新疆阿尔泰南缘达拉乌兹双峰式火山岩年龄及岩石成因*

耿新霞[1] 柴凤梅[2**] 杨富全[1] 左文喆[3] 郭正林[4] 刘锋[1] 张志欣[1]

GENG XinXia[1], CHAI FengMei[2**], YANG FuQuan[1], ZUO WenZhe[3], GUO ZhengLin[4], LIU Feng[1] and ZHANG ZhiXin[1]

1. 中国地质科学院矿产资源研究所,北京 100037
2. 新疆大学地质与勘查工程学院,乌鲁木齐 830046
3. 河北理工大学,唐山 063009
4. 新疆维吾尔自治区有色地勘局706地质队,阿勒泰 836500

1. *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100037, *China*
2. *College of Geology & Prospecting Engineering Program, Xinjiang University, Urumqi* 830046, *China*
3. *Hebei Polytechnic University, Tangshan* 063009, *China*
4. *No.* 706 *Geological Party, Xinjiang Geoexploration Bureau for Non-Ferrous Metals, Altay* 839000, *China*

2010-05-27 收稿, 2010-07-12 改回.

Geng XX, Chai FM, Yang FQ, Zuo WZ, Guo ZL, Liu F and Zhang ZX. 2010. Geochronology and genesis of the bimodal volcanic rocks in Dalawuzi from the southern margin of Altay, Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, 26(10):2967 – 2980

Abstract LA-ICP-MS U-Pb zircon ages are reported for meta-rhyolites in the bimodal volcanic rocks from the Altaizhen Formation in Dalawuzi area at the southern margin of Altay orogenic belt. The zircons with well-defined oscillatory zoning from meta-rhyolite sample yielded mean $^{206}Pb/^{238}U$ ages of 365.6 ± 1.6Ma and 413.5 ± 2.0Ma. The age of 365.6 ± 1.6Ma represent the eruption age of the volcanic rocks of the Altaizhen Formation, which indicated that the Altaizhen Formation was formed during the Middle to Late Devonian. The age of 413.5 ± 2.0Ma, which are consistent with the eruption age of the Kangbutiebao silicic volcanic rocks and Early Devonian granite, can be interpreted as an age of captured zircon from Early Devonian magmatism. Geochemically, meta-basalts are rich in titanium, alkali (especially sodium), iron, LILE and LREE and poor in magnesium. They have higher contents of HFSEs (Nb, Ta, Zr and Hf) than those of typical IAB. Meta-rhyolites are generally characterized by rich silicon, alkali, and poor magnesium. They have relatively high U, Th and rather low Ba, Sr, Ti and P. They display obvious negative anomaly of Nb, Ta and Ti, obvious enrichment of LREE, noticeable negative Eu anomalies ($\delta Eu = 0.21 \sim 0.41$). Basaltic and rhyolitic rocks show similar Pb isotopic data to N-MORB. On the basis of regional geological and geochemical evidences, this paper concludes that the basalt was originated from depleted asthenosphere and subducted material (subducted slab, sediments and fluids), and rhyolite resulted from thermal and the new accretion materials and mingling between basaltic magma and felsic magma. The bimodal volcanic rocks are the products of partial extension after the subduction.

Key words Bimodal volcanic rocks; LA-ICP-MS zircon U-Pb dating; Petrogenesis; Southern margin of Altay

摘 要 阿尔泰南缘达拉乌兹一带出露了一套玄武岩和流纹岩频繁互层的双峰式火山岩组合。该套双峰式火山岩发生了绿片岩相变质作用,其基性端元——变质玄武岩和酸性端元——变质流纹岩具明显的变余斑状结构。利用LA-ICP-MS锆石U-Pb法获得流纹岩的喷发年龄365.6±1.6Ma和捕获的锆石年龄413.5±2.0Ma。变质玄武岩富TiO_2、碱(富钠)($Na_2O/K_2O = 4.43 \sim 19.33$)和$FeO^T$,贫MgO和CaO,轻微富集LILE和LREE,具弱的Nb、Ta和Ti的负异常,具有高于正常弧火山岩但低

* 本文受国家自然科学基金项目(40672065、40863001)、"十一五"国家科技支撑计划重点项目(2006BAB07B02-01、2006BAB07B02-05)和国土资源大调查项目(1212010561506)联合资助.

第一作者简介:耿新霞,女,1979年生,博士研究生,矿产普查与资源评价专业,Email: gengxinxia0536@sina.com

** **通讯作者**:柴凤梅,女,1971年生,副教授,主要从事岩石学、矿床学的教学与研究工作,E-mail: chaifengmei@163.com

于 OIB 的 HFSE 元素(Nb、Ta、Zr、Hf)的含量,Eu 负异常不明显。流纹岩具有高 SiO_2 和全碱,具有低的 TiO_2、极低的 MgO 和 FeO^T,呈现明显的 Ti、P、Sr、Ba 负异常,Th、U、Pb 的正异常,HFSE 元素(Zr、Hf)和 LREE 略富集但 Nb、Ta 亏损的特征,并显示 Eu 的明显负异常($\delta Eu = 0.21 \sim 0.41$)。它们均具有相似于 N-MORB 的较低的 Pb 同位素组成。玄武岩与流纹岩来自两个不同的岩浆房,玄武岩为受俯冲物质加入的亏损软流圈地幔部分熔融后并发生结晶分异作用的结果,流纹岩为新生的地壳物质受幔源岩浆加热熔融并与之混合后演化的产物。结合阿尔泰南缘地区的构造演化特征,推测该双峰式火山岩俯冲作用引起的局部拉张作用的产物。

关键词 双峰式火山岩;年龄;岩石成因;阿尔泰南缘

中图法分类号 P588.141; P588.145; P597.3

1 引言

阿尔泰造山带位于中亚造山带的西南部,呈北西-南东向横贯于中、俄、哈、蒙四国,是中亚造山带的重要组成部分,是由一系列块体、岛弧和增生杂岩构成的增生型造山带(Sengör *et al.*, 1993;Xiao *et al.*, 2004)。带内蕴含有丰富的矿产资源,并表现出中亚造山带古生代岩浆与成矿作用的典型特征,因此长期以来一直是国内外地质学家研究的热点地区之一。特别在近几年,在阿尔泰南缘的四个等间斜列的火山-沉积盆地中(阿舍勒盆地、冲乎尔盆地、克朗盆地和麦兹盆地)发现了数个大中型铁、铜、铅锌矿床,使得探讨这些矿床所处的构造背景和火山-沉积盆地的形成机制更成了研究的热点。前人的研究主要通过探讨分布于火山-沉积盆地中的与成矿作用有关的早泥盆世火山岩(于学元等,1993;牛贺才等,1999;Xu *et al.*, 2003;丛峰等,2007)和碎屑岩的成因(龙晓平等,2008)进行的,因此对它们所处的构造背景也存在着诸如大陆边缘裂谷、岛弧和弧后盆地、古生代陆缘构造活动带等不同的看法(韩宝福和何国琦,1991;王京彬等,1998;Windley *et al.*, 2002; Xiao *et al.*, 2004; Yuan *et al.*, 2007; Sun *et al.*, 2008);对该区中晚泥盆世时期的有关地质事件研究较少(周刚等,2007),而且到目前为止未有精确的年龄报道。阿尔泰南缘麦兹盆地内出露的阿勒泰镇组双峰式火山岩可以为解决上述问题提供重要资料。

本文选择阿尔泰造山带南缘麦兹盆地达拉乌兹地区出露的阿勒泰镇组双峰式火山岩,利用 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 定年方法,厘定阿勒泰镇组的形成年龄;根据它们的地球化学特征,研究这套双峰式火山岩的岩浆成因及演化历史,探讨其形成的大地构造背景和地球动力学意义,为阿尔泰南缘的构造演化提供新的信息。

2 地质背景

阿尔泰造山带位于新疆北部,长约 500 余千米,其北西与哈萨克斯坦的矿区阿尔泰(南部)和俄罗斯的山区阿尔泰(北部)相连,南东与蒙古的戈壁阿尔泰相接,南西以额尔齐斯断裂与准噶尔相隔。在构造位置上处于西伯利亚板块和哈萨克斯坦-准噶尔板块接合部位。带内主体构造格架呈北西-南东向,主要断裂有额尔齐斯断裂、玛尔卡库里断裂、克兹加尔断裂、冲乎尔断裂、阿巴宫-库尔特断裂、巴塞断裂、卡拉先格尔断裂等,将阿尔泰造山带大致分为北、中、南 3 个块体(Li *et al.*, 2003; Zhu *et al.*, 2006)或者 6 个构造块体(Windley *et al.*, 2002; Xiao *et al.*, 2004)。

阿尔泰造山带南缘位于南阿尔泰块体(Li *et al.*, 2003)或者琼库尔-阿巴宫块体(Windley *et al.*, 2002)。区内出露地层主要有下-中元古界克木齐群片麻岩、混合岩、大理岩,上元古界富蕴群片岩,泥盆系康布铁堡组变质火山-沉积岩、阿勒泰镇组浅变质沉积岩夹少量火山岩,也有少量寒武纪浅变质陆源碎屑岩、奥陶纪火山岩-陆源碎屑岩、志留纪库鲁姆提群片岩、条带状混合岩。区域岩浆活动以加里东期和华力西期中酸性侵入岩为主,少量印支期-燕山期侵入岩。火山作用主要集中在泥盆纪,石炭纪火山作用仅有零星表现,石炭纪之后几乎未发生大规模火山活动。晚古生带火山岩发育,形成阿勒泰山前四个斜列的火山-沉积盆地,它也是我国重要的铜、铁、金、铅、锌等多金属成矿带之一(王登红等,2002),如可可塔勒大型铅锌矿、蒙库大型铁矿、克因布拉克中型铜锌矿等(图 1)。

阿勒泰镇组创建于 1976 年的 1∶20 万区域地质调查工作。其典型剖面位于克朗盆地的阿勒泰镇至沙尔布拉克一带,主要由一套浅海相变质碎屑岩夹碳酸盐岩和少量基性、酸性火山岩组成。地层岩石成分复杂,岩相变化大,沉积韵律明显;不同地段岩石均发生了绿片岩相至角闪岩相不同程度的变质作用,远离岩体及断裂者变质程度浅,近者变质程度稍深,但原岩仍可辨认。根据岩性特征可分为上下两个亚组。下亚组与康布铁堡组呈断层接触,局部有沉积间断。岩石变质程度相对较浅。主要为变质砂岩、变质粉砂岩、变质粉砂质泥岩、硅质泥岩、变质凝灰岩、石英片岩、斜长变粒岩、浅粒岩、霏细斑岩和大理岩等,与上亚组呈整合接触;在大理岩化灰岩中含有丰富的珊瑚(厚巢珊瑚 *Pachyfavosites* sp.)、萨木孔珊瑚(*Thamnopora* sp.)和哥德福氏蜂巢珊瑚(*Favosites goedfussi Orbigng*))、腕足(*Cymostrophia aff. guadrate Wang* 和 *Megastrophia* sp. 等)、苔藓虫(*Fenestella* sp. 和 *Semicoscinium* sp.)和海百合茎(*Cyclocyclicus* sp. 和 *Penagonocylicus* sp.)等海相生物化石。上亚组与上覆地层呈断层接触,主要为变质细砂岩、变质粉砂质泥岩、大理岩化灰岩、砂质灰岩、千枚岩和石英片岩;在钙质砂岩和灰岩中有海百合茎(*Cyclocyclicus*

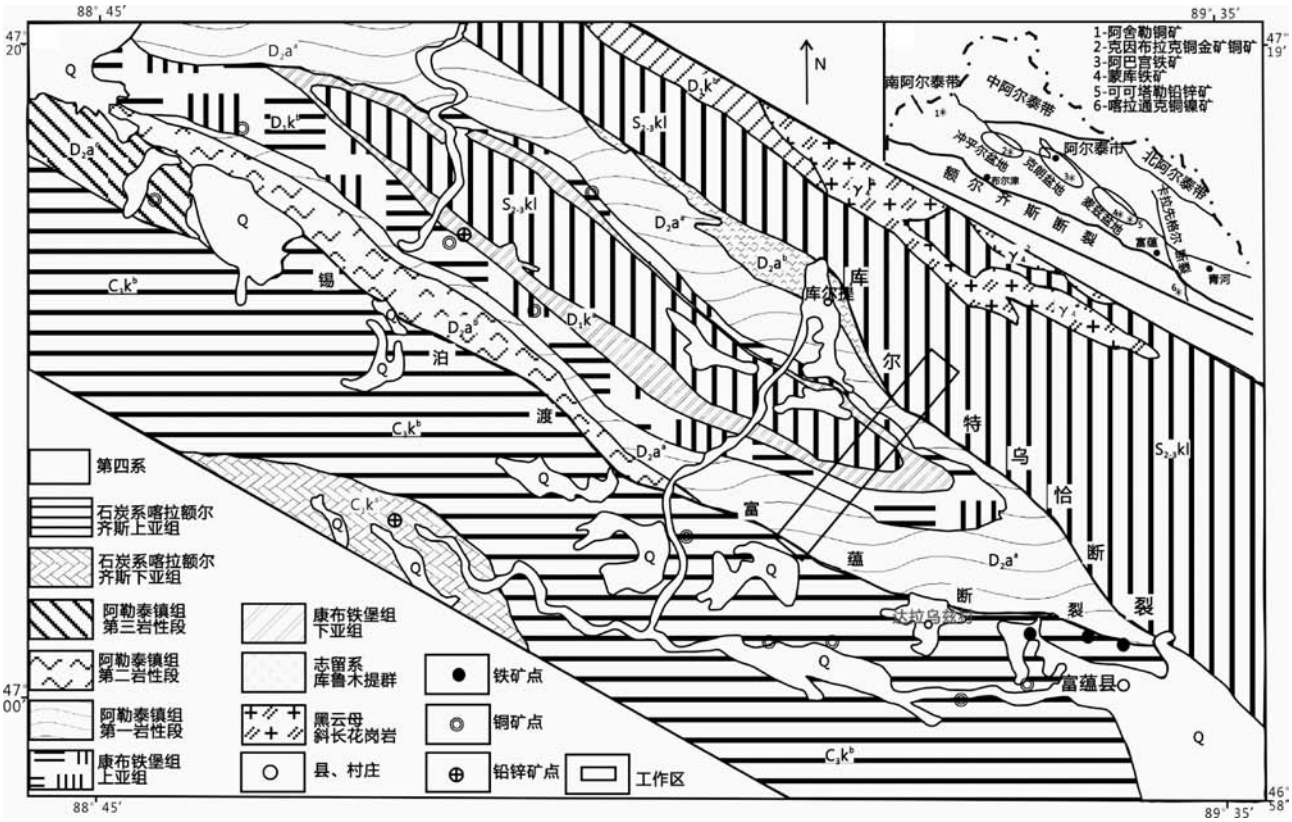


图 1 阿尔泰造山带南缘区域地质简图及麦兹盆地东南端地质略图(据 Windley *et al.*, 2002; Li *et al.*, 2003; 周刚等,2007 修编)

Fig. 1 Regional geological sketch maps of the southern margin of Altay orogenic belt and geological sketch map of southern part of Maizi basin (modified from Windley *et al.*, 2002; Li *et al.*, 2003; Zhou *et al.*, 2007)

sp. 和 *Penagonocylicus* sp.)等化石。并以此认为阿勒泰镇组地层形成于中泥盆世(新疆维吾尔自治区地质矿产局,1978①)。

阿勒泰镇组地层分布较广,冲乎尔盆地、克朗盆地的阿巴宫一带以及麦兹盆地的可可塔勒一带均有出露。其中以克朗盆地阿巴宫一带出露较全,范围最大,最大厚度可达5000m,在骆驼峰一带发育有枕状玄武岩;在麦兹盆地发育有双峰式火山岩建造。

麦兹盆地位于阿尔泰造山带南缘,呈 NW-SE 向展布,其北西-南东长约 40km,宽约 10km,由复式向斜组成,北东翼倒转,轴面倾向北东,两翼地层侵向一致(王书来等,2007)。向斜两翼主要为上志留-下泥盆统康布铁堡组变质火山-沉积岩,且自南东至北西岩性有较大差异(刘玉琳,1996),向斜两翼的外侧分布有花岗岩岩株,向斜内见有基性-酸性岩岩脉。向斜核部主要为中晚泥盆统阿勒泰镇组(时代见下文讨论)浅变质火山-沉积岩,主要岩性为变质砂岩、粉砂岩、泥岩夹灰岩透镜体、凝灰岩、霏细岩等,而且地层由东向西总体呈现酸性火山岩及其碎屑岩比例逐渐增多,岩石绿帘石化、阳起石化、碳酸盐化等蚀变逐渐减弱的趋势(周刚等,2007)。麦兹盆地富蕴地区阿勒泰镇组火山岩主要分布于富蕴-锡泊渡断裂与乌恰-库尔特断裂之间,呈北西向带状展布。根据岩性特征可划分为三个岩性段,各段间呈整合或断层接触。第一岩性段以玄武岩为主夹有少量的流纹岩,玄武岩厚度大(几十米至上百米),流纹岩厚度小(几十厘米至几米);第二岩性段以玄武岩、玄武质凝灰岩和沉凝灰岩为主,夹少量酸性火山熔岩和火山碎屑岩,基性岩较酸性岩厚度大;第三岩性段以酸性火山岩为主,基性火山岩较少,出露面积也较少(图 1)。

3 测试和分析方法

用于进行年龄测试的样品经过严格的粉碎、重液分离和磁选,再在双目镜下挑选出晶形好、无裂隙、干净透明的锆石晶体。定年所用样品靶在中国地质科学院地质研究所北京离子探针中心完成,LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年测试分析在中国地质科学院矿产资源研究所 MC-ICP-MS 实验室完成。所用仪器为 Finnigan Neptune 型 MC-ICP-MS 及与之配套的 Newwave UP 213 激光剥蚀系统。激光剥蚀所用束斑直径

① 新疆维吾尔自治区地质矿产局. 1978. 阿勒泰幅 1∶20 万区域地质调查报告

为25μm,频率为10Hz,能量密度约为2.5J·cm^{-2},以He为载气。详细分析原理和流程可参考文献(侯可军等,2009)。每测定5~7个样品点,重复测定两个锆石GJ1对样品进行校正,并测量一个锆石Plesovice,观察仪器的状态以保证测试的精确度。样品的同位素比值和元素含量计算采用ICP-MS-DataCal 4.3程序处理(Liu *et al.*, 2008),年龄计算及谐和图的绘制采用Isoplot 3.0(Ludwig,2001)软件处理。未进行普通Pb校正。

主量元素、微量和稀土元素分析在中国科学院地质与地球物理研究所完成。主量元素采用熔片XRF方法(国家标准GB/T 14506.28—1993监控)在X荧光光谱仪3080E测定,其中FeO采用容量滴定法(国家标准GB/T 14506.13—1993监控),CO_2用电导法(国家标准GB 9835—1988监控),H_2O^+用重量法(国家标准GB/T 14506.2—1993监控)分析,分析精度优于1%。稀土和微量元素先采用Teflon熔样罐进行熔样,然后采用Finnigan MAT公司生产的双聚焦高分辨ICP-MS进行测定(标准DZ/T 0223—2001监控),相对标准偏差优于5%。

Pb同位素分析在中国地质科学院同位素实验室采用多接收器等离子体质谱法(MC-ICPMS)测定,所用仪器为英国Nu Plasma HR,仪器的质量分馏以Tl同位素外标校正(何学贤等,2007),样品中Tl的加入量约为铅含量的1/2。仪器用NBS981校准,NBS 981长期测定的统计结果:$^{208}Pb/^{206}Pb = 2.1674 \pm 0.0005$, $^{207}Pb/^{206}Pb = 0.91486 \pm 0.00025$, $^{206}Pb/^{204}Pb = 16.9397 \pm 0.0111$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.4974 \pm 0.0089$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 36.7147 \pm 0.0262$ ($\pm 2\sigma$)。

4 样品描述及年代学

4.1 阿勒泰镇组火山岩特征

麦兹盆地达拉乌兹村附近的实测地质剖面上,阿勒泰镇组出露的火山岩主要有变流纹质晶屑凝灰岩、变质流纹岩、变质基性火山岩,且变质流纹岩与基性火山岩交替出现,呈现双峰式火山岩特征(图2a)。其中:

变流纹质晶屑凝灰岩呈灰白色,变余(晶屑)凝灰结构,具明显的定向构造。晶屑主要为钾长石和斜长石,10%~15%左右,多呈次圆-次棱角状,长轴定向较明显,约0.2~1.5mm。胶结物均已发生了重结晶,呈鳞片细粒粒状变晶结构,主要为他形长石、石英和绢云母等组成,且具明显的定向性。

变质基性凝灰岩呈灰绿色,变余凝灰结构,具明显的定向构造。岩石由晶屑、岩屑和胶结物组成。其中晶屑主要为碳酸盐化和绿帘石化斜长石;岩屑主要为硅化的中酸性岩岩屑;胶结物均已重结晶为绿泥石、绿帘石、方解石、阳起石、石英、钠长石等,并具明显的定向性。

变质流纹岩呈灰白-灰红色,致密坚硬,碎块呈尖棱角状。变余斑状结构,块状构造,局部见变余流纹构造,偶见变

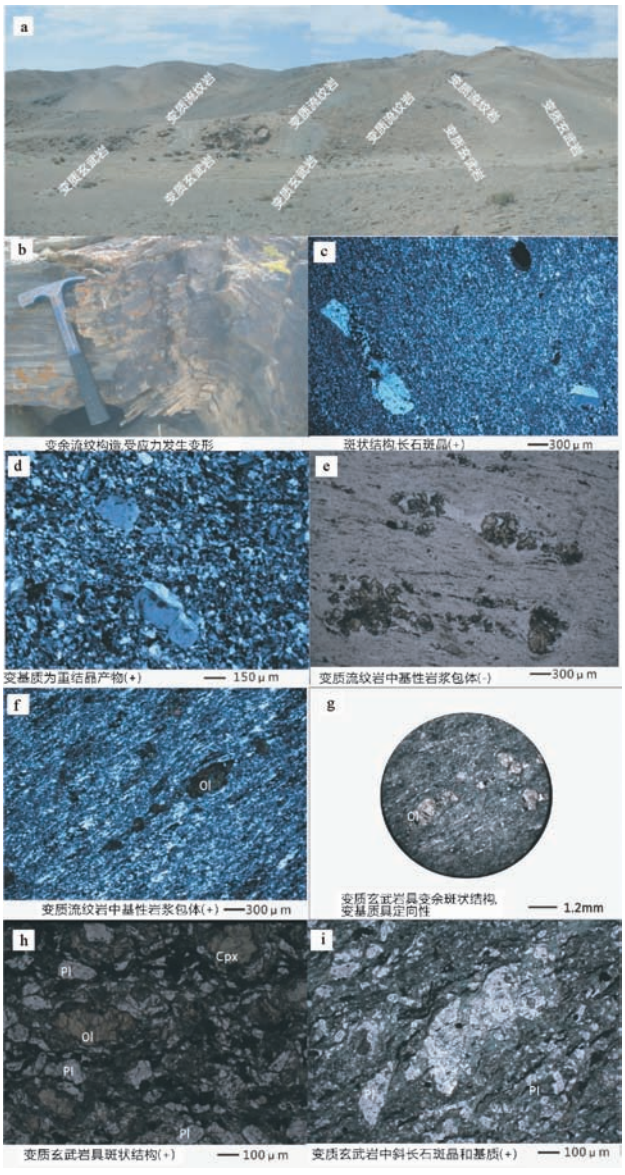


图2 达拉乌兹阿勒泰镇组双峰式火山岩照片

Fig. 2 Photographs of the bimodal volcanic rocks from Altaizhen Formation in Dalawuzi

形透镜体(图2b)。变余斑晶主要由钾长石组成,多呈自形-半自形宽板状,大小约0.2×0.6mm,个别呈长板状晶约2.2×0.4mm,且呈自碎斑状(图2c)。变基质主要为脱玻化的长英质集合体,定向排列,具粒状变晶结构,变基质主要为钾长石和石英,可见颗粒边界较为平直,颗粒间呈120°交角(图2d),其表明其为静态重结晶的产物。个别样品中见有基性岩包体(图2e, f),表明有岩浆混合作用。包体主要呈纺锤状和长条状,大小较为悬殊,与寄主岩石接触边界呈凹凸不平,表明岩浆混合时均处于塑性流变状态。

变质基性火山岩呈灰绿-黑绿色,变余斑状结构、基质具柱粒状变晶结构、糜棱岩化结构,定向构造明显(图2g)。变余斑晶主要为橄榄石、辉石和斜长石(图2h)。

其中橄榄石多呈他形粒状，大小约 0.7mm，裂理发育，多已蚀变为帘石和闪石；辉石斑晶多呈半自形短柱状，约 0.4～0.5mm；斜长石斑晶多呈长约 0.3mm 的半自形板状，个别较大者见呈自碎斑结构。变基质为细粒橄榄石、辉石和斜长石组成，且多已被阳起石、绿帘石、方解石、绿泥石等交代（图 2i）。

4.2 阿勒泰镇组双峰式火山岩年代学

一般来说，地层的形成时代可以通过化石定年法、地层对比法以及同位素定年法获得。前已述及，阿勒泰镇组地层中发现了大量的中泥盆世化石，表明了该地层形成于中泥盆世。然而对于该组地层形成的精确年龄未有报道，而且地层中含有化石的沉积岩与火山岩之间的关系有时也不是很清楚，因此，为确定麦兹盆地富蕴地区阿勒泰镇组中火山岩的形成时代，本文选择了达拉乌兹村附近双峰式火山岩的酸性端元-变质流纹岩进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年，采样位置见图 1。

阿勒泰镇组变质流纹岩定年样品中的锆石阴极发光图像显示（图 3），锆石多呈半自形-自形的长柱状及双锥状晶体，晶棱及晶面清楚，颗粒相对较小，长轴多变化于 100～150μm 之间，长短轴比一般为 2∶1 左右，大部分锆石具有岩浆锆石的平直的对称生长环带和扇状环带特征，个别锆石含有不透明的包裹体。也有个别锆石颗粒见有核边结构，核部呈浑圆状，可能为继承的残留锆石，边部颜色均匀，震荡环带发育，且核部与边部接触界线规则。

样品的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 分析结果列于表 1。可以看出，全部测点的 U 含量分布在 108×10^{-6}～1206×10^{-6} 之间，Th 含量变化于 69×10^{-6}～844×10^{-6} 之间，Th/U 比值介于 0.20～0.74 之间，显示了岩浆锆石的 Th/U 比值典型特征（Rubatto, 2002）。除 4 号和 18 号点由于 Pb 丢失而使年龄偏低外，其余 18 个分析点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 表面年龄可以分为两组。其中年龄较小的一组介于 360.3～369.9Ma

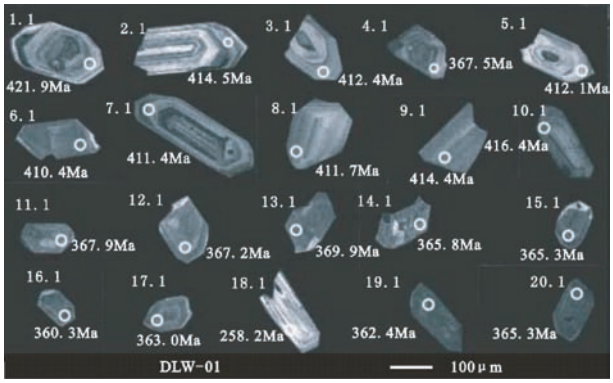


图 3 达拉乌兹阿勒泰镇组变质流纹岩中代表性锆石的阴极发光图

Fig. 3 Cathodoluminescence images of zircons from the meta-rhyolites from Altaizhen Formation in Dalawuzi

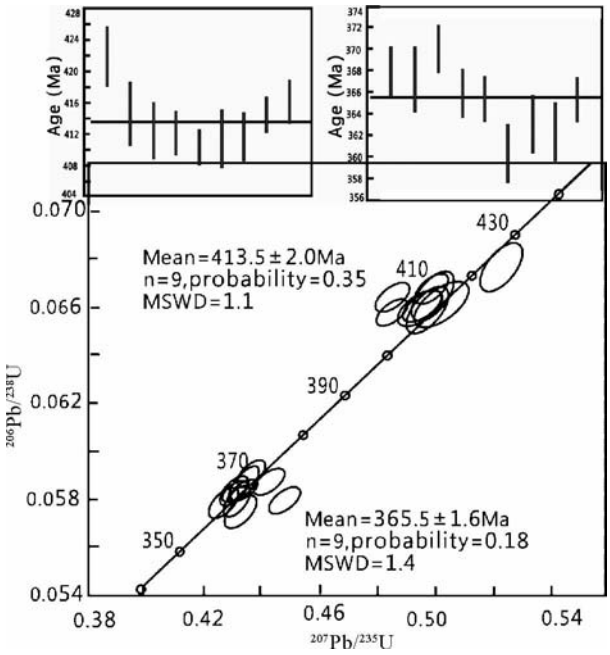


图 4 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄结果

Fig. 4 LA-ICP-MS zircon U-Pb concordia diagrams of the meta-rhyolites from Altaizhen Formation in Dalawuzi

之间，测试数据大部分位于谐和线附近上及其附近一个较小的范围内，仅有两个数据点稍偏离谐和线落在其下方，说明所测数据谐和性较好，精度较高，其加权平均值为 365.5±1.6Ma（MSWD=1.4）；年龄较大的一组数据比较集中，介于 411.4～421.9Ma 之间，数据点位于谐和线两侧或上方很小的区域范围内，其加权平均值为 413.5±2.0Ma（MSWD=1.11）（图 4）。

5 地球化学特征

用于主量、微量及稀土元素分析的阿勒泰镇组双峰式火山岩为变质流纹岩和变质玄武岩，样品采自达拉乌兹村附近阿勒泰镇组火山岩的第一岩性段（图 2）。样品的岩相学特征见上节相关内容。分析结果列于表 2。

前人研究结果表明，蚀变作用和低-中级变质作用可以使岩石的一些主化学成分（K、Na、Ca、Si）和大离子亲石元素（LILE）Rb、Ba 和 Sr 等成分发生一定程度的改变，而 HFSE 和 REE 活动性相对较弱，变化较小（MacLean, 1990; Barrett and MacLean, 1999）。前已述及，阿尔泰南缘阿勒泰镇组经历了低-中级区域变质作用，因而变质作用对阿勒泰镇组火山岩化学成分的影响是需要考虑的。后续讨论主要采用 HFSE 和 REE 等不活动的元素进行。

5.1 主量元素和微量元素特征

由表 2 可以看出，达拉乌兹地区阿勒泰镇组的岩石样品

表 1　达拉乌兹阿勒泰镇组变质流纹岩 LA -ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄测定结果

Table 1　LA -ICP-MS zircon U-Pb dating of the meta-rhyolites from Altaizhen Formation in Dalawuzi

测点	元素含量($\times10^{-6}$)及比值				同位素比值						年龄(Ma)					
	Pb	^{232}Th	^{238}U	$^{232}Th/^{238}U$	$^{206}Pb/^{238}U$		$^{207}Pb/^{206}Pb$		$^{207}Pb/^{235}U$		$^{206}Pb/^{238}U$		$^{207}Pb/^{206}Pb$		$^{207}Pb/^{235}U$	
					测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ	测值	1σ
1.1	20.24	69.55	351.04	0.20	0.067643	0.000650	0.056090	0.000306	0.522613	0.004817	421.9	3.9	457.5	17.6	426.9	3.2
2.1	20.92	108.83	441.21	0.25	0.066405	0.000690	0.054553	0.000236	0.499242	0.005070	414.5	4.2	394.5	41.7	411.2	3.4
3.1	13.79	102.33	216.52	0.47	0.066063	0.000613	0.055096	0.000496	0.501870	0.006322	412.4	3.7	416.7	20.4	413.0	4.3
4.1	39.30	146.25	721.45	0.20	0.058663	0.000619	0.065194	0.000300	0.528465	0.006914	367.5	3.8	788.9	9.3	430.8	4.6
5.1	18.17	125.28	246.40	0.51	0.066023	0.000457	0.054403	0.000311	0.495426	0.004352	412.1	2.8	387.1	45.4	408.6	3.0
6.1	42.31	364.79	529.29	0.69	0.065731	0.000370	0.053490	0.000288	0.484824	0.003425	410.4	2.2	350.1	8.3	401.4	2.3
7.1	18.97	128.95	336.46	0.38	0.065901	0.000630	0.054700	0.000264	0.496896	0.004947	411.4	3.8	398.2	9.3	409.6	3.4
8.1	10.23	75.51	107.77	0.70	0.065947	0.000502	0.054360	0.000461	0.494083	0.005146	411.7	3.0	387.1	18.5	407.7	3.5
9.1	17.48	153.21	221.05	0.69	0.066395	0.000380	0.052983	0.000343	0.485284	0.004173	414.4	2.3	327.8	10.2	401.7	2.9
10.1	20.27	109.39	366.32	0.30	0.066720	0.000438	0.054181	0.000273	0.498425	0.003694	416.4	2.6	388.9	11.1	410.6	2.5
11.1	45.25	419.00	628.05	0.67	0.058725	0.000390	0.054604	0.000238	0.442392	0.003552	367.9	2.4	394.5	9.3	371.9	2.5
12.1	26.70	224.16	434.75	0.52	0.058610	0.000515	0.053765	0.000265	0.434007	0.003599	367.2	3.1	361.2	11.1	366.0	2.5
13.1	26.19	232.66	387.85	0.60	0.059064	0.000362	0.053557	0.000222	0.436252	0.003055	369.9	2.2	353.8	9.3	367.6	2.2
14.1	28.02	223.28	438.55	0.51	0.058385	0.000383	0.053391	0.000222	0.429862	0.003120	365.8	2.3	346.4	4.6	363.1	2.2
15.1	56.21	564.14	832.26	0.68	0.058302	0.000359	0.053532	0.000187	0.430503	0.003020	365.3	2.2	350.1	12.0	363.5	2.1
16.1	86.93	844.38	1206.36	0.70	0.057476	0.000448	0.054538	0.000169	0.432357	0.003639	360.3	2.7	394.5	39.8	364.8	2.6
17.1	51.36	459.85	872.31	0.53	0.057931	0.000439	0.053964	0.000183	0.430978	0.003243	363.0	2.7	368.6	7.4	363.9	2.3
18.1	11.71	171.15	229.96	0.74	0.040872	0.000277	0.051080	0.000374	0.287832	0.002716	258.2	1.7	242.7	16.7	256.9	2.1
19.1	30.74	230.61	550.78	0.42	0.057824	0.000423	0.053512	0.000206	0.426690	0.003375	362.4	2.6	350.1	12.0	360.8	2.4
20.1	70.11	680.34	950.08	0.72	0.058308	0.000353	0.053801	0.000178	0.432599	0.002803	365.3	2.1	361.2	7.4	365.0	2.0

表 2　达拉乌兹阿勒泰组双峰式变质火山岩的主量(wt%)、微量($\times10^{-6}$)元素组成

Table 2　Major (wt%) and trace ($\times10^{-6}$) element data for the bimodal meta-volcanic rocks from Altay Formation in Dalawuzi

样品号	DLW-03	DLW-06	DLW-13	DLW-15	DLW-17	DLW-18	DLW-02	DLW-05	DLW-11	DLW-14	DLW-16	DLW-19
岩石类型	变质流纹岩						变质玄武岩					
SiO_2	79.0	79.2	77.8	78.0	78.8	83.4	47.3	46.8	49.5	46.9	46.7	47.0
TiO_2	0.100	0.108	0.104	0.098	0.096	0.083	3.42	2.23	2.47	2.28	2.20	2.70
Al_2O_3	11.8	11.7	11.4	11.4	11.6	9.58	13.7	16.7	16.0	15.5	15.4	13.5
$Fe_2O_3^T$	1.08	0.720	1.99	1.88	1.21	0.420	15.7	11.1	11.5	13.4	12.6	14.0
MnO	0.020	0.011	0.020	0.041	0.029	0.008	0.201	0.169	0.190	0.206	0.169	0.205
MgO	0.500	0.180	0.160	0.390	0.320	0.090	4.87	5.14	3.96	6.29	7.82	6.55
CaO	0.290	0.510	2.54	1.49	1.18	0.750	8.05	9.37	9.19	9.33	8.79	12.09
Na_2O	5.46	5.77	5.04	5.20	4.18	4.58	3.28	3.87	4.39	3.54	3.22	2.14
K_2O	1.55	1.01	0.090	0.390	1.41	0.440	0.740	0.390	0.230	0.240	0.200	0.220
P_2O_5	0.024	0.025	0.025	0.024	0.022	0.025	0.528	0.265	0.370	0.278	0.263	0.327
LOI	0.420	0.280	0.460	0.460	0.540	0.200	2.36	3.32	1.64	1.94	1.96	0.820

续表 2

Continued Table 2

样品号	DLW-03	DLW-06	DLW-13	DLW-15	DLW-17	DLW-18	DLW-02	DLW-05	DLW-11	DLW-14	DLW-16	DLW-19
岩石类型	变质流纹岩						变质玄武岩					
Total	100	99.5	99.7	99.4	99.3	99.6	100	99.4	99.3	99.9	99.3	99.5
FeO	0.640	0.560	0.250	0.610	0.620	0.240	6.36	5.18	6.04	8.37	7.08	8.34
Li	1.68	1.13	0.272	0.279	2.89	0.016	7.93	7.16	3.50	10.6	5.90	5.10
Be	1.14	2.48	1.72	1.58	3.10	1.61	1.20	1.07	1.53	1.06	1.17	1.13
Sc	3.00	3.39	1.62	2.02	3.03	0.996	44.6	46.2	36.3	48.4	52.5	54.8
V	8.82	6.59	17.7	9.29	18.6	5.41	443	332	319	352	357	387
Cr	2.07	1.15	3.01	0.378	4.15	1.86	11.5	144	44.0	143	248	80.8
Co	1.23	1.04	1.39	1.25	1.77	1.01	43.18	37.0	29.4	46.6	45.5	45.9
Ni	1.69	1.03	1.67	1.78	5.75	2.75	15.4	39.1	39.8	41.9	62.2	37.8
Cu	3.59	3.40	7.71	12.0	7.62	6.00	47.0	46.1	45.2	77.0	68.6	66.7
Ga	18.6	16.1	16.4	16.3	19.6	8.43	24.9	22.5	25.2	24.5	21.1	22.7
Rb	10.5	4.03	1.09	8.59	21.10	2.97	9.76	4.52	2.84	3.44	2.87	1.31
Sr	40.6	107	204	124	74.3	56.2	433	272	230	298	334	275
Y	68.0	72.6	75.9	43.0	80.8	41.0	62.3	38.2	47.3	36.6	38.3	44.4
Zr	214	203	198	170	194	181	326	175	282	180	180	216
Nb	16.1	14.1	14.5	9.26	15.8	13.8	11.9	6.51	9.90	7.12	6.88	8.11
Cs	0.060	0.021	0.060	0.145	0.092	0.028	0.332	0.057	0.057	0.156	0.117	0.061
Ba	185	173	116	167	321	152	55.3	72.1	41.6	21.2	37.9	28.8
Hf	9.31	9.04	8.42	6.93	8.45	7.81	8.40	4.60	7.09	4.68	4.79	5.66
Ta	1.51	1.63	1.32	0.89	1.33	1.26	0.884	0.484	0.756	0.541	0.515	0.611
Tl	0.079	0.052	0.042	0.077	0.109	0.045	0.095	0.055	0.044	0.049	0.050	0.042
Pb	5.15	6.01	6.49	8.69	9.17	4.15	4.77	8.45	5.91	3.99	5.45	3.41
Bi	0.030	0.038	0.059	0.120	0.064	0.114	0.040	0.043	0.065	0.029	0.045	0.028
Th	13.9	14.7	13.1	13.7	12.8	10.3	1.40	0.624	1.71	0.607	0.611	0.620
U	2.43	2.74	3.52	2.41	2.55	1.91	0.695	0.344	0.584	0.259	0.261	0.427
La	39.0	45.9	34.0	28.9	42.2	31.6	17.8	10.0	16.2	10.2	9.39	11.6
Ce	86.9	106	83.6	63.5	96.8	72.7	45.0	25.1	40.3	26.1	25.0	30.4
Pr	11.4	13.5	10.6	7.80	12.4	9.30	7.72	4.18	6.25	4.36	4.27	5.16
Nd	47.1	55.2	44.6	30.0	50.8	38.6	35.9	20.4	29.1	20.5	20.3	25.2
Sm	10.9	13.0	10.7	6.45	12.2	9.10	10.3	6.09	8.00	5.97	6.14	7.35
Eu	0.945	1.01	0.727	0.850	1.12	0.844	3.06	2.03	2.30	2.19	1.95	2.28
Gd	10.4	12.2	11.2	6.15	12.3	8.56	11.1	6.44	8.31	6.27	6.82	7.73
Tb	1.85	2.29	2.04	1.10	2.31	1.52	1.93	1.15	1.45	1.12	1.18	1.34
Dy	12.6	14.6	14.2	7.58	15.5	9.85	12.4	7.63	9.33	7.13	7.50	8.60
Ho	2.79	3.20	3.03	1.68	3.41	1.94	2.57	1.57	1.97	1.49	1.60	1.78
Er	8.56	9.37	8.70	5.12	9.54	5.43	6.96	4.2	5.35	4.08	4.29	4.92
Tm	1.40	1.46	1.36	0.822	1.46	0.809	1.03	0.610	0.757	0.593	0.623	0.709
Yb	9.65	9.80	8.84	5.95	9.61	5.16	6.24	3.75	4.75	3.60	3.84	4.51
Lu	1.57	1.48	1.36	0.980	1.50	0.795	0.931	0.562	0.715	0.534	0.578	0.664

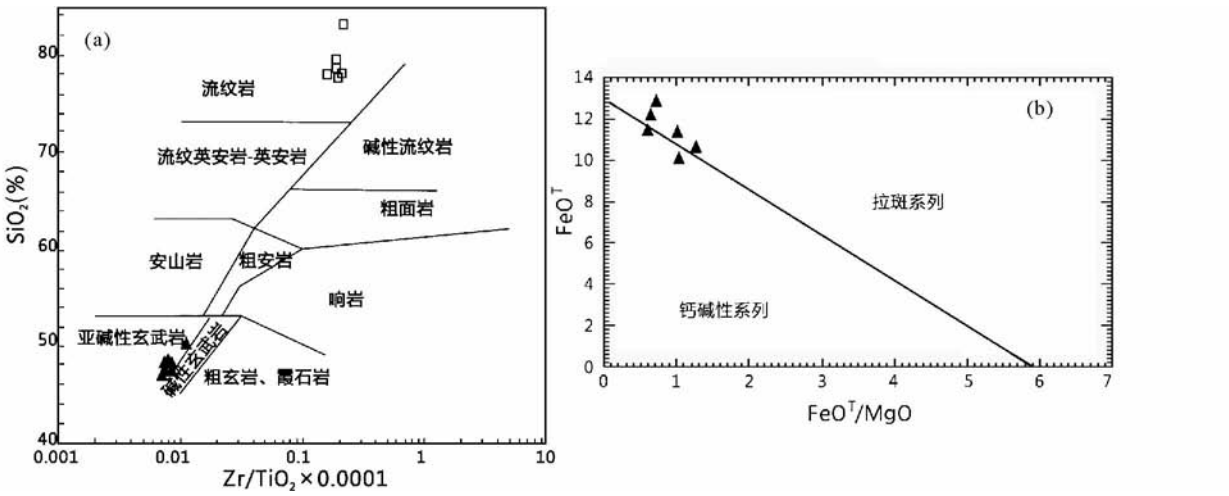


图 5 达拉乌兹阿勒泰镇组双峰式火山岩系列图解

(a)-SiO_2-Zr/TiO_2图解(据 Winchest and Folyd,1977);(b)-FeO^T-FeO^T/MgO 图解(据 Miyashiro,1974)

Fig. 5 Nature of bimodal volcanic rocks from the Altaizhen Formation in the Dalawuzi

(a)-Whole-rock SiO_2 versus Zr/TiO_2 diagram (after Winchest and Folyd,1977); (b)-FeO^T-FeO^T/MgO diagram (after Miyashiro,1974)

SiO_2 含量变化于 46.68% ~49.47% 和 78.07% ~83.75% 之间,其成分在中性岩的范围出现了明显的间断(即 Daly 间断);在划分蚀变、变质火山岩系列最为有效的 SiO_2-Zr/TiO_2 图解中(Winchest and Folyd,1977)(图 5a),样品位于亚碱性玄武岩区和流纹岩区,即在成分上显示了双峰式火山岩的特点。

基性端元-玄武岩具有低的 SiO_2(46.68% ~49.47%)含量和中等的 Al_2O_3(13.53% ~16.65%)含量;高的 MgO(3.96% ~7.82%)、FeO^T(10.1% ~11.42%)、CaO(8.05% ~12.09%)和 TiO_2(2.2% ~3.42%)含量以及过渡金属元素(Ni, Cr, Co, V)含量;相对低的全碱(3.44% ~4.05%)和 P_2O_5(0.26% ~0.53%)含量。$Mg^{\#}$ 介于 42 ~59 之间。在 FeO^T-FeO^T/MgO 图解上位于拉斑玄武岩区(图 5b)。稀土元素总量(∑REE)变化大(94.05×10^{-6} ~163.0×10^{-6}),轻稀土略微富集,$(La/Yb)_N$ 介于 1.75 ~2.45 之间,Eu 异常不明显($\delta Eu = 0.86 \sim 1.09$)(图 6a)。岩石明显富集 U 和 Pb, Nb、Ta、Ti 的绝对含量高,原始地幔标准化图解总体显示出较为一致的分布模式(图 6c),U、Pb 呈现明显的正异常,Nb、Ta、Ti 较相邻元素显示弱的负异常。

变质流纹岩的 SiO_2 含量高(77.81% ~79.17%),其中一个样品的 SiO_2 含量大于 80%,是由于裂隙中充填了后期的硅质细脉;全碱含量高(5.05% ~7.0%),且明显富钠(Na_2O 含量〉K_2O 含量);Al_2O_3 含量低,介于 9.58% ~11.77%之间;MgO、CaO 和 FeO^T 含量及 TiO_2 含量极低(分别为 0.09% ~0.50%, 0.29% ~2.54%, 0.36% ~1.74%, 0.17% ~0.35%)。其主量元素特征表明其为钙碱性低 Ti 流纹岩。岩石稀土总量(∑REE)变化大,介于 166.9×10^{-6} ~289.0×10^{-6}之间;球粒陨石标准化配分图呈现轻稀土富集程度不高($(La/Yb)_N = 2.76 \sim 4.38$)的右倾型,并具有明显的 Eu 负异常($\delta Eu = 0.23 \sim 0.42$)(图 6b);在原始地幔标准化蛛网图上(图 6d),体现了明显的大离子亲石元素(LILE)(Th、U、Pb 和 LREE)富集,Sr、P、Ti、Ba、Nb、Ta 亏损的特征。

5.2 Pb 同位素特征

所有样品的 Pb 同位素列于表 3。计算时采用的年龄是新测得的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄 365Ma。变质基性火山岩的$(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$、$(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$ 和$(^{208}Pb/^{204}Pb)_i$的变化范围分别为 17.651 ~17.899、15.470 ~15.488 和 37.571 ~37.677。变质流纹岩的$(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$、$(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$ 和$(^{208}Pb/^{204}Pb)_i$的变化范围分别为 17.482 ~18.301、15.465 ~15.536 和 36.828 ~37.692。在$^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$ 和$^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{208}Pb/^{204}Pb$ 图上(图 7a, b),所有样品均位于地球零等时线(Geochron)右侧和北半球参考线(NHRL)上方,明显呈现异常铅的特征,显示其源区富集 U 和 Th,但远离 HIMU,显示源区地幔与 HIMU 无关,而且变质基性火山岩和变质流纹岩均位于 MORB 区,表明它们的源区具有类似 MORB 的同位素组成。

6 讨论

6.1 阿尔泰南缘阿勒泰镇组双峰式火山岩的形成时代

阿勒泰镇组自建组以来,一直被认为是形成于中泥盆世。本次研究获得两组年龄均是由震荡环带发育的岩浆锆石中获得的,可以代表锆石结晶作用的时间,并且可分为谐和性较好的两组数据。其中较老年龄组(411.4 ~421.9Ma)加权平均值为 413.5 ±2.0Ma, 与康布铁堡组变质酸性火山

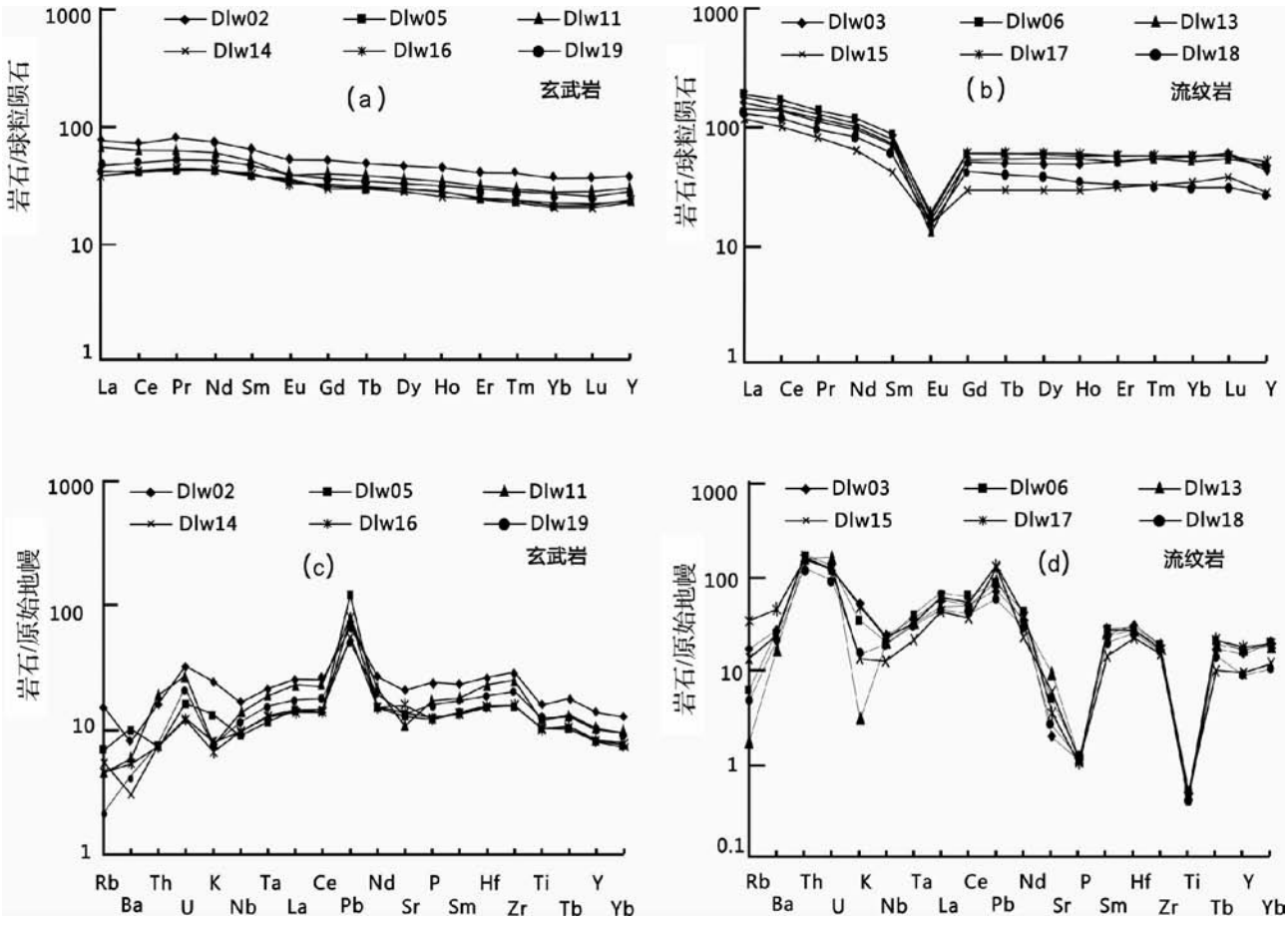


图 6 阿勒泰镇组双峰式火山岩稀土元素配分模式图(a, b)和微量元素原始地幔配分模式图(c, d)(标准值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 6 Plots of chondrite-normalized REE patterns (a, b) and plots of primitive mantle-normalized trace elements patterns (c, d) for the bimodal volcanic rocks from the Altaizhen Formation (normalized values from Sun and McDonough, 1989)

表 3 阿勒泰镇组双峰式火山岩的 Pb 同位素组成

Table 3 Representative Pb isotope compositions for the bimodal volcanic rocks from Altaizhen Formation

样品号		Pb ($\times10^{-6}$)	Th ($\times10^{-6}$)	U ($\times10^{-6}$)	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}$	$\left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_t$	$\left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_t$	$\left(\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}\right)_t$
Dlw02	变质玄武岩	4.769	1.398	0.695	18.292	15.507	37.959	17.679	15.474	37.571
Dlw05		8.451	0.624	0.344	18.007	15.479	37.740	17.837	15.470	37.643
Dlw11		5.912	1.708	0.584	18.210	15.497	37.956	17.795	15.474	37.574
Dlw14		3.991	0.607	0.259	18.171	15.502	37.879	17.899	15.487	37.677
Dlw16		5.448	0.611	0.261	18.069	15.498	37.823	17.869	15.488	37.675
Dlw19		3.407	0.620	0.427	18.177	15.498	37.872	17.651	15.470	37.631
Dlw03	变质流纹岩	5.154	13.854	2.434	20.449	15.651	41.544	18.301	15.536	37.692
Dlw06		6.009	14.661	2.740	19.610	15.581	40.226	17.595	15.473	36.828
Dlw13		6.485	13.051	3.518	19.882	15.599	40.031	17.482	15.470	37.225
Dlw15		8.688	13.746	2.408	19.055	15.549	39.374	17.854	15.484	37.212
Dlw17		9.172	12.793	2.549	18.980	15.538	39.039	17.782	15.473	37.144
Dlw19		4.151	10.259	1.908	19.530	15.575	40.389	17.496	15.465	36.944

注：年龄校正所需的参数如下：$\lambda_1 = 1.55125\times10^{-10}$，$\lambda_1 = 9.848\times10^{-10}$，$\lambda_1 = 0.49475\times10^{-10}$，$t = 365$Ma

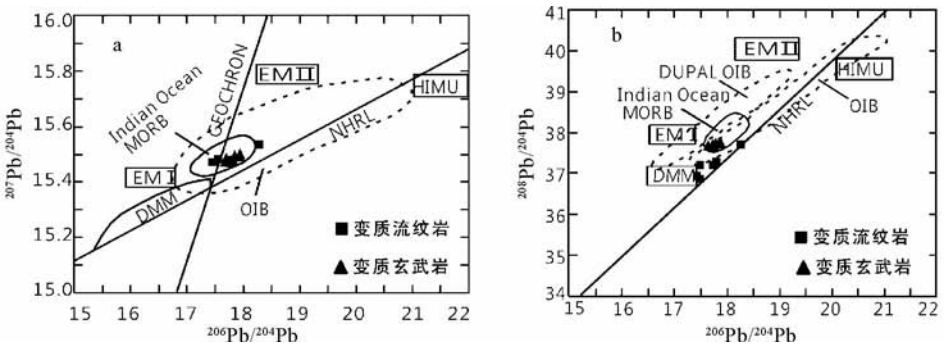


图 7 阿勒泰镇组双峰式火山岩$^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$ 与 $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{208}Pb/^{204}Pb$ 图(原图据匡少平, 2000; 阎峻等, 2003; Zhou and Mukasa, 1997 修改)

DMM-亏损地幔端元;EMⅠ、EMⅡ-富集地幔端元;HIMU-高 U/Pb 地幔端元;Geochron-零等时线;NHRL-北半球参考线;地幔端元 Pb 同位素成分据 Hugh, 1998; OIB 据 Hamelin and Allègre, 1985

Fig. 7 Diagram showing $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{207}Pb/^{204}Pb$ and $^{206}Pb/^{204}Pb$-$^{208}Pb/^{204}Pb$ of the bimodal volcanic rocks from the Altaizhen Formation (modified from Kuang, 2000; Yan *et al.*, 2003; Zhou and Mukasa, 1997)

DMM-depleted mantle component; EMⅠ, EMⅡ-enriched mantle component, HIMU-high U/Pb mantle component, Geochron-zero isochron line, NHRL-north hemisphere reference line, the data of mantle component from Hugh, 1998; Dupal OIB-Dupal isotopic anomaly, the data from Hamelin and Allègre, 1985

岩的形成年龄(412.6 ± 3.5Ma、408.7 ± 5.3Ma、406.7 ± 4.3Ma)(张进红等,2000;柴凤梅等,2010)在误差范围内较为接近,也与阿尔泰南缘广布的早泥盆世花岗岩的侵入时代相吻合,应该代表了捕获锆石的年龄;较小年龄组(360.3 ~ 369.9Ma)的加权平均值为 365.5 ± 1.6Ma,代表了阿勒泰镇组双峰式火山岩的喷发年龄。

根据最新的国际地质年代划分方案(Gradstein *et al.*, 2004),该双峰式火山岩形成于晚泥盆世。这一年龄是阿勒泰镇组流纹岩中首次获得的年龄值,较该组地层中出现的中泥盆世化石时代略晚。由于化石代表的是该地层中沉积岩的年龄,因此存在有一定的不一致性。本年龄说明阿勒泰镇组地层的形成不早于中泥盆世,不晚于晚泥盆世。因此将该组时代确定为中-晚泥盆世。

6.2 岩石成因

双峰式火山岩是指一组时空上紧密伴生的、SiO_2 含量集中分布在两个区间,其间存在一定成分间断的火山岩系。麦兹盆地达拉乌兹地区出露的阿勒泰镇组火山岩频繁互层,具有相同的形成时代,缺乏 SiO_2 含量介于 52% ~65% 的中性端元,即成份上具有 DaLy 间断,应为双峰式火山岩。

目前,对于双峰式火山岩中的基性端元的幔源来源已毋庸质疑,但对酸性端元-流纹岩的来源则有不同的认识,它们或者与基性岩同源,是玄武质岩浆演化的产物;它们很少受到陆壳物质的混染,与伴生的玄武质岩石具有相似的微量元素比值和同位素组成,而且基性火山岩出露面积较酸性火山岩大;或者不同源,是地壳深熔作用形成或者是幔源岩浆与壳源熔体发生混合作用的产物,玄武质岩浆仅为流纹岩提供了热源,与伴生的玄武质岩石的微量元素比值和同位素组成相差较大,而且酸性火山岩出露面积较基性火山岩大(王焰,2001)。

本区双峰式火山岩的 Pb 同位素组成较为相似,表明它们可能有相似的源区。然而,基性火山岩与酸性火山岩相比,前者的 TiO_2、MgO、P_2O_5 和 FeO^T 含量较高,而且 SiO_2 与 P_2O_5 和 TiO_2 分别呈明显的正相关,表明磷灰石和钛铁矿没有发生明显的结晶分离,后者具有极低的 TiO_2、MgO、P_2O_5 和 FeO^T 含量,而且 P_2O_5 含量基本保持不变(0.025%)。它们的微量元素原始地幔标准化配分形式有一定的差异,如酸性火山岩明显富集 Th、U、Pb,强烈亏损 Sr、P、Ti、Eu,基性火山岩富集 U、Pb,而 Sr、P 和 Eu 不具负异常。它们的不相容微量元素比值差异明显,如基性火山岩的 Zr/Hf、Nb/Ta、Zr/Nb 和 Nb/U 分别为 37.46 ~ 39.76、13.09 ~ 13.48、25.3 ~ 28.5 和 16.95 ~ 27.51,酸性火山岩的相应值分别为 23.03 ~ 24.51、8.66 ~ 11.9、12.3 ~ 18.3 和 3.84 ~ 7.23。最为重要的是,在变质流纹岩中可见明显的暗色物质,这些暗色物质与浅色流纹质组分接触界线截然,而且界面大多呈弯曲状,暗色物质有的被拉长,但没有固态变形(图 2e, f),暗色物质中可见有橄榄石等。这些特征说明暗色物质和流纹质岩浆是共存的成分不同的两种岩浆,暗色物质应该是岩浆中未完全混合的残余基性岩浆团块。由于该地层未发育中性岩,因此岩浆的混合是以物理混合为主。

综上所述,本区的双峰式火山岩的两个端元并非同源,流纹岩可能不是玄武岩母岩浆结晶分异的产物,流纹岩更可能是幔源岩浆与壳源熔体混合作用的结果。

6.2.1 玄武岩成因

岩石的稀土和微量元素以及同位素特征表明了所有变质玄武岩具有共同的岩浆源区。它们低的 MgO(3.96% ~

7.82%)、Cr(11.45×10^{-6} ~ 248×10^{-6})和 Ni(15.42×10^{-6} ~ 62.2×10^{-6})含量以及低的 $Mg^{\#}$(42 ~ 59),表明是演化岩浆的产物。它们低的 Pb 同位素组成和接近 N-MORB 的 Zr/Nb(25),表明源区可能有 N-MORB 组分。它们具有轻稀土元素(LREE)和 Th、U 轻微富集,Nb、Ta、Ti 较相邻元素具有弱的负异常特征,具有高的 Nb 含量(6.51×10^{-6} ~ 11.92×10^{-6})和高的 TiO_2 含量(>2.25%),又明显不同于 N-MORB,说明源区可能有俯冲洋壳的加入。它们具有低于 20 的 Ce/Pb 比值(2.97 ~ 9.44)和没有出现 Ce 的负异常特征,暗示有俯冲流体的加入。此外,前人研究结果表明,阿尔泰南缘早古生代多为新增生的地壳物质,即使有地壳物质混染也很难显现。因此,岩石的地球化学特征可能是来自亏损地幔物质与俯冲物质(沉积物释放的流体)的加入有关。

岩石的 Ni、Cr 与 $Mg^{\#}$之间呈明显的正相关关系(图略)以及普遍存在单斜辉石、橄榄石和斜长石斑晶(图 2),表明母岩浆经过了单斜辉石、橄榄石和斜长石的分离结晶作用。岩石具有高的 Ti、Y 和 Yb 含量,低的 LREE 含量、低的$(La/Sm)_N$比值(0.99 ~ 1.31)和$(Tb/Yb)_N$比值(1.35 ~ 1.42)以及较为平缓的 MREE 和 HREE,表明岩浆可能由源区物质高程度部分熔融形成。

因此,变质基性火山岩岩浆源区可能是由亏损的软流圈地幔和大洋俯冲物质(洋壳熔体、沉积物熔体以及流体)高程度部分熔融组成,在演化过程中发生了分离结晶作用。

6.2.2 流纹岩成因

前已述及,本区流纹岩不是基性岩浆结晶分异的产物,与基性岩并非同源。它们高的 SiO_2 和极低的 MgO 含量,表明也不可能是幔源岩石直接熔融的产物。岩石具有强烈的 Eu 负异常,表明或者发生了斜长石的强烈的分离结晶或者源区有残留。事实上,对于如此高硅的酸性岩浆来说,很难发生强烈的分离结晶作用。因此流纹岩更可能是壳源岩石的部分熔融的产物。

前人研究结果表明,地壳(俯冲洋壳、镁铁质下地壳、长英质上地壳)深熔作用可以形成流纹岩岩浆(路凤香和桑隆康,2002)。岩石的低 Sr、高 Y 和贫 Al_2O_3 的特征与由俯冲的洋壳部分熔融形成的高 Sr、低 Y 富 Al_2O_3 的埃达克岩(Defant and Drummond, 1990)特征明显不同,可以排除其由俯冲洋壳部分熔融产生。低的 Nb/Ta 比值(8.66 ~ 11.90)也排除了来自沉积地层或蚀变的硅质洋壳(Nb/Ta > 17, Ben *et al.*, 1989)。它们的低的 Ti/Y 比值(7.2 ~ 13.7)和 Ti/Zr 比值(2.8 ~ 3.5)也表明其为典型的陆壳岩石部分熔融的产物(Wilson, 1989; Francalanci *et al.*, 1993)。岩石具有明显的 Eu 负异常,强烈亏损 Sr、Ba、P 和 Ti 等元素,表明源区矿物相中有斜长石、磷灰石、角闪石、钛铁矿残留(Lightfoot *et al.*, 1987)。岩石 Pb 同位素特征保留幔源岩浆的印记,并且见有明显的暗色幔源物质等特征,可以用壳源物质与幔源岩浆混合来解释。因为阿尔泰南缘地区主要为新增生的保留着幔源印记的年轻地壳(Wang *et al.*, 2009),壳幔岩浆混合不足以改变岩石的幔源印记。岩石中有大量早泥盆世锆石的存在,推测岩浆在上升过程中有围岩物质的混入。

6.3 阿勒泰镇组双峰式火山岩形成环境及地质意义

双峰式火山岩可以形成于大陆裂谷、洋内岛弧,也可以形成于活动大陆边缘和弧后盆地的初始阶段(Pin and Paquette, 1997),而且不同背景下的火山岩具有不同的特征(Geist, 1992)。

阿勒泰镇组主要分布于阿尔泰南缘的克朗、麦兹和冲乎尔三个等间斜列的火山-沉积盆地中。前人对这些沉积盆地的性质及形成的构造环境有不同的争议,是大陆边缘裂谷盆地(王京彬等,1998)还是断陷盆地(李志纯,1996)? 盆地内古生代时期的火山岩是形成于大陆裂谷环境(韩宝福和何国琦,1991;陈毓川等,1996;王京彬等,1998;周刚等,2007)、岛弧(牛贺才等,1999;Xu *et al.*, 2003;Wan *et al.*, 2010)、陆缘火山弧(单强等,2007;丛峰等,2007;柴凤梅等,2010)和弧后盆地环境(周刚等,2009; Wan *et al.*, 2010)的认识。对于阿勒泰镇组地层的形成环境,目前有弧后盆地环境(周刚等,2009)和活动大陆边缘的大陆岛弧环境(龙晓平等,2008)两种认识。

本研究的双峰式火山岩以基性岩为主。基性端元岩石具有与亏损型洋中脊玄武岩相似的 Pb 同位素组成,源区具有俯冲物质组分,Nb/La < 1、La/Ta > 15 以及 Hf/Ta > 5、Ti/Y < 350,与岛弧玄武岩和亏损型洋中脊玄武岩特征一致(Condie, 1986);然而,它们的 Nb、Ta、TiO_2 含量明显高于岛弧玄武岩的相应元素含量,其 LREE 富集和 Nb、Ta、Ti 的亏损又有别于亏损型洋中脊玄武岩,这些特征与弧后盆地玄武岩特征较为一致。那么是否可以认为是形成于弧后盆地环境?

事实上,阿尔泰南缘地区,早古生代时期古亚洲洋向北俯冲于西伯利亚板块之下已是一个不争的事实(许继峰等,2001;张海祥等,2004),并形成了大面积出露的多具变形特征的晚奥陶世-早泥盆世弧花岗岩(Wang *et al.*, 2006; 童英等,2007;龙晓平等, 2008;柴凤梅等,2010)、早泥盆世陆缘弧火山岩(单强等,2007;丛峰等,2007)以及晚泥盆世碰撞花岗岩和高镁火山岩(玻安岩、富 Nb 玄武岩、埃达克岩),暗示了此时阿尔泰南缘总体处于挤压状态。双峰式火山岩是拉张环境的产物,阿勒泰镇组双峰式火山岩的出现可能暗示了晚泥盆世阿尔泰南缘存在着局部的拉张,此时大洋板块暂时停止俯冲,处于短暂的应力松弛状态。盆地内北西向同生断裂(巴寨、可依洛甫、沙热布拉克断裂)和顺地层层间发育的小的层间走滑断裂(王书来等,2005)为岩浆的上升提供了必要的通道。尽管阿勒泰镇组双峰式火山岩具有弧后盆地玄武岩特征,但现有的证据还不足以证明此时是弧后盆地环境。这与龙晓平等(2008)对阿勒泰镇组中浅变质碎屑沉积岩(云母片岩、千枚岩)的研究结果较为接近,即阿勒泰镇组形成于近大陆岛弧的活动大陆边缘构造环境。

阿勒泰镇组双峰式火山岩的形成可以概括如下:古生代时期,古亚洲洋向北发生俯冲,随着俯冲作用的进行,俯冲的板片由于重力作用发生断离坠入下插的软流圈,由于高的温度使俯冲沉积物脱水释放出流体并发生熔融;中晚泥盆世,由于局部拉张使得挤压应力释放引起软流圈物质持续上涌,岩浆在上升和侵位的过程中受到俯冲流体和沉积物以及板片熔体的混染,并发生了橄榄石、辉石和斜长石的结晶分异作用;这些热的演化的基性岩浆上升到达地壳并使之熔融形成酸性岩浆,流纹岩中暗色基性岩浆物质的存在表明停留时间较短,并在此发生有限的局部混合并经演化形成流纹岩。至于基性岩与酸性岩的频繁互层,可能是沿着同一岩浆通道上升的结果。

因此,阿勒泰镇组双峰式火山岩的出现可能暗示了早古生代末期之前,古亚洲洋发生了俯冲并发生了岩石圈板片断离;盆地的形成以及早-晚泥盆世火山岩的出现均与该俯冲作用有关;晚古生代时期存在着局部拉张作用,至于阿尔泰南缘此时是否处于挤压向拉张环境转换的过渡阶段,还有待进一步研究。

7 结论

(1)阿尔泰南缘达拉乌兹地区阿勒泰镇组存在双峰式火山岩组合,基性火山岩与酸性火山岩频繁互层,在形成时代上无先后顺序。该双峰式火山岩喷发年龄为 365.6 ± 1.6Ma,结合组内化石特征,认为它们是中晚泥盆世构造-岩浆活动的产物。

(2)双峰式火山岩中的基性和酸性端元具有相似的幔源 Pb 同位素组成,但具有不同的元素特征,具有岛弧和洋中脊玄武岩和流纹岩的双重特征,但并不能代表其形成于弧后盆地环境,可能是挤压背景下局部拉张的产物。

(3)酸性岩不是基性岩分异结晶的产物;它们来自于不同的岩浆源区。其中基性火山岩来源于受俯冲物质加入的软流圈地幔,上升过程中发生了橄榄石、辉石和斜长石的结晶分异作用;酸性火山岩来源于新生地壳物质的部分熔融,并受到了幔源基性岩浆的混合。

致谢 野外调查期间得到新疆维吾尔自治区有色地质勘查局 706 队、新疆地质矿产勘探开发局第四地质大队的帮助。样品年龄的测试得到了中国地质科学院矿产资源研究所侯可军老师的帮助。样品的主量元素、微量及稀土元素由中科院地质与地球物理研究所靳新娣、李禾等老师完成,在此一并表示感谢。

References

Barrett TJ and MacLean WH. 1999. Volcanic sequences lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. Reviews in Economic Geology, 8:101 – 131

Ben OD, White WM and Patchett J. 1989. The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. Earth Planet. Sci. Lett., 94: 1 – 21

Chai FM, Dong LH, Yang FQ, Liu F, Geng XX and Huang CK. 2010. Age, geochemistry and petrogenesis of Tiemierte granites in the Kelang basin at the southern margin of Altay, Xinjiang. Acta Petrologica Sinica, 26(2): 377 – 386 (in Chinese with English abstract)

Chen YC, Ye QT, Feng J, Mu CL, Zhou LG, Wang QM, Huang GZ, Zhuang DZ and Ren BC. 1996. Ore-Forming Conditions and Metallogenic Prognosis of the Ashele Copper-Zinc Metallogenic Belt, Xinjiang, China. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 330 (in Chinese with English abstract)

Condie KC. 1986. Geochemistry and tectonic setting of Early proterozoic supercrustal rocks in the southwestern United States. Journal of Geology, 94: 845 – 864

Cong F, Tang HF and Su YP. 2007. Geochemistry and tectonic setting of Devonian rhyolites in southern Altay, Xinjiang, northwest China. Geotectonica et Metallogenia, 31(3), 359 – 364 (in Chinese with English abstract)

Defant MJ and Drummond MS. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, 347: 662 – 665

Francalanci L, Taylorsr SR and Mcculloch MT. 1993. Geochemical and isotopic variations in the calc-alkaline rocks of Aeolian arc, southern Tyrrhenian Sea, Italy: constraints on magma genesis. Contrib. Mineral. Petrol., 113: 300 – 313

Geist DJ. 1992. An assessment of melting processes and the Galapagos hotspot: Major and trace element evidence. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 52: 65 – 82

Gradstein FM, Ogg JG, Smith AG, Bleeker W and Lourens L. 2004. A new geological time scale with special reference to Precambrian and Neogene. Episodes, 27(2): 83 – 100

Hamelin B and Allègre CJ. 1985. Large scale regional units in the depleted upper mantle revealed by an isotopic study of the south-west Indian ridge. Nature, 309: 196 – 198

Han BF and He GQ. 1991. Geotectonic setting of Devonian volcanic rocks belt in southern margin of the Altay Mountains, China. Xinjiang Geoscience, 3: 89 – 100 (in Chinese)

He XX, Tang SH, Zhu XQ and Wang JH. 2007. Precise measurent of Nd isotopic ratios by means of multi-collector magnetic sector inductively coupled plasma mass spectromery. Acta Geoscientica Sinica, 28(4): 405 – 411 (in Chinese with English abstract)

Hou KJ, Li YH and Tian YR. 2009. In situ U-Pb zircon dating using laser ablation-multi ion couting-ICP-MS. Mineral Deposits, 28(4): 481 – 492(in Chinese with English abstract)

Hugh R. 1998. Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation. Harlow: Longman, 1 – 351

Kuang SP. 2000. Geochemical characteristics and their tectonic significance of Paleozoic-Mesozoic mafic-ultramafic rocks in Dabie orogenic belts, East Central China. Ph. D. Dissertation. Beijing: China University of Geosciences, 124 (in Chinese with English summary)

Li JY, Xiao WJ, Wang KZ, Sun GH and Gao LM. 2003. Neoproterozoic-Paleozoic tectonostratigraphy, magmatic activities and tectonic evolution of eastern Xinjiang, NW China: Tectonic evolution and metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan. In: Mao J, Goldfarb RJ, Seltman R, Wang D, Xiao W and Hart C (eds.). Proceedings Volume of the International Symposium of the IGCP-473 Project in Urumqi and Guidebook of the Field Excursion in Xinjiang, China: August 9 – 21, 2003, IAGOD Guidebook Series 10: Cercama/NHM London, 2003, 31 – 74

Li ZC. 1996. The evolution and formation of the left echelon volcanic-sedimentary basins in Altay and the tracing of their metallogenic activities. Geotectonica et Metallogenia, 6(3): 189 – 200 (in Chinese with English abstract)

Lightfoot PC, Hawkesworth CJ and Sethna SF. 1987. Petrogenesis of rhyolites and trachytes from the Deccan trap: Sr, Nd and Pb isotope and trace element evidence. Contrib. Mineral. Petrol, 95(1): 44 – 54

Liu YL. 1996. Magmatic passive margin and its ore-forming processes in the south edge of Altay Mountains, Xinjiang, China. Ph. D. Dissertation. Beijing: Beijing University, 1 – 68 (in Chinese with English summary)

Liu YS, Hu ZC, Gao S, Gunther D, Xu J, Gao C and Chen H. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. Chemical Geology, 257: 34 – 43

Long XP, Yuan C, Sun M, Xiao WJ, Lin SF, Wang YJ and Cai KD. 2008. Geochemical characteristics and sedimentary environments of Devonian low metamorphic clastic sedimentary rocks in the southern margin of the Chinese Altai, North Xinjiang. Acta Petrologica Sinica, 24(4): 718 – 732(in Chinese with English abstract)

Lu FX and Sang LK. 2002. Petrology. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 399(in Chinese)

Ludwig KR. 2001. Users manual for Isoplot/Ex rev. 2.49. Berkeley Geochronology Centre Special Publication, 1 – 56

MacLean WH. 1990. Mass change calculations in altered rock series. Mineralium Deposita, 25: 44 – 49

Miyashiro A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and activecontinental margins. Am. J. Sci., 274: 321 – 355

Niu HC, Xu JF, Yu XY, Chen FR and Zheng ZP. 1999. Discovery of rich-Mg volcanic rock series and its geological implication. Chinese Science Bulletin, 44: 1002 – 1004(in Chinese)

Pin C and Paquette JL. 1997. A mantle-derived bimodal suite in the Hercynian Belt: Nd isotope and trace element evidence for a subduction-related rift origin of the Late Devonian Brévenne metavolcanics, Massif Central (France). Contrib. Mineral. Petrol., 129: 222 – 238

Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. Chemical Geology, 184: 123 – 138

Sengör AMC, Natal'in BA and Burtman VS. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. Nature, 364 (22): 299 – 307

Shan Q, Niu HC, Yu XY and Zeng QS. 2007. Geochemical characteristics, magmatic genesis and tectonic background of the Late Paleozoic high potassium and high silicon ignimbrite on the southern margin of Altaid, North Xinjiang. Acta Petrologica Sinica, 23(7): 1721 – 1729(in Chinese with English abstract)

Sun M, Yuan C, Xiao WJ, Long XP, Xia XP, Zhao GC, Lin SF, Wu FY and Kröner A. 2008. Zircon U-Pb and Hf isotopic study of gneissic rocks from the Chinese Altai: Progressive accretionary history in the early to middle Paleozoic. Chemical Geology, 247: 352 – 383

Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication, 42: 313 – 345

Tong Y, Wang T, Hong DW, Dai YJ, Han BF and Liu XM. 2007. Ages and origin of the Early Devonian granites from the north part of Chinese Altai Mountains and its tectonic implications. Acta Petrologica Sinica, 23(8): 1933 – 1944(in Chinese with English abstract)

Wan B Zhang LC and Xiang P. 2010. The Ashele VMS-type Cu-Zn deposit in Xinjiang, NW China formed in a rifted arc setting. Resource Geology, 60: 150 – 164

Wang DH, Chen YC, Xu ZG, Li TD and Fu XJ. 2002. Metallogenic Series and Regularities in Altai Metallogenic Province. Beijing: Atomic Energy Press, 1 – 493 (in Chinese)

Wang JB, Qin KZ, Wu ZL, Hu JH and Deng JN. 1998. Volcanic Exhalative Sedimentary Lead-Zinc Deposits in the Southern Margin of the Altai, Xinjiang. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 210 (in Chinese with English abstract)

Wang SL, Guo ZL, Wang YW and Mao ZL. 2005. Geological characteristics of Pb-Zn deposits in Devoniab volvanic-sedmentary basins in the south margin of Alaty Mountain: Case study of Keketale Pb-Zn deposit, Xinjjiang, China. Geology and Prospecting, 41(6): 27 – 33(in Chinese with English abstract)

Wang SL, Chen KQ, Kang JC anf Guo Q. 2007. Stable isotope of Pb-Zn deposits occurred in the Maizi Devonian volcanic sedimentary basin in the south margin of Altay Mountain, Xinjiang. Geology and Prospecting, 43(6): 25 – 31(in Chinese with English abstract)

Wang T, Hong DW, Jahn BM, Tong Y, Wang YB, Han BF and Wang XX. 2006. Timing, petrogenesis, and setting of Paleozoic synorogenic intrusions from the Altai Mountains, Northwest China: Implications for the tectonic evolution of an accretionary orogen. Journal of Geology, 114: 735 – 751

Wang T, Jahn BM, Kovach V, Tong Y, Hong DW and Han BF. 2009. Nd-Sr isotopic mapping of the Chinese Altai and implications for continental growth in the Central Asian Orogenic Belt. Lithos, 110: 359 – 372

Wang Y. 2001. A study on geochemistry of the Early Paleozoic volcanic rocks hosting massive sulfide deposits from the North Qilian Orogen. Ph. D. Dissertation. Beijing: Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, 1 – 87 (in Chinese with English summary)

Wilson M. 1989. Igneous Petrogenesis. London: Unwin Hyman Press, 1 – 466

Winchester JA and Floyd PA. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 80: 325 – 343

Windley BF, Kröner A, Guo J, Qu G, Li Y and Zhang C. 2002. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altay Orogen, NW China: New zircon age data and tectonic evolution. Journal of Geology, 110 (6): 719 – 737

Xiao WJ, Windley BF, Badarch G, Sun S, Li JL, Qin KZ and Wang ZH. 2004. Palaeozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altaids: Implications for the growth of Central Asia. Journal of the Geological Society, 161: 339 – 342

Xu JF, Chen FR, Yu XY, Niu HC and Zheng ZP. 2001. Kuerti ophiolite in Altay area of North Xinjiang: Magmatism of an ancient back-arc basin. Acta Petrologica Et Mineralogica, 20(3): 344 – 352 (in Chinese with English abstract)

Xu JF, Castillo PR, Chen FR, Niu HC, Yu XY and Zheng ZP. 2003. Geochemistry of Late Paleozoic mafic igneous rocks from the Kurti area, Xinjiang, Northwest China: Implications for back-arc mantle evolution. Chemical Geology, 193: 137 – 154

Yan J, Chen JF, Yu G, Qian H and Zhou TX. 2003. Pb isotopic characteristics of Late Mesozoic mafic rocks from the Lower Yangzi region: Evidence for enriched mantle. Geological Journal of China Universities, 9(2): 195 – 206 (in Chinese with English abstract)

Yu XY, Mei HJ, Yang XC and Wang JD. 1993. The volcanic and tectonic evolution of Erqis. In: Tu GC (ed.). Progress of the Earth Science of the Northern Xinjiang. Beijing: Science Press, 1 – 194 (in Chinese)

Yuan C, Sun M, Xiao WJ, Li XH, Chen HL, Lin SF, Xi XP and Long XP. 2007. Accretionary orogenesis of the Chinese Altai: Insights from Paleozoic granitoids. Chemical Geology, 242: 22 – 39

Zhang HX, Niu HC, Sato H, Shang HQ, Yu XY, Ito J and Zhang Q. 2004. Late Paleozoic adakite and Nb-enriched basalt from northern Xinjiang: Evidence for the southward subduction of the Paleo-Asian Ocean. Geological Journal of China Universities, 10(1): 106 – 113 (in Chinese with English abstract)

Zhang JH, Wang JB and Ding RF. 2000. Characteristics and U-Pb ages of zircon in metavolcanics from the Kangbutiebao Formation in the Altay orogen, Xinjiang. Regional Geology of China, 19(3): 281 – 287(in Chinese with English abstract)

Zhou G, Qin JH, Zhang ZC, Zhang LW, Yin LJ, Ahemati, Mao WM, He B, Deng J and Cai YB. 2007. The discovery of bimodal volcanics in supute area of Fuyun County, Xinjiang, and its geological significance. Geological Review, 53(3): 337 – 348 (in

Chinese with English abstract)
Zhou G, Zhang ZC, Wu GG, Dong LH, He YK, Dong YG, He LX, Qin JH, Zhao ZH and Liu GR. 2009. Postorogenic extension and continental growth of the northeastern margin of the Junggar: Evidences from petrography and geochemistry of the Hadansun intrusive complex. Acta Geologica Sinica, 83(3): 331 – 346(in Chinese with English abstract)
Zhou PB and Mukasa SB. 1997. Nd-Sr-Pb isotopic, and major- and trace-element geochemistry of Cenozoic lavas from the Khorat Plateau, Thailand: Sources and petrogenesis. Chemical Geology, 137: 175 – 193
Zhu YF, Zeng YS and Gu LB. 2006. Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite No. 3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altay Mountains, Northwest China. Journal of Asian Earth Sciences, 27: 61 – 77

附中文参考文献

柴凤梅, 董连慧, 杨富全, 刘锋, 耿新霞, 黄承科. 2010. 阿尔泰南缘克朗盆地铁木尔特花岗岩岩体年龄、地球化学特征及成因. 岩石学报, 26(2): 377 – 386
陈毓川, 叶庆同, 冯京, 牟传龙, 周良仁, 王全明, 黄光昭, 庄道泽, 任秉琛. 1996. 阿舍勒铜锌矿带成矿条件和成矿预测. 北京: 地质出版社, 1 – 85
丛峰, 唐红峰, 苏玉平. 2007. 阿尔泰南缘泥盆纪流纹岩的地球化学和大地构造背景. 大地构造与成矿学, 31(3): 359 – 364
单强, 牛贺才, 于学元, 曾乔松. 2007. 新疆北部阿尔泰南缘晚古生代高钾高硅熔结凝灰岩的地球化学、岩浆成因及构造背景. 岩石学报, 23(7): 1721 – 1729
韩宝福, 何国琦. 1991. 阿尔泰山南缘泥盆纪火山岩带的大地构造性质. 新疆地质科学, 3: 89 – 100
何学贤, 唐索寒, 朱祥坤, 王进辉. 2007. 多接收器等离子体质谱(MC-ICPMS)高精度测定 Nd 同位素方法. 地球学报, 28(4): 405 – 410
侯可军, 李延河, 田有荣. 2009. LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年技术. 矿床地质, 28(4): 481 – 492
匡少平. 2000. 大别造山带古、中生代镁铁-超镁铁质岩市地球化学特征及其构造意义. 博士学位论文, 北京: 中国地质大学, 1 – 124
李志纯. 1996. 阿尔泰左型雁列式火山-沉积盆地形成、演化及成矿活动追踪. 大地构造与成矿学, 6(3): 189 – 200
刘玉琳. 1996. 中国阿尔泰山南缘岩浆型被动陆缘及其成矿作用. 博士学位论文. 北京:北京大学, 1 – 68
龙晓平, 袁超, 孙敏, 肖文交, 林寿发, 王毓婧, 蔡克大. 2008. 北疆阿尔泰南缘泥盆系浅变质碎屑沉积岩地球化学特征及其形成环境. 岩石学报, 24(4): 718 – 732
路凤香, 桑隆康. 2002. 岩石学. 北京: 地质出版社, 1 – 399
牛贺才, 许继峰, 于学元, 陈繁荣, 郑作平. 1999. 新疆阿尔泰富镁火山岩系的发现及其地质意义. 科学通报, 44: 1002 – 1004
童英, 王涛, 洪大卫, 代雅建, 韩宝福, 柳晓明. 2007. 中国阿尔泰北部山区早泥盆世花岗岩的年龄、成因及构造意义. 岩石学报, 23(8): 1933 – 1944
王登红, 陈毓川, 徐志刚, 李天德, 傅旭杰. 2002. 阿尔泰成矿省的成矿系列及成矿规律. 北京: 原子能出版社, 1 – 493
王京彬, 秦克章, 吴志亮, 胡剑辉, 邓吉牛. 1998. 阿尔泰山南缘火山喷流沉积型铅锌矿床. 北京: 地质出版社, 1 – 210
王书来, 郭正林, 王玉往, 毛政利. 2005. 新疆阿尔泰山南缘产于泥盆纪火山-沉积盆地铅锌矿地质特征——以可可塔勒铅锌矿为例. 地质与勘探, 41(6): 27 – 33
王书来, 陈克强, 康吉昌, 郭全. 2007. 新疆阿尔泰山南缘产于麦兹泥盆纪火山-沉积盆地铅锌矿床稳定同位素特征. 地质与勘探, 43(6): 25 – 31
王焰. 2001. 北祁连与块状硫化物矿床有关的早古生代火岩的地球化学研究. 博士学位论文. 北京: 中国科学院地质与地球物理研究所, 1 – 87
许继峰, 陈繁荣, 于学元, 牛贺才,郑作平. 2001. 新疆北部阿尔泰地区库尔提蛇绿岩:古弧后盆地系统的产物. 岩石矿物学杂志, 20(3): 344 – 352
闫峻, 陈江峰, 喻钢,钱卉, 周泰禧. 2003. 长江中下游晚中生代中基性岩的铅同位素特征: 富集地幔的证据. 高校地质学报, 9(2): 195 – 206
于学元, 梅厚钧, 杨学昌, 王俊达. 2000. 额尔齐斯火山岩及构造演化. 见: 涂光炽主编. 新疆北部固体地球科学进展. 北京: 科学出版社, 1 – 194
张海祥,牛贺才, Hiroaki Sato, 单强, 于学元, Jun'ichi Ito, 张旗. 2004. 新疆北部晚古生代埃达克岩、富铌玄武岩组合:古亚洲洋板块南向俯冲的证据. 高校地质学报, 10(1): 106 – 113
张进红, 王京彬, 丁汝福. 2000. 阿尔泰造山带康布铁堡组变质火山岩锆石特征和铀-铅年龄. 中国区域地质, 19(3): 281 – 287
周刚, 秦纪华, 张招崇, 张立武, 应立娟, 阿合买提·加尼木汗, 毛伟民, 何斌, 邓江, 蔡永彪. 2007. 新疆富蕴县苏普特一带双峰式火山岩的发现及其地质意义. 地质论评, 53(3): 337 – 348
周刚, 张招崇, 吴淦国, 董连慧, 贺永康, 董永观, 何立新, 秦纪华, 赵忠合, 刘国仁. 2009. 新疆准噶尔北东缘造山后伸展及陆壳生长:来自哈旦逊杂岩体的岩石学及地球化学的证据. 地质学报, 83(3): 331 – 346