

东昆仑南缘布青山构造混杂岩带哥日卓托闪长岩体年代学、地球化学特征及其地质意义

李佐臣¹⁾, 裴先治¹⁾, 刘战庆²⁾, 李瑞保¹⁾, 裴磊³⁾, 陈国超¹⁾, 刘成军¹⁾,
陈有忻¹⁾, 高景民¹⁾, 魏方辉¹⁾, 吴树宽¹⁾, 王银川¹⁾, 杨杰¹⁾

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

2) 桂林理工大学地球科学学院, 广西桂林, 541004;

3) 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京, 100083

内容提要:对东昆仑南缘布青山构造混杂岩带哥日卓托闪长岩体进行了锆石 U-Pb 年代学和岩石地球化学研究, 以便对其形成时代和岩石成因进行约束。结果表明, 哥日卓托闪长岩锆石 Th/U 比值(0.63~1.28)较高, 阴极发光图像显示锆石内部发育振荡环带, 具岩浆成因特点; LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 225.8 ± 1.5 Ma (MSWD=0.53), 表明其形成时代为晚三叠世早期。岩体的 SiO₂ 含量在 53.07%~58.74% 之间, Al₂O₃ (14.66%~16.17%) 含量相对较高, 全碱含量较低(4.76%~6.04%), 高钾(1.60%~2.90%), 里特曼指数 σ 在 1.69~2.66 之间, 属高钾钙碱性系列。稀土元素总量(Σ REE)为 $158.36 \times 10^{-6} \sim 211.50 \times 10^{-6}$, δ Eu 为 0.85~0.97, 稀土元素配分曲线呈右倾型, 具有弱的负铕异常。高场强元素(Nb、Ta、P 等)和大离子亲石元素(Ba、Sr、Ti 等)具有明显的负异常, 而 Rb、U、La、Hf、Nd 等元素具有明显的正异常。哥日卓托闪长岩形成于高温环境(800℃±), 具有后碰撞岩浆活动的特征, 是东昆仑地块与巴颜喀拉地块碰撞后地壳部分熔融的产物。

关键词: 闪长岩; LA-ICP-MS 定年; 地球化学; 构造环境; 布青山构造混杂岩带

东昆仑南缘布青山构造混杂岩带位于阿尼玛卿构造带的西段, 阿尼玛卿构造带现今位于东昆仑造山带、西秦岭造山带、松潘-巴颜喀拉造山带汇聚交接地区, 呈北西西—东西走向, 是现今青藏高原东北边缘及北部与中央造山系复合交接的部位, 也是原特提斯东段北缘分支洋盆和古特提斯洋构造体系复合交织的重要构造部位(边千韬等, 1992; 姜春发等, 1992; 许志琴等, 1996; 王永标等, 1997; 裴先治, 2001; 张国伟等, 2003), 具有复杂的构造图像和拼合历史, 在中国大陆的形成演化中占据重要地位, 是研究中国大陆构造及其大陆动力学的关键地区, 是探索中国大陆多期次、多块体拼合、陆壳增生、消减机制的天然实验室(姜春发等, 1992; 许志琴等, 1996; 殷鸿福等, 1997)。

布青山-阿尼玛卿构造混杂岩带呈近东西向断续分布, 长超过 700km, 宽 10~20km, 东起玛沁, 向

西经玛积雪山、托索湖至布青山, 再往西与东大滩南黑茨沟和木孜塔格山北的镁铁-超镁铁岩块(Molnar et al., 1987; Burchfiel et al., 1989)相连接(图 1a)。北侧以东昆仑断裂与东昆仑造山带和西秦岭造山带分界, 南侧以长石头山断裂与松潘-巴颜喀拉造山带分界。其主要岩石地层是早—中二叠世具有复理石性质的马尔争组($P_{1-2}m$)碎屑岩沉积组合, 其中夹有大量断续分布的蛇绿岩块。布青山-阿尼玛卿构造混杂岩带为巴颜喀拉地块与东昆仑地块之间的缝合带, 属于早古生代和晚古生代两期构造演化的洋-陆俯冲碰撞产物(张克信等, 1999), 为东特提斯洋构造域组成部分(姜春发等, 1992; 边千韬等, 1999a, 1999b, 2001; 陈亮等, 1999, 2000, 2001, 2003; 朱云海等, 1999; 杨经绥等, 2004; 郭安林等, 2006, 2007; 刘战庆等, 2011a, 2011b, 2011c)。

前人对该区侵入岩的研究主要集中在布青山构

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 41172186、40972136、40572121)、高等学校博士学科点专项科研基金项目(编号 20110205110004)、中央高校基本科研业务费专项资金项目(编号 CHD2011TD020、CHD2009JC046、2013G1271092)、青海省国土资源厅-中国铝业公司公益性区域地质矿产调查基金项目(中铝基金 200801)联合资助的成果。

收稿日期: 2012-12-20; 改回日期: 2013-04-26; 责任编辑: 黄敏。

作者简介: 李佐臣, 男, 1979 年生。讲师, 理学博士, 从事构造地质学和区域地质学研究。Email: lizuoichen@chd.edu.cn。通讯作者: 裴先治, 男, 1963 年生。教授, 博士生导师, 理学博士, 主要从事构造地质学、区域地质学和岩石地球化学研究。Email: peixzh@263.net。

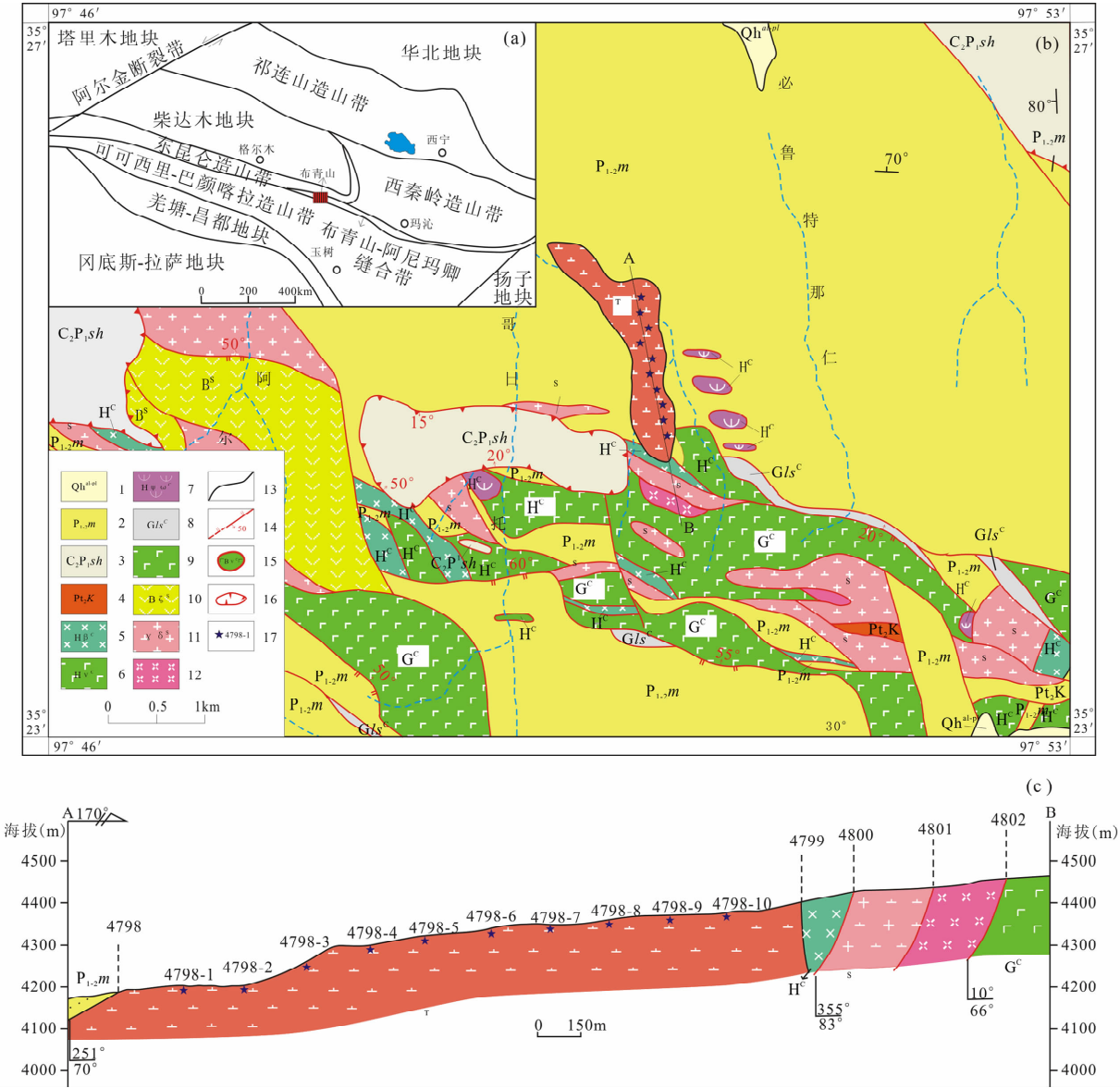


图 1 东昆仑南缘布青山构造混杂岩带哥日卓托闪长岩体分布图和剖面图

Fig.1 Distribution and cross-section of Gerizhuotuo diorite in Buqingshan tectonic
mélange belt, southern margin of East Kunlun

- 1—更新统冲洪积物;2—中下二叠统马尔争组;3—上石炭统一二叠统树维门科组;4—长城系苦海岩群;5—三叠纪闪长岩;6—石炭纪哈尔郭勒玄武岩;7—石炭纪哈尔郭勒辉长岩;8—石炭纪哈尔郭勒蛇纹岩;9—石炭纪哥日卓托洋岛灰岩;10—石炭纪哥日卓托洋岛玄武岩;11—志留纪中酸性火山岩;12—志留纪花岗闪长岩;13—流纹斑岩;14—地质界线;15—实测及推测断层;16—构造接触界线;17—飞来峰;18—采样位置
- 1—Alluvium and proluvium of Pleistocene Series;2—Maerzheng Formation of Middle-Lower Permian;3—Shuweimenke Formation of Upper Carboniferous-Lower Permian;4—Kuhai Group of Changchengian;5—diorite of Triassic;6—Haerguole basalts of Carboniferous;7—Haerguole gabbro of Carboniferous;8—Haerguole serpentinite of Carboniferous;9—Gerizhuotuo oceanic island limestone of Carboniferous;10—Gerizhuotuo oceanic island basalts of Carboniferous;11—intermediate-felsic volcanic rocks of Silurian;12—granodiorites of Silurian;13—rhyolite porphyries;14—line of geological limitation;15—measured and speculated fault;16—tectonic contact boundary;17—klippes;18—sample location

造混杂岩带北侧的东昆仑造山带(柴耀楚等,1984;许荣华等,1990;陈文等,2002;刘成东等,2004;莫宣学等,2006;陈国超,2011;李瑞保,2012;王学良,

2012;Li Ruibao et al.,2013),认为其形成时代在230~256Ma之间(刘成东等,2004;陈国超,2011;李瑞保,2012;王学良,2012),与安第斯活动大陆边

缘的弧火成岩类相似,记录了俯冲造山的时间(莫宣学等,2006)。对布青山构造混杂岩带中的侵入岩研究较少,因此,本文选择侵位于布青山构造混杂岩带中的哥日卓托闪长岩体为研究对象,岩体与中下二叠统马尔争组和石炭纪哈尔郭勒蛇绿岩均呈侵入接触关系,岩体未发生变形变质作用,因此该岩体属于典型的“钉合岩体”,而“钉合岩体”是地块拼贴或增生之后侵入到地体边界之中的,还可以大致同时出现在相邻的地体之中,它们限定了地体拼贴或增生的时间上限,因而具有特殊的构造年代学意义(Jones et al.,1983;Schermer et al.,1984;韩宝福等,2010)。而有些非造山侵入岩也可以是钉合岩体,由非造山钉合岩体限定的增生或碰撞造山事件的时限可能跨度比较大(韩宝福等,2010)。基于此,本文对哥日卓托闪长岩体进行了锆石 U-Pb 年代学和岩石学、岩石地球化学分析,并探讨其岩石成因、物质来源及与碰撞造山事件之间的关系,为布青山构造混杂岩带晚古生代以来的构造背景及东昆仑地块与巴颜喀拉地块碰撞时代提供约束。

1 地质特征

布青山构造混杂岩带基质由中下二叠统马尔争组($P_{1-2}m$)的复理石沉积组合所组成,在其内混杂有早古生代和晚古生代两期蛇绿岩块及中元古代苦海岩群(Pt_2K)的大理岩、黑云石英片岩、片麻岩和斜长角闪岩等岩性组合的变质基底岩块,白日切特一带发育岛弧型中酸性火山熔岩块和一套晚古生代海山玄武岩及与其密切伴生的富含生物化石的碳酸盐

岩,表明研究区可能存在晚古生代的沟-弧体系。该区还广泛出露一套呈推覆体产出的上石炭统一中下二叠统树维门科组($C_2P_{1-2}sh$)碳酸盐岩,主要由具礁体特征的碳酸盐岩组成,是较典型的稳定性台地相碳酸盐岩沉积(图 1b)。

哥日卓托闪长岩体出露于布青山构造混杂岩带中,主要侵位于作为构造混杂岩带基质岩系的中下二叠统马尔争组灰色—深灰色中层—中薄层状砂岩、薄层状细砂岩、粉砂岩夹粉砂质板岩中,仅在南端侵位于作为构造混杂岩带构造岩块的石炭纪哈尔郭勒玄武岩和辉长岩中(图 1)。哥日卓托闪长岩体出露面积并不大,仅为 1.5km^2 ,平面上呈长条状近南北向展布,长约 3km ,宽约 $0.4\sim 0.6\text{km}$,与区域构造线北西西—南东东向不一致,且南端切割断裂,表明其侵位时代在构造混杂岩带形成之后,晚于东昆仑地块与巴颜喀拉地块碰撞时间。

2 岩石学特征

哥日卓托闪长岩体岩石呈深灰色,半自形细粒花岗结构,块状构造,蚀变较为明显(图 2a)。岩石主要由斜长石($70\%\sim 75\%$)、钾长石($1\%\sim 3\%$)、石英($2\%\sim 3\%$)组成,暗色矿物以角闪石($10\%\sim 15\%$)、辉石($1\%\sim 3\%$)、黑云母($1\%\sim 3\%$)为主,副矿物有磁铁矿、锆石、榍石、磷灰石等。次生矿物有绿泥石、绢云母、高岭土、绿帘石。斜长石为中长石, $An_{33}\sim An_{41}$,呈自形—半自形柱状、板柱状(图 2b),蚀变较为明显,表面较为浑浊,发育聚片双晶,从相对明亮的边缘部位可见其双晶较宽,颗粒大小一般

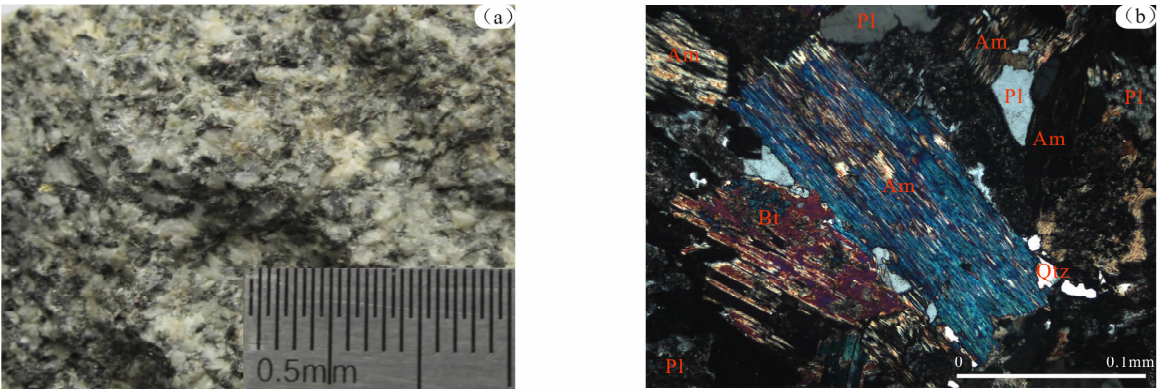


图 2 东昆仑南缘布青山构造混杂岩带哥日卓托闪长岩体野外露头照片(a)和镜下显微照片(b,正交偏光,5 倍)
Fig. 2 Field photographs and the apatite micrographs (b,crossed polarizers,5 times) of Gerizhuotuo diorite in Buqingshan tectonic mélange belt, southern margin of East Kunlun

Am—角闪石;Bt—黑云母;Pl—斜长石;Qtz—石英
Am—Amphibole;Bt—Biotite;Pl—Plagioclase;Qtz—Quartz

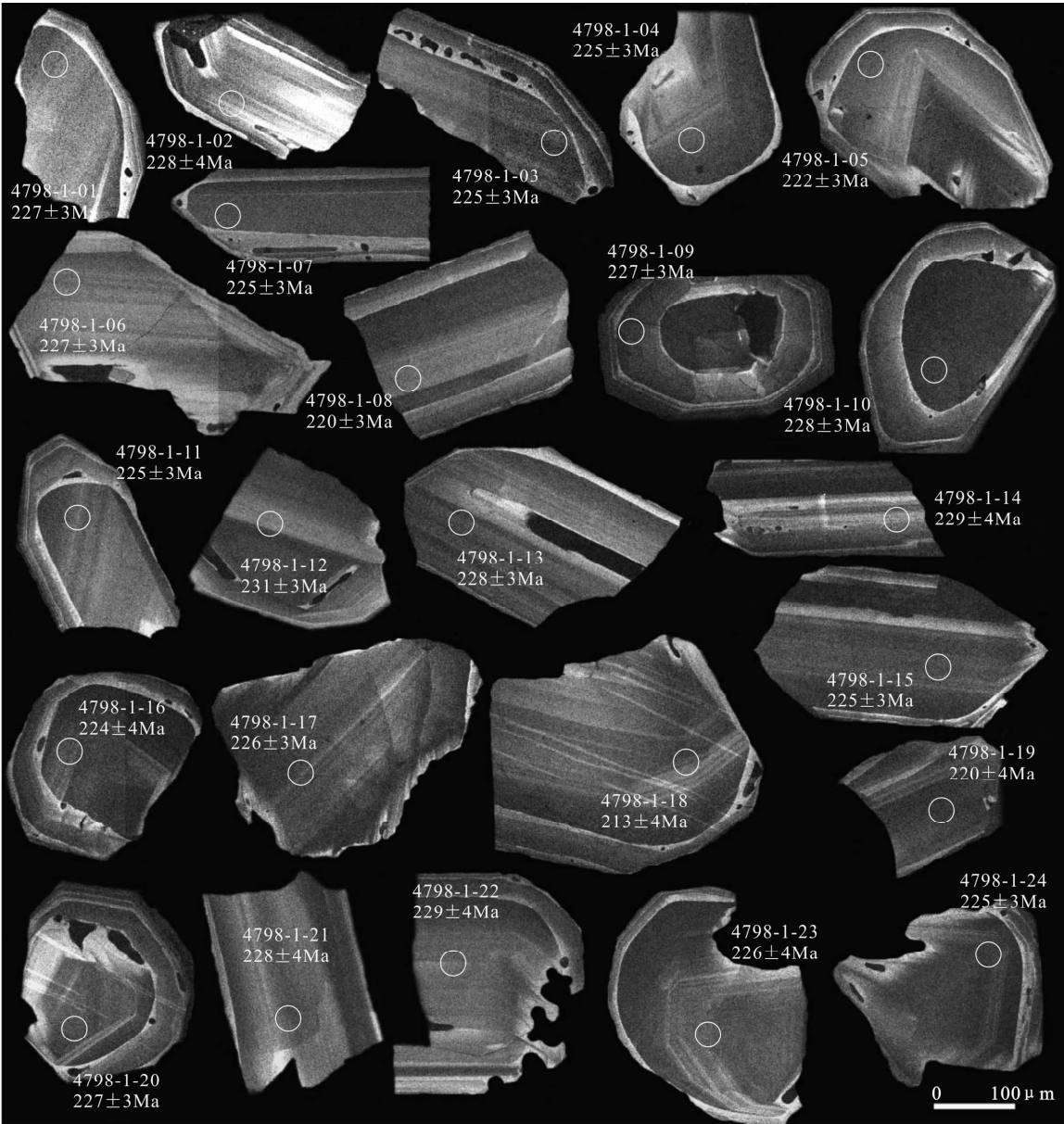


图 3 东昆仑南缘布青山构造混杂岩带哥日卓托闪长岩体(4798-1)单颗粒锆石 CL 图像和年龄值
Fig. 3 CL images and ages of single zircon U-Pb of Gerizhuotuo diorite(4798-1)in Buqingshan
tectonic mélange belt, southern margin of East Kunlun

为 0.5~1.5mm。斜长石杂乱分布,在其间隙中分布他形粒状的钾长石及石英。角闪石为普通角闪石,呈较自形柱状(图 2b),浅褐—褐绿色多色性,零散分布于岩石中,颗粒大小一般为 0.4~0.8mm。部分角闪石与少量黑云母及辉石被次生的绿泥石及绿帘石所取代。

3 样品采集及分析方法

3.1 锆石 U-Pb 年龄分析方法

用于锆石测年研究的样品采集 1 件(4798-1, N35°25′00.3″,E97°50′11.9″,图 1),锆石挑选工作

由河北省区域地质矿产调查研究所实验室完成,锆石制靶在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成,锆石的反射光和透射光显微照相及阴极发光(CL)显微照相在北京离子探针中心扫描电镜实验室完成。测试点的选取锆石吸收程度均匀的位置进行定年,测试在西北大学大陆动力学国家重点实验室的 LA-ICP-MS 仪器上用标准测定程序进行,激光剥蚀斑束直径为 30μm,激光剥蚀样品的深度为 20~40μm。单个分析点的同位素比值和同位素年龄的误差(标准偏差)为 1σ,采用年龄为 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄,其加权平均值具有 95%的置信度。实验原理

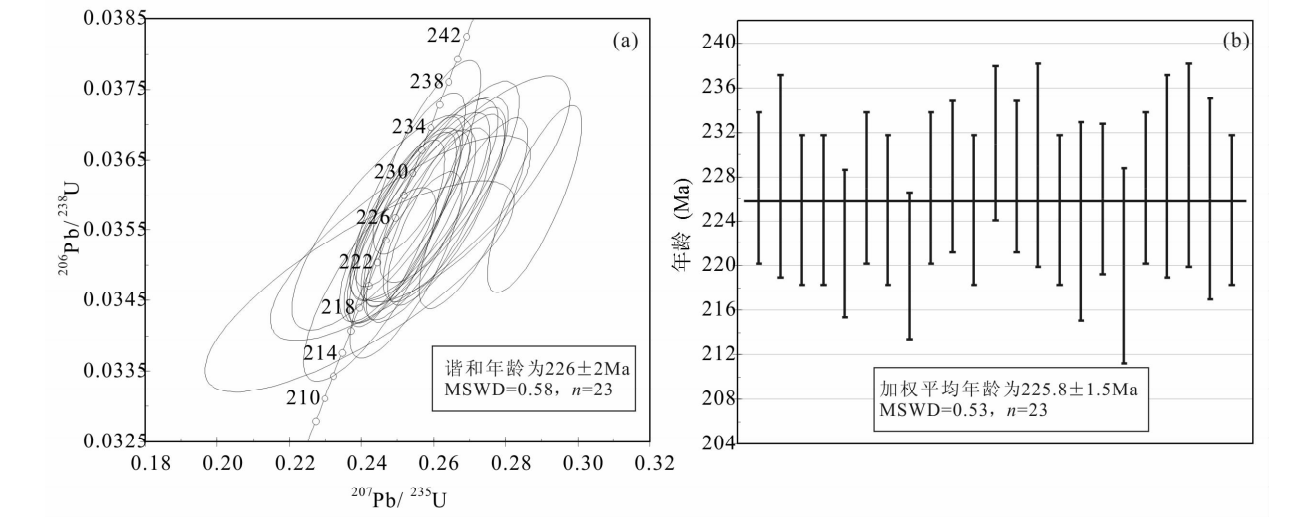


图 4 东昆仑南缘布青山构造混杂岩带哥日卓托闪长岩体(4798-1)LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄图
Fig. 4 LA-ICP-MS zircon U-Pb concordia diagram of Gerizhuotuo diorite(4798-1)in Buqingshan tectonic mélangé belt, southern margin of East Kunlun

和流程及仪器参数见 Yuan Honglin 等(2004)。样品的同位素比值和元素含量数据处理采用 GLITTER(4.0 版,Macquarie University)软件,并采用 Andersen(2002)软件对测试数据进行普通铅校正,年龄计算及谐和图采用 ISOPLOT(2.49 版,Ludwig,2003)软件完成。

3.2 地球化学分析方法

岩石地球化学样品等间距采集 10 件(图 1b, 1c)。样品元素含量分析测定工作在中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室完成,主量元素使用 X-射线荧光光谱仪(XRF-1500)法测试,在 Shimadzu XRF-1500 上测定氧化物的含量,精度优于 2%~3%。微量元素及稀土元素使用 ICP-MS(Element II)测试,分析精度为:按照 GSR-1 和 GSR-2 国家标准,当元素含量大于 10×10^{-6} 时,精度优于 5%,当含量小于 10×10^{-6} 时,精度优于 10%。化学分析测试流程参考 Chen Fukun 等(2000,2002)介绍的方法。

4 哥日卓托闪长岩锆石 LA-ICP-MS 年代学

4.1 锆石特征

哥日卓托闪长岩体样品(4798-1)中锆石为浅黄色—无色透明色,呈长柱状、半截锥状和近椭圆状,锆石颗粒粒径介于 $110 \sim 300 \mu\text{m}$ 之间,晶体长宽比为 $1:1 \sim 3:1$ (图 3)。锆石的阴极发光(CL)图像显示内部结构较为清楚,表现出典型的岩浆生长振荡

环带结构、韵律结构,属于岩浆结晶产物(Belousova et al.,2002;吴元保等,2004;Siebel et al.,2005),振荡环带较宽,可能反映较高温、速度缓慢的结晶过程(吴元保等,2004)。

4.2 测试结果

在 24 个测点中(表 1),锆石的 Th 含量变化为 $232.31 \times 10^{-6} \sim 1982.44 \times 10^{-6}$,U 含量变化范围为 $69.97 \times 10^{-6} \sim 1544.73 \times 10^{-6}$,Th/U 比值变化为 $0.63 \sim 1.28$ 。Th/U 比值较大,且均大于 0.4,结合锆石具有振荡环带结构、韵律结构特征,认为这些锆石为岩浆锆石(Belousova et al.,2002;吴元保等,2004;Siebel et al.,2005)。

哥日卓托闪长岩体锆石 U-Pb 年龄较为集中,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄介于 $213 \sim 231\text{Ma}$ 之间(图 3),其中有效数据点 23 个(4798-1-18 测点没有 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄数据,不参与计算), $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和性较好,谐和年龄为 $226 \pm 2\text{Ma}$ (MSWD=0.58, $n=23$)(图 4a), $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $225.8 \pm 1.5\text{Ma}$ (MSWD=0.53, $n=23$)(图 4b)。因此,本文将哥日卓托闪长岩体的结晶年龄确定为 $225.8 \pm 1.5\text{Ma}$,其形成时代为晚三叠世早期。

5 岩石地球化学特征

5.1 主量元素地球化学

哥日卓托闪长岩体的主量元素(表 2)具有如下特征:岩石的 SiO_2 含量相对较低,变化范围较窄,在 $53.07\% \sim 58.74\%$ 之间,平均 56.03% 。高钾, K_2O

表 1 东昆仑南缘布青山构造混杂岩带哥日卓托闪长岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 分析数据及锆石中钛地质温度计算

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb analytic data and Ti geological temperature calculation for Gerizhuotuo diorite in Buqingshan tectonic mélange belt, southern margin of East Kunlun

锆石 编号	²⁰⁶ Pb	²³² Th	²³⁸ U	²³² Th / ²³⁸ U	同位素比值								表面年龄(Ma)						钛地质温度计算		
	($\times 10^{-6}$)	($\times 10^{-6}$)	($\times 10^{-6}$)		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ	Ti ($\times 10^{-6}$)	最高温 度(℃)	最低温 度(℃)
4798-1-1	93.05	657.28	635.64	1.03	0.05338	0.00195	0.26348	0.00665	0.03580	0.00055	0.01177	0.00018	345	31	237	5	227	3	18.06	795	796
4798-1-2	59.37	349.73	404.27	0.87	0.05194	0.00219	0.25741	0.00840	0.03594	0.00058	0.01182	0.00021	283	45	233	7	228	4	15.62	781	782
4798-1-3	100.78	488.93	706.23	0.69	0.05221	0.00189	0.25618	0.00634	0.03559	0.00055	0.01148	0.00019	295	30	232	5	225	3	15.51	781	781
4798-1-4	95.19	574.29	640.16	0.90	0.05125	0.00185	0.25126	0.00621	0.03555	0.00055	0.01160	0.00018	252	30	228	5	225	3	11.18	751	751
4798-1-5	109.24	614.75	799.34	0.77	0.05227	0.00190	0.25240	0.00637	0.03502	0.00054	0.01117	0.00018	297	31	229	5	222	3	13.18	766	766
4798-1-6	73.00	443.31	506.12	0.88	0.05221	0.00202	0.25783	0.00731	0.03581	0.00056	0.01164	0.00019	295	37	233	6	227	3	12.51	761	761
4798-1-7	157.69	1164.91	1163.87	1.00	0.05270	0.00199	0.25856	0.00703	0.03558	0.00056	0.01157	0.00019	316	34	234	6	225	3	9.59	737	737
4798-1-8	97.62	886.07	697.99	1.27	0.05057	0.00206	0.24234	0.00753	0.03475	0.00056	0.01100	0.00018	221	43	220	6	220	3	18.59	798	799
4798-1-9	140.17	834.93	916.04	0.91	0.05320	0.00198	0.26319	0.00696	0.03587	0.00056	0.01186	0.00019	337	33	237	6	227	3	11.08	750	750
4798-1-10	241.97	1982.44	1544.73	1.28	0.05812	0.00185	0.28813	0.00535	0.03595	0.00054	0.01209	0.00017	534	19	257	4	228	3	91.25	980	983
4798-1-11	84.54	570.73	616.30	0.93	0.05151	0.00199	0.25262	0.00715	0.03556	0.00056	0.01145	0.00019	264	37	229	6	225	3	18.12	796	796
4798-1-12	111.67	738.30	753.48	0.98	0.05121	0.00180	0.25810	0.00613	0.03654	0.00056	0.01217	0.00018	250	28	233	5	231	3	17.32	791	792
4798-1-13	95.08	639.08	651.61	0.98	0.05093	0.00183	0.25340	0.00633	0.03608	0.00056	0.01194	0.00018	238	30	229	5	228	3	17.24	791	792
4798-1-14	48.58	235.26	310.50	0.76	0.05390	0.00284	0.26828	0.01214	0.03609	0.00065	0.01194	0.00028	367	69	241	10	229	4	11.40	752	753
4798-1-15	73.80	453.73	515.95	0.88	0.05109	0.00193	0.25076	0.00688	0.03559	0.00056	0.01165	0.00019	245	35	227	6	225	3	15.11	778	779
4798-1-16	90.50	593.48	624.56	0.95	0.05140	0.00314	0.25093	0.01475	0.03540	0.00059	0.01114	0.00014	259	14	227	12	224	4	15.01	778	778
4798-1-17	131.51	1000.02	883.85	1.13	0.05499	0.00189	0.27116	0.00620	0.03575	0.00055	0.01185	0.00018	412	26	244	5	226	3	17.53	792	793
4798-1-18	80.63	318.97	510.29	0.63	0.04605	0.00305	0.21359	0.01362	0.03364	0.00060	0.01092	0.00039		14	197	11	213	4	15.55	781	782
4798-1-19	117.72	837.52	761.43	1.10	0.05004	0.00378	0.23953	0.01758	0.03472	0.00061	0.01096	0.00014	197	17	218	14	220	4	18.98	800	801
4798-1-20	142.30	1027.01	980.17	1.05	0.05158	0.00175	0.25446	0.00564	0.03577	0.00055	0.01153	0.00017	267	25	230	5	227	3	21.04	810	811
4798-1-21	41.28	232.31	279.92	0.83	0.05222	0.00227	0.25890	0.00900	0.03595	0.00059	0.01088	0.00021	295	50	234	7	228	4	13.75	769	770
4798-1-22	58.80	342.25	394.69	0.87	0.05300	0.00210	0.26449	0.00794	0.03619	0.00058	0.01162	0.00020	329	40	238	6	229	4	15.79	782	783
4798-1-23	64.82	388.86	452.39	0.86	0.05002	0.00246	0.24572	0.01019	0.03562	0.00062	0.01130	0.00024	196	64	223	8	226	4	15.99	784	784
4798-1-24	141.06	1172.70	980.32	1.20	0.05110	0.00171	0.24992	0.00544	0.03547	0.00054	0.01155	0.00017	245	25	227	4	225	3	19.75	804	805

表 2 东昆仑南缘布青山构造混杂岩带哥日卓托闪长岩体主量元素(%)和微量元素($\times 10^{-6}$)组成
Table 2 Major element data components (%) and trace element abundance($\times 10^{-6}$) for Gerizhuotuo diorite
in Buqingshan tectonic mélange belt, southern margin of East Kunlun

样品	4798/1	4798/2	4798/3	4798/4	4798/5	4798/6	4798/7	4798/8	4798/9	4798/10
SiO ₂	54.27	55.48	56.92	56.80	57.32	56.74	54.58	53.07	56.42	58.74
TiO ₂	0.66	0.71	0.78	0.89	0.75	0.81	0.71	0.76	0.71	0.68
Al ₂ O ₃	14.66	15.51	16.08	16.17	15.73	16.06	15.12	15.11	14.85	16.14
Fe ₂ O ₃ ^T	7.44	7.15	6.59	7.27	6.54	6.82	7.25	8.21	7.32	5.93
FeO	5.46	5.15	4.72	5.09	4.62	4.76	5.19	5.59	4.95	3.92
MnO	0.13	0.13	0.11	0.11	0.09	0.10	0.13	0.14	0.13	0.07
MgO	8.06	6.73	4.79	4.82	5.19	5.06	6.90	7.09	6.64	5.54
CaO	6.77	6.63	6.63	6.15	6.04	5.98	7.28	7.22	6.01	4.85
Na ₂ O	2.79	3.21	3.37	3.25	3.00	3.45	3.10	3.32	3.15	3.39
K ₂ O	1.97	2.12	2.05	2.35	2.90	2.59	2.22	1.60	1.87	1.77
P ₂ O ₅	0.33	0.29	0.28	0.29	0.28	0.30	0.26	0.31	0.27	0.27
LOI	2.58	1.96	2.12	1.60	1.84	2.06	2.18	2.64	2.54	2.64
总量	99.66	99.92	99.72	99.70	99.68	99.97	99.73	99.47	99.91	100.02
A/CNK	0.770	0.790	0.811	0.848	0.825	0.830	0.729	0.744	0.819	0.989
Li	28.7	28.8	28.4	30	22.1	20	24.1	19.2	24.6	31.5
Be	1.39	2.37	2.01	2.37	1.78	2.18	1.84	1.42	1.59	1.65
Sc	22.5	19.8	16.5	18.8	19.2	18.4	24.1	26	22.3	18.7
Cr	404	292	160	140	246	164	298	262	260	208
Hf	2.41	2.77	3.06	3.02	2.43	2.96	2.84	2.2	2.05	2.05
Co	35.6	30.5	24.5	26.4	26.1	24.6	32.9	32.9	29.5	20.3
Ni	161	103	64.3	57.7	74.4	64.9	97.6	70.8	80.6	60.8
Cu	64.3	83.2	55.5	51.3	169	178	55.2	30.3	39	38.1
Zn	63.4	73.7	66.4	95.2	69.9	63.2	64.1	78.4	74.5	49.8
Ga	15.6	17.2	17.7	18.9	19.8	18.1	18.6	17.1	17.9	19.3
Rb	122	105	93	100	132	122	106	64.7	71.9	71.9
Sr	574	554	449	500	505	484	616	552	602	543
Y	18.6	19.4	20.8	24.2	21.9	21.8	20.6	21.5	20.6	22.2
Nb	14.7	20.2	20.8	22.9	27.7	22.1	16.1	20.5	22.3	22.2
Mo	0.27	0.556	1.46	0.769	2.69	0.981	2.43	0.439	0.568	0.642
Cs	2.32	2.54	4.86	4.17	3.89	3.03	2.35	0.914	2.19	5.15
Ba	562	657	572	674	854	612	585	527	643	666
Ta	0.936	1.17	1.27	1.44	1.66	1.45	1.04	1.18	1.42	1.35
Pb	6.74	15.4	16.3	38.6	25.4	28.9	14	11.5	13.3	14
Bi	0.192	0.119	0.089	0.173	0.43	0.441	0.125	0.033	0.048	0.343
Th	7.7	9.64	11.7	11.6	14.1	11.1	10.4	6.45	11.3	12.2
U	1.54	1.8	2.78	3.51	3.22	2.91	2.67	1.73	2.19	2.45
Zr	87.8	98.4	114	111	80.8	105	102	77.3	54.9	58.4
La	34.8	38.5	40.3	43.1	51	42.2	38.3	37.9	43.8	49.1
Ce	66.3	71.5	73.3	77.8	90	76.5	69.2	69.6	78.9	88
Pr	7.74	8.04	8.19	8.75	10.3	8.73	7.86	7.98	8.72	9.81
Nd	29.6	29.6	30.1	32.8	36.6	32	29.3	30.1	32.1	34.3
Sm	5.34	5.04	5.33	5.63	6.14	5.71	5.23	5.46	5.43	5.99
Eu	1.59	1.46	1.49	1.66	1.61	1.48	1.49	1.46	1.44	1.6
Gd	4.68	4.61	4.59	5.24	5.29	4.95	4.56	4.84	4.66	5.31
Tb	0.772	0.779	0.805	0.916	0.879	0.859	0.827	0.827	0.783	0.836
Dy	2.42	2.55	2.91	3.24	3.22	3.29	3.11	3.46	3.39	3.91
Ho	0.714	0.768	0.806	0.931	0.887	0.847	0.822	0.872	0.802	0.895
Er	2.06	2.1	2.34	2.72	2.4	2.53	2.4	2.48	2.39	2.55
Tm	0.287	0.317	0.344	0.399	0.362	0.373	0.339	0.366	0.34	0.391
Yb	1.77	2.15	2.14	2.67	2.47	2.23	2.24	2.51	2.24	2.44
Lu	0.283	0.307	0.307	0.396	0.338	0.333	0.327	0.368	0.335	0.364
REE	158.36	167.72	172.95	186.25	211.50	182.03	166.01	168.22	185.33	205.50
LREE	145.37	154.14	158.71	169.74	195.65	166.62	151.38	152.50	170.39	188.80
HREE	12.99	13.58	14.24	16.51	15.85	15.41	14.63	15.72	14.94	16.70
(La/Yb) _N	14.10	12.84	13.51	11.58	14.81	13.57	12.26	10.83	14.03	14.43
δEu	0.97	0.93	0.92	0.93	0.86	0.85	0.93	0.87	0.88	0.87
A/MF	0.96	1.03	1.14	1.07	0.96	0.93	0.75	0.71	0.68	0.74
C/MF	0.44	0.44	0.47	0.41	0.37	0.34	0.36	0.34	0.27	0.22
σ	2.01	2.28	2.11	2.27	2.43	2.66	2.44	2.40	1.88	1.69

注: A/CNK=Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)(分子比); δEu=Eu_N/[(Sm_N+Gd_N)/2], 用于标准化的球粒陨石数据 Sun et al., 1989; A/MF=Al₂O₃/(FeO^T+MgO)(mol); C/MF=CaO/(FeO^T+MgO)(mol); σ=(K₂O+Na₂O)²/(SiO₂-43)(%)。

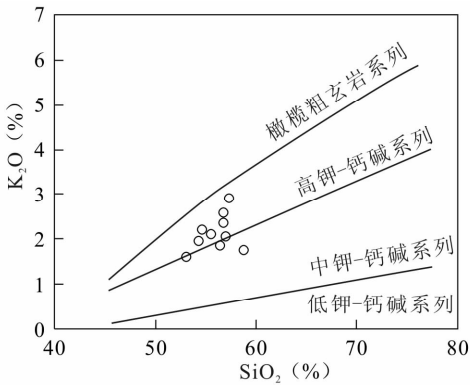


图 5 东昆仑南缘布青山构造混杂岩带哥日卓托闪长岩体 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 图解(据 Rickwood,1989)

Fig. 5 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ diagrams for Gerizhuotuo diorite(after Rickwood, 1989) in Buqingshan tectonic mélange belt, southern margin of East Kunlun

含量为 1.60%~2.90%，里特曼指数 σ 在 1.69~2.66 之间，在 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 图(图 5)上，大多落入高钾钙碱性系列， $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值在 0.48~0.97 之间，全碱含量较低(4.76%~6.04%)， Al_2O_3 为 14.66%~16.17%， MgO 含量为 4.79%~8.06%。在主量元素与 SiO_2 的 Harker 图解(图 6)中， Al_2O_3 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 、 MgO 、 CaO 、 P_2O_5 、 MnO 与 SiO_2 呈明显的线性相关关系，反映哥日卓托闪长岩体的原始岩浆可能为同一岩浆。随 MgO 的降低， Al_2O_3 呈略微的升高趋势，暗

示在岩浆的演化过程中，斜长石的分离结晶作用也不占主导地位。

5.2 微量元素地球化学

哥日卓托闪长岩体稀土元素(表 2)特征表明，REE 总量较低($158.36\times 10^{-6}\sim 211.50\times 10^{-6}$ ，平均为 180.39×10^{-6})；轻、重稀土元素之间分馏较明显(LREE/HREE 为 9.70~12.35，平均为 10.99)。LREE 相对富集，HREE 相对亏损，LREE 内部分异较为明显， $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ 为 4.21~5.36，平均为 4.88。重稀土明显亏损可能是残留体中含较大数量的极富重稀土的石榴子石和角闪石(Patino-Douce et al., 1991)造成的。 La/Yb 为 15.10~20.65，平均为 18.40； $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为 10.83~14.81，平均为 13.20，表明是在陆壳底部大压力下源区岩石脱水熔融形成的(Patino-Douce et al., 1995)。在稀土元素配分图上(图 7)显示为右倾型，Eu 具有弱的负异常， δEu 为 0.85~0.97，平均为 0.90。

由表 2 和图 8 可知，哥日卓托闪长岩体微量元素具有如下特征：低 Ba、高 Rb 和较低的 Rb/Sr(0.12~0.26)、Rb/Ba(0.11~0.22)以及高的 K/Rb(189.89~463.11)比值。在原始地幔标准化蛛网图上，显示高场强元素 Nb、Ta、P 和大离子亲石元素 Ba、Sr、Ti 明显亏损，而 Rb、U、La、Hf、Nd 等元素具有明显的正异常。Sr、P、Ti 的亏损表明其具有陆缘弧花岗岩的特征。Nb、Ta、Ti 的亏损表明岩浆源区岩石中以

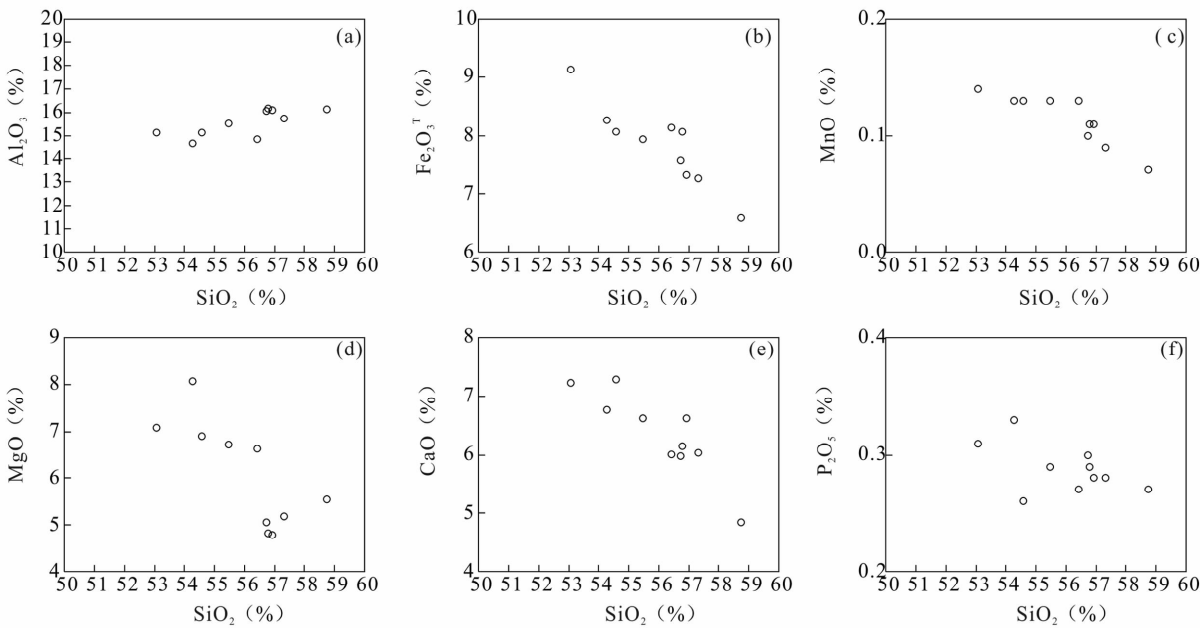


图 6 东昆仑南缘布青山构造混杂岩带哥日卓托闪长岩体 Harker 图解

Fig. 6 Harker diagrams of Gerizhuotuo diorite in Buqingshan tectonic mélange belt, southern margin of East Kunlun

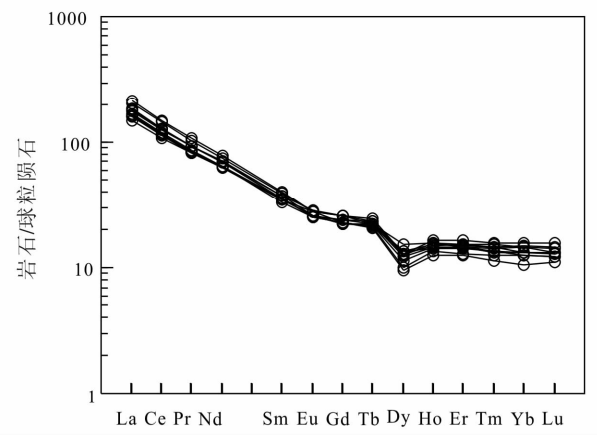


图 7 东昆仑南缘布青山构造混杂岩带哥日卓托闪长岩体稀土元素球粒陨石标准化分配图(球粒陨石标准化数据据 Sun et al. ,1989)

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns for Gerizhuotuo diorite (chondrite data for normalization taken from Sun et al. , 1989) in Buqingshan tectonic mélangé belt, southern margin of East Kunlun

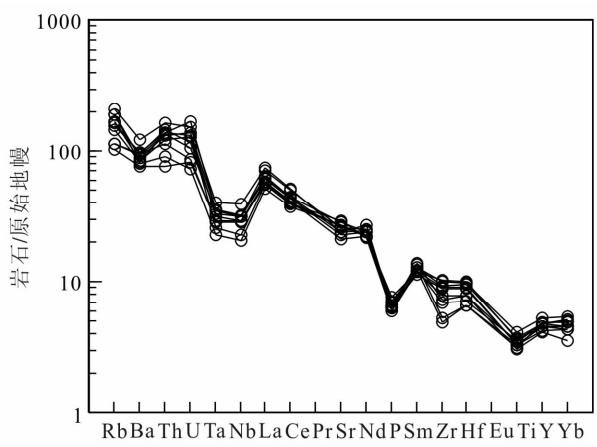


图 8 东昆仑南缘布青山构造混杂岩带哥日卓托闪长岩体微量元素原始地幔标准化分配图(原始地幔标准化数据据 Sun et al. ,1989)

Fig. 8 Trace element spider diagram for Gerizhuotuo diorite (primitive mantle data for normalization taken from Sun et al. , 1989) in Buqingshan tectonic mélangé belt, southern margin of East Kunlun

陆壳组分为主 (Green et al. , 1987; Green, 1995; Barth et al. , 2000)。Ti 的亏损可能同钛铁矿的分离结晶作用有关。

6 讨论

6.1 岩浆源区和源岩判别

在地球化学方面,哥日卓托闪长岩体的 Eu 具有

弱的负异常,La/Nb(1.84~2.38,平均 2.02)远远大于 1.0 而区别于地幔来源的岩浆(DePaolo et al. , 2000),Rb/Sr 比值介于 0.12~0.26 之间,平均值为 0.19,远小于 0.9,接近大陆壳的平均值(0.24)(Taylor et al. ,1985),表明该闪长岩的源岩来自于陆壳物质。在高场强元素 Nb/Th-Nb(图 9a)图解上,所有数据点均落入陆壳范围。地壳中基性岩类(玄武质成分)的部分熔融形成化学成分偏基性的准铝质的花岗岩类(Wolf et al. , 1989; Beard et al. , 1991; Johannes et al. , 1996; Sisson et al. , 2005)。在 A/MF-C/MF 图解(图 9b)中,数据点大部分落入基性岩的部分熔融区域及临近区域,显示岩浆源岩是基性岩。因此,哥日卓托闪长岩体的源岩来自于陆壳,可能是地壳岩石经熔融或部分熔融作用形成的。

哥日卓托闪长岩体 Rb/Sr 在 0.12~0.26 之间,均小于 0.9(Rb/Sr<0.9 时,为 I 型花岗岩,王德滋等, 1993),主量元素相对富 Na₂O(2.79%~3.45%)、而贫 K₂O(1.60%~2.90%)、K₂O/Na₂O 较低<1(0.48~0.97)、P₂O₅ 含量为 0.27%~0.33%,P₂O₅ 随 SiO₂ 的增加而呈现明显的降低趋势(图 6f),与 S 型花岗岩演化趋势具有明显差异,与 I 型花岗岩演化趋势一致(Wolf et al. , 1994; Chappell, 1999; Wu Fuyuan et al. , 2003; Li Xianhua et al. , 2006, 2007)。在原始地幔标准化分配图(图 8)中 Nb、P、Ti 的亏损也显示了 I 型花岗岩的特征。实验岩石学研究表明(Jung et al. , 2002),位于下地壳的玄武质岩石脱水部分熔融可以形成镁铁质熔体,它们具低硅、高铝、中高 Na₂O/K₂O、弱或无 Eu 负异常等特征,哥日卓托闪长岩也具备了这些地球化学特征。在 La-La/Sm 和 Zr-Zr/Sm 图解(图 10a, 10b)中,所有的样品点都具有部分熔融的特征,区别于分离结晶。

综上所述,哥日卓托闪长岩体的岩浆来源于陆壳基性岩部分熔融。

6.2 岩浆形成温度

高温、高压实验研究表明锆石中的 Ti 与温度关系密切,其关系呈对数线性变化,即锆石 Ti 地质温度计,其经验公式温度估算的误差一般不大于 10℃。此温度计简单实用,被许多研究者所应用(赵振华, 2010;高晓英等,2011)。常用的锆石 Ti 地质温度计计算公式为(Watson et al. , 2006):

$$T(^{\circ}\text{C}) = (5080 \pm 30) / [(6.01 \pm 0.03) - \log(\text{Ti})] - 273$$

哥日卓托闪长岩体(4798-1)共 24 个测点,其中

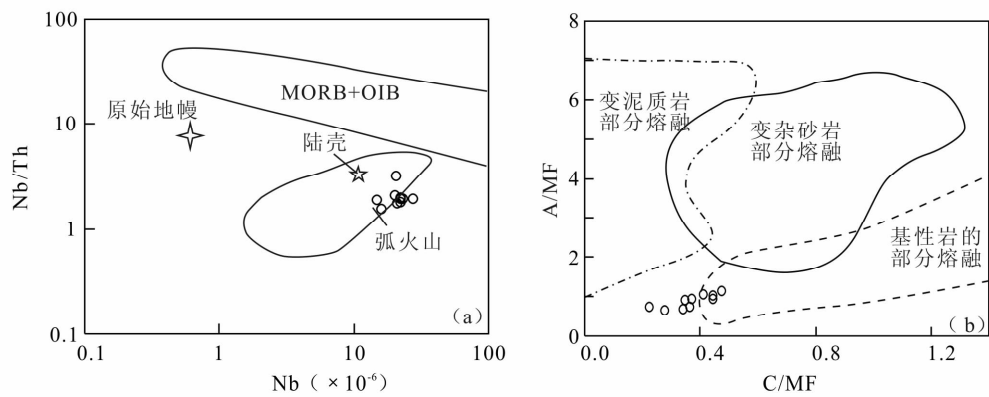


图 9 东昆仑南缘布青山构造混杂岩带哥日卓托闪长岩体岩浆源区和源岩判别
图解(a,据 Rollinson,1993;b,据 Sylvester,1998)

Fig. 9 Diagrams for discriminating magma source of Gerizhuotuo diorite(a,after Rollinson,1993;b,after Sylvester,1998) in Buqingshan tectonic mélange belt, southern margin of East Kunlun

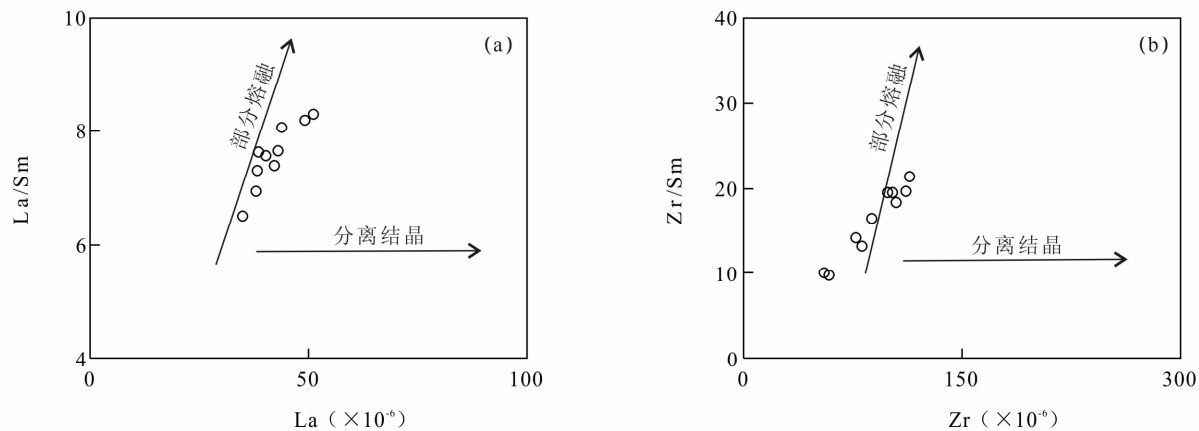


图 10 东昆仑南缘布青山构造混杂岩带哥日卓托闪长岩体 La/Sm-La(a)和 Zr/Sm-Zr(b)图解(据 Allegre et al. ,1978)

Fig. 10 La/Sm-La(a)and Zr/Sm-Zr(b)diagrams for Gerizhuotuo diorite(after Allegre et al. ,1978) in Buqingshan tectonic mélange belt, southern margin of East Kunlun

有效点 23 个,但有 1 个(4798-1-10)测点的数据不准确,Ti 含量过高,因此有 22 个测点可以用于计算岩浆结晶温度(锆石中 Ti 含量的测试方法见肖志斌等,2012)。将样品中锆石所测得的 Ti 含量代入公式中,哥日卓托闪长岩体的最低温度在 737~811℃ 之间(表 1),平均为 780℃。因此,初步估计锆石形成温度在 737~811℃ 之间。运用 TiO₂-SiO₂ 和 P₂O₅-SiO₂ 地质温度计(图 11a,11b)进行验证,也得出了哥日卓托闪长岩形成温度为 800℃±,表明其应形成于高温环境。

6.3 形成构造环境

通过野外地质观察,哥日卓托闪长岩体切割哈尔郭勒蛇绿岩带,且其展布方向与区域构造线不一致,岩体未发生变形和变质,为一典型的钉合岩体,本次

研究所获得的哥日卓托闪长岩体的形成时代为225.8±1.5Ma,表明在 225.8±1.5Ma 布青山-阿尼玛卿洋已经闭合。布青山构造混杂岩带北侧的东昆南构造带内的八宝山组(T₃b)与下覆中三叠统闹仓坚沟组(T₂n)之间的角度不整合和分布于东昆北地区的上三叠统鄂拉山组(T₃e)陆相火山岩系与下伏地层之间的角度不整合标志着东昆仑地块与巴颜喀拉地块陆-陆碰撞作用结束(刘战庆,2011;李瑞保等,2012)。东昆仑地区冰沟基性岩墙群形成时代为 226Ma(黄坚等,2012),表明至少是从晚三叠世开始,东昆仑构造体制已经由挤压环境转向伸展环境(黄坚等,2012),哥日卓托闪长岩体形成时代与冰沟基性岩墙群的时代相近,因此,哥日卓托闪长岩应是后碰撞环境地壳部分熔融的产物。

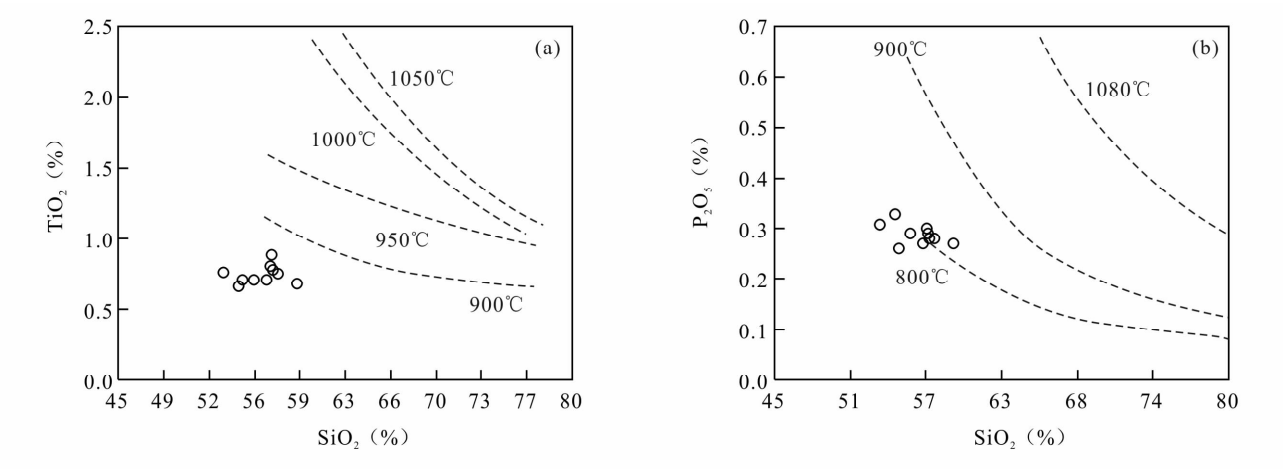


图 11 东昆仑南缘布青山构造混杂岩带哥日卓托闪长岩体 TiO_2 - SiO_2 (a, 据 Harrison et al., 1984) 和 P_2O_5 - SiO_2 (b, 据 Green et al., 1986)图解

Fig. 11 TiO_2 - SiO_2 (a, after Harrison et al., 1984) and P_2O_5 - SiO_2 (b, after Green et al., 1986) diagrams for Gerizhuotuo diorite in Buqingshan tectonic mélangé belt, southern margin of East Kunlun

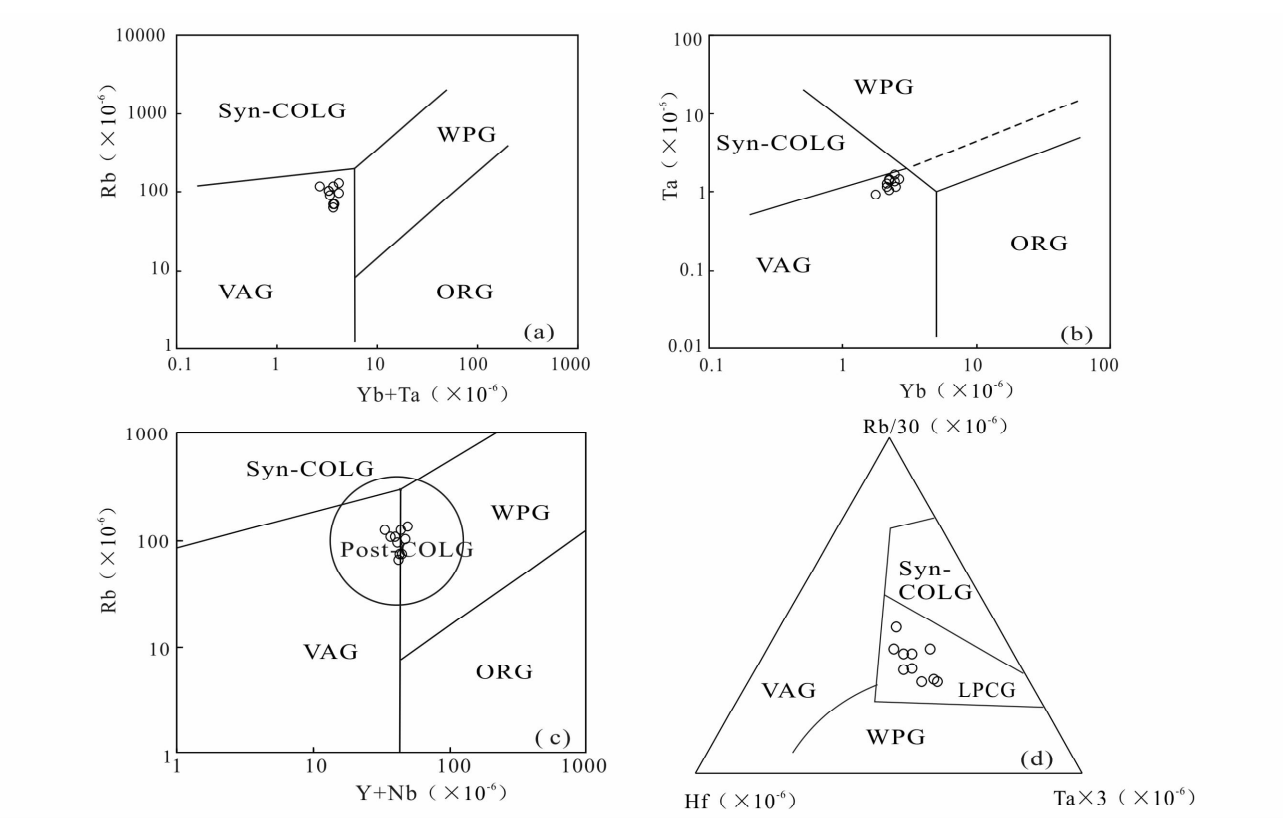


图 12 东昆仑南缘布青山构造混杂岩带哥日卓托闪长岩体微量元素构造环境判别图解 (a、b, 据 Pearce et al., 1984; c, 据 Pearce, 1996; d, 据 Harris et al., 1986)

Fig. 12 Diagrams of the tectonic setting of trace elements for Gerizhuotuo diorite in Buqingshan tectonic mélangé belt, southern margin of East Kunlun(a、b, after Pearce et al., 1984; c, after Pearce, 1996; d, after Harris et al., 1986)

Post-COLG—后碰撞花岗岩; WPG—板内花岗岩; VAG—火山弧花岗岩; Syn-COLG—同碰撞花岗岩;
ORG—洋脊花岗岩; LPCG—晚碰撞-碰撞后花岗岩

Post-COLG—Post-collision granites; WPG—within plate granites; VAG—volcanic arc granites; Syn-COLG—syn-collision granites;
ORG—ocean ridge granites; LPCG—late collision or post-collision granites

哥日卓托闪长岩体的岩浆来源于陆壳基性岩部分熔融,认为要使大量的镁铁质岩石熔融,需要相当高的热流(England et al., 1986),而一般来说,这一条件只有在陆陆碰撞→陆壳加厚→地壳伸展减薄→软流圈上隆的构造背景下才有可能实现(韩庆军等, 2000)。哥日卓托闪长岩形成于高温环境, Sr、P、Ti 的亏损表明其具有陆缘弧花岗岩的特征,应与早中三叠世巴颜喀拉地块沿布青山-阿尼玛卿构造带向东昆仑地块碰撞有关,而岩体本身未发生变形变质作用,形成时代晚于布青山-阿尼玛卿洋闭合时代,表明哥日卓托闪长岩体形成于后碰撞的环境。在 Rb-(Yb+Ta)(图 12a)和 Ta-Yb 图解(图 12b)上,数据点均落入火山弧花岗岩区域内,在 Na/Th-Nb 图解(图 9a)中亦落入弧火山岩区域内。在 Rb-(Y+Nb)图解(图 12c)上,数据点均落入后碰撞花岗岩区域内。在 Rb/30-Hf-3Ta 图解(图 12d)中数据点较集中地落入碰撞晚期-碰撞后花岗岩区域内。

综上所述,哥日卓托闪长岩体具有后碰撞花岗岩的特征,形成于后碰撞环境。

7 结论

通过对布青山构造混杂岩带哥日卓托闪长岩体的锆石 U-Pb 年代学、地质和地球化学特征及其构造环境的详细研究,得出如下结论:

(1)哥日卓托闪长岩体的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 $225.8 \pm 1.5\text{Ma}$ (MSWD=0.53),形成于晚三叠世早期。

(2)哥日卓托闪长岩体具有 I 型花岗岩的特征, Al_2O_3 含量相对较高,全碱含量较低,高钾,属高钾钙碱性系列,具有弱的负锫异常,岩浆来源于陆壳基性岩部分熔融,岩浆形成于高温环境($800^\circ\text{C} \pm$)。

(3)哥日卓托闪长岩体具有后碰撞岩浆活动的特征,是东昆仑地块与巴颜喀拉地块碰撞后地壳熔融的产物,形成于后碰撞环境。

参 考 文 献

边千韬, 郑祥身. 1992. 青海可可西里地区构造特征与构造演化. 见: 徐贵忠, 常承法主编. 大陆岩石圈构造与资源. 北京: 海洋出版社, 19~32.

边千韬, 罗小全, 李红生, 陈海泓, 赵大升, 李涤微. 1999a. 阿尼玛卿山早古生代和早石炭-早二叠世蛇绿岩的发现. 地质科学, 34(4): 523~524.

边千韬, 罗小全, 陈海泓, 赵大升, 李涤微. 1999b. 阿尼玛卿蛇绿岩带花岗-英云闪长岩锆石 U-Pb 同位素定年及大地构造意义. 地质科学, 34(4): 420~426.

边千韬, 罗小全, 李涤微, 赵大升, 陈海泓, 徐贵忠, 常承法, 高延

林. 2001. 青海省阿尼玛卿带布青山蛇绿混杂岩的地球化学性质及形成环境. 地质学报, 75(1): 45~55.

柴耀楚, 冯秉贵, 杨经绥. 1984. 东昆仑中段东西大滩花岗岩带的基本特征及其成因的探讨. 青藏高原地质文集, (15): 78~90.

陈国超. 2011. 东昆仑南缘印支期花岗岩岩石成因及其地质意义. 西安: 长安大学硕士学位论文, 1~119.

陈亮, 孙勇, 裴先治. 1999. 德尔尼蛇绿岩: 青藏高原最北端的特提斯岩石圈残片. 西北大学学报(自然科学版), 29(2): 51~54.

陈亮, 孙勇, 柳小明, 裴先治. 2000. 青海省德尔尼蛇绿岩的地球化学特征及其大地构造意义. 岩石学报, 16(1): 106~110.

陈亮, 孙勇, 裴先治. 2001. 德尔尼蛇绿岩 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄: 青藏最北端古特提斯洋盆存在和延展的证据. 科学通报, 46(45): 424~426.

陈亮, 孙勇, 裴先治, 冯涛, 张国伟. 2003. 古特提斯蛇绿岩的综合对比及其动力学意义——以德尔尼蛇绿岩为例. 中国科学(D辑), 33(12): 1136~1142.

陈文, 郭彦如, 崔彬, Arnaud N, 张建新, 张彦. 2002. 东昆仑西大滩岩系变质和变形事件的同位素年代学研究. 地质论评, 48(增刊): 103~109.

高晓英, 郑永飞. 2011. 金红石 Zr 和锆石 Ti 含量地质温度计. 岩石学报, 27(2): 418~632.

郭安林, 张国伟, 孙延贵, 郑健康, 刘晔, 王建其. 2006. 阿尼玛卿蛇绿岩带 OIB 和 MORB 的地球化学及空间分布特征: 玛积雪山古洋脊热点构造证据. 中国科学(D辑), 36(7): 618~629.

郭安林, 张国伟, 孙延贵, 程顺有, 姚安平. 2007. 共和盆地周缘晚古生代镁铁质火山岩地球化学及空间分布-玛积雪山三联点以及东古特提斯多岛洋启示. 中国科学(D辑), 37(增刊 I): 249~261.

韩宝福, 郭召杰, 何国琦. 2010. “钉合岩体”与新疆北部主要缝合带的形成时限. 岩石学报, 26(8): 2233~2246.

韩庆军, 邵济安, 周瑞. 2000. 内蒙古喀喇沁早中生代闪长岩的岩石学、地球化学及其成因. 岩石学报, 16(3): 385~391.

黄坚, 马昌前, 刘彬, 熊富浩, 蒋红安. 2012. 东昆仑晚三叠世构造伸展作用——来自冰沟基性岩墙群的证据. 2012 年全国岩石学与地球动力学研讨会论文摘要, 434.

姜春发, 杨经绥, 冯秉贵, 柴耀楚. 1992. 昆仑开合构造. 北京: 地质出版社, 1~171.

李瑞保. 2012. 东昆仑造山带(东段)晚古生代-早中生代造山作用研究. 西安: 长安大学博士学位论文, 1~178.

李瑞保, 裴先治, 李佐臣, 刘战庆, 陈国超, 陈有旸, 魏方辉, 高景明, 刘成军, 裴磊. 2012. 东昆仑东段晚古生代-中生代若干不整合面特征及其对重大构造事件的响应. 地学前缘, 19(5): 244~254.

刘成东, 莫宣学, 罗照华, 喻学惠, 谌宏伟, 李述为, 赵欣. 2004. 东昆仑壳-幔岩浆混合作用: 来自锆石 SHRIMP 年代学的证据. 科学通报, 49(6): 84~90.

刘战庆. 2011. 东昆仑南缘布青山构造混杂岩带地质特征及区域构造研究. 西安: 长安大学博士学位论文, 1~180.

刘战庆, 裴先治, 李瑞保, 李佐臣, 张晓飞, 刘智刚, 陈国超, 丁仁平, 郭俊锋, 陈有旸. 2011a. 东昆仑南缘阿尼玛卿构造带布青山地区两期蛇绿岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及其构造意义. 地质学报, 85(2): 185~194.

刘战庆, 裴先治, 李瑞保, 李佐臣, 陈有旸, 高景民, 刘成军, 魏方辉, 王学良, 张刚, 丁仁平, 陈国超. 2011b. 东昆仑南缘布青山构造混杂岩带早古生代白日切特中酸性岩浆活动: 来自锆石 U-Pb 测年及岩石地球化学证据. 中国地质, 38(5): 1150~1167.

刘战庆, 裴先治, 李瑞保, 李佐臣, 陈有旸, 高景民, 刘成军, 王学良, 魏方辉, 张刚, 杨忠智. 2011c. 东昆仑南缘布青山构造混杂岩带的地质特征及大地构造意义. 地质通报, 30(8): 1182~

- 1195.
- 莫宣学, 潘桂堂. 2006. 从特提斯到青藏高原形成: 构造-岩浆事件的约束. 地学前缘, 13(6): 43~50.
- 裴先治. 2001. 勉略-阿尼玛卿构造带的形成演化与动力学特征. 西安: 西北大学博士学位论文, 1~155.
- 王德滋, 刘昌实. 1993. 桐庐 I 型和相山 S 型两类碎斑岩对比. 岩石学报, 9(1): 44~54.
- 王学良. 2012. 东昆仑东段香加南山花岗岩体地质特征及其形成年代研究. 西安: 长安大学硕士学位论文, 1~87.
- 王永标, 黄继春, 骆满生, 田军, 拜永山. 1997. 海西-印支早期东昆仑造山带南侧古海洋盆地的演化. 地球科学-中国地质大学学报, 22(4): 369~372.
- 吴元保, 郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. 科学通报, 49(16): 1589~1604.
- 肖志斌, 柳小明, 李正辉, 张红. 2012. 激光剥蚀-电感耦合等离子体质谱准确测定锆石中钛的含量. 岩矿测试, 31(2): 229~233.
- 许荣华, Harris N B W, Lewis C L, Hllwkesworth C J, 张玉泉. 1990. 拉萨至格木的同位素地球化学. 见: 中英青藏高原综合地质考察队编. 青藏高原地质演化. 北京: 科学出版社, 280~302.
- 许志琴, 杨经绥, 陈方远. 1996. 阿尼玛卿缝合带及“俯冲-碰撞”动力学. 见: 张旗主编. 蛇绿岩与地球动力学研究. 北京: 地质出版社, 185~189.
- 杨经绥, 王希斌, 史仁灯, 许志琴, 吴才来. 2004. 青藏高原北部东昆仑南缘德尔尼蛇绿岩: 一个被肢解了的古特提斯洋壳. 中国地质, 31(3): 225~238.
- 殷鸿福, 张克信. 1997. 东昆仑造山带的一些特点. 地球科学, 22(4): 339~342.
- 张国伟, 董云鹏, 赖绍聪, 郭安林, 孟庆任, 刘少峰, 程顺有, 姚安平, 张宗清, 裴先治, 李三忠. 2003. 秦岭-大别造山带南缘勉略构造带与勉略缝合带. 中国科学(D 辑), 33(12): 1121~1135.
- 张克信, 黄继春, 骆满生, 张天平, 拜永山. 1999. 东昆仑阿尼玛卿混杂岩带沉积地球化学特征. 地球科学——中国地质大学学报, 24(2): 111~115.
- 赵振华. 2010. 副矿物微量元素地球化学特征在成岩成矿作用研究中的应用. 地学前缘, 17(1): 268~285.
- 朱云海, 张克信, Pan Yuanming, 陈能松, 王国灿, 侯光久. 1999. 东昆仑造山带不同蛇绿岩带的厘定及其构造意义. 地球科学——中国地质大学学报, 24(2): 134~138.
- Allegre C J, Minster J F. 1978. Quantitative method of trace element behavior in magmatic processes. Earth and Planetary Science Letters, 38, 1~25.
- Andersen T. 2002. Correlation of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb . Chemical Geology, 192: 59~79.
- Barth M G, McDonough W F, Rudnick R L. 2000. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. Chemical Geology, 165(3-4): 197~213.
- Beard J S, Lofgren G E. 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1.3 and 6.9 kbar. Journal of Petrology, 32: 365~402.
- Belousova E A, Suzanne G W, Fisher Y. 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. Contributions to Mineralogy and Petrology, 143: 602~622.
- Burchfiel B C, Molnar P, Zhao Z Y, Liang K Y, Wang S J, Huang M M, John S. 1989. Geology of the Ulugh Muztagh area, northern Tibet. Earth and Planetary of Science Letters, 94: 57~70.
- Chappell B W. 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. Lithos, 46: 535~551.
- Chen Fukun, Hegner E, Todt W. 2000. Zircon ages, Nd isotopic and chemical compositions of orthogneisses from the Black Forest, Germany: Evidence for a Cambrian magmatic arc. International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch), 88: 791~802.
- Chen Fukun, Siebel W, Satir M, Terzioglu M N, Saka K. 2002. Geochronology of the Karadere basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the Istanbul zone. International Journal of Earth Sciences(Geol Rundsch), 91: 469~481.
- DePaolo D J, Daley E E. 2000. Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. Chemical Geology, 169: 157~185.
- England P C, Thompson A B. 1986. Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zone. In: Coward M P, Reis A C (eds). Collision tectonics. Geological Society of London, Special Publication, 19, 83~94.
- Green T H, Pearson N J. 1986. Ti-rich accessory phase saturation in hydrous maficfelsic compositions at high P , T . Chemical Geology, 54, 185~201.
- Green T H, Pearson N J. 1987. An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51(1): 55~62.
- Green T H. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. Chemical Geology, 120(3-4): 347~359.
- Harris N B W, Pearce J A, Tindle A G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M P and Reis A C (eds). Collision tectonics. Geological Society of London, Special Publication, 19: 67~81.
- Harrison T M, Watson E B. 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. Geochimica et Cosmochimica Acta 48, 1467~1477.
- Johannes W, Holtz F. 1996. Petrogenesis and experiment petrology of granitic rock. Berlin: Springer-Verlag, 1~254.
- Jones D L, Howell D G, Coney P J, Monger J W H. 1983. Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic terranes in Western North America. Journal of Geological Education, 31(4): 295~303.
- Jung S, Hoernes S, Mezger K. 2002. Synorogenic melting of mafic lower crust: Constraints from geochronology, petrology and Sr, Nd, Pb and O isotope geochemistry of quartz diorites (Damara orogen, Namibia). Contributions to Mineralogy and Petrology, 143(5): 551~566.
- Li Ruibao, Pei xianzhi, Li Zuochen, Sun Yu, Pei Lei, Chen Guochao, Chen Youxin, Liu Chengjun, Wei Fanghui. 2013. Regional tectonic transformation in East Kunlun orogenic belt in Early Paleozoic: constraints from the geochronology and geochemistry of Helegananaren alkali-feldspar granite. Acta Geologica Sinica (English Edition), 87(2): 333~345.
- Li Xianhua, Li Zhengxiang, Li Wuxian, Wang Yuejun. 2006. Initiation of the Indosinian Orogeny in South China: evidence for a Permian magmatic arc in the Hainan Island. Journal of Geology, 114: 341~353.
- Li Xianhua, Li Zhengxiang, Li Wuxian, Liu Ying, Yuan Chao, Wei Gangjian, Qi Changshi. 2007. U-Pb zircon, geochemical and Sr-

- Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from central Guangdong, SE China: a major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab? *Lithos*, 96: 186~204.
- Ludwig K R. 2003. Isoplot 3. 0-A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, (4): 1~70.
- Molnar P, Burchfiel B C, Zhao Z Y, Liang K Y, Wang S J, Huang M M. 1987. Geologic evolution of northern Tibet: Results of an expedition to Ulugh Muztagh. *Science*, 235: 299~305.
- Patino-Douce A E, Johnston A D. 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107(2): 202~218.
- Patino-Douce A E, Beard J S. 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*, 36(3): 707~738.
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956~983.
- Pearce J A. 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*, 19(4): 120~125.
- Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22(4): 247~263.
- Rollinson H. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Singapore: Longman, 56.
- Schermer E R, Howell D G, Jones D L. 1984. The origin of allochthonous terranes: Perspectives on the growth and shaping of continents. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, 12: 107~131.
- Siebel W, Blaha U, Chen F K, Johann R. 2005. Geochronology and geochemistry of a dyke-host rock association and implications for the formation of the Bavarian Pfahl shear zone, Bohemian Massif. *International Journal of Earth Sciences(Geol Rundsch)*, 94(1): 8~23.
- Sisson T W, Ratajeski K, Hankins W B, Glazner A F. 2005. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148(5): 635~661.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basins; implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J(eds). *Magmatism of the Ocean Basins*. London: Geological Society Special Publication, 42: 325~345.
- Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45(1): 29~44.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell Scientific, 312.
- Watson E B, Wark D A, Thomas J B. 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151: 413~433.
- Wolf M B, Wyllie P J. 1989. The formation of tonalitic liquids during the vapor-absent partial melting of amphibolite at 10 kbar. *Eos*, 70: 506~518.
- Wolf M B, London D. 1994. Apatite dissolution into peraluminous haplogranitic melts: an experimental study of solubilities and mechanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 4127~4145.
- Wu Fuyuan, Jahn B M, Wilder S A, Lo C H, Yui T F, Lin Qiang, Ge W C, Sun Deyou. 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China: geochronology and petrogenesis. *Lithos*, 66: 241~273.
- Yuan Honglin, Gao Shan, Liu Xiaoming, Li Huiming, GtInther D, Wu Fuyuan. 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-Inductively coupled plasma mass spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(3): 353~370.

Geochronology and Geochemistry of the Gerizhuotuo Diorites
from the Buqingshan Tectonic Mélange Belt in the Southern
Margin of East Kunlun and Their Geologic Implications

LI Zuochen¹⁾, PEI Xianzhi¹⁾, LIU Zhanqing²⁾, LI Ruibao¹⁾, PEI Lei³⁾, CHEN Guochao¹⁾, LIU Chengjun¹⁾,
CHEN Youxin¹⁾, GAO Jingmin¹⁾, WEI Fanghui¹⁾, WU Shukuan¹⁾, WANG Yinchuan¹⁾, YANG Jie¹⁾

1) Key Laboratory of Western China's Mineral Resources and Geological Engineering, Ministry of Education, Faculty of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an, 710054; 2) College of Earth Sciences, Guilin University of Technology, Guilin, Guangxi, 541004; 3) Faculty of Earth Science and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083

Abstract

This paper studies the Gerizhuotuo diorite of Buqingshan tectonic mélange belt in the southern margin of East Kunlun using zircon U-Pb geochronology and geochemical methods so as to constrain its formation and origin. The results shows that the zircons have high ratios of Th/U (0.63-1.28) and internal oscillatory zoning on CL images of the Gerizhuotuo diorites, suggesting a magmatic origin. LA-ICP-MS zircon geochronological age of 225.8 ± 1.5 Ma (MSWD=0.53) implies the diorite formed at the early period of Late Triassic. Geochemically, the rock is characterized by medium contents of SiO₂ (53.07%-58.74%), and relatively high Al₂O₃ (14.66%~16.17%), low alkaline (4.76%~6.04%), high K₂O (1.60%~2.90%) and Rittmann index σ from 1.69 to 2.66, suggesting that the diorite belongs to the high-K calc-alkaline series. The average value of Σ REE is $158.36 \times 10^{-6} \sim 211.50 \times 10^{-6}$, with δ Eu = 0.85~0.97. The chondrite normalized REE pattern curve shows right-sloping type, with weak negative Eu anomalies. The primitive mantle standardized trace elements diagram show that HFSE(Nb, Ta, P, etc.) and LILE(Ba, Sr, Ti, etc.) has remarkable negative anomalies, while Rb, U, La, Hf, Nd, etc.) has remarkable positive anomalies. Our study indicates that the Gerizhuotuo diorite formed in the high temperature environment (800 °C $\pm$), and its post-collisional magmatism characteristic suggests the diorite was the product of crustal partial melting after the collision of the East Kunlun block and Bayan Har block.

Key words: diorites; LA-ICP-MS zircon U-Pb age; geochemistry; tectonic setting; Buqingshan tectonic mélange belt