



论文

甜水海地块古元古代火山岩的发现及其地质意义

计文化^{①*}, 李荣社^①, 陈守建^①, 何世平^①, 赵振明^①, 边小卫^②, 朱海平^②,
崔继岗^②, 任绢刚^②

① 西安地质矿产研究所, 西安 710054;

② 陕西地质调查研究院, 咸阳 712000

* E-mail: jiwenhua1968@126.com

收稿日期: 2009-11-30; 接受日期: 2010-06-17

中国地质调查局国土资源大调查综合研究项目(编号: 1212010610102)、国家自然科学基金项目(批准号: 40872084)和国土资源部百人计划项目资助

摘要 本文报道甜水海地块西段古元古界布伦阔勒岩群中片理化变流纹岩的单颗粒锆石 LA-ICP-MS 测年为 (2481 ± 14) Ma. 这套流纹岩与玄武岩、玄武安山岩互层状产出, 可能共同组成布伦阔勒岩群中的古元古界组分. 其中玄武岩、玄武安山岩主体属于低铝拉斑玄武岩系列, 流纹岩属于低铝钙碱性系列; 岩石富集大离子亲石元素和轻稀土, 亏损亲石元素 P 及高场强元素 Nb, Ta 和 Ti 等, 铕异常不明显. $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值(3.14~4.88 之间)及微量元素地球化学特征显示具有亏损地幔源区特征, 并受到强烈的地壳混染. 基性火山岩多元素原始地幔标准化分配曲线及 Zr/Y-Zr 图解表明其形成于大陆板内构造环境. 综合喀喇昆仑区域地质资料, 参考华北克拉通新太古代基性火山岩研究成果, 推测布伦阔勒岩群火山岩与地幔岩浆底侵作用有关.

关键词喀喇昆仑
甜水海地块
布伦阔勒岩群
LA-ICP-MS
拉斑玄武岩
裂谷

位于青藏高原西北缘的塔什库尔干县一带是研究喀喇昆仑山-昆仑山地质演化的重要地区之一. 由于地处青藏高原西构造结北部弧顶部位, 陆内消减、走滑作用强烈, 加之自然条件差, 交通不便, 野外地质调查研究十分困难, 是目前中国造山带中研究程度最低的地区之一. 由于该地区地层系统和岩浆热事件研究比较薄弱, 进而导致构造单元划分、归属以及区域对比存在分歧^[1~13]. 目前对布伦阔勒岩群出露的塔什库尔干地区构造归属主要有三种观点, 其一, 认为它属于甜水海地块的基底组成部分, 是康西瓦-瓦恰结合带以南, 乔戈里峰结合带以北羌塘地块的西部延伸^[1~3], 向西与中帕米尔相接^[4]; 其二, 认为属于松潘-甘孜带的西部延伸, 在早中生代拼贴到西昆仑南部边缘^[5~7]. 其三, 认为属于南昆仑地体的组成

部分^[10~12]. 这种分歧主要源自对布伦阔勒岩群形成时代、组成及形成环境的三种观点. ① 认为其属于喀喇昆仑地层区的基底单元, 为一套以碎屑岩为主的副变质(孔兹岩系)岩石地层单位, 依据岩石变质程度以及前苏联学者在西南帕米尔地区的同位素测年结果将其归为古元古代, 不排除在其边缘有早古生代变质体^[2,3]. ② 根据新藏公路沿线路地质调查, 特别是赛力亚克达坂一带混杂岩带组成研究, 认为其主体属于三叠系, 为一套增生楔杂岩; 在构造单元图上将西部的塔什库尔干县一带布伦阔勒岩群也归入其中^[7,14]. ③ 通过在塔什库尔干县附近的 2 个片麻岩样品的继承性碎屑锆石测年结果(540~2200 Ma 之间), 认为它是一套火山-沉积岩系, 沉积于新元古代晚期-早古生代早期, 在加里东期增生到南昆仑地体

英文引用格式: Ji W H, Li R S, Chen S J, et al. The discovery of Palaeoproterozoic volcanic rocks in the Bulunkuoer Group from the Tianshuihai Massif in Xinjiang of Northwest China and its geological significance. Sci China Earth Sci, 2011, 54: 61~72, doi: 10.1007/s11430-010-4043-7

南缘^[12]. 布伦阔勒岩群中因含有磁铁矿石岩建造^[15], 而被推测其形成于古元古代, 但是长期以来没有直接证据. 达布达尔一带火山岩夹层的发现, 无疑为研究该地层形成时代及背景提供了最为有效的载体. 作者在区域地质填图的基础上, 对布伦阔勒岩群的侧向延伸、沉积相变及空间分布进行了追索, 对火山岩集中出露区实施详细的剖面研究并采集系统的地球化

学和同位素测年样品, 研究火山岩形成时代、源区、成因及形成构造背景等, 进而讨论该地区的构造归属.

1 区域地质背景

研究区位于苏巴什-康西瓦-瓦卡构造带以南的塔什库尔干-甜水海地块(图 1). 在总结近年完成的

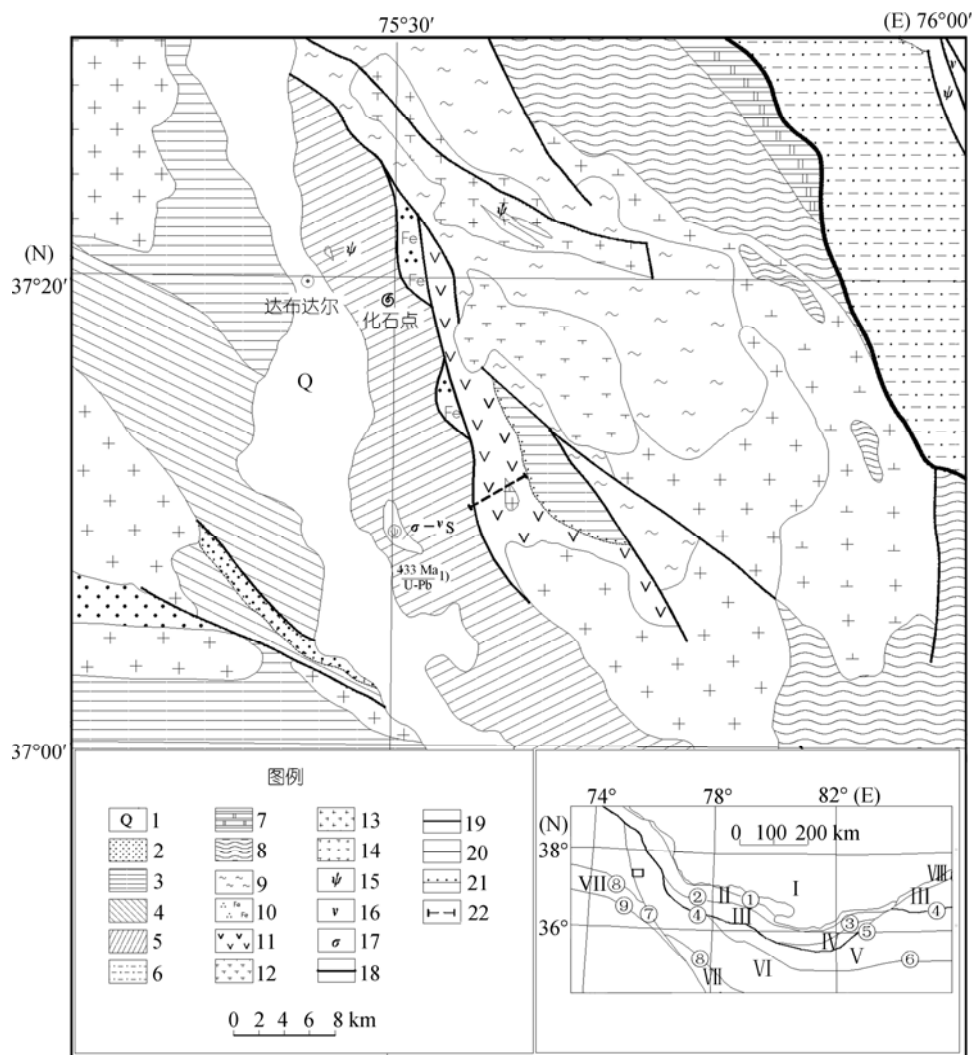


图 1 甜水海地块达布达尔地区地质简图

① 库尔良-柯岗断裂带; ② 库地-其漫于特结合带, ③ 昆中断裂带; ④ 苏巴什-康西瓦-瓦恰结合带; ⑤ 阿尔金断裂; ⑥ 郭扎错-西金乌兰湖结合带; ⑦ 喀喇昆仑断裂; ⑧ 龙木错-双湖结合带. ⑨ 雅鲁藏布-印度河结合带. , 塔里木地块; , 西昆北地块; , 西昆中地块; , 南昆晚古生代残弧带; , 巴颜喀拉地块; , 甜水海-北羌塘微地块群; , 喀喇昆仑-南羌塘地块; , 阿尔金造山带. 1, 第四系; 2, 侏罗、白垩系砂岩; 3, 下中二叠统碎屑岩; 4, 石炭系; 5, 志留系碎屑岩; 6, 西昆仑古生界浅变质岩; 7, 布伦阔勒岩群大理岩; 8, 布伦阔勒岩群片麻岩; 9, 布伦阔勒岩群片麻岩; 10, 布伦阔勒岩群磁铁矿石岩; 11, 布伦阔勒岩群火山岩; 12, 新近纪正长岩; 13, 白垩纪花岗岩类; 14, 青白口纪花岗闪长岩; 15, 辉石岩; 16, 辉长岩; 17, 超基性岩; 18, 西昆仑、甜水海地块边界; 19, 断裂; 20, 地质界线; 21, 不整合界线; 22, 剖面位置

1) 河南省地质调查院. 1:25 万塔什库尔干县幅区域地质调查报告. 2004

1:25 万区域地质调查和科学研究成果的基础上, 依据地层结构、岩浆岩发育特征以及与巴颜喀拉三叠系沉积的空间关系, 将其与北羌塘地块相对比, 归属于泛华夏大陆羌塘三江构造区^[7,9]。在塔什库尔干县一带, 该地层分区以布伦阔勒岩群为变质基底, 下志留统以碎屑岩-碳酸盐岩为主夹少量火山岩, 含笔石化石^[16]; 上石炭统主体为碳酸盐岩; 中二叠统为碎屑岩-碳酸盐岩夹火山岩; 侏罗系为碳酸盐岩, 其中下-中侏罗统夹有火山岩。中酸性侵入岩以新元古代、中生代以来为主。

火山岩所属的古元古界布伦阔勒岩群包括四个岩石地层单元(图 1)。磁铁石英岩单元: 分布于西部, 主要岩性组合为层状-条带状磁铁矿、磁铁石英岩、含磁铁黑云斜长片麻岩, 夹斜长角闪片岩等, 磁铁矿具典型的沉积-变质型磁铁矿特征。斜长角闪片麻岩单元: 主体分布于岩群中部, 主要岩性组合为斜长角闪片麻岩、石榴角闪片麻岩, 夹少量黑云石英片岩、二云斜长片麻岩, 局部可见残余杏仁状、气孔状火山熔岩; 原岩为泥质砂岩夹少量火山岩。矽线石榴片岩-石英岩单元: 分布于岩群中东部, 主要岩石组合为含石榴黑云石英片岩、含矽线石榴斜长黑云石英片岩、含石榴石英岩、含石榴石大理岩、含(矽线)石榴黑云斜长片麻岩, 夹少量角闪片岩和斜长角闪片岩等; 向南在塔吐鲁沟一带以十字石榴云母石英片岩、二云石英片岩为主; 岩石以富含石榴子石、矽线石、十字石等特征变质矿物为特征; 原岩为杂砂岩、泥质砂岩夹碳酸盐岩、火山岩。大理岩单元: 分布于东部和南部地区, 主要岩性组合为黑云母大理岩、透闪石大理岩, 夹石榴黑云石英片岩、片麻岩等; 原岩为碳酸盐岩夹杂砂岩。总之, 布伦阔勒岩群为一套沉积型火山岩-碎屑岩-碳酸盐岩建造, 虽然由于后期变形作用, 原始层序无法恢复, 但是空间上大体具有从西向东硅铁建造-火山岩建造-碎屑岩建造-碳酸盐岩建造依次分布的规律。

2 火山岩野外地质特征

该套火山岩地层分布、与其他地层单位接触关系以及剖面位置见图 1。北被下二叠统碎屑岩不整合接触, 南西与志留系韧性断裂接触, 总体呈狭长带状北西-南东向延伸, 出露面积约 23 km²。岩石组成、不同岩石间相互接触关系、采样点见图 2。剖面岩性如下:

剖面中 1 层岩石为中厚层状构造, 变余砂状结构, 低绿片岩相变质, 变形较弱, 区域对比其属于下中二叠统。2~6 层为绿泥钠长片岩夹绢云石英片岩, 二者体积比约 2:1; 二者以顺层面理接触, 多呈快速的岩性变化, 其间没有其他岩性夹层。7~12 层以中酸性侵入岩为主, 其中 9 和 12 层出露较宽, 中部花岗结构保留较好, 其边缘(10 层)及外围岩石(7 层)片理化逐渐加强, 但原岩结构仍可识别; 9 层与 8 层, 12 层与 13 层保留明显的侵入接触。13~19 层绿片岩化玄武岩、片理化流纹岩及蚀变辉绿岩间互产出, 三者间均以顺层面理接触; 绿片岩化玄武岩不同程度地发生绿泥、绿帘石化, 变晶结构、变余间粒结构、块状构造; 17 层片理化流纹岩呈厚层状产出, 厚约 40 m, 总体呈块状构造, 上下岩性均一, 没有沉积岩所具有的层状构造。15 层和 19 层夹有硅化凝灰岩及片理化玄武岩夹层; 辉绿岩除 16 层呈岩床状产出外, 18 层玄武岩中有宽 7~30 cm 不等平行片理产出的岩脉, 其原始的块状构造保留较好, 局部可见残留的辉长-辉绿结构。20~28 层为绿片岩化玄武岩(或绿片岩)和辉长-辉绿岩间互, 二者也以顺层面理接触, 体积比约 1:1; 片理化玄武岩蚀变、变形及结构构造特征与上述相似; 辉长-辉绿岩呈岩床状产出, 厚度不等, 其内部辉长、辉绿结构保留较好, 可见辉石外形的角闪石斑晶, 边部片理发育与围岩绿片岩呈过渡关系, 原始接触关系不清。剖面 28 层以后被第四系覆盖, 但相邻路线可见其与志留系灰色板岩断层接触。

除火山岩中普遍发育的区域顺层面理外, 野外露头还可识别出 2 期构造。早期为韧性变形, 主要发育宽度不等的剪切带, 如 10, 16, 23 和 27 层, 其内部发育糜棱面理, 边部形成相似褶皱和肠状褶皱, 闪长岩、辉绿岩形成糜棱岩或糜棱岩化岩石; 与之相伴有长英质细脉, 露头上可见细脉形成的钩状褶皱。晚期为脆性的断裂构造, 如 1 和 2 层间, 岩石碎裂化, 断裂面显著切割早期面理。

集中采样的 17~22 层变形相对较弱。大套玄武岩与流纹岩夹互产出(17~20 层), 19 层流纹岩内部夹有延伸稳定的玄武岩和硅化凝灰岩薄层, 此外, 它们的变形、变质特征一致, 上述野外地质特征表明玄武岩和流纹岩为同一岩石地层单位, 而非后期的构造拼贴体。需要说明的是侵入该套地层中的石英闪长岩(9 层)单颗粒锆石 LA-ICP-MS 测年结果为

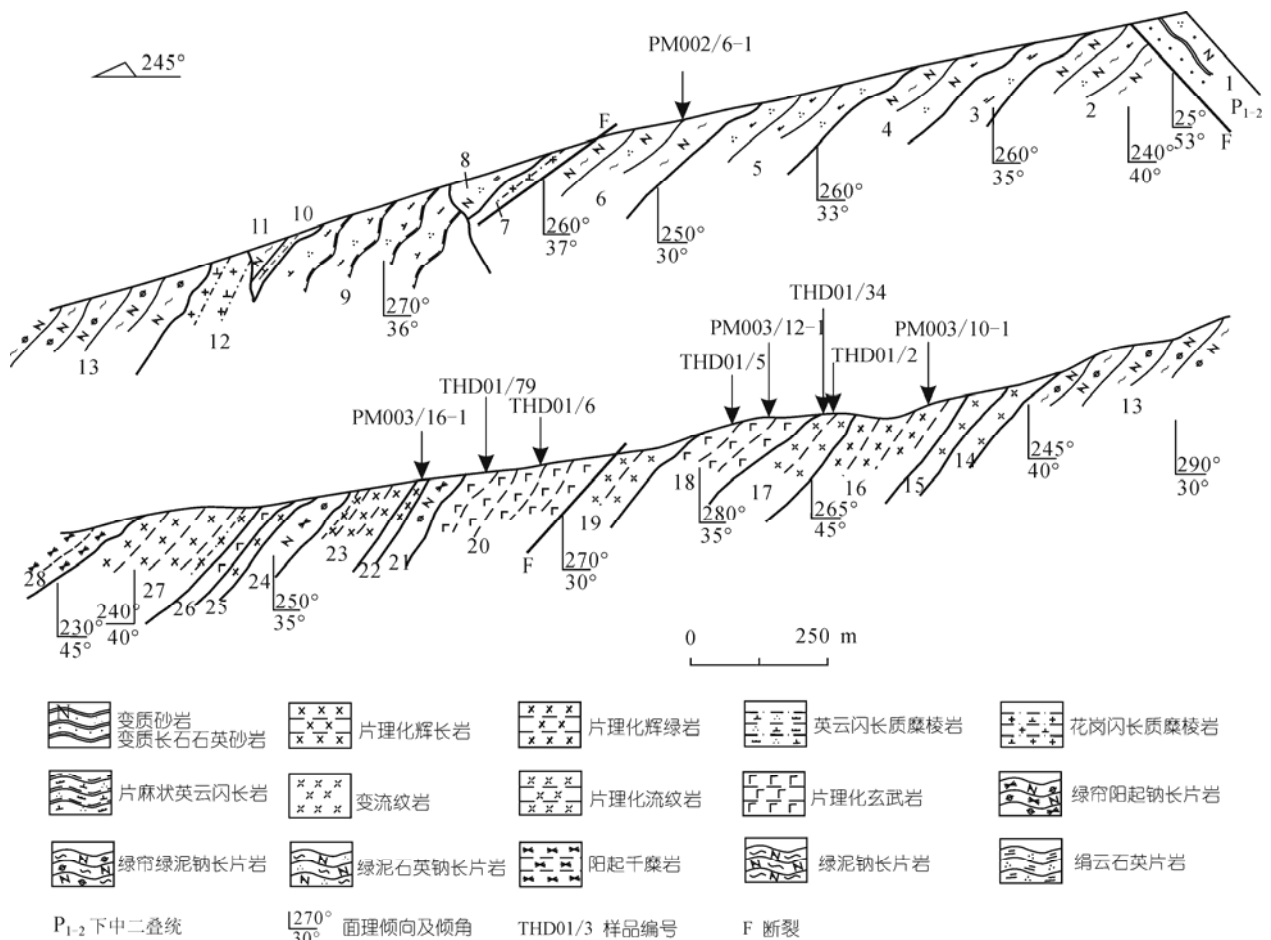


图 2 达布达尔一带布伦纳岩群火山岩地质剖面图

855~845 Ma²⁾.

3 火山岩岩石学特征

上述火山岩岩石类型主要有变玄武岩、变流纹岩以及糜棱岩化的酸性火山岩, 各自的岩石学特征如下:

(1) 变玄武岩. 灰绿色, 变余斑状结构、间粒、间隐结构, 块状构造. 由变余斑晶、变余基质和变质矿物组成. 斑晶为绿泥石化、次闪石化角闪石, 分布均匀, 含量约 20%. 基质成分主要为绿泥石(20%)、绿帘石(40%)和钠黝帘石化基性斜长石(25%), 含少量石英(3%); 绿帘石呈他形粒状. 变质矿物为长柱状-针状角闪石, 多色性显著, 深蓝-蓝-浅黄, 近平行消光, 干涉色二级黄-二级黄红, 正延性.

(2) 变流纹岩. 岩石呈浅灰白色, 块状构造, 粒

状变晶结构, 颗粒大小以 0.15~0.5 mm 为主, 个别 0.6 mm. 石英含量为 45%~46%、钾长石为 33%~34%、为 12%~13%、绢云母为 3%、绿泥石为 1%~2%, 微斜长石量锆石、榍石、磁铁矿等. 岩石中的石英、长石发生重结晶, 呈等轴粒状变晶, 原形态不清, 粒径大小为 0.15~0.6 mm 不等, 一般石英粒径在 0.15~0.2 mm 左右, 而长石多在 0.3~0.6 mm, 特别是钾长石晶粒结晶, 具格子双晶和条纹结构, 较均匀分布在岩石中. 长英矿物粒间出现少许绢云母和方解石粉晶颗粒, 偶见绿泥石鳞片, 杂乱分布, 形成块状构造. 在部分变流纹岩片子里可见石英细脉.

(3) 糜棱岩化酸性火山岩. 浅灰色, 初糜结构、碎斑结构, 条带状构造. 主要成分, 石英约 61%、斜长石约 15%、绿泥石化黑云母约 8%、绿帘石约 10%, 方解石、绢云母少量. 石英和长石颗粒分两个粒级, 大

2) 边小卫, 朱海平, 计文化, 等. 新疆塔什库尔干县南青白口侵入体的发现——来自 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测年的证据. 地质通报, 2011, 已接受

者在 0.12~0.25 mm 之间, 他形粒状; 小者约 0.05 mm, 与黑云母、绿泥石、绿帘石等集中分布在强变形带内, 形成似流动构造。

4 火山岩样品同位素测年分析结果

4.1 样品采集、制备及锆石特征

采样位置如图 2, 采样点 GPS 坐标: 75°31'05.9"E, 37°09'40.4"N, 海拔高度 4088 m. 所采集的 10 kg 变流纹岩样品, 除切片和少量用于岩石地球化学分析外, 其余全部用于挑选锆石, 碎样和锆石挑选由廊坊区域地质调查队完成. 所选锆石不进一步筛选, 全部置于环氧树脂中, 待固结后抛磨至锆石粒径的大约 1/2, 使锆石内部充分暴露, 然后进行锆石的光学、CL 显微图像及 LA-ICP-MS 分析。

显微镜下, 变流纹岩中的锆石大多呈无色透明、半自形粒状, 个别为浅玫瑰紫或浅黄色、浑圆状. 锆石 CL 图像(由西北大学大陆动力学国家重点实验室扫描电镜实验室完成)显示, 多数锆石发光性较差, 部分具有比较清晰的振荡环带结构; 此外, 部分锆石形态不完整, 具有多晶、内核、生长边以及环带不清等结构特(图 3)。

4.2 测试方法

激光剥蚀等离子体质谱(LA-ICPMS)锆石微区原位单点定年在西北大学大陆动力学国家重点实验室进行测定, 在 Agilent7500 型 ICP-MS 和德国 Lambda Physik 公司的 ComPex102 ArF 准分子激光器(工作物质 ArF, 波长 193 nm), 以及 MicroLas 公司的 GeoLas 200M 光学系统的联机上进行. 激光束斑直径为 30 μm , 激光剥蚀样品的深度为 20~40 μm . 实验中采用 He 作为剥蚀物质的载气, 用美国国家标准技术研究院研制的人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质 NIST SRM610 进行仪器最佳化, 采样方式为单点剥蚀, 数据采集选用一个质量峰一点的跳峰方式, 每完成 5 个测点的样品测定, 加测标样一次. 在所测锆石样品分 10 个点前后各测 1 次 NIST SRM610. 锆石年龄采用标准锆石 91500 作为外标标准物质, 元素含量采用 NISTSRM610 作为外标, ^{29}Si 作为内标. 详细分析步骤和数据处理方法参见文献[17~19].

4.3 测试结果及精度分析

锆石 U-Pb 年龄测试结果见表 1. 采用 glitter

(ver4.0, Mac-quarie University)程序对锆石的同位素比值及元素含量进行计算, 并按照 Andersen Tom 的方法^[20], 用 LAM ICP MS Common Lead Correction (ver3.15)对其进行了普通铅校正, 年龄计算, 谐和图采用 Isoplot(ver3.0)完成^[21]. 变流纹岩锆石 U-Pb 分析结果表明, 校正后锆石有效数据点共 26 个, 表面年龄可分成三组. 第一组 5 个点年龄差距较大, 串珠状分布在谐和线上. 该组锆石形态不完整、端部浑圆、环带结构不清晰(锆石 1, 5, 17, 19, 27), 锆石 Th/U 比值除 1 个测试点(锆石 23)偏高(1.01)外, 其余 Th/U 比值在 0.30~0.55 之间(平均为 0.57), 可能代表酸性岩浆上升中捕获锆石的古老地体年龄信息. 第二组锆石表面年龄集中, 11 个点 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 加权平均年龄为 (2481 $\pm$ 14) Ma (MSWD=1.3, 1 σ) (图 4(b)), 加权平均值误差与单个分析误差基本一致, 在谐和图中集中在谐和线上, 谐和年龄为 2438 Ma (MSWD=0.84, 1 σ), 谐和年龄值与加权平均年龄值接近. 该组锆石内部发育比较清晰的振荡环带结构(锆石 2, 3, 6, 10,

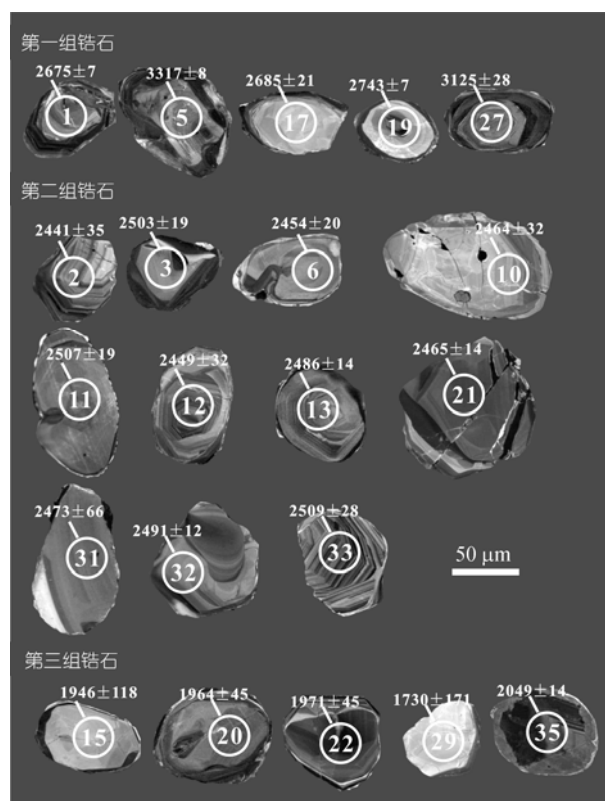


图 3 锆石阴极发光图象

圆圈为测点位置, 数字为测年年龄(单位: Ma)

表1 达布达尔布伦勒岩群流纹岩(THD01-1)单颗粒锆石 LA-ICP-MS 法 U-Pb 同位素测定结果^{a)}

样品编号	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$W(B) (10^{-6})$				TH/U		
	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	t (Ma)	1 σ	t (Ma)	1 σ	t (Ma)	1 σ	t (Ma)	1 σ	^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb		^{232}Th	^{238}U
THD01-INL-01★	0.1824	0.0022	9.74	0.09	0.3872	0.0026	0.1091	0.0013	2675	7	2410	8	2110	12	2093	24	<2.1	727.0	144.0	51.2	246.0	449.8	0.55
THD01-INL-02	0.1586	0.0032	9.88	0.18	0.4517	0.0042	0.1260	0.0011	2441	35	2424	16	2403	19	2398	20	<1.9	256.9	45.0	15.0	58.6	137.0	0.43
THD01-INL-03	0.1645	0.0036	10.37	0.22	0.4569	0.0058	0.1294	0.0037	2503	19	2468	19	2426	25	2460	65	3.2	130.4	23.6	10.1	38.7	66.3	0.58
THD01-INL-05★	0.2719	0.0035	24.99	0.28	0.6665	0.0058	0.1819	0.0035	3317	8	3308	11	3292	23	3377	60	<2.3	377.8	112.8	21.4	63.2	137.8	0.46
THD01-INL-06	0.1598	0.0035	10.07	0.21	0.4571	0.0058	0.1247	0.0031	2454	20	2442	20	2427	26	2375	56	<2.6	208.8	36.8	18.4	76.3	113.9	0.67
THD01-INL-07☆	0.1125	0.0086	5.20	0.38	0.3351	0.0068	0.0967	0.0016	1840	143	1852	63	1863	33	1865	29	2.6	84.9	12.3	20.2	90.8	54.9	1.65
THD01-INL-09☆	0.1129	0.0033	4.94	0.14	0.3172	0.0031	0.0915	0.0008	1847	54	1809	23	1776	15	1769	15	<2.3	376.1	51.5	56.4	294.2	301.4	0.98
THD01-INL-10	0.1608	0.0054	10.11	0.34	0.4560	0.0086	0.0885	0.0038	2464	32	2445	31	2422	38	1713	70	<2.5	83.4	15.0	7.3	34.8	45.6	0.76
THD01-INL-11	0.1649	0.0035	10.01	0.21	0.4403	0.0054	0.1275	0.0031	2507	19	2436	19	2352	24	2426	56	<2.6	197.0	35.8	19.8	82.3	109.5	0.75
THD01-INL-12	0.1594	0.0030	9.87	0.17	0.4489	0.0037	0.1251	0.0010	2449	32	2422	16	2390	17	2383	17	<2.4	599.4	108.1	70.3	278.0	321.9	0.86
THD01-INL-13	0.1629	0.0028	10.09	0.16	0.4493	0.0044	0.1261	0.0025	2486	14	2443	15	2392	20	2401	45	<2.0	303.8	53.9	26.2	109.3	164.0	0.67
THD01-INL-15☆	0.1193	0.0076	5.04	0.31	0.3062	0.0061	0.0878	0.0015	1946	118	1826	52	1722	30	1701	27	24.6	93.6	33.5	34.6	47.5	50.3	0.94
THD01-INL-17★	0.1836	0.0044	12.80	0.30	0.5058	0.0075	0.1405	0.0036	2685	21	2665	22	2639	32	2656	64	<2.4	103.1	20.8	13.5	51.7	51.4	1.01
THD01-INL-19★	0.1901	0.0022	10.29	0.09	0.3917	0.0025	0.1091	0.0016	2743	7	2459	8	2131	12	2094	29	<2.0	886.7	184.4	34.0	164.0	548.0	0.30
THD01-INL-20☆	0.1205	0.0030	5.22	0.12	0.3143	0.0033	0.0900	0.0009	1964	45	1856	19	1762	16	1743	16	<2.1	419.3	55.9	23.0	118.7	353.5	0.34
THD01-INL-21	0.1600	0.0027	10.07	0.16	0.4565	0.0044	0.1227	0.0023	2456	14	2441	14	2424	19	2340	41	1.9	460.7	81.5	55.7	240.4	259.7	0.93
THD01-INL-22☆	0.1210	0.0030	5.69	0.13	0.3413	0.0028	0.0977	0.0007	1971	45	1931	20	1893	13	1885	13	5.1	610.4	85.9	103.5	520.1	430.1	1.21
THD01-INL-25☆	0.1232	0.0040	5.87	0.19	0.3460	0.0054	0.0990	0.0021	2003	35	1957	28	1915	26	1908	38	<2.0	66.1	9.0	18.8	99.8	47.3	2.11
THD01-INL-27★	0.2407	0.0041	20.22	0.29	0.6092	0.0057	0.1633	0.0015	3125	28	3102	12	3067	23	3057	26	<2.2	628.3	163.5	46.5	147.8	266.8	0.55
THD01-INL-28☆	0.1209	0.0019	5.51	0.08	0.3307	0.0023	0.0947	0.0006	1970	28	1903	12	1842	11	1829	12	<2.0	767.3	103.1	35.6	200.6	584.6	0.34
THD01-INL-29☆	0.1059	0.0096	4.68	0.41	0.3203	0.0077	0.0930	0.0018	1730	171	1763	73	1791	38	1797	34	<2.0	33.8	5.2	5.3	22.4	25.6	0.87
THD01-INL-31	0.1616	0.0062	9.91	0.35	0.4447	0.0072	0.1238	0.0019	2473	66	2427	32	2372	32	2359	33	<1.9	131.8	24.1	12.5	52.9	75.4	0.70
THD01-INL-32	0.1634	0.0023	10.26	0.13	0.4557	0.0036	0.1297	0.0024	2491	11	2459	12	2421	16	2464	44	<1.9	358.7	63.9	19.6	79.8	195.0	0.41
THD01-INL-33	0.1652	0.0027	10.21	0.15	0.4483	0.0036	0.1245	0.0010	2509	28	2454	13	2388	16	2372	17	2.9	483.1	89.6	27.5	104.8	258.6	0.41
THD01-INL-34☆	0.1261	0.0023	5.89	0.10	0.3387	0.0025	0.0966	0.0007	2044	33	1960	14	1881	12	1864	13	<2.1	541.5	77.4	48.9	234.8	447.6	0.52
THD01-INL-35☆	0.1264	0.0019	5.97	0.08	0.3424	0.0026	0.0960	0.0014	2049	14	1971	12	1898	13	1854	26	<2.0	342.7	47.3	39.5	218.3	246.8	0.88

a) 样点编号加★者为第一组锆石, 加☆者为第三组锆石, 未加符号者为第二组锆石; ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th 及 ^{238}U 为原始测量值

11, 12, 13, 21, 31, 32, 33), Th/U 比值介于 0.41~0.93 之间(平均为 0.65), 具较典型的岩浆成因锆石特征. 第三组 10 颗锆石 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄加权平均值为 $(2016 \pm 39) \text{ Ma}$ ($\text{MSWD}=2.9, 1\sigma$) (图 4(a)). 该组锆石形态不完整, 且有多晶及内核等结构, 环带结构不清, 锆石 Th/U 比值差异较大(2.11~0.34, 平均为 0.99).

如图 1 所示, 该套火山岩内部分布青白口纪花岗闪长岩, 年龄 $855 \sim 845 \text{ Ma}^{(2)}$, 二者侵入关系清楚, 表明火山岩形成时代不晚于青白口纪. 虽然岩相学显示岩石仅经历绿片岩相变质, 但是与流纹岩紧邻的片理化玄武岩内部有顺层产出的长英质脉体, 反映变质过程中岩石处于开放体系, 因此流体作用可能

是导致新生锆石结晶的重要原因. 此外, 岩石中片状新生矿物与片理面一致, 因此绿片岩相变质与区域片理形成以及脉体的形成时代大体一致, 因此, $(2016 \pm 39) \text{ Ma}$ 可能代表了本次有流体参与的变形、变质事件年龄. 而 $(2481 \pm 14) \text{ Ma}$ 则很可能代表了火山岩的形成时代.

5 岩石地球化学特征

常量、微量、稀土元素测试结果列于表 2, 岩石类型如图 5(a). 样品 THD/01-5 为玄武岩, 其烧失量大, 可能影响其分析结果; PM002/6-1 因为变形很强,

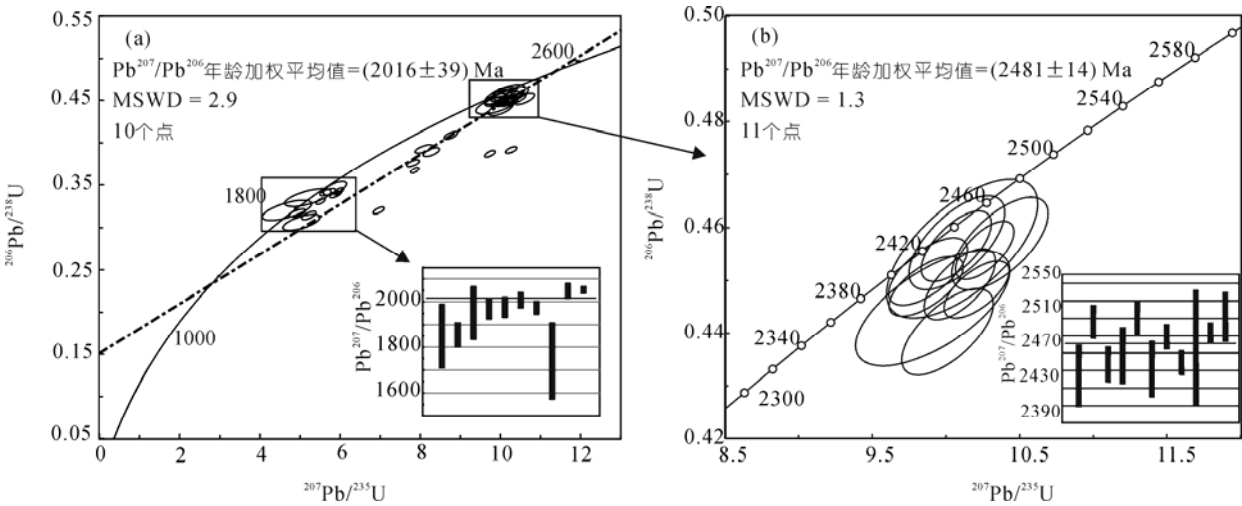


图 4 达布达尔流纹岩(THD/01-1)内锆石谱和图

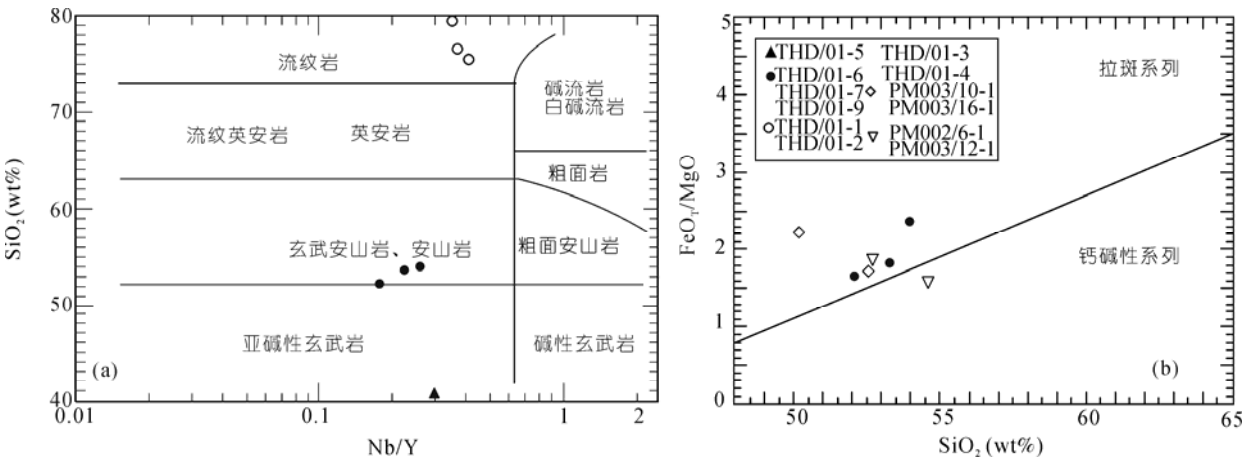


图 5 达布达尔布伦阔勒岩群火山岩性质

(a) SiO_2 -Nb/Y 图解; (b) SiO_2 - FeO_7/MgO 图解

表 2 达布达尔布伦阔勒岩群火山岩主元素、微量元素测试结果^{a)}

样号	THD/ 01-1	THD/ 01-2	THD/ 01-3	THD/ 01-4	THD/ 01-5	THD/ 01-6	THD/ 01-7	THD/ 01-9	PM002/ 6-1	PM003/ 10-1	PM003/ 12-1	PM003/ 16-1
主元素(%)												
SiO ₂	80.23	79.57	76.56	75.45	40.73	52.16	53.38	54.07	52.69	52.57	54.61	50.18
TiO ₂	0.28	0.19	0.26	0.25	0.29	0.78	0.92	1.12	0.70	1.10	0.90	1.40
Al ₂ O ₃	9.53	9.99	11.30	11.58	2.96	15.06	14.51	13.86	14.28	14.57	14.87	15.00
Fe ₂ O ₃	1.01	0.71	0.98	0.66	5.14	3.19	2.67	4.08	2.77	4.54	0.74	3.67
FeO	0.77	0.79	0.87	1.34	7.09	7.06	8.01	7.49	7.77	5.04	8.05	9.74
MnO	0.031	0.025	0.03	0.03	0.17	0.17	0.18	0.15	0.17	0.14	0.20	0.26
MgO	0.63	0.64	0.70	0.85	31.54	5.94	5.70	4.70	5.49	5.28	5.53	5.85
CaO	2.23	1.49	2.44	1.76	1.39	8.41	8.25	7.73	6.60	8.93	8.59	7.12
Na ₂ O	2.82	2.92	3.16	3.07	0.01	2.57	2.79	2.02	1.76	2.17	2.59	2.79
K ₂ O	1.74	2.47	2.81	3.05	0.00	0.58	0.88	0.86	0.47	1.26	0.96	0.99
P ₂ O ₅	0.07	0.05	0.07	0.07	0.03	0.08	0.11	0.15	0.10	0.14	0.20	0.13
LOI	1.22	0.91	1.52	1.13	11.06	3.11	3.01	3.40	6.75	2.44	2.09	2.14
CO ₂	0.49	0.13	0.74	0.25	0.10	0.13	0.17	0.49				
总量	101.05	99.89	101.44	99.49	100.41	99.24	100.58	100.12	99.55	98.18	99.33	99.27
Mg [#]	0.40	0.44	0.42	0.44	0.83	0.52	0.49	0.43	0.49	0.51	0.53	0.44
微量元素(10 ⁻⁶)												
Sc	4.35	3.05	3.06	3.84	11.30	36.70	35.80	35.80				
Cr	29.60	20.10	20.10	25.90	3873	45.20	26.20	26.30				
Ni	9.79	7.33	7.24	9.13	1353	55.40	63.80	44.40				
Rb	53.30	64.90	64.50	82.10	1.03	16.30	23.10	20.30				
Sr	463	367	372	439	3.55	217	234	283				
Y	13.10	11.30	11.50	13.40	4.77	18.30	23.20	27.80				
Zr	185	172	175	215	24.10	69.90	108	139				
Nb	5.75	3.98	4.18	5.52	1.42	3.27	5.40	7.46				
Cs	0.52	0.55	0.54	0.74	0.31	0.13	0.20	0.66				
Hf	5.24	4.92	5.02	6.16	0.55	1.89	2.98	4.13				
Ta	0.74	0.58	0.66	0.88	0.08	0.31	0.43	0.65				
Pb	17.0	12.8	12.9	15.6	5.0	7.1	6.3	7.5				
Th	13.1	18.5	18.6	21.0	0.9	2.1	3.7	5.4				
U	2.96	3.60	3.68	4.86	0.18	0.49	0.85	1.33				
Ba	611	886	889	1120	36.7	150	287	307				
La	29.00	33.10	33.20	37.20	1.25	8.94	15.40	21.60	2.18	27.10	22.90	22.20
Ce	52.20	57.00	57.80	65.30	2.15	19.10	33.10	48.40	13.40	41.80	37.60	38.10
Pr	5.51	5.77	5.80	6.44	0.59	2.58	4.13	5.71	0.52	5.81	5.21	5.48
Nd	20.6	21.00	21.10	23.70	2.25	11.30	17.90	25.00	4.93	20.80	21.40	22.70
Sm	3.62	3.40	3.38	3.82	0.75	2.78	4.06	5.42	0.59	4.01	4.03	4.47
Eu	1.05	0.96	0.96	1.14	0.14	0.97	1.28	1.65	0.49	1.02	1.08	1.22
Gd	3.04	2.74	2.81	3.20	0.63	2.91	4.07	5.62	1.75	3.82	3.81	4.17
Tb	0.44	0.37	0.39	0.44	0.15	0.52	0.69	0.91	0.08	0.68	0.58	0.58
Dy	2.37	2.03	2.09	2.37	0.81	3.23	4.24	5.43	0.74	3.77	4.55	3.02
Ho	0.52	0.43	0.45	0.52	0.19	0.75	0.98	1.22	0.24	1.00	0.98	1.07
Er	1.37	1.18	1.20	1.40	0.44	2.03	2.62	3.33	1.70	2.40	2.31	2.73
Tm	0.20	0.18	0.18	0.21	0.07	0.29	0.38	0.49	0.39	0.36	0.27	0.44
Yb	1.36	1.23	1.26	1.52	0.44	2.04	2.57	3.26	1.61	2.17	2.05	2.51
Lu	0.21	0.19	0.20	0.24	0.07	0.30	0.39	0.49	0.32	0.35	0.36	0.45
Σ REE	122.36	139.66	140.08	156.96	5.27	37.72	64.98	91.14	9.20	114.35	96.62	93.67
(La/Yb) _N	15.30	19.30	18.90	17.55	2.04	3.14	4.30	4.75	0.97	8.96	8.01	6.34
Nb/Ta	7.77	6.86	6.33	6.27	18.21	10.55	12.56	11.48				
Nb/La	0.20	0.12	0.13	0.15	1.14	0.37	0.35	0.35				
La/Yb	21.32	26.91	26.35	24.47	2.84	4.38	5.99	6.63				
Nb/Zr	0.03	0.02	0.02	0.03	0.06	0.05	0.05	0.05				
Zr/Sm	51.10	50.59	51.78	56.28	32.13	25.14	26.60	25.65				
Th _N /Nb _N	19.11	38.99	37.33	31.91	5.08	5.41	5.70	6.02				

a) 标有 THD 者, 主元素由西安地质矿产研究所实验测试中心用常规湿法测试, 其余元素由西北大学大陆动力学国家重点实验室用 ICP-MS 法分析; 标有 PM 者由核工业 203 所测试中心测试, 主元素采用常规湿法测试, 其余元素采用 ICP-MS 法分析. Th_N/Nb_N 以原始地幔标准化. THD/01-1~4 为流纹岩; THD/01-5 为玄武岩; THD/01-6, 7, 9 为玄武安山岩; PM002/6-1 为绿片岩; PM003/10-1 为辉绿岩; PM003/12-1 为玄武岩; PM003/16-1 为辉绿岩

可能存在物质的带入带出; 上述 2 个样品虽然在相关表、图中均列出, 但不做讨论. 此外, PM003/10-1 和 PM003/16-1 野外和显微镜下特征分析原岩为辉绿岩, 但与片理化玄武岩呈层状产出, 应具有成因联系, 故而一并讨论. 如图 5(b)所示, 基性岩除一个样品 (PM003/12-1)属钙碱性系列外, 其余均为拉斑玄武质火山岩系. 流纹岩则均属于钙碱性系列. 基性岩样品 SiO_2 含量均在 50.18%~54.07%间. 流纹岩样品 SiO_2 含量在 75.45%~80.23%, 其含量以及 CIPW 计算的石英含量偏高, 可能与流纹岩中存在石英细脉有关. 基性岩 Al_2O_3 含量变化在 13.86%~15.06%间, 小于 16%, 属低铝玄武岩系列. 主元素 Harker 图解(图 6)和表 2

显示: 所有样品 MgO 含量(<5.94%)和 $\text{Mg}^\#$ (0.53~0.41)较低, 表明火山岩系的母岩浆在岩浆房内或上升至地表途中经受了结晶分离作用. 但是基性火山岩本身由于成分点比较集中, MgO , FeO_T , CaO , TiO_2 和 P_2O_5 含量变化与 SiO_2 含量变化相关性反映差, 难以直接指示母岩浆在分离结晶过程中矿物的变化.

稀土元素可分为二类(图 7). 辉绿岩和玄武安山岩表现为轻稀土富集型, 轻稀土分馏明显, 重稀土平坦, 无 Eu 异常; 流纹岩样品为轻稀土强烈富集型, 轻重稀土分馏显著, 重稀土平坦, 无 Eu 异常. 微量元素亦呈现二类不同的原始地幔标准化分配形式(图 8). 基性岩类具有显著的正 Th 异常、伴随清楚的 Nb ,

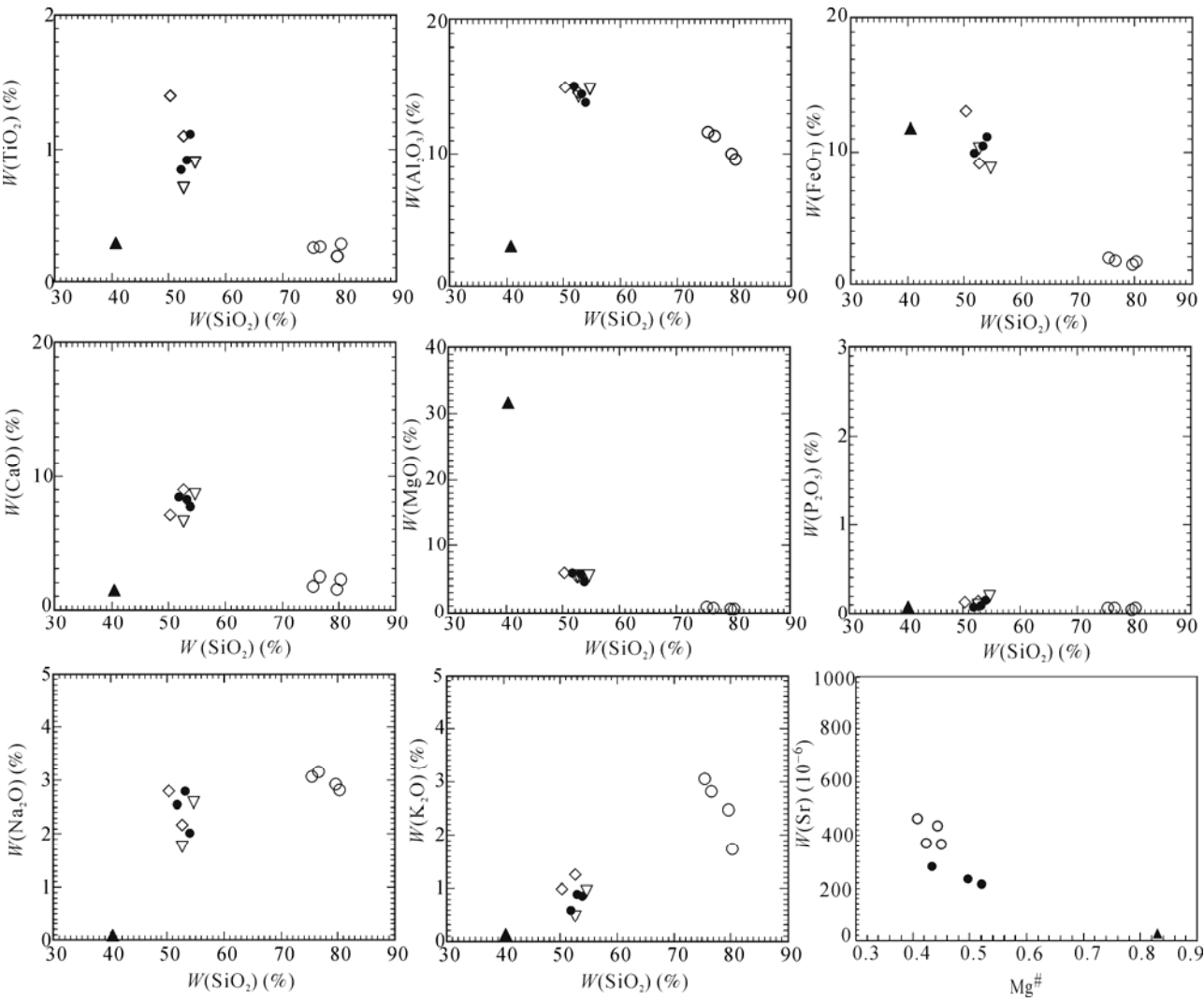


图 6 伦阔勒岩群火山岩 Harker 图解
图例同图 5

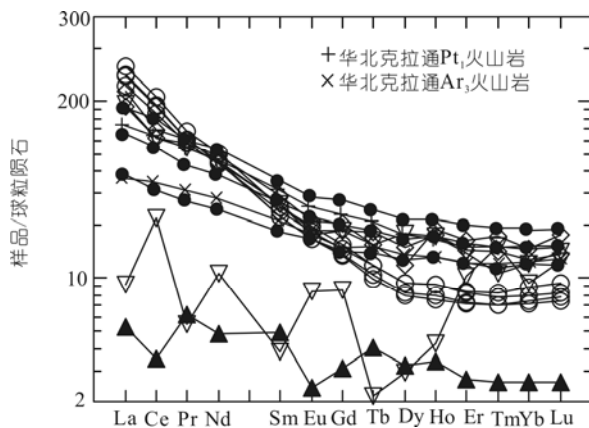


图 7 火山岩稀土元素球粒陨石标准化分配型式
标准化值据文献[22]; 图例同图 5

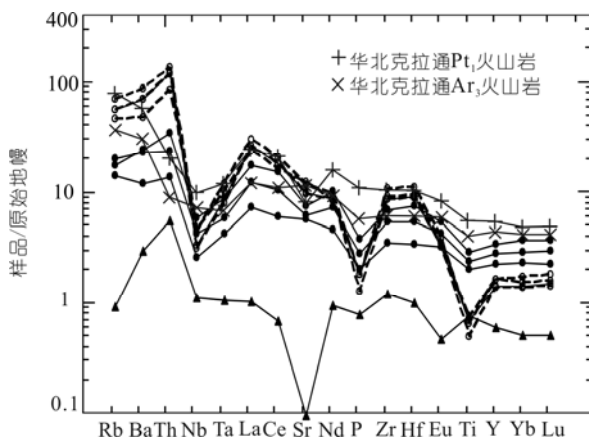


图 8 火山岩微量元素原始地幔标准化分配型式

标准化值据文献[23]; 图例同图 5; 华北克拉通基性火山岩数据来自文献[24]

Ta 和 P 的负异常, Ti 也略有亏损; 其分配型式与世界上其他地区大陆溢流玄武岩中明显遭受地壳混染的玄武岩, 如印度德干高原的 Bushe 组玄武岩、巴西 Parana 省的 Gramado 低 Ti 玄武岩^[25]的微量元素原始地幔标准化分配形式极为相似, 此外其 Th_N/Nb_N 比值均大于 5, Nb/Ta , Nb/La , La/Yb , Nb/Zr 和 Zr/Sm 值接近与下地壳平均值(图 9), 均说明基性火山岩受到较

强的地壳混染. 流纹岩相对于玄武安山岩更加富集 Rb 和 Ba, 亏损 Nb, Ta, P 以及 Ti.

基性岩浆受地壳物质混染的事实, 流纹岩的稀土、微量元素分配样式、特别是 Eu 的异常特征, 反映其并非基性岩浆结晶分异的最终产物, 而是地壳部分熔融的产物.

玄武岩、玄武安山岩 Sr 和 Nd 测量值和年龄校正值见表 3, 进行年龄校正的值为 2481 Ma. $\epsilon Nd(t)$ 值在 3.14~4.88 间, 位于亏损地幔线附近, 说明玄武岩岩浆来源于亏损地幔源区.

6 岩石成因及构造环境讨论

早前寒武纪火山岩成因及构造背景仍然是目前火山岩研究的一个难点, 特别是在区域地质研究程度较低的喀喇昆仑地区. 所幸, 华北克拉通早前寒武纪基性火山岩研究已积累了大量资料, 岩石成因及构造背景方面进行了有益探索, 其中板底垫托模式^[26]较好地解释了华北克拉通内部新太古代基性火山岩的大面积面形分布及岩石地球化学特征所反映的较强地壳物质混染现象. 本文研究的火山岩形成时代为 2481 Ma, 与华北克拉通 2.5 Ga 左右基性火山

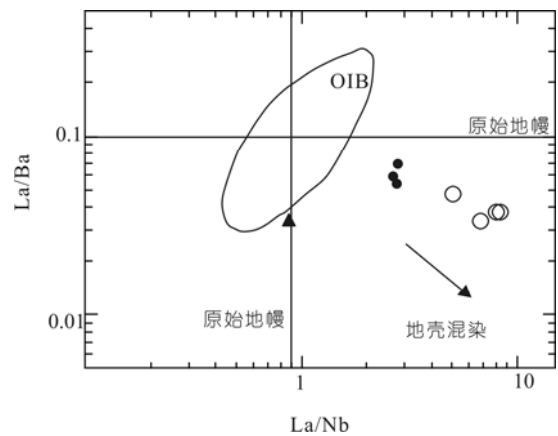


图 9 火山岩 La/Ba-La/Nb 图解

表 3 基性火山岩 Rb/Sr 和 Sm/Nd 同位素比值表^{a)}

样品号	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$	$\epsilon Nd(t)$
THD01-6	0.216917	0.714525 ± 11	0.695482	0.148132	0.512004 ± 07	0.509580	3.143
THD01-7	0.285719	0.718458 ± 11	0.699415	0.137183	0.511868 ± 10	0.509624	4.006
THD01-9	0.208425	0.715606 ± 09	0.696563	0.131252	0.511816 ± 10	0.509669	4.884

a) 同位素在西北大学地质系大陆动力学国家重点实验室采用 Nu Plasma 多接收等离子质谱仪分析

活动峰期^[26]一致, 故可以此为参考讨论布伦阔勒岩群火山岩的成因及构造背景. 如前所述, 布伦阔勒岩群火山岩以拉斑玄武岩为主, 夹流纹岩, 与磁铁石英岩、变质表壳岩伴生, 基性火山岩地球化学特点显示以低镁、富集大离子亲石元素和轻稀土元素, 表明它们不应形成于大洋中脊环境; 虽然火山岩微量元素显示有不同程度的Nb和Ta亏损, 但缺少安山质岩石的“双峰式”组合以及Zr/Y-Zr图解(图10), 也基本排除其形成于岛弧环境的可能. 此外, 基性火山岩稀土、微量元素丰度(特别是HFSE)及配分模式图(图7, 8)更接近华北新太古代基性火山岩的平均, 暗示布伦阔勒岩群火山岩的成因可能类似于华北新太古代火山岩, 为“板底垫托作用”成因. 基性岩浆来源于地幔, 因此带有地幔源区的同位素组成特征; 同时, 由于它们垫托在地壳之下的滞留时间较长, 常常受到地壳物质的混染, 故而表现出特殊的稀土、微量元素组成和配分型式以及接近下地壳的高场强元素比值特征. 幔源玄武质岩浆的底侵, 导致区域热流值升高, 进而使地壳岩石部分熔融, 形成上述酸性火山岩岩浆. 考

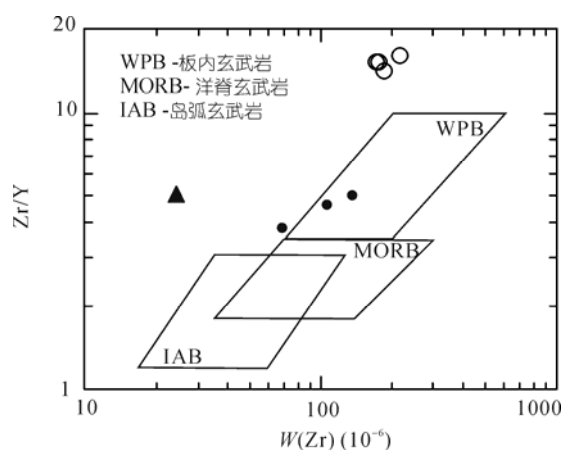


图10 火山岩Zr/Y-Zr图解

虑到古元古代早期研究区地壳成熟度低、而且薄的特点, 除酸性岩浆易于喷出地表外, 基性岩浆也会在薄弱地带上涌、喷出, 形成上述具有“双峰式”特征的火山岩组合.

7 地质意义及存在问题讨论

布伦阔勒岩群火山岩夹层中流纹岩单颗粒锆石(2481 ± 14)和(2016 ± 39) Ma 的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 加权平均年龄以及磁铁石英岩建造说明该套地层主体形成于古元古代, 地球化学特征、同位素组成及岩石组合反映其可能为“板底垫托作用”成因. 上述研究结果的地质意义至少表现在以下两个方面: 首先, 证实塔什库尔干-甜水海地区存在前寒武纪基底. 结合该地区地层结构、岩浆期次与西昆仑的显著差异^[3,4,27-29], 支持塔什库尔干-甜水海微地块存在, 并且与北羌塘地块有较大差异, 暗示其具有特殊的演化历史. 其次, 该期岩浆事件时间、性质与南非^[30,31]和我国辽宁、山西^[32-36]等地前寒武纪岩浆事件类似, 为早前寒武纪地壳生长过程研究^[37-40]增添了新数据.

存在的问题是由于后期构造作用, 现划为布伦阔勒岩群的四套岩石地层单位多呈构造面理接触, 虽然野外宏观岩石组合主体为一套副变质的碎屑岩、大理岩、火山岩、磁铁石英岩建造, 但是其形成顺序及原始空间展布都难以恢复. 加之, 布伦阔勒岩群东北侧紧邻康西瓦-瓦恰缝合带, 因此其北部势必卷入有其他不同时代的岩石单元而非单一的地层单位, 由于自然、交通条件恶劣, 这一问题可能在以后较长时间内难以得到有效解决. 火山岩成因仅仅是类比华北克拉通的讨论, 由于喀喇昆仑地区前寒武纪地质体规模小, 研究程度低, 缺少更多地质条件约束, 因此存在较大的不确定性. 此外, 火山作用与含铁建造的关系研究方面依然存在空白.

致谢 在成文过程中夏林圻研究员关于同位素示踪进行了悉心指导, 李智佩研究员、马仲平副研究员关于火山岩形成环境提出了具体意见, 徐学义及何世平研究员阅读了全文, 并提出了具体意见, 杨娟茹和潘术娟分别清绘了地质体分布图和剖面图, 审稿专家提出宝贵的意见, 在此表示感谢.

参考文献

- 1 潘桂棠, 王立全, 尹福光, 等. 从多岛弧盆系研究实践看板块构造登陆的魅力. 地质通报, 2004, 23: 933-939
- 2 潘桂棠, 丁俊, 姚东生, 等. 1:150万青藏高原及邻区地质图说明书. 成都: 成都地图出版社, 2004. 1-10
- 3 李荣社, 计文化, 杨永成, 等. 昆仑山及邻区地质. 北京: 地质出版社, 2008. 1-5

- 4 Ducea M N, Lutkov V, Minaev V T, et al. Building the Pamirs: The view from the underside. *Geology*, 2003, 31: 849–852
- 5 潘裕生, 周伟明, 许荣华, 等. 昆仑山早古生代地质特征与演化. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1996, 26: 302–307
- 6 尹安. 喜马拉雅-青藏高原造山带地质演化——显生宙亚洲大陆生长. *地球学报*, 2001, 22: 193–230
- 7 Xiao W J, Windley B F, Liu D Y, et al. Paleozoic accretionary tectonics of the Western Kunlun Range, China: New SHRIMP zircon ages from the Kudi ophiolite and associated granites, and implications for the crustal growth of Central Asia. *J Geol*, 2005, 113: 687–705
- 8 丁道桂, 王道轩, 刘伟新, 等. 西昆仑造山带与盆地. 北京: 地质出版社, 1996. 36–72
- 9 Mattern F, Schneider W. Suturing of the Proto- and Paleo-Tethys oceans in the western Kunlun (Xinjiang, China). *J Asian Earth Sci*, 2000, 18: 637–650
- 10 Yuan C, Sun M, Zhou M F, et al. Absence of the Archean basement for the South Kunlun Block: Nd-Sr-O isotopic evidence from granitoids. *Island Arc*, 2003, 12: 13–21
- 11 姜春发, 王宗起, 李锦轶, 等. 中央造山带开合构造. 北京: 地质出版社, 2000. 47–68
- 12 张传林, 陆松年, 于海锋, 等. 青藏高原北缘西昆仑造山带构造演化: 来自锆石 SHRIMP 及 LA-ICP-MS 测年的证据. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37: 145–154
- 13 陆松年, 于海锋, 赵凤清, 等. 青藏高原北部前寒武纪地质初探. 北京: 地质出版社, 2002. 21–33
- 14 肖文交, 侯泉林, 李继亮, 等. 西昆仑大地构造相解剖及其多岛增生过程. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2000, 30(增刊): 22–28
- 15 新疆维吾尔自治区地质矿产局. 新疆维吾尔自治区区域地质志. 北京: 地质出版社. 1985
- 16 王世炎, 姚建新, 肖序常, 等. 新疆塔什库尔干县达布达尔志留纪笔石动物群的新发现. *地质通报*, 2003, 22: 839–840
- 17 Gao S, Liu X M, Yuan H L. Analysis of forty-two major and trace elements of U SGS and NIST SRM Glasses by LA-ICP MS. *Geostand Newsl*, 2002, 22: 181–195
- 18 柳小明, 高山, 袁洪林, 等. 193 nm LA-ICPMS 对国际地质标准参考物质中 42 种主元素和微量元素的分析. *岩石学报*, 2002, 18: 408–418
- 19 袁洪林, 吴福元, 高山, 等. 东北地区新生代侵入体的锆石激光探针 U-Pb 年龄测定与稀土元素成分分析. *科学通报*, 2003, 48: 1511–1520
- 20 Andersen T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb . *Chem Geol*, 2002, 192: 59–79
- 21 Ludwig K R. Isoplot-A plotting and regression program for radio-genic-isotope data. US Geological Survey Open-File Report, 1991, 39: 91–445
- 22 Boynton W V. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P, ed. *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier Science, 1984. 63–111
- 23 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. London: Geological Society Special Publication, 1989. 313–345
- 24 刘勇胜, 高山, 王选策, 等. 太古宙-元古宙界限基性火山岩 Nb/Ta 比值变化及其对地球 Nb/Ta 平衡的指示意义. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2004, 34: 1002–1014
- 25 Saunders A D, Storey M, Kent R W, et al. Consequences of plume-lithosphere interaction. In: Storey B C, Alabaster T, Pankhurst R J, eds. *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. London: Geological Society, 1992
- 26 耿元生, 万渝生, 沈其韩. 华北克拉通早前寒武纪基性火山作用与地壳增生. *地质学报*, 2002, 76: 199–208
- 27 毕华, 王中刚, 王元龙, 等. 西昆仑造山带构造岩浆演化史. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1999, 25: 398–406
- 28 许荣华, 张玉泉, 谢应雯, 等. 同位素地球化学. 见: 中国科学院青藏高原综合科学考察队. 喀喇昆仑山-昆仑山地区地质演化. 北京: 科学出版社, 2000. 4–393
- 29 Gehrels G E, Yin A, Wang X. Magmatic history of the northeastern Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 2003, 108: 2423, doi: 10.1029/2002JB001876
- 30 Abouehami W, Boher M. A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: An early stage of crustal accretion. *J Geophys Res*, 1990, 95: 17605–17629
- 31 Boher M, Abouehami W, Michard A, et al. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *J Geophys Res*, 1992, 97: 345–369
- 32 张秋生. 中国早前寒武纪地质及成矿作用. 吉林: 吉林人民出版社, 1984. 196–264
- 33 Jahn B M. Early Precambrian basic rocks of China. In: Hall R P, Hughs D J, eds. *Early Precambrian Basic Magmatism*. Blachie, Bishopbriggs, Glasgow, 1990. 294–316
- 34 Sun M, Armstrong R L, Lambert R S. Petrochemistry and Sr, Pb and Nd isotopic geochemistry of Early Precambrian rocks, Wutaishan and Taihangshan areas, China. *Precambrian Res*, 1992, 56: 1–31
- 35 Sun M, Armstrong R L, Lambert R S, et al. Petrochemistry and Sr, Pb and Nd isotopic geochemistry of Paleoproterozoic Kuandian Complex,

- the eastern Liaoning Province, China. *Precambrian Res*, 1993, 62: 171–190
- 36 白瑾, 黄学光, 戴凤岩. 中国前寒武纪地壳演化. 北京: 地质出版社, 1993. 68–118
- 37 Armstrong R L. A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic earth. *Rev Geophys*, 1968, 6: 175–199
- 38 Armstrong R L. Radiogenic isotopes: The case for crustal recycling on a near-steady-state necontinental growth earth. *Philos Trans Roy Soc London*, 1981, 301: 443–472
- 39 Condie K C. *Archean Greenstone Belts*. Amsterdam-Oxford-New York: Elsevier Scientific Publishing Company, 1981. 1–434
- 40 Condie K C. Greenstones through time. In: Condie K C, eds. *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam: Elsevier Publisher, 1994. 85–120