社, 2001
- 李向民,夏林圻,夏祖春,徐学义,马中平,王立社,东天山企鹅山群火山岩锆石 U-Pb 年代学[J]. 地质通报, 2004, 23 (12): 1215-1220
- 何国琦,李茂松,刘德权,等. 中国新疆古生代地壳演化及成矿[M]. 乌鲁木齐:新疆人民出版社, 1994 1-437
- 周济元,茅燕石,黄志勋,等. 东天山古大陆边缘火山地质[M]. 成都:成都科技大学出版社, 1994 1-280
- 新疆维吾尔自治区地质矿产局,全国地层多重划分对比研究(65): 新疆维吾尔自治区岩石地层(M). 武汉:中国地质大学出版社, 1999, 1-430
- 李秋生,卢德源,高锐,等. 新疆地学断面(泉水沟—独山子)深地震测深成果综合研究[J]. 地球学报, 2001, 22 (6): 534-540
- 顾连兴,胡受奚,于春水,等. 东天山博格达造山带石炭纪火山岩及其形成地质环境[J]. 岩石学报, 2000, 16 (3): 305-316
- 陈丹玲,刘良,车自成,等. 中天山骆驼沟火山岩的岩石地球化学特征及其构造环境[J]. 岩石学报, 2001, 17 (3): 378-384
- 马瑞士,舒良树,孙家齐,等. 东天山构造演化与成矿[M]. 北京:地质出版社, 1997, 1-202
- 卢华复,贾承造,贾东,等. 库车再生前陆盆地冲断构造楔特征[J]. 高校地质学报, 2001, 7 (3): 257-271
- 顾连兴,胡受奚,于春水,等. 论博格达俯冲撕裂型裂谷的形成与演化——论博格达俯冲撕裂型裂谷的形成与演化[J]. 岩石学报, 2001, 17 (4): 585-597
- 马瑞士,王赐银,叶尚夫,等. 东天山构造格架及地壳演化[M]. 南京:南京大学出版社, 1993
- 王润民,赵昌龙. 新疆喀拉通克一号铜镍硫化物矿床[M]. 中华人民共和国地质矿产部地质专报, 北京:地质出版社, 1991
- 芮宗瑶,王福同,李恒海,董连慧,王磊,姜立丰,刘玉林,王龙生,陈伟士. 新疆东天山斑岩铜矿带的新进展[J]. 中国地质, 2001, 28 (2): 11-16
- 芮宗瑶,王龙生,王义天,刘玉琳. 东天山土屋和延东斑岩铜矿床时代讨论[J]. 矿床地质, 2002, 21 (1): 25-33
- 芮宗瑶,刘玉琳,王龙生,王义天. 新疆东天山斑岩型铜矿带及其大地构造格局[J]. 地质学报, 2002, 76 (1): 83-94
- 秦克章,孙枢,李继亮,肖文交,郝杰. 北疆古生代矿床组合的六大构造阶段划分及其意义[J]. 矿床地质, 2002, 21 (增刊): 203-206
- 陈富文,李华芹,陈毓川,王登红,王金良,刘德权,唐延龄,周汝洪. 东天山土屋—延东斑岩铜矿田成岩时代精确测定及其地质意义[J]. 地质学报, 2005, 79 (2): 256-261

References:

- Arndt N T, Christensen U. The role of lithospheric mantle in continental flood volcanism: Thermal and geochemical constraints [J]. *J. Geophys. Res.*, 1992, 97: 10967-10981.
- Arndt N T, Czanarske G K, Wooden J L, Fedorenko V A. Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism [J]. *Tectonophysics*, 1993, 223: 39-52.
- Anderson D L. Top-down tectonics [J]. *Science*, 2001, 293: 2016-2018.
- Basalt Volcanism Study Project, Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets [M]. New York: Pergamon, 1981, 1-1287.
- Bogaard P J F, Wörmner G. Petrogenesis of basanitic to tholeiitic volcanic rocks from the Miocene Vogelsberg, Central Germany [J]. *J. Petrol.*, 2003, 44: 569-602.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang Uygur Autonomous Region, Stratigraphy (lithostratic) of Xinjiang Uygur autonomous region [M]. China University of Geosciences Press, Wuhan, 1999, 430 pp. (in Chinese).
- Bryan S E, Riley T R, Jerram D A, Stephens C J, Leat P T. Silicic volcanism: an undervalued component of large igneous province and volcanic rifted margins [A]. In: Menzies M A, Klemperer S L, Ebinger C J, Baker J (eds). *Volcanic rifted margins* [C], Special Paper, 362 Geological Society of America, Boulder, CO, 2001, 97-118.
- Cox K G. A model for flood basalt volcanism [J]. *J. Petrol.*, 1980, 21: 629-650.
- Coffin M F, Eldholm O. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences [J]. *Rev. Geoph.*, 1994, 32: 1-36.
- Courtillot V, Jaupart C, Manighetti I, et al. On causal links between flood basalts and continental break-up [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999, 166: 177-195.
- Campbell I H. The mantle's chemical structure: insights from the melting products of mantle plume [A]. In: Jackson I N S (ed), *The earth's Mantle: composition, structure and evolution* [C]. Cambridge Univ. Press, New York, 1998, 259-310.
- Campbell I H. Identification of ancient mantle plumes [A]. In: Ernst R E, Buchan K L. (eds). *Mantle plumes: Their identification through times* [C]. Special Paper, 352, Geological Society of America, Boulder, CO, 2001, 5-21.
- Condie K C. Mantle and their record in Earth history [M]. Cambridge Univ. Press, Oxford, U.K. 2001, 1-306.
- Campbell I H, Hill R I. A two-stage model for the formation of the granite-greenstone terrains of the Kalgoorlie-Norseman area, Western Australia [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, 90: 11-25.
- Coffin M F, Eldholm O. Large igneous province: progenitors of some ophiolites? [A]. In: Ernst R E, Buchan K L. (eds). *Mantle plumes: Their identification through times* [C]. Special Paper, 352, Geological Society of America, Boulder, CO, 2001, 59-70.
- Campbell I H, Griffiths R W. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990, 99: 79-93.
- Che Z C, Liu H F, Liu L, et al. Formation and evolution of the Middle Tianshan orogenic belt [M]. Geological Publishing House, Beijing, 1994, 135 pp. (in Chinese).
- Che Z C, Liu L, Liu H F, et al. Review on the ancient Yili rift, Xinjiang, China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 1996, 12 (3): 478-489 (in Chinese with English abstract).
- Chen D L, Liu L, Che Z C, et al. Geochemical characteristics and tectonic implication of Carboniferous volcanites in the Luotugou area of Middle Tianshan [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2001, 17 (3): 378-384 (in Chinese with English abstract).
- Chen F W, Li H Q, Chen Y C, et al. Zircon SHRIMP U-Pb dating and its geological significance of mineralization in Tuwu-Yandong porphyry copper mine, East Tianshan Mountains [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2005, 79 (2): 256-261.
- Dobretsov N L, Coleman R G, Liu J G, et al. Blueschist belts in Asia and possible periodicity of blueschist facies metamorphism [J]. *Ophioliti*, 1987, 12: 445-456.
- DePaolo D J, Wasserburg G J. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1979, 43: 615-627.
- Ernst R E, Buchan K L, Campbell I H. Frontiers in large igneous province research [J]. *Lithos*, 2005, 79: 271-297.
- Ewart A, Milner S C, Armstrong R A, et al. Etendeka volcanism of the Goboboseb mountains and Messum igneous complex, Namibia. Part I: Geochemical evidence of Early Cretaceous Tristan plume melts and the role of crustal contamination in the Paraná Etendeka CFB [J]. *J. Petrol.*, 1998, 39: 191-225.
- Ernst R E, Buchan K L. Large mafic magmatic events through time and links to mantle-plume heads [A]. In: Ernst R E, Buchan K L (eds). *Mantle Plumes: Their*

- Identification Through Time [C] Geol Soc Amer Spec Pap., 2001, 352: 483-575
- Ellam R M, Cox K G. An interpretation of Karoo basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere [J] Earth planet Sci Lett, 1991, 105: 330-342
- Ewart A, Marsh J S, Milner S C, Duncan A R, Kamber B S, Armstrong R A. Petrology and geochemistry of early Cretaceous bimodal continental flood volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 1: Introduction, mafic lavas and re-evaluation of mantle source components [J] J. Petrol, 2004, 45: 59-105
- Ernst R E, Buchan K L. Recognizing mantle plumes in the geological record [J] Rev. Earth Planet Sci 2003, 31: 469-523
- Frey F A, Garcia M O, Wise W S, Kennedy A, Gurriet P, Albarede F. The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrogenesis of tholeiitic and alkali basalts [J] J. Geophys Res, 1993, 96: 14347-14375
- Foulger G R, Natland J H. Is "hotspot" volcanism a consequence of plate tectonics? [J] Science, 2003, 300: 921-922
- Foulger G R, Natland J H, Presnall D C, Anderson D L. (eds), Plates, Plumes and Paradigms [C] GSA Special Paper, 2005, 388 (in press).
- Fitton J G, James D, Kempton P D, Omerod D S, Leeman W P. 1988 The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States [A] In: Menzies M A, Cox K G. (eds), Oceanic and Continental Lithosphere: Similarities and Differences [C], J. Petrol Special Volume 1988, 331-350
- Fitton J G, James D, Leeman W P. Basic magmatism associated with the late Cenozoic extension in the western United States: compositional variations in space and time [J] J. Geophys Res, 1991, 96: 13693-13711
- Fisk M R, Upton B G J, Ford C E, White W M. Geochemical and experimental study of the genesis of magmas of Reunion Island, Indian Ocean J. Geophys Res, 1988, 93: 4933-4950
- Fodor R V. Low- and high- T D_2 flood basalts of southern Brazil: origin from picritic parentage and a common mantle source [J] Earth Planet Sci Lett, 1987, 84: 423-430
- Gallagher K, Hawkesworth C J. Dehydration melting and the generation of continental flood basalts [J] Nature, 1992, 358: 57-59
- Gao J, Tang Y Q, Zhao M, et al. The preliminary studies on tectonic environment of formation and geological and geochemical characters of ophiolites, south Tianshan Mountains, Xinjiang [J] Acta Petrologica Sinica, 1995, 11: 85-97 (in Chinese with English abstract).
- Gu L X, Hu S X, Yu C S, et al. Carboniferous volcanites in the Bogda orogenic belt of eastern Tianshan: their tectonic implication [J] Acta Petrologica Sinica, 2000, 16 (3): 305-316 (in Chinese with English abstract).
- Gu L X, Hu S X, Yu C S, et al. Initiation and evolution of the Bogda subduction - torn - type rift [J] Acta Geologica Sinica, 2001, 17 (4): 585-597 (in Chinese with English abstract).
- Gao J, Zhang L, Liu S. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age record of formation and uplift of the blueschists and eclogites in the western Tianshan Mountains [J] Chin. Sci Bull, 2000, 45: 1047-1051
- Gradstein F M, Ogg J G, Smith A G. A Geologic Time Scale [M] Cambridge University Press, 2004, 1-589
- Hogg A J, Fawcett J J, Gittins J, Gorton M P. Cyclical variation in composition in continental tholeiites of East Greenland [J] Can. J. Earth Sci 1989, 26: 534-543
- Hergt J M, Peate D W, Hawkesworth C J. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts Earth Planet [J] Sci Lett, 1991, 105: 134-148
- Hardarson B S, Fitton J G. Increased mantle melting beneath Snaefellsjökull volcano during late Pleistocene glaciation [J] Nature, 1991, 353: 62-64
- Hill R I. 1991, Starting plumes and continental breakup [J] Earth Planet Sci Lett, 1991, 104: 398-416
- Hill R I. Mantle plumes and continental tectonics [J] Lithos, 1993, 30: 193-206
- Hooper P R, Hawkesworth C J. Isotopic and geochemical constraints on the origin and evolution of the Columbia River Basalt [J] J. Petrol, 1993, 34: 1203-1246
- Hooper P R, Bailey D G, McCarley Holder G A. Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest [J] J. Geophys Res, 1995, 100: 10303-10319
- Hawkesworth C, Turner S, Gallagher K, Hunter A, Bradshaw T, Rogers N. Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range [J] J. Geophys Res, 1995, 100: 10271-10286
- Hawkesworth C J, Mantovani M S M, Peate D. Lithosphere remobilization during Paraná CFB magmatism [A] In: Menzies M A, Cox K G. (eds), Oceanic and Continental Lithosphere: Similarities and Differences [C] J. Petrol Special Volume 1988, 205-

- 223
- He G Q, Li M S, Liu D Q, et al Paleozoic crustal evolution and mineralization in Xinjiang of China [M] Xinjiang People's Publishing House, Urumqi, 1994, 437 pp. (in Chinese with English abstract).
- Keppeler H. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids [J] *Nature*, 1996, 380: 237-240
- Lightfoot P, Hawkesworth C. Origin of Deccan Trap lavas: evidence from combined trace element and Sr-, Nd- and Pb-isotope studies [J] *Earth Planet Sci Lett*, 1988, 91: 89-104
- Li H Q, Xie C F, Chang H L, et al Study on metallogenetic chronology of nonferrous and precious metallic ore deposits in north Xinjiang, China [M] Geological Publishing House, Beijing, 1998, 263 pp. (in Chinese with English abstract).
- Liu B, Qian Y X. The geological characteristics and fluid evolution in the three high - pressure metamorphic belts of eastern Tianshan [J] *Acta Petrologica Sinica*, 2003, 19 (2): 283-296 (in Chinese with English abstract).
- Li X M, Xia L Q, Xia Z C, et al Zircon U-Pb geochronology of volcanic rocks of the Qieshan Group in the east Tianshan Mountains [J] *Geol Bull Chin*, 2004, 23 (12): 1215-1220 (in Chinese with English abstract).
- Li Q S, Lu D Y, Gao R, et al An integrated study of deep seismic sounding profiling along Xinjiang global geosciences transect (Quanshuigou- Dushanzi) [J] *Acta Geoscientia Sinica*, 2001, 22 (6): 534-540 (in Chinese with English abstract).
- Lu H F, Jia C Z, Jia D, et al Features of the thrust wedge of deformation belt in Kuqa rejuvenation foreland basin [J] *Geol J. Chin Univ*, 2001, 7 (3): 257-271 (in Chinese with English abstract).
- Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites [J] *Geol*, 1975, 83: 249-281.
- McKenzie D, Bickle M J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere [J] *J. Petrol*, 1988, 29: 625-679
- Macdonald R, Rogers N W, Fitton J G, et al Plume-lithosphere interaction in the generation of the basalts of the Kenya rift, east Africa [J] *J. Petrol*, 2001, 42: 877-900
- Ma R S, Shu L S, Sun J Q, et al Tectonic evolution and metallogeny of eastern Tianshan Mountains [M] Geological Publishing House, Beijing, 1997, 202pp. (in Chinese with English abstract).
- Ma R S, Wang C Y, Ye S F, et al Tectonic framework and crustal evolution of eastern Tianshan Mountains [M] Nanjing University Press, Nanjing, 1993 (in Chinese).
- Menzies M A, Klemperer S L, Ebinger C J, Baker J (eds). Volcanic rifted margins [C, Special Paper, 362 Geological Society of America, Boulder, CO, 2002, 1-230
- Morgan W J. Convection plumes in the lower mantle [J] *Nature*, 1971, 230: 42-43
- Pearce J A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries [A] In: Thoms, R. S (ed), Andesites [C] New York: John Wiley and Sons, 525-548
- Peate D W, Hawkesworth C J, Mantovani M S M. Chemical stratigraphy of the parana lavas (south America): classification of magma - types and their spatial distribution [J] *Bull Volcanol* 1992, 55: 119-139
- Peate D W. Stratigraphy and petrogenesis of the Parana continental flood basalts, southern Brazil Unpublished PhD thesis, Open University [M] 1989
- Qin K Z, Sun S, Li J L, et al Division of six tectonic stages of major metallic deposits in northern Xinjiang and its implications [J] *Mineral Deposits*, 2002, 21 (supp.): 203-206 (in Chinese with English abstract).
- Rui Z Y, Wang F T, Li H H, et al, Advance of the porphyry copper belt of the East Tianshan, Xinjiang [J] *Geology in China*, 2001, 28 (2): 11-16 (in Chinese with English abstract).
- Rui Z Y, Wang L S, Wang Y T, et al Discussion on metallogenetic age of the Tuwu and Yandong porphyry copper deposit in East Tianshan Mountains [J] *Mineral Deposits*, 2002, 21 (1): 16-21 (in Chinese with English abstract).
- Rui Z Y, Liu Y L, Wang L S, et al The eastern Tianshan porphyry copper belt in Xinjiang and its tectonic framework [J] *Acta Geologica Sinica*, 2002, 76 (1): 83-94
- Rogers N W, Hawkesworth C J, Omerod D S. Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin, California and Nevada [J] *J. Geoph. Res*, 1995, 100: 10287-10301
- Richards M A, Duncan R A, Courtillot V E. Flood basalts and hot-spot tracks: Plume-heads and tails [J] *Science*, 1989, 246: 103-107.
- Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [A] In: Saunders A D,

- Norry M J (eds). Magmatism in the ocean basins [C]. Geol Soc Spec Pub, London, 1989, 42: 313-345
- Saunders A D, Storey M, Kent R W, Norry M J. Consequences of plume-lithosphere interaction [A]. In: Storey B C, Alabaster T, Pankhurst R J (eds). Magmatism and the causes of continental break-up [C]. Geol Soc Spec Pub, London, 1992, 68: 41-60
- Storey B C. The role of mantle plumes in the continental breakup: case histories from Gondwanaland [J]. Nature, 1995, 377: 301-308
- Sengör A M C, Hsu K J. The Cimmerides of eastern Asia: history of the eastern end of Paleo-Tethys [J]. Mem. Soc. Geol. Fr., N. S., 1984, 147: 139-167
- Sengör A M C, Altner D, Çin A, Ustaomer T, Hsu K J. Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land [A]. In: Gondwana and Tethys [C]. Oxford: Geological Society Special Publication, 1989, 37: 119-181
- Turner S, Hawkesworth C. The nature of subcontinental mantle: constraints from the major element composition of continental flood basalts [J]. Chem. Geol., 1995, 120: 295-314
- Thompson R N, Morrison M A, Hendry G L, Parry S J. An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. Phil. Trans. R. Soc. Lond., 1984, A 310: 549-590
- Wilson M. Igneous petrogenesis [M]. London: Unwin Hyman, 1989, 1-464
- Wood D A. Major and trace element variation in Tertiary lavas of Eastern Iceland and their significance with respect to the Iceland geochemical anomaly [J]. J. Petrol., 1978, 19: 393-436
- White R S, McKenzie D P. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts [J]. J. Geophys. Res., 1989, 94: 7685-7729
- Winchester J A, Floyd P A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements [J]. Chem. Geol., 1977, 20: 325-343
- Wang F Z, Yang M Z, Zheng J P. Geochemical characteristics and geological environment of basement volcanic rocks in Luliang, central region in Junggar basin [J]. Acta Petrologica Sinica, 2002, 18 (1): 9-16 (in Chinese with English abstract).
- Wang R M, Zhao C L. Karatongke No. 1 Cu-Ni sulphide deposit in Xinjiang [M]. Special paper of Ministry of geology and mineral resources, P. R. C., Geological Publishing House, Beijing, 1991 (in Chinese).
- Xia L Q, Xu X Y, Xia Z C, et al. Carboniferous post-collisional rift volcanism of the Tianshan Mountains, northwestern China [J]. Acta Geologica Sinica, 2003, 77 (3): 338-360
- Xia L Q, Xu X Y, Xia Z C, et al. Petrogenesis of Carboniferous rift-related volcanic rocks in the Tianshan, northwestern China [J]. Geol. Soc. Amer. Bull., 2004, 116 (3): 419-433
- Xia L Q, Li X M, Xu X Y, Xia Z C, et al. Petrogenetic evolution of the Bayan Gol ophiolite—Geological record of an Early Carboniferous “Red Sea Type” ocean basin in the Tianshan Mountains, Northwest China [J]. Acta Geologica Sinica, 2005, 79 (2): 174-192
- Xia L Q, Xia Z C, Xu X Y, et al. Carboniferous Tianshan igneous megaprovince and mantle plume [J]. Geol. Bull. Chin., 2004, 23 (9-10): 903-910
- Xia L Q, Zhang G W, Xia Z C, et al. Constraints on the timing of opening and closing of the Tianshan Paleozoic oceanic basin: evidence from Sinian and Carboniferous volcanic rocks [J]. Geol. Bull. Chin., 2002, 21 (2): 55-62 (in Chinese with English abstract).
- Xia L Q, Xia Z C, Xu X Y, et al. Some thoughts on the characteristics of Paleozoic ocean-continent transition from Tianshan mountains [J]. Northwestern Geology, 2002, 35 (4): 9-20
- Xiao X C, Tang Y Q, Feng Y M, et al. Tectonic evolution of northern Xinjiang and its adjacent regions [M]. Geological Publishing House, Beijing, 1992, 169 pp. (in Chinese with English abstract).
- Xu X Y, Ma Z P, Xia L Q, et al. SHRMP dating of plagiogranite from Bayingou ophiolite in the northern Tianshan Mountains [J]. Geological Review, 2005, 51 (5): 523-527 (in Chinese with English abstract).
- Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, Wu G Y. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China [J]. Lithos, 2001, 58: 145-168
- Xu Y G, He B, Chung S L, Menzies M A, Frey F A. Geologic, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood-basalt province [J]. Geology, 2004, 32: 917-920
- Yogodzinski G M, Naumann T R, Smith E I, Bradshaw T K, Walker J D. Crustal assimilation by alkalic basalt, and the evolution of a mafic volcanic field in the central Great Basin, south-central Nevada [J]. J. Geophys. Res., 1996, 101: 17425-17445
- You G F, Castillo P R, Gieskes J M, Chan L H, Spivack A J. Trace element behaviour in hydrothermal experiments: implications for fluid processes at shallow depths in subduction zones [J]. Earth Planet. Sci.

- Lett, 1996, 140: 41-52
- Zhou J Y, Mao Y S, Huang Z X, et al Volcanic geology of palaeocontinental margin in east Tianshan Mountains [M] Chengdu University of Science and Technology Press, Chengdu, 1994, 280 pp. (in Chinese).
- Zhang L, ⁴⁰Ar/³⁹Ar age of blueschists at Tangbale area from western Junggar, Xingjiang and its geological significance [J]. Sci Bull Chin., 1997, 42: 2178-2181 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Z H, Shen Y C, Tu G Z, et al Fundamental researches of metallic mineral resources in Xingjiang [M] Science Press, Beijing, 2001 (in Chinese).
- Zindler A, Hart S R. 1986 Chemical geodynamics [J] Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1986, 14: 493-571.

Carboniferous-Pennsylvanian Rift-Related Volcanism and Mantle Plume in the Tianshan, Northwestern China

XIA Lin-qi, LI Xiang-min, XIA Zu-chun, XU Xue-yi,
MA Zhong-ping, WANG Li-she

(Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, Xi'an 710054, Shaanxi, China)

Abstract: The Tianshan rift-related volcanic rocks make up a large igneous province erupted during the Carboniferous-Early Permian period in northwestern China. The volcanic successions comprise thick piles of basaltic lavas and subordinate intermediate and silicic lavas and pyroclastics. Based on petrographic, major and trace element, and Sr-Nd-Pb isotope data, the Tianshan basalts can be classified into two major magma types. These are: (1) a high-Ti/Y (HT) type that exhibits high Ti/Y (> 500), Ce/Y (> 3), and relatively low Nb/Zr (< 0.11) and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (-1.15); (2) a low-Ti/Y (LT) that has low Ti/Y (< 500). The LT lavas can be further divided into two subtypes. LT1 lavas exhibit lower Nb/Zr (< 0.15) and higher $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (+3.1 to +9.7); LT2 lavas have higher Nb/Zr (> 0.16) and lower $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (-0.98 to -2.91). Elemental and isotopic data suggest that the chemical variations of the HT and LT lavas can not be explained by crystallization from a common parental magma. Instead, they most likely originated from an oceanic-island-basalt-like mantle source ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t) \approx 0.7045$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) \approx +4$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) \approx 18.35$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) \approx 15.66$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(t) \approx 38.25$, $\text{La}/\text{Nb} \approx 0.7$) under various melting conditions and underwent distinct differentiation and contamination processes. The predominantly HT alkaline lavas were generated by low degrees of partial melting in the garnet stability field of the mantle source. The chemical variation of the HT lavas is controlled by a clinopyroxene (Cpx) [± olivine (Ol)] fractionation. In contrast, parental magmas of the LT type were generated by lower degree of partial melting for the LT2 (alkaline) subtype and by higher degree of partial melting for the LT1 (predominantly tholeiitic) subtype of the mantle source around the spinel-garnet transition zone. These magmas were then subjected to shallow level gabbroic fractionation, which led to larger chemical variation. The Tianshan basalts may result from a starting mantle plume. The petrogenesis of both the HT and LT magmas was further complicated by contamination of crust and lithospheric mantle. Our data show that spatial petrogeochemical variations exist in the volcanic rocks of the Tianshan large igneous province. The location of the thickest LT1 volcanic succession, which may record the main episode of the basalt emplacement, in the eastern Tianshan may have been centered over the mantle plume or mantle melting anomaly. In contrast, the less abundant HT and LT2 basalts may imply a weakening of the influence of the mantle plume activity. In fact, the HT and LT2 basalts are the dominant magma type in the periphery of the province. The lower degrees of mantle melting of the HT and LT2 lavas may be the result of a relatively thicker lithosphere and lower geotherm.

Key words: Tianshan basalts; geochemistry; large igneous province; mantle plume; Northwestern China