

东昆仑东段清水泉辉长岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及其构造意义

桑继镇¹, 裴先治^{1,2}, 李瑞保^{1,2}, 刘成军¹, 陈有炘¹, 李佐臣^{1,2}, 陈国超¹,
杨森¹, 王旭斌¹, 陈功¹, 邓文兵¹

SANG Jizhen¹, PEI Xianzhi^{1,2}, LI Ruibao^{1,2}, LIU Chengjun¹, CHEN Youxin¹, LI Zuochen^{1,2},
CHEN Guochao¹, YANG Sen¹, WANG Xubin¹, CHEN Gong¹, DENG Wenbing¹

1. 长安大学地球科学与资源学院, 陕西 西安 710054;

2. 长安大学西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室, 陕西 西安 710054

1. School of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China;

2. Key Laboratory of Western China's Mineral Resources and Geological Engineering of Ministry of Education, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China

摘要:清水泉辉长岩体位于东昆仑中缝合带清水泉蛇绿岩北侧,主要岩性为角闪辉长岩。该岩体的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年结果为 452.1 ± 5 Ma, 形成时代为晚奥陶世。辉长岩体样品 SiO_2 含量为 43.89%~45.99%, Na_2O 含量为 1.30%~2.32%, K_2O 含量为 0.68%~1.39%, P_2O_5 含量为 0.26%~0.40%, TiO_2 含量较低, 为 0.74%~0.95%, MgO 含量为 5.72%~6.54%, $\text{Mg}^\#$ 值较低, 为 53~54。岩石地球化学特征显示, 该岩体属于拉斑玄武岩系列, 稀土元素表现出轻稀土元素富集、重稀土元素亏损的特点, 微量元素以富集大离子亲石元素 (Cs, Rb, Ba 等, 尤其以 Ba 的正异常最为突出)、亏损高场强元素 (Nb, Ta, Ti, Zr, Hf) 为特征。微量元素构造判别显示, 其形成于活动陆缘岛弧构造环境。结合区域地质资料研究表明, 清水泉辉长岩体可能形成于以清水泉蛇绿岩为代表的东昆仑中弧后有限洋盆向北俯冲的初始阶段。

关键词:清水泉; 辉长岩体; 岛弧; LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年; 晚奥陶世

中图分类号: P534.42; P597+.3 文献标志码: A 文章编号: 1671-2552(2016)05-0700-11

Sang J Z, Pei X Z, Li R B, Liu C J, Chen Y X, Li Z C, Chen G C, Yang S, Wang X B, Chen G, Deng W B. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating and geochemical characteristics of gabbro in Qingshuiquan, east section of East Kunlun, and its tectonic significance. *Geological Bulletin of China*, 2016, 35(5):700-710

Abstract: Located in central Eastern Kunlun suture zone on the northern side of Qingshuiquan ophiolite, the Qingshuiquan gabbro consists mainly of hornblende gabbros. The LA-ICP-MS zircon U-Pb age is 452.1 ± 5 Ma, suggesting the formation of gabbro in Late Ordovician. The gabbro samples have 43.89%~45.99% SiO_2 , 1.30%~2.32% Na_2O , 0.68%~1.39% K_2O , and 5.72%~6.54% MgO , with low P_2O_5 (0.26%~0.40%), TiO_2 (0.74%~0.95%) and $\text{Mg}^\#$ (53~54). The geochemical characteristics indicate that the gabbro belongs to tholeiitic rocks; REE patterns show that the rocks are enriched in LREE and depleted in HREE; the trace elements are characterized by enrichment of LILE (Cs, Rb, Ba, especially positive anomaly of Ba) and obvious depletion of HFSE (Nb, Ta, Ti, Zr and Hf). Tectonic discrimination diagrams indicate that the gabbro formed in an island arc setting of active continental margin. Combined

收稿日期: 2015-01-01; 修订日期: 2015-09-21

资助项目: 国家自然科学基金项目(批准号: 41472191, 41502191, 41172186)、高等学校博士学科点专项科研基金项目(编号: 20110205110004)和中央高校基本科研业务费专项资金项目(编号: CHD2011TD020, 2013G1271091, 2013G1271092, 310827161002, 310827161006)

作者简介: 桑继镇(1992-), 男, 在读硕士生, 构造地质学专业。E-mail: sangjzh@126.com

通讯作者: 裴先治(1963-), 男, 教授, 博士生导师, 从事构造地质学和区域地质学研究。E-mail: peixzh@263.net

with regional studies, the authors hold that Qingshuiquan gabbro rocks might have formed at the initial stage of the northward subduction of Central Eastern Kunlun back-arc limited ocean, represented by the Qingshuiquan ophiolite.

Key words: Qingshuiquan; gabbro; island arc; LA-ICP-MS zircon U-Pb dating; Late Ordovician

东昆仑造山带位于青藏高原东北缘,夹持于柴达木地块与巴颜喀拉造山带之间,属于中央造山系的一部分^[1-2],前人对其开展了大量的研究工作^[3-7]。该造山带主要经历了早古生代和晚古生代—早中生代 2 期不同的构造演化过程,其中对早古生代东昆仑造山作用的性质及演化过程的研究比较薄弱。东昆仑东段东昆中构造带是研究的热点区域之一,高延林等^[8]在东昆中构造带清水泉地区厘定出了一套蛇绿岩;杨经绥等^[9]和陆松年等^[10]用单颗粒锆石 TIMS 法获得清水泉蛇绿岩中辉长岩的锆石 U-Pb 年龄分别为 $518 \pm 3\text{Ma}$ 和 $522.3 \pm 4.1\text{Ma}$;冯建赟等^[11-12]通过对可可沙-科科可特镁铁-超镁铁质岩 ($509.4 \pm 6.8\text{Ma}$) 的研究,认为清水泉一带蛇绿岩代表了弧后环境下形成的有限小洋盆。前人还在清水泉及其以北地区发现了一些岛弧型岩浆岩。陈能松等^[13]获得东昆仑东段香日德南部岛弧型的变形变质闪长岩体锆石 U-Pb 年龄为 $446 \pm 9\text{Ma}$;任军虎等^[14]获得清水泉地区辉绿岩脉锆石 U-Pb 年龄为 $436.4 \pm 1.2\text{Ma}$;刘彬等^[15]获得诺木洪地区胡晓钦镁铁质岩的锆石 U-Pb 年龄为 $438 \pm 2\text{Ma}$ 。现今,基本上已经形成对清水泉蛇绿岩代表东昆中构造带早古生代洋盆存在的共识。但是对东昆中洋俯冲消减的时限,以及上述岛弧型岩浆岩的构造性质即俯冲极性等问题还有待研究。

近来,笔者在东昆仑清水泉蛇绿岩带北侧发现了一套侵位于中深变质岩系中的辉长岩体(图 1)。本文报道了清水泉辉长岩体的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄,并结合地球化学特征初步探讨其侵入时的构造环境,以期对东昆中构造带早古生代洋陆转换不同构造阶段的演化历史提供更多的信息。

1 区域地质背景

东昆仑造山带经历了漫长而复杂的构造演化过程。前人对东昆仑造山带东段提出了多种不同的构造单元划分方案^[16-18],一致认为,研究区存在 2 条不同时代的蛇绿混杂岩带,南为东昆南蛇绿混杂岩带(也称为布青山-阿尼玛卿两条构造混杂岩

带),北为东昆中蛇绿混杂岩带。本文以东昆中和布青山-阿尼玛卿两条构造混杂岩带为界,由北向南依次划分为东昆北构造带、东昆南构造带及巴颜喀拉造山带三大构造单元。东昆北构造带以出露前寒武纪变质基底为特征,另有少量泥盆纪和石炭纪海相碳酸盐岩和碎屑岩沉积岩系,主体由大面积印支期花岗岩类组成。东昆中构造混杂岩带位于东昆北构造带和东昆南构造带之间,该带西至博卡雷克塔格,以阿尔金山左行走滑断裂为界,东经大干沟、清水泉向东延伸被北西向鄂拉山断裂截断。前人在该带发现了多套蛇绿岩,包括乌妥、塔妥和清水泉蛇绿岩,并提出该缝合带中蛇绿混杂岩为多期次、多旋回裂解拼合作用的综合产物^[19]。其中,清水泉蛇绿岩的发现,代表该区在早古生代有洋盆存在。东昆南构造带以发育大量前寒武纪变质基底岩系为特征,包括古元古界白沙河岩组、中元古界小庙岩组、新元古界万宝沟岩群等,前者以黑云斜长片麻岩、斜长角闪岩、大理岩、石英岩、石英片岩为主,后者主要为浅变质碎屑岩、基性火山岩及碳酸盐岩组合。东昆南布青山-阿尼玛卿构造混杂岩带主体为二叠系马尔争组复理石沉积,其间混有早古生代和晚古生代 2 期蛇绿混杂岩,刘战庆等^[20]获得布青山地区 2 期蛇绿岩中辉长岩的锆石 U-Pb 年龄分别为 $516 \pm 6\text{Ma}$ 和 $333 \pm 3\text{Ma}$ 。巴颜喀拉造山带以广泛发育三叠系巴颜喀拉群复理石岩系为主要特征。

本文报道的清水泉岛弧型辉长岩体位于东昆中缝合带内,清水泉蛇绿混杂岩带北侧,出露宽度约 300m,大致呈扁平透镜状,沿东昆中缝合带北侧近东西向展布,与围岩古元古界白沙河岩组中深变质岩系为侵入接触关系(图 1、图 2)。围岩主要为斜长角闪岩、长石石英岩及花岗质-花岗闪长质片麻岩,在白沙河岩组变质岩系中可见辉绿岩脉。围岩与南侧的蛇绿混杂岩为构造接触关系。

2 岩石学特征

清水泉辉长岩体岩性比较单一,主要由角闪辉长岩组成,为灰色-灰黑色,块状构造,中细粒辉长结构。主要矿物为斜长石,含量为 45%~55%,颗粒

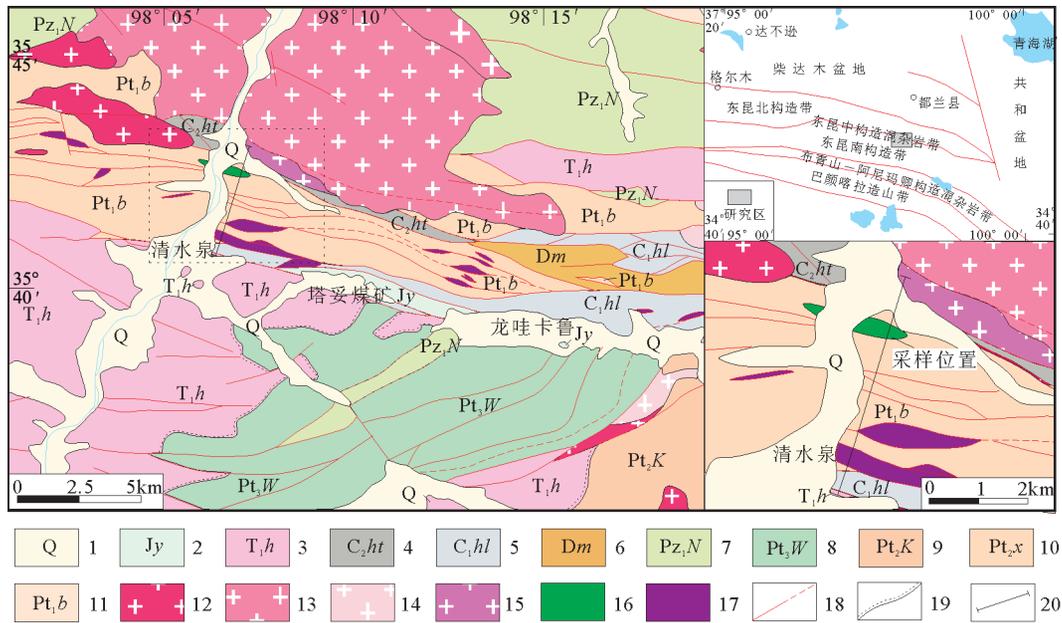


图1 东昆仑东段地质简图^[16]

Fig. 1 Geological sketch map of the eastern section of East Kunlun region

- 1—第四系; 2—侏罗系羊曲组; 3—下三叠统洪水川组; 4—上石炭统浩特洛哇组; 5—下石炭统哈拉勒勒组;
- 6—泥盆系牦牛山组; 7—下古生界纳赤台岩群; 8—新元古界万宝沟岩群; 9—中元古界苦海岩群;
- 10—中元古界小庙岩组; 11—古元古界白沙河岩组; 12—三叠纪花岗岩体; 13—早三叠世香加南山花岗岩体; 14—泥盆纪念堂花岗岩体; 15—二叠纪花岗岩体; 16—晚奥陶世辉长岩体; 17—蛇绿岩; 18—断层; 19—角度不整合; 20—剖面及剖面位置

较大, 自形-半自形, 聚片双晶、卡钠复合双晶发育, 偶见环带双晶, 可见砂钟结构, 斜长石表面较脏, 可见高岭土化、绢云母化等; 辉石约含15%, 主要为普

通辉石, 辉石部分发生变质形成角闪石, 但仍可见辉石残余晶形; 角闪石含量为25%~30%, 镜下可见2组解理(图3)。暗色矿物蚀变主要表现为绿泥石化

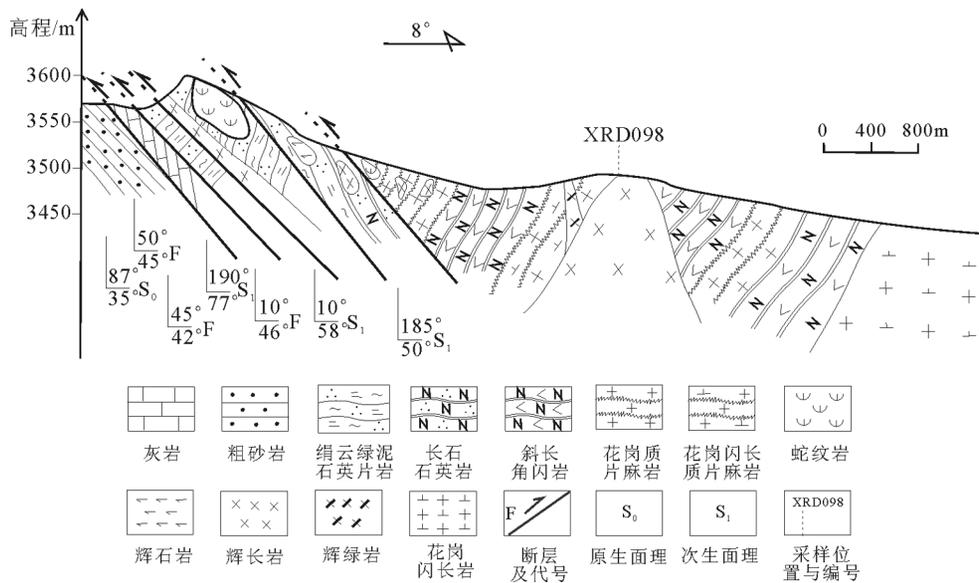


图2 清水泉辉长岩体实测剖面(剖面位置见图1)

Fig. 2 Measured geological section of Qingshuiquan gabbro

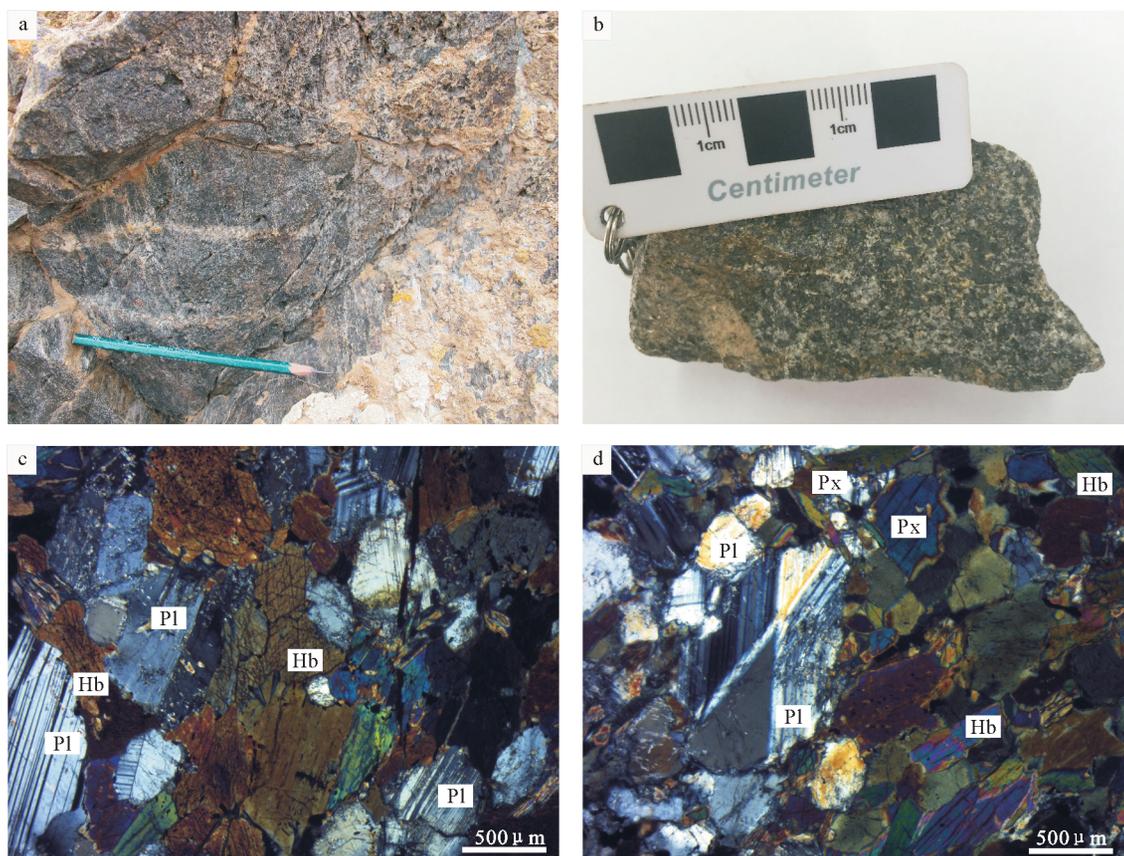


图3 清水泉角闪辉长岩野外露头(a)、手标本(b)和显微照片(c,d,正交偏光)

Fig. 3 Macro photograph (a,b) and microphotograph(c,d) of Qingshuiquan hornblende gabbro

Pl—斜长石;Hb—角闪石;Px—辉石

和绿帘石化。此外,副矿物主要为磁铁矿及少量磷灰石、锆石。

3 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素年龄

为了确定清水泉辉长岩体的形成时代,使用 LA-ICP-MS 技术对岩体中的锆石 U-Pb 同位素进行了研究。样品的采集地点为 N35°42'49.6"、E98°06'36.3"。

3.1 测试方法

锆石分选在河北廊坊区域地质矿产调查研究所完成。在双目镜下挑选晶形完好的无色透明锆石颗粒制作成环氧树脂样品靶,在环氧树脂固定后打磨并抛光样品靶至锆石中心暴露出来,用于阴极发光(CL)研究和 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素组成分析。阴极发光照像在北京锆年领航科技有限公司完成。

锆石 U-Pb 同位素组成分析在天津地质矿产研

究所同位素年龄实验室的激光剥蚀电感耦合等离子体质谱仪(LA-ICP-MS)上完成。分析仪器为配备有 193nm Rf-excimer 激光器的 Geo-Las200M 型(Microlas Gottingen Germany)激光剥蚀系统和 Elan6100DRC 型四级杆质谱仪。分析采用激光剥蚀孔径 30 μm,剥蚀深度 20~40 μm,激光脉冲 10Hz,能量 32~36MJ。测试中用人工合成的硅酸盐玻璃标准参考物质 NIST610 进行仪器最佳化。锆石年龄计算采用标准锆石 91500 作为外标校正,每测定 5 个分析点后插入一次标样测定,以确保标样和样品的仪器条件完全一致。在所测锆石样品分析前后各测一次 NIST610,用标准锆石来标定 U 的含量。LA-ICP-MS 分析的详细方法和流程见参考文献[21]。

样品的同位素比值和元素含量数据处理采用 Glitter 程序(4.0 版)^[22]完成,采用 Andersen 程序扣除普通铅,锆石年龄计算及 U-Pb 谐和图绘制采用 Iso-

plot(2.49版)程序^[23]完成。每个数据的误差均为 1σ 。年龄值采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄,其年龄加权平均值具95%的置信度。

3.2 锆石特征

从测年样品(XRD098/2)中选取的锆石为浅黄色-无色透明,长柱状,个别为短柱状,自形程度一般(图4)。颗粒较小,粒径为 $50\sim 150\mu\text{m}$ 。锆石CL图像为白色-灰白色,核幔结构明显,大部分具有较宽的典型岩浆锆石生长韵律环带(3、5、10、11、13、14、16、20号点)和黑白相间的条带结构。辉长岩中的锆石常具该特征^[24],属于岩浆结晶的产物^[24-26]。个别锆石颗粒内部存在小的不规则晶核(13号点),可能为捕获的继承锆石残留核。

3.3 锆石U-Pb年龄

样品(XRD098/2)共测得21个数据(表1;图5)。其中2、7、15、21号点的数据在U-Pb谐和图中的投影点远离谐和线,18号点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄偏小(不排除为样品分选时的污染物所致),其余16个数据的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄给出的加权平均值为 $452.1\pm 5.0\text{Ma}$ (MSWD=0.31),笔者将此年龄解释为东昆仑清水泉辉长岩体的结晶年龄,即岩体的形成时代为晚奥陶世。

4 岩石地球化学特征

本次选取清水泉辉长岩体的新鲜岩石样品作为测试对象,对其主量、稀土和微量元素进行地球化学分析。全岩主量、稀土和微量元素分析在长安大学西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室

完成。主量元素采用大型X射线荧光光谱仪(XRF)玻璃熔片法测定,稀土和微量元素采用Thermo-X7电感耦合等离子体质谱法测定。主量元素分析精度和准确度优于5%,微量元素分析精度和准确度一般优于10%。测试结果见表2。

4.1 主量元素

清水泉辉长岩体的 SiO_2 含量较低,变化较窄,为43.89%~45.99%;全碱含量($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)变化于2.44%~3.00%之间,总体较低(小于4%), Na_2O 含量基本大于 K_2O ,相对富钠低钾; P_2O_5 含量较低,为0.26%~0.40%; TiO_2 含量较低,为0.74%~0.95%,平均为0.87%,明显低于洋脊拉斑玄武岩(1.5%)和洋岛拉斑玄武岩(2.63%)^[27]的含量,更不同于板内拉斑玄武岩(2.23%)及板内碱性玄武岩(2.9%)的含量^[28],而与岛弧型玄武岩的含量0.98%^[28]相近,反映其可能与俯冲环境有关; Al_2O_3 的含量较高,变化范围在19.74%~20.43%之间; TFe_2O_3 含量在10.01%~11.14%之间; MgO 含量为5.72%~6.54%, $\text{Mg}^\#$ 值较低,为53~54,反映岩浆经历了一定程度的结晶分异作用。因此,清水泉辉长岩体以低 TiO_2 和较低的 MgO 、 K_2O 及贫 P_2O_5 为特征,指示其与岛弧亚碱性玄武岩接近,明显区别于板内玄武岩。

考虑到K、Na等活泼性元素的不稳定性,本文采用相对不活泼的元素进行判别。在Nb/Y-Zr/ TiO_2 图解(图6-a)上,样品点均落入亚碱性系列范围内;在Zr/ $\text{P}_2\text{O}_5/10000$ - TiO_2 图解(图6-b)中,全部落在拉斑玄武岩系列范围内;在Zr-Y图解(图6-c)中,全部落在拉斑系列区域内。

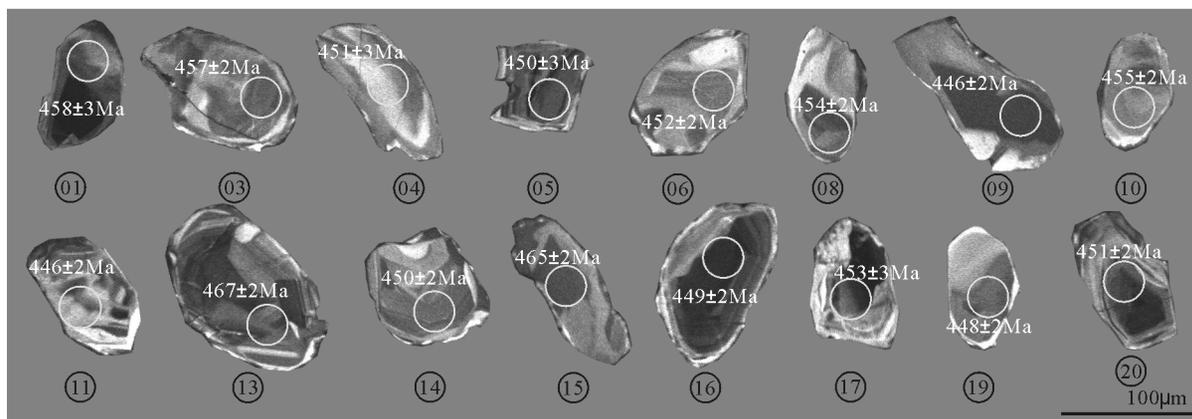


图4 东昆仑清水泉辉长岩体典型锆石CL图像和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值

Fig. 4 Cathodoluminescence (CL) images and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages of representative zircons of the gabbro from the Qingshuiquan area in the East Kunlun region

表 1 清水泉辉长岩体(XRD098/2)LA-ICP-MS 锆石 U-Th-Pb 分析结果
Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Th-Pb data for Qingshuiquan gabbro

点号	含量/ 10^{-6}		同位素比值						年龄/Ma							
	Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ
1	114	1476	0.0736	0.0005	0.5742	0.0056	0.0566	0.0005	0.0206	0.0001	458	3	461	5	477	21
2	6	72	0.0789	0.0006	1.2361	0.0322	0.1136	0.0029	0.0600	0.0009	490	4	817	21	1858	47
3	31	409	0.0735	0.0003	0.5688	0.0074	0.0561	0.0007	0.0246	0.0001	457	2	457	6	457	28
4	54	731	0.0725	0.0004	0.5868	0.0064	0.0587	0.0006	0.0229	0.0001	451	3	469	5	555	24
5	58	798	0.0724	0.0005	0.5692	0.0064	0.0570	0.0006	0.0237	0.0001	450	3	458	5	493	24
6	12	166	0.0727	0.0004	0.5752	0.0125	0.0574	0.0012	0.0340	0.0004	452	2	461	10	508	47
7	11	146	0.0738	0.0004	0.8185	0.0188	0.0804	0.0018	0.0438	0.0010	459	3	607	14	1206	44
8	18	234	0.0729	0.0004	0.5735	0.0114	0.0570	0.0011	0.0313	0.0004	454	2	460	9	493	43
9	19	255	0.0716	0.0003	0.5640	0.0108	0.0571	0.0011	0.0252	0.0002	446	2	454	9	495	41
10	29	373	0.0731	0.0003	0.5690	0.0090	0.0565	0.0009	0.0267	0.0002	455	2	457	7	472	34
11	21	312	0.0709	0.0004	0.5513	0.0105	0.0564	0.0011	0.0281	0.0005	441	2	446	8	468	42
12	29	379	0.0725	0.0003	0.5918	0.0104	0.0592	0.0010	0.0300	0.0003	451	2	472	8	575	36
13	28	353	0.0751	0.0003	0.6055	0.0086	0.0585	0.0008	0.0322	0.0002	467	2	481	7	548	30
14	18	249	0.0722	0.0003	0.5701	0.0108	0.0572	0.0011	0.0245	0.0003	450	2	458	9	501	41
15	18	230	0.0748	0.0004	0.8007	0.0136	0.0776	0.0013	0.0343	0.0003	465	2	597	10	1137	33
16	46	629	0.0721	0.0004	0.5716	0.0067	0.0575	0.0007	0.0256	0.0001	449	2	459	5	512	26
17	61	725	0.0729	0.0004	0.5741	0.0062	0.0571	0.0006	0.0275	0.0000	453	3	461	5	497	24
18	15	232	0.0671	0.0004	0.5312	0.0122	0.0574	0.0013	0.0637	0.0026	419	3	433	10	506	51
19	20	268	0.0720	0.0003	0.5703	0.0126	0.0574	0.0012	0.0317	0.0005	448	2	458	10	508	47
20	32	414	0.0725	0.0003	0.5658	0.0075	0.0566	0.0007	0.0328	0.0001	451	2	455	6	475	29
21	14	183	0.0724	0.0004	0.7672	0.0153	0.0768	0.0015	0.0469	0.0009	451	2	578	12	1115	39

4.2 稀土和微量元素

该辉长岩体 4 个样品的稀土元素总量 (ΣREE) 较高,为 $170.22 \times 10^{-6} \sim 209.62 \times 10^{-6}$,是球粒陨石的 52~64 倍,可能来自相对富集的源区。LREE/HREE 值为 8.20~9.41,平均 8.93, $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 值介于 1.78~2.20 之间, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值介于 8.04~11.61 之间,表明

轻、重稀土元素分馏明显。 δEu 介于 0.39~0.45 之间,明显小于 1.0,说明源区有一定的斜长石残留或分离结晶。在球粒陨石标准化稀土元素配分模式图(图 7-a)中,4 个样品均表现出轻稀土元素略富集而重稀土元素相对亏损的右倾曲线特征,重稀土元素相对平坦可能与角闪石的残留有关。该岩体与

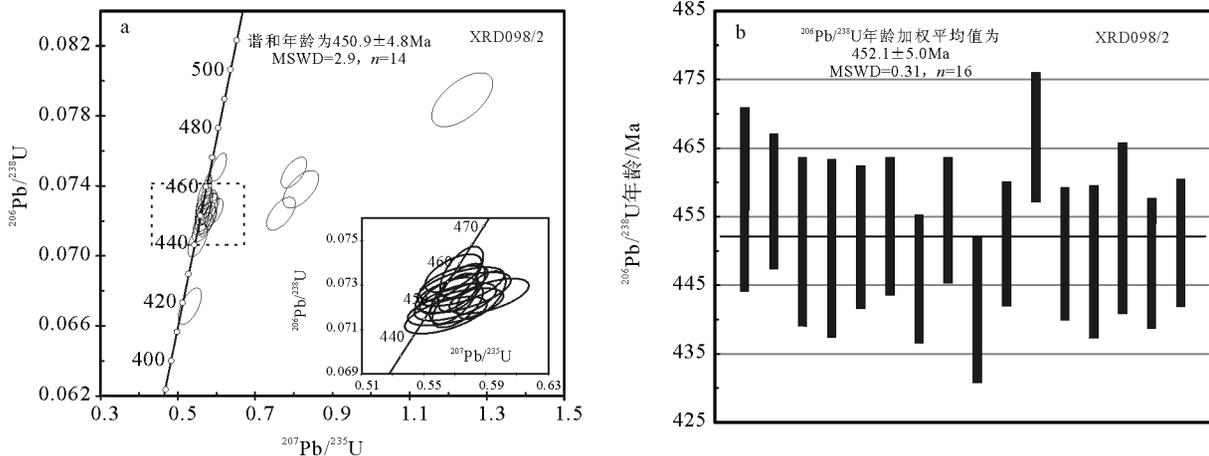


图 5 清水泉辉长岩体(XRD098/2)锆石 U-Pb 谐和图(a)和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄图(b)
Fig. 5 U-Pb concordia diagram and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age plot of zircon in the Qingshuiquan gabbro (XRD098/2)

表2 清水泉辉长岩体的主量、微量和稀土元素组成

Table 2 Major, trace and rare earth elements abundances of Qingshuiquan gabbro

编号	XRD098/2	XRD098/3	XRD098/4	XRD098/5	编号	XRD098/2	XRD098/3	XRD098/4	XRD098/5
SiO ₂	43.89	43.97	44.16	45.99	Cs	1.54	1.73	0.84	0.70
TiO ₂	0.84	0.93	0.95	0.74	Ba	698.03	372.31	447.41	286.13
Al ₂ O ₃	19.86	19.74	19.88	20.43	La	26.93	29.70	33.40	28.42
TFe ₂ O ₃	11.04	11.14	10.87	10.01	Ce	68.81	78.85	83.18	67.51
MnO	0.17	0.16	0.17	0.17	Pr	8.03	9.34	10.04	7.95
MgO	6.54	6.29	6.15	5.72	Nd	43.52	51.20	50.67	40.76
CaO	11.62	11.77	11.61	11.04	Sm	8.55	10.47	10.15	8.12
Na ₂ O	1.30	1.64	1.72	2.32	Eu	1.22	1.34	1.25	1.12
K ₂ O	1.39	0.80	0.88	0.68	Gd	7.63	9.29	9.01	7.26
P ₂ O ₅	0.32	0.27	0.40	0.26	Tb	0.67	0.86	0.82	0.65
LOI	2.13	1.53	2.74	1.74	Dy	3.70	4.87	4.55	3.57
Total	99.10	98.24	99.53	99.10	Ho	0.74	0.98	0.92	0.70
Na ₂ O+K ₂ O	2.69	2.44	2.60	3.00	Er	2.08	2.81	2.64	1.97
Mg [#]	54.00	52.80	52.85	53.10	Tm	0.29	0.39	0.39	0.29
Be	1.08	1.10	1.53	2.05	Yb	1.87	2.49	2.24	1.65
Sc	39.89	39.85	36.32	32.07	Lu	0.29	0.38	0.35	0.26
V	281.14	300.04	284.59	219.67	Hf	1.20	1.18	1.77	1.59
Cr	49.63	34.55	48.24	51.21	Ta	0.16	0.25	0.25	0.17
Ni	307.25	301.01	294.14	267.27	Th	0.40	0.41	0.61	0.29
Co	33.62	20.88	19.84	16.34	U	0.24	0.17	0.26	0.21
Cu	25.14	14.11	13.04	6.24	Ti	5036	5575	5695	4436
Zn	94.98	104.30	106.97	97.43	K	5769	3320	3652	2822
Ga	27.39	29.87	29.73	27.97	P	698	589	872	567
Rb	54.42	23.95	30.17	23.12	∑REE	174.33	202.96	209.62	170.22
Sr	867.64	943.00	1007.80	1060.36	LREE/HREE	9.09	8.20	9.02	9.41
Y	29.71	41.06	38.71	22.14	(La/Sm) _N	1.98	1.78	2.07	2.20
Zr	61.40	55.58	105.87	104.26	(La/Yb) _N	9.69	8.04	10.05	11.61
Nb	5.49	7.80	7.78	6.01	δEu	0.45	0.41	0.39	0.44

注: Mg[#]=MgO/(MgO+FeO); FeO=TFe₂O₃×0.8998; 主量元素单位为%, 微量和稀土元素为10⁻⁶

岛弧型的稀土元素配分模式相似^[27,33]。

在岩石微量元素原始地幔标准化的蛛网图^[32-35](图7-b)上, 4个样品的分布型式基本一致, 都显示出富集大离子亲石元素(LILEs)Cs、Ba、Sr、U, 尤其以Ba的正异常最为突出, 而亏损Nb、Ta、Ti、P、Zr、Hf等高场强元素(HFSEs)的特征。在岩石微量元素MORB(洋中脊玄武岩)标准化蛛网图(未附)上, 样品的分布模式基本一致, 都显示出相容元素的富集及Nb、Ti、P、Zr、Y的亏损, 具Ba的正异常, Sc略具正异常, 明显不同于MORB和OIB(洋岛玄武岩), 显示出岛弧拉斑玄武岩和钙碱性玄武岩的微

量元素组成特征^[30,33], 尤其是Nb的亏损是板块俯冲产生岛弧环境岩浆岩的显著特征^[27]。

5 讨论

5.1 构造环境

高场强元素Zr、Hf等在岩石形成及演化过程中具有良好的稳定性, 是判断源区性质及环境的良好示踪剂。一般MORB玄武岩的Zr、Hf平均质量分数分别为 $90 \times 10^{-6} \sim 96 \times 10^{-6}$ 和 $2.4 \times 10^{-6} \sim 2.93 \times 10^{-6}$; 板内拉斑玄武岩和碱性玄武岩的Zr、Hf平均质量分数分别为 $149 \times 10^{-6} \sim 213 \times 10^{-6}$ 和 $3.44 \times 10^{-6} \sim 6.36 \times 10^{-6}$; 火

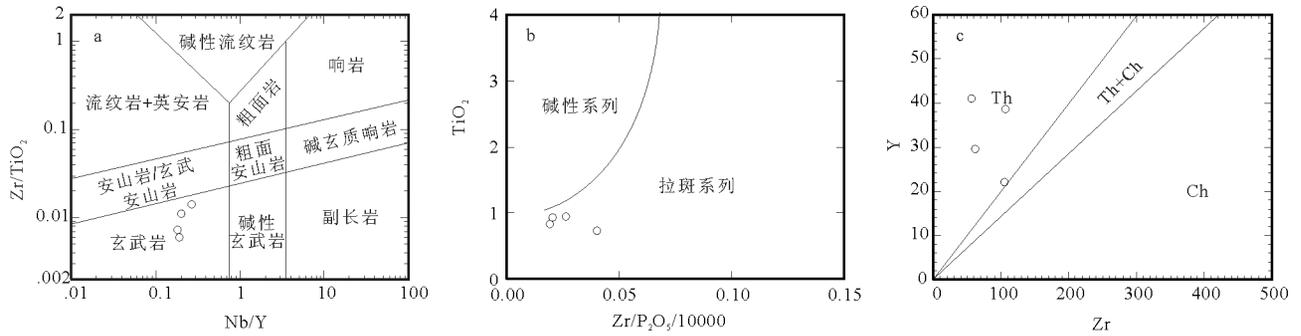


图 6 岩石分类图解(a)^[29]、Zr/P₂O₅/10000-TiO₂图解(b)^[30]和 Zr-Y 图解(c)^[31]

Fig. 6 Nb/Y-Zr/TiO₂ classification diagram(a), Zr/P₂O₅/10000-TiO₂ diagram(b) and Zr/Y diagram(c)

山弧拉斑玄武岩、钙碱性玄武岩和钾玄武岩的 Zr 平均质量分数分别为 40×10^{-6} 、 71×10^{-6} 和 87×10^{-6} ，Hf 平均质量分数分别为 1.17×10^{-6} 、 2.23×10^{-6} 、 2.24×10^{-6} ^[28]。清水泉辉长岩体的 Zr、Hf 平均质量分数分别为 81.78×10^{-6} 和 1.44×10^{-6} ，完全在火山弧玄武岩范围内。另外，Nb、Ta 丰度变化为 5.49×10^{-6} ~ 7.80×10^{-6} （平均值 6.77×10^{-6} ）和 0.16×10^{-6} ~ 0.25×10^{-6} （平均值 0.21×10^{-6} ），明显低于板内玄武岩和碱性玄武岩的 Nb、Ta 丰度（分别为 13×10^{-6} ~ 84×10^{-6} 和 0.73×10^{-6} ~ 5.9×10^{-6} ）^[28]，略高于岛弧拉斑玄武岩和钙碱性玄武岩的 Nb、Ta 丰度（分别为 1.7×10^{-6} ~ 2.7×10^{-6} 和 0.1×10^{-6} ~ 0.18×10^{-6} ）^[28]，显示其与陆壳混染相关的岛弧玄武岩相似。

根据 Condie^[36]提出的岩石构造环境判别方法，4

个样品的 Nb/La 值为 0.20~0.26，平均值为 0.23 (<1)；Hf/Ta 值为 4.65~9.46，平均值为 7.17 (≥5)；La/Ta 值为 117.20~168.95，平均值为 147.02 (>15)；Ti/Y 值为 135.77~200.41，平均值为 163.22 (<350)；Ti/V 值为 17.91~20.19，平均值为 19.18 (≤30)；TiO₂ 为 0.74%~0.95%，平均值为 0.87% (≤1.25%)；Ta 含量为 0.16×10^{-6} ~ 0.25×10^{-6} ，平均值 0.21×10^{-6} (≤ 0.7×10^{-6})；Nb 含量为 5.49×10^{-6} ~ 7.80×10^{-6} ，平均值 6.77×10^{-6} (≤ 12×10^{-6})，首先区别于板内玄武岩和洋中脊玄武岩，而处在弧玄武岩和 N-MORB 范围内。Th/Yb 值为 0.16~0.27，平均值为 0.21 (>0.1)；Nb/La 值为 0.20~0.26，平均值为 0.23 (≤0.8)；Hf/Th 值为 2.88~5.55，平均值为 3.59 (<8)，进一步排除 N-MORB 环境，确定全部在弧玄武岩的范围内。Zr/Y 值为

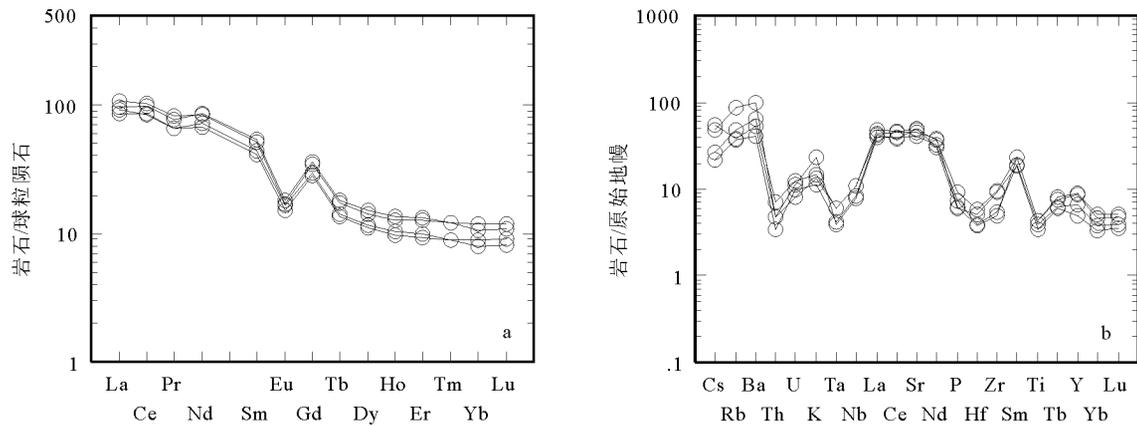


图 7 清水泉辉长岩体球粒陨石标准化稀土元素配分模式图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)

(球粒陨石标准化数据据参考文献[32];原始地幔标准化数据据参考文献[34])

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns and primitive mantle-normalized trace elements spidergram of Qingshuiquan gabbro

1.35~4.71, 平均值为2.72 (<3); Ta/Yb 值为0.09~0.11, 平均值为0.1 (≤ 0.1), 以此区别于陆缘弧环境, 而属于岛弧玄武岩范围内。另外, 在La-La/Nb判别图解(图8-a)中, 样品点落入岛弧玄武岩范围内; 在Ba-Ba/Nb图解(图8-b)中, 样品点落入岛弧拉斑玄武岩范围内; 在Ti/1000-V判别图解(图8-c)和Nb $\times 2$ -Zr/4-Y三角图解(图8-d)中, 样品点全部落入岛弧玄武岩范围内。

上述地球化学特征表明, 清水泉辉长岩体是活动陆缘岛弧岩浆活动的产物, 其形成于岛弧构造环境。

5.2 构造意义

东昆仑造山带经历了复杂的构造演化历史, 其中早古生代构造演化阶段是其重要组成部分。相关研究表明, 东昆仑早古生代以阿尼玛卿洋为代表

的主洋盆打开和扩张发生在早寒武世之前^[9-10], 阿尼玛卿地区玛积雪山洋中脊型辉长岩及苦海洋岛型辉长岩(555 \pm 9Ma)^[40-42]和布青山得力斯坦蛇绿岩(516.4 \pm 6.3Ma)^[20]是早古生代阿尼玛卿主洋盆打开的有力证据。随着东昆南地区进一步拉伸裂解, 在整体离散、局部汇聚的体制下, 主洋于早寒武世末期开始向北俯冲消减并伴随构造岩浆事件, 如在此期间形成的可可沙岛弧型石英闪长岩体(515.2 \pm 4.4Ma)^[43]。与此同时, 东昆中地区由于弧后拉张形成了以清水泉蛇绿岩(518 \pm 3Ma)^[9]、曲什昂蛇绿岩(501Ma)(裴先治, 未刊资料)等所代表的东昆中弧后小洋盆, 即东昆中洋在早寒武世末期打开。冯建赞等^[11-12]通过对可可沙-科科可特SSZ型蛇绿岩性质的镁铁-超镁铁质杂岩(509.4 \pm 6.8Ma)研究, 进一步证明东昆中洋为弧后体制形成的有限小洋盆。

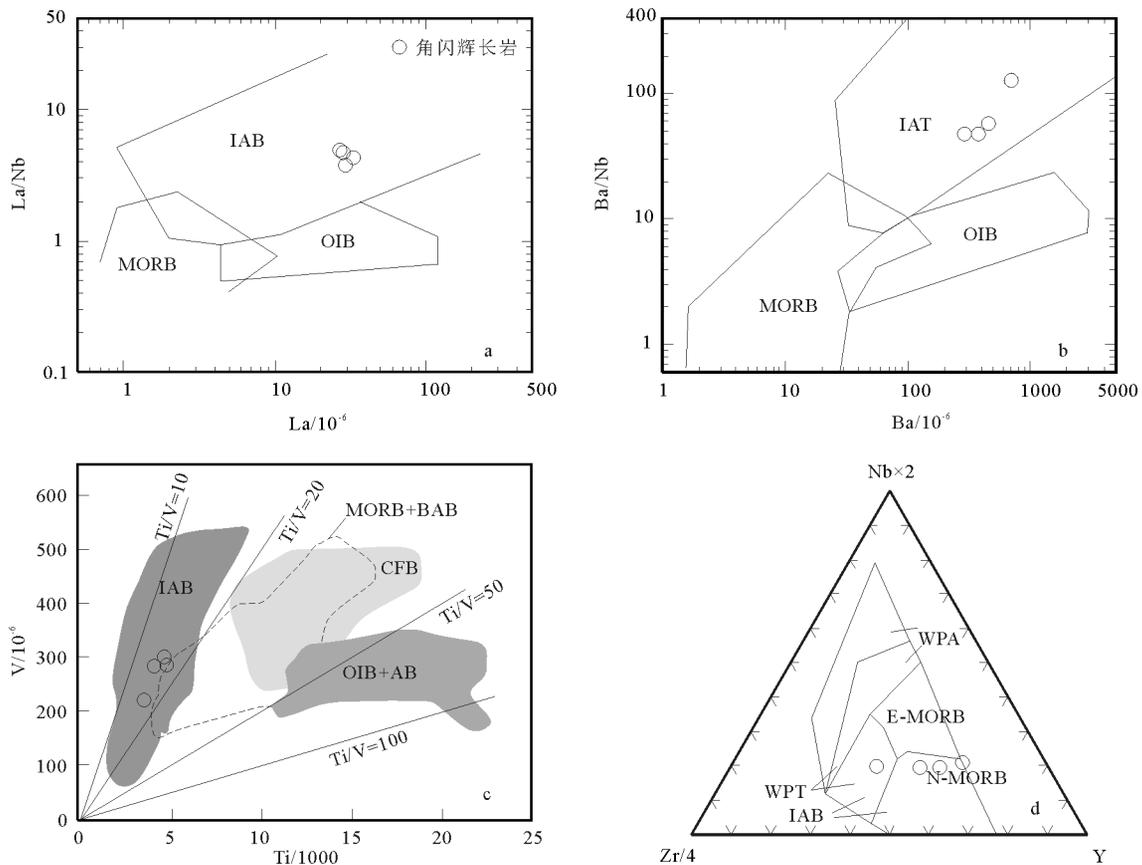


图8 清水泉辉长岩体构造环境判别图解

Fig. 8 Tectonic discrimination diagrams for gabbro from Qingshuiquan area

a—La-La/Nb 图解^[36]; b—Ba-Ba/Nb 图解^[36]; c—Ti/1000-V 图解^[37]; d—Nb $\times 2$ -Zr/4-Y 图解^[38]。
MORB—洋中脊玄武岩; E-MORB—富集型MORB; N-MORB—亏损型MORB; IAB—岛弧玄武岩; IAT—岛弧拉斑玄武岩; OIB+AB—洋岛玄武岩和碱性玄武岩; BAB—弧后盆地;
CFB—大陆玄武岩; WPT—板内拉斑玄武岩; WPA—板内碱性玄武岩

本文报道的清水泉岛弧型辉长岩体位于清水泉蛇绿岩北侧,地球化学特征显示其属于拉斑玄武岩系列,具有活动陆缘岛弧构造环境的特征,形成时代为晚奥陶世。这些特征反映,该辉长岩体形成于早古生代与洋壳初始俯冲作用有关的构造环境。东昆仑南部主洋于早寒武世末期就已经开始俯冲,因此,清水泉岛弧型辉长岩体并非形成于早古生代主洋相关的俯冲事件,而很可能形成于以清水泉蛇绿岩为代表的东昆中弧后盆地有限小洋盆向北俯冲的初始阶段,成为早古生代晚奥陶世构造岩浆事件的直接证据。东昆仑东段香日德南部岛弧型的变形变质闪长岩体($446\pm 9\text{Ma}$)^[13]与清水泉辉绿岩脉($436.4\pm 1.2\text{Ma}$)^[14]和本文报道的清水泉岛弧型辉长岩体年龄相近,同样证明在晚奥陶世—早志留世东昆中构造带为俯冲消减的构造背景。区域上,刘彬等^[15]认为,东昆中缝合带中的胡晓钦镁铁质岩石($438\pm 2\text{Ma}$)代表了东昆仑早古生代洋壳俯冲最晚期的岩浆记录。东昆中断裂带高角度逆冲变形带变质角闪石⁴⁰Ar-³⁹Ar 年龄为 $426.5\pm 3.8\text{Ma}$ ^[44],代表变形及变质顶峰,即岛弧构造环境已经消失,意味着东昆中洋此时已完全闭合;东昆仑东段早古生代晚期 A 型花岗岩标志东昆造山带转入后碰撞构造阶段^[45]。泥盆系牦牛山组磨拉石组合的沉积代表东昆仑造山带早古生代洋陆演化的结束,以及新一轮与北古特提斯洋相关的洋陆旋回演化的开始^[46-47]。

因此,东昆中构造带在早古生代主要经历了以下演化过程:在早寒武世之前,东昆仑以阿尼玛卿洋为代表的南部主洋打开,至早寒武世末期阿尼玛卿洋开始向北俯冲,并且在清水泉地区发生弧后拉张形成东昆中有限洋盆;受控于阿尼玛卿洋俯冲的远程效应,最晚到晚奥陶世,东昆中洋开始向北俯冲,形成以清水泉拉斑系列辉长岩体为代表的岛弧型岩浆岩;随着俯冲作用持续进行,胡晓钦镁铁质岩成为东昆中构造带早古生代最晚期岛弧型岩浆岩的物质记录。中志留世东昆中断裂带高角度逆冲断层的形成代表东昆中洋已经闭合,整个东昆仑的岛弧环境结束。泥盆纪时东昆仑碰撞造山作用的完成,代表东昆仑东段早古生代洋陆演化的结束。

6 结 论

(1)清水泉辉长岩体位于清水泉蛇绿岩北侧,主体岩性为角闪辉长岩,属于拉斑玄武岩系列。

(2)清水泉辉长岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 $452.1\pm 5.0\text{Ma}$ (MSWD=0.31),代表其形成时代为晚奥陶世。

(3)清水泉辉长岩体形成于与东昆中洋向北俯冲相关的岛弧环境,时间上可能形成于以清水泉蛇绿岩为代表的弧后有限洋盆向北俯冲的初始阶段。

致谢: LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测定得到天津地质矿产研究所同位素实验室李怀坤研究员和耿建珍博士的大力支持,主量和微量元素分析测试得到长安大学西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室王柱命老师的帮助,野外和室内工作得到长安大学地球科学与资源学院徐通博士和中国冶金地质总局西北局魏博工程师的大力帮助,在此一并表示衷心的感谢。

参考文献

- [1]任纪舜,姜春发,张正坤,等. 中国大地构造及其演化[M]. 北京:科学出版社,1980.
- [2]殷鸿福,张克信. 中央造山带的演化及其特点[J]. 地球科学,1998,23(5):438-442.
- [3]潘裕生,周伟明,许荣华,等. 昆仑山早古生代地质特征与演化[J]. 中国科学(D辑),1996,26(4):302-307.
- [4]王国灿,张天平,梁斌,等. 东昆仑造山带东段昆中复合蛇绿混杂岩带及“东昆中断裂带”地质涵义[J]. 地球科学,1999,24(2):21-25.
- [5]朱云海,张克信,陈能松,等. 东昆仑造山带不同蛇绿岩带的厘定及其构造意义[J]. 地球科学,1999,24(2):26-30.
- [6]王国灿,张克信,梁斌,等. 东昆仑造山带结构及构造岩片组合[J]. 地球科学——中国地质大学学报,1997,22(4):16-20.
- [7]解玉月. 昆中断裂东段不同时代蛇绿岩特征及形成环境[J]. 青海地质,1998,1:27-36.
- [8]高延林,吴向农,左国朝. 东昆仑山清水泉蛇绿岩特征及其大地构造意义[J]. 西北地质科学,1988,21:17-28.
- [9]Yang J S, Robinson P T, Jiang C F, et al. Ophiolites of the Kunlun Mountains, China and their tectonic implications[J]. Tectonophysics, 1996, 258(1): 299-305.
- [10]陆松年,于海峰,赵凤清,等. 青藏高原北部前寒武纪地质初探[M]. 北京:地质出版社,2002:1-125.
- [11]冯建赞. 东昆仑都兰可可沙-科科可特镁铁-超镁铁质岩的地质特征、形成时代及构造意义[D]. 长安大学硕士学位论文,2010.
- [12]冯建赞,裴先治,于书伦,等. 东昆仑都兰县可可沙地区镁铁-超镁铁质杂岩的发现及其 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄[J]. 地质通报,2010,37(1):28-38.
- [13]陈能松,孙敏,张克信,等. 东昆仑变闪长岩体的⁴⁰Ar-³⁹Ar 和 U-Pb 年龄:角闪石过剩和东昆仑早古生代岩浆岩带的证据[J]. 科学通报,2000,45(21):2337-2342.
- [14]任军虎,柳益群,冯乔,等. 东昆仑清水泉辉绿岩脉地球化学及 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年[J]. 岩石学报,2009,25(5):1135-1145.

- [15]刘彬,马昌前,蒋红安,等.东昆仑早古生代洋壳俯冲与碰撞造山作用的转换:来自胡晓钦镁铁质岩石的证据[J].岩石学报,2013,29(6):2093-2106.
- [16]殷鸿福,张克信,陈能松,等.中华人民共和国区域地质调查报告(1:25万冬给措纳湖幅)[M].武汉:中国地质大学出版社,2003:1-457.
- [17]边千韬,罗小全,李涤徽,等.青海省阿尼玛卿布青山蛇绿混杂岩的地球化学性质及形成环境[J].地质学报,2001,75(1):45-55.
- [18]许志琴,杨经绥,陈远方.阿尼玛卿缝合带及“俯冲-碰撞”动力学[C]//张旗.蛇绿岩与地球动力学研究.北京:地质出版社,1996:185-189.
- [19]殷鸿福,张克信.东昆仑造山带的一些特点[J].地球科学——中国地质大学学报,1997,22(4):339-342.
- [20]刘成庆,裴先治,李瑞保,等.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[J].地质学报,2011,85(2):185-194.
- [21]Yuan H L, Gao S, Liu X M, et al. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry[J]. Geostandards and Geoanalytical Research, 2004, 28(3): 353-370.
- [22]Anderson T. Correction of common Pb in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb [J]. Chemical Geology, 2002, 192(1/2): 59-79.
- [23]Ludwig K R. User's Manual for Isoplot/Ex. Version 2.49, A geochronological Tool-kit for Microsoft Excel[J]. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2001: 1-55.
- [24]吴元保,郑永飞.锆石成因矿物学研究及其对U-Pb年龄解释的制约[J].科学通报,2004,49(16):1589-1604.
- [25]Vavra G, Schmid R, Gebauer D. Multiple zircon growth and re-crystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1996, 122: 337-358.
- [26]Vavra G, Schmid R, Gebauer D. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibole to granulite facies zircon: geochronology of the irven zone (Southern Alps)[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1999, 134: 380-404.
- [27]Wilson M. Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach[M]. London: Unwin Hyman, 1989: 1-466.
- [28]Pearce J A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries[C]//Thorpe R S. Andesites: orogenic andesites and related rocks. Chichester: Wiley, 1982: 525-548.
- [29]Pearce J A. A user's guide to basalt discrimination diagrams[J]. Geology of Canada, Short Course Notes, 1996, 12: 79-113.
- [30]Winchester J A, Floyd P A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. Chemical Geology, 1977, 20(4): 325-343.
- [31]Barrett T J, MacLean W H. Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstone and younger volcanic rocks[C]//Lentz D R. Alteration and Alteration Processes Associated with Ore-Forming Systems. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 1994, 11: 433-467.
- [32]Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies[C]//Henderson P. Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, 1984: 63-114.
- [33]Henderson P. Rare Earth Element Geochemistry[M]. New York: Elsevier Science Publications B V, 1984.
- [34]Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[C]//Saunders A D, Norry M J. Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publication, 1989, 42: 313-345.
- [35]Rollison H R. Using Geochemical Date: Evaluation, Presentation, Interpretation[M]. New York: Longman Group UK Ltd, 1993: 1-352.
- [36]Condie K C. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance[J]. Lithos, 1989, 23: 1-18.
- [37]李曙光.蛇绿岩生成构造环境的Ba-Th-Nb-La判别图[J].岩石学报,1993,9(2):146-157.
- [38]Pearce J A, Cann J R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1973, 19(2): 290-300.
- [39]Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram[J]. Chemical Geology, 1986, 56: 207-218.
- [40]李王晔,李曙光,郭安林,等.青海东昆仑南构造带苦海辉长岩和德尔尼闪长岩的锆石SHRIMP U-Pb年龄及痕量元素地球化学——对“祁-柴-昆”晚新元古代—早奥陶世多岛洋南界的制约[J].中国科学(D辑),2007,37(增刊I):288-294.
- [41]Li W Y, Li S G, Guo A L, et al. Zircon SHRIMP U-Pb ages and trace element geochemistry of the Kuhai gabbro and the Dur'ngoi diorite in the southern east Kunlun tectonic belt, Qinghai, Western China and their geological implications[J]. Science in China (Series D), 2007, 50(2): 331-338.
- [42]李王晔.西秦岭-东昆仑造山带蛇绿岩及岛弧型岩浆岩的年代学和地球化学研究[D].中国科学技术大学博士学位论文,2008.
- [43]张亚峰,裴先治,丁仁平,等.东昆仑都兰县可可沙地区加里东期石英闪长岩锆石LA-ICP-MS U-Pb年龄及其意义[J].地质通报,2010,29(1):79-85.
- [44]陈能松,何蕾,孙敏,等.东昆仑造山带早古生代变质峰期和逆冲构造变形年代的精确限定[J].科学通报,2002,47(8):628-631.
- [45]LI R B, PEI X Z, LI Z C, et al. Regional tectonic transformation in East Kunlun Orogenic Belt in Early Paleozoic: Constraints from the Geochronology and Geochemistry of Helegangnaren Alkali-feldspar Granite[J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 2013, 87(2): 333-345.
- [46]陈能松,孙敏,王勤燕,等.东昆仑造山带中带的锆石U-Pb定年与构造演化启示[J].中国科学(D辑),2008,38(6):657-666.
- [47]李瑞保,裴先治,李佐臣,等.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[J].地学前缘,2012,19(5):244-254.