

东昆仑清水泉辉绿岩脉地球化学及 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年*

任军虎¹ 柳益群¹ 冯乔² 韩文中¹ 高辉¹ 周鼎武²

REN JunHu¹, LIU YiQun¹, FENG Qiao², HAN WenZhong¹, GAO Hui¹ and ZHOU DingWu²

1. 西北大学大陆动力学国家重点实验室 西北大学地质学系, 西安 710069

2. 山东科技大学, 青岛 266510

1. State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xian 710069, China

2. Shandong University of Science and Technology, Qingdao 266510, China

2008-06-27 收稿, 2008-10-08 改回.

REN JH, Liu YQ, Feng Q, Han WZ, Gao H and Zhou DW. 2009. LA-ICP-MS U-Pb zircon dating and geochemical characteristics of diabase-dykes from the Qingshuiquan area, eastern Kunlun orogenic belt. *Acta Petrologica Sinica*, 25(5): 1135–1145

Abstract The geochemistry and the age of the diabase-dykes from the Qingshuiquan area are keys to understanding the formation and evolutionary history of the eastern Kunlun orogenic belt. Based on the studies of the geology, the geochemistry and the U-Pb zircon dating, the magma source and tectonic setting of the diabase-dykes are discussed in this paper. The geochemistry of the major is characterized by low contents of TiO₂ (0.68% ~ 1.24%), MgO (4.96% ~ 7.25%), K₂O (0.51% ~ 1.03%) and P₂O₅ (0.09% ~ 0.16%), and Na₂O > K₂O, mean while, it is showing that the diabase-dykes are enrichment in light rare earth elements with abundance rare earth elements. Comparing with the primitive mantle, they are distinctly enriched in the large-iron-lithophile elements (such as Rb, Ba, Th, U and Sr) and depletion of high-field-strength element (such as Nb and Ta) and Th. All these characteristics indicate that the magma was derived from an enriched mantle source, and the magma source was influenced by input of the subduction components, which is related to a active continental margin setting. Using LA-ICP-MS method of U-Pb age dating, it is the 436.4 ± 1.2Ma (MSWD = 0.37) that represents the crystallized age of the diabase-dykes. With the constraint offering by the age, the diabase-dykes formed in island arc extension environment after subduction of the East Kunlun ocean during the late Early Paleozoic.

Key words Geochemistry; LA-ICP-MS zircon U-Pb dating; diabase-dykes; Tectonic setting; Qingshuiquan area; Eastern Kunlun orogenic belt

摘要 结合地质、地球化学及 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年研究表明, 东昆仑清水泉地区辉绿岩脉的主元素以低 TiO₂ (0.68% ~ 1.24%) 和较低的 MgO (4.96% ~ 7.25%) 及 K₂O (0.51% ~ 1.03%), 贫 P₂O₅ (0.09% ~ 0.16%), Na₂O > K₂O 为特征, ΣREE 总量较高, LREE 明显富集。与原始地幔相比, 明显富集 Rb、Ba、Th、U 和 Sr, 高场强元素分异明显, 出现 Nb、Ta 亏损和 Th 富集特征, 结合 Nb/La、Hf/Ta、La/Ta、Ti/Y、Zr/Y 和 Th/Nb 等比值综合分析认为岩浆来源于富集地幔, 源区曾受不同程度的俯冲带流体交代作用的影响, 应形成于活动大陆边缘环境; 岩脉的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果为 436.4 ± 1.2Ma (MSWD = 0.37), 代表清水泉辉绿岩脉的结晶年龄, 为早古生代晚期东昆仑洋消减俯冲的弧后拉张裂解的形成时限提供了约束。

关键词 地球化学; LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年; 辉绿岩脉; 构造环境; 清水泉; 东昆仑造山带

中图法分类号 P588.124; P597.3

东昆仑造山带位于青藏高原的北部, 是中央造山带重要 的组成部分, 长期受到地学界广泛关注与研究, 并取得了很

* 本文由中石化重大项目《中国西北地区构造-岩相古地理研究与编图》资助。

第一作者简介: 任军虎, 男, 1978 年生, 博士生, 矿产普查与勘探专业, E-mail: junhu_ren@yahoo.com.cn

大进展(高延林等,1988;姜春发等,1992,2000;郑健康,1992;潘裕生等,1996;殷福鸿和张克信,1997;解玉月,1998;朱云海等,1999;王国灿等,1999;张克信等,2001,2004;陆松年等,2002;张建新等,2003;杨经绥等,2003;潘桂棠等,2004;李怀坤等,2006;陈能松等,2006,2007,2008)。尽管如此,涉及早古生代东昆仑造山作用的性质、演化时限与过程及其动力学仍有较大争议。在野外工作的基础上,本文首次对东昆仑中段清水泉地区基性岩脉的地质、地球化学及 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年进行了综合研究,为深入探讨东昆仑构造演化提供重要信息。

1 区域地质特征

东昆仑造山带从北向南依次出露昆北、昆中和昆南三条主断裂,总体呈北西—北西向西展布,其中东昆中断裂为东昆中缝合带的主断裂。东昆中缝合带西起新疆境内的阿牙克库木湖北岸,向东经喀喀喀格塔格北、开木棋陡里格南、大干沟脑、乌妥和清水泉等地,东抵吉日迈地区,东西两端分别被瓦洪山和阿尔金山南缘两条走滑断裂所截。该带断续出露有超基性岩、辉长岩、辉绿岩和基性火山岩,其中以清水泉、乌妥、吉日迈及阿牙克库木湖北分布最广,前人普遍将其定为蛇绿岩(高延林等,1988;姜春发等,1992;解玉月,1998;朱云海等,1999;王国灿等,1999;张克信等,2001,2004)。一般认为,昆仑造山带经历了奥陶-志留纪原特提斯洋和二叠-三叠纪的古特提斯洋(Matte *et al.*, 1996; Mattern *et al.*, 1996; Mattern and Schneider, 2000; 潘裕生等, 1996; 陈能松等, 2007)消亡的两个重大构造热过程。杨金中等(2000)在鸭子泉奥陶纪祁漫塔格群中识别出以玄武岩和安山岩为主的岛弧火山岩建造,推测东昆仑存在早古生代岛弧,罗照华等(1999)根据东昆仑上泥盆统沉积建造特征将加里东造山旋回结束时间确定为晚泥盆世。

东昆中缝合带长约 1000km,宽 2~5km。缝合带以南为东昆仑变质地体,变质程度甚低,仅达低绿片岩相,之上是一套产于被动陆缘环境的早古生代深水碎屑岩及基性火山岩沉积,自寒武系—志留系均有出露;以北为柴达木地块,变质程度达角闪岩相,局部达麻粒岩相,由绿片岩、片麻岩、大理岩及少量石英岩组成,绿片岩原岩是一套深海相砂泥质碎屑岩,片麻岩原岩为中—基性火山岩,其上被新元古界冰沟群滨海—浅海相碎屑岩及碳酸盐岩不整合覆盖,早古生代地层分布零星,仅见有晚奥陶世—早志留世祁漫塔格群碎屑岩及火山岩,其上被晚泥盆世托牛山组陆相碎屑岩、火山岩及火山碎屑岩不整合覆盖。

2 清水泉辉绿岩脉岩石学特征

辉绿岩脉样品采自青海省都兰县沟里乡的清水泉,位于东昆中缝合带上,地理坐标为 E98°6′30.2″, N35°42′1.5″,海

拔高度 3868m,位于香日德镇南 60km 处(图 1a)。基性岩脉侵入清水泉岩片中,岩脉宽 2~3m,长 50~80m(图 1b),延伸稳定,平行排列,近于直立,呈大小不等的岩脉侵入于变质岩系中,辉绿岩剖面如图 1c,区内构造形态复杂,断裂构造发育。

辉绿岩岩石类型单一,手标本为深灰色,块状构造。样品都为绿泥石化(细粒)辉绿岩或细粒辉绿岩,变余辉绿结构,斑晶主要为斜长石和普通辉石,基质主要为斜长石、辉石、绿泥石及副矿物等,其中斜长石含量为 43%~54.5%(平均为 50%),辉石含量为 24%~36.5%(平均为 32%),绿泥石为 4%~19%(平均为 13%),方解石为 0~8%(平均为 2%),副矿物为 1%~6%(平均为 3%)。斜长石呈自形或半自形板状,蚀变弱,粒径在斑晶中约为 0.15~6mm,基质中为 0.06~0.3mm,用垂直 a 轴切面消光角法测得为拉长石(An_{60-68});辉石呈他形粒状,蚀变较弱,粒径 0.06~0.3mm;绿泥石为蚀变矿物,他形;副矿物主要为磁铁矿、磷灰石、榍石、锆石等,有的样品含有较多的方解石(如样品 QSQ4-4 及 QSQ4-5 中方解石含量分别达 6%及 8%)。

3 分析方法

本次辉绿岩脉岩样共采集了 6 件,其中 5 件用于做地球化学测试,1 件大样做 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年。岩石主、微量元素化学及 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年分析在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。主元素采用 XRF 法在 RIX-2100 仪器上分析,分析精度一般优于 2%,稀土和微量元素采用 ELAN6100DRC 等离子体质谱仪(ICP-MS)测定,并随机抽取 3 件样品进行重复测定,用标准样 BHVO-1, AGV-1 和 G-2 做分析样品元素浓度的校正标准,分析精度一般优于 2%~5%。锆石按常规重力和磁选方法分选,最后在双目镜下挑纯,将锆石样品置于环氧树脂中,然后磨至约一半,使锆石内部暴露,用阴极发光(CL)研究锆石形态,U-Pb 同位素组成在激光剥蚀电感耦合等离子体质谱(LA-ICP-MS)仪上完成。激光剥蚀系统是配备有 193nmArF-excimer 激光器的 Geolas200M(Microlas Gottingen Germany),分析采用激光剥蚀孔径 30 μ m,剥蚀深度 20~40 μ m,激光脉冲为 10Hz,能量为 32~36mJ,同位素组成用锆石 91500 进行外标校正。LA-ICP-MS 分析的详细方法和流程见袁洪林等(2003),U-Th-Pb 含量分析见 Gao *et al.* (2002)。

4 清水泉辉绿岩脉元素地球化学

4.1 主元素地球化学

本区 5 件辉绿岩脉样品元素地球化学组成分析结果见表 1。SiO₂ 含量变化在 49.58%~51.78%,平均为 51.15%。Al₂O₃ 含量较高,变化在 14.66%~16.85% 范围内,平均为 16.16%,相于岛弧拉斑玄武岩的 Al₂O₃ 含量 16% (Jakes

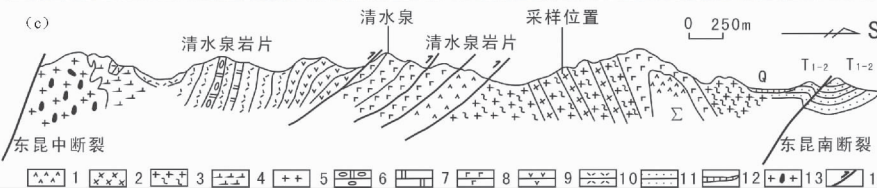
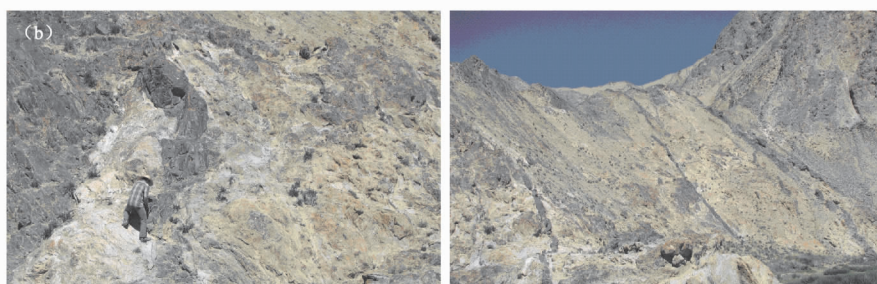
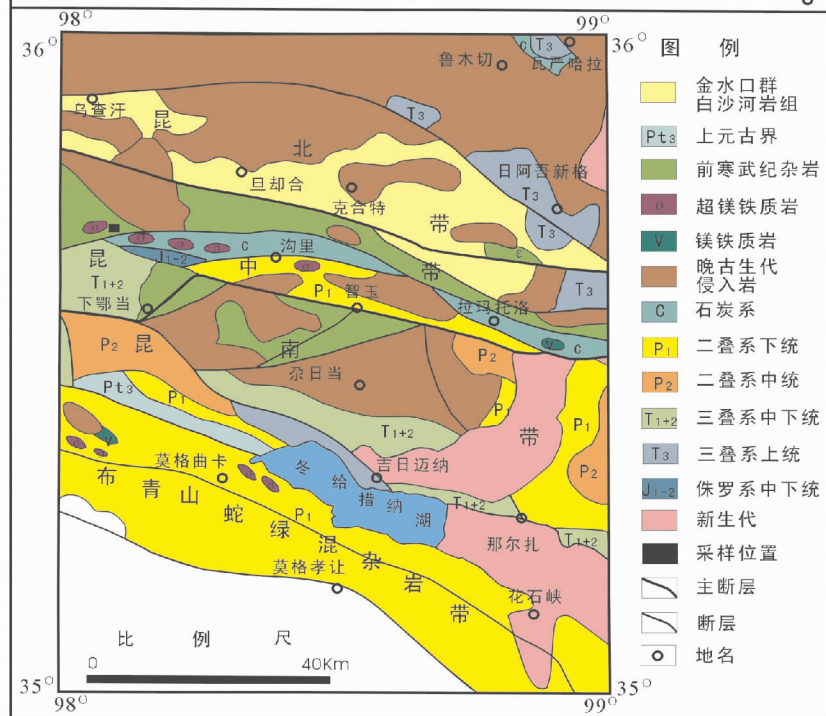
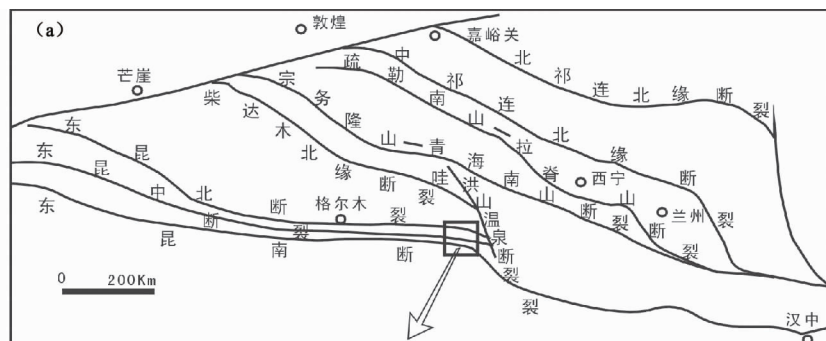


图1 东昆仑造山带清水泉地区地质略图(a)、辉绿岩脉野外照片(b)和辉绿岩脉剖面图(c) (据冯益民等,2002 修改)
 1-超基性岩;2-变辉长辉绿岩;3-斜长花岗岩麻岩;4-闪长岩;5-花岗岩;6-海沟相滑塌堆积;7-大理岩;8-基性火山岩;9-中性火山岩;10-酸性火山岩;11-砂岩及碎屑岩;12-第四系;13-含有暗色包体的花岗岩;14-逆冲断层;Q-第四系;T₁₋₂-下中三叠统;Σ-超基性岩

Fig.1 Schematic geological map (a), field photos of the diabase-dykes (b) and cross section of the diabase-dykes (c) in the Qingshuiquan area, eastern Kunlun orogenic belt (after Feng *et al.*, 2002)
 1-ultrabasic rock; 2-metagabbro-diabase; 3-plagio-granitic-gneisses; 4-diorite; 5-granite; 6-trench facies slump accumulation; 7-marble; 8-basic volcanic rocks; 9-intermediate volcanic rocks; 10-acid volcanic rocks; 11-clastic rocks; 12-quaternary; 13-the Granite with mafic enclaves; 14-thrust fault; Q-quaternary; T₁₋₂-Lower-Middle Triassic; Σ-ultrabasic rock

表1 东昆仑清水泉辉绿岩脉的主量元素 (wt%) 和微量元素 ($\times 10^{-6}$) 化学组成

Table 1 Major element (wt%) and trace element ($\times 10^{-6}$) compositions of the diabase-dykes from Qingshuiquan area

样品号	QSQ4-1	QSQ4-2	QSQ4-3	QSQ4-4	QSQ4-5
SiO ₂	51.78	51.44	51.51	49.58	51.46
TiO ₂	0.68	0.86	0.94	1.09	1.24
Al ₂ O ₃	14.66	16.76	16.85	16.07	16.42
Fe ₂ O ₃ ^T	9.46	9.15	9.52	11.33	11.18
MnO	0.14	0.15	0.15	0.18	0.17
MgO	7.25	5.65	5.61	5.84	4.96
CaO	10.70	10.00	10.10	10.46	9.34
Na ₂ O	2.27	1.41	1.57	1.63	1.90
K ₂ O	0.51	1.03	0.94	0.57	0.67
P ₂ O ₅	0.09	0.10	0.11	0.14	0.16
烧失量	1.98	3.07	2.56	2.81	2.90
总量	99.52	99.62	99.86	99.70	100.4
Sc	32.0	36.5	38.6	42.2	24.8
V	251	241	258	333	343
Cr	120	107	105	44.6	41.0
Ni	114	8.20	8.36	5.39	6.16
Rb	26.1	31.8	26.3	17.8	18.1
Sr	228	374	361	357	386
Y	17.0	21.5	22.5	22.7	21.7
Zr	69.0	90.2	92.8	75.3	83.6
Nb	4.41	5.16	5.39	4.90	5.85
Cs	0.46	0.75	0.70	1.06	0.84
Ba	130	595	433	200	266
Hf	1.89	2.41	2.48	2.02	2.25
Ta	0.28	0.31	0.32	0.28	0.35
Pb	6.91	4.04	3.45	2.78	4.16
Th	0.71	2.55	2.64	1.64	2.19
U	0.33	0.44	0.46	0.41	0.57
La	10.4	13.9	14.2	10.4	14.3
Ce	21.9	28.6	29.3	22.9	29.7
Pr	2.67	3.34	3.47	2.90	3.51
Nd	11.8	14.8	15.2	13.6	15.5
Sm	2.77	3.30	3.41	3.28	3.47
Eu	0.83	1.03	1.03	1.07	1.09
Gd	2.86	3.43	3.51	3.60	3.56
Tb	0.47	0.57	0.58	0.61	0.59
Dy	2.91	3.61	3.69	3.82	3.74
Ho	0.61	0.79	0.81	0.84	0.81
Er	1.66	2.22	2.28	2.31	2.23
Tm	0.24	0.32	0.34	0.33	0.33
Yb	1.54	2.17	2.24	2.23	2.17
Lu	0.22	0.34	0.34	0.34	0.33

and White, 1972), 明显不同于大西洋、太平洋和印度洋洋中脊拉斑玄武岩的 Al₂O₃ 平均含量 (分别为 15.6%, 14.86%, 15.15%) (Melson *et al.*, 1976) 和大陆溢流玄武岩的 Al₂O₃ 含量 (17.08%) (Wilson, 1989)。TiO₂ 变化在 0.68% ~ 1.24% 之间, 平均为 0.96%, 与低 TiO₂ 特征的岛弧钙碱性玄武岩 (0.98%) 十分接近 (Pearce, 1982), 不同于洋岛拉斑玄武岩

值 (2.63%) (Wilson, 1989) 和东太平洋洋隆 TiO₂ 值 (1.77%) (Melson *et al.*, 1976), 也不同于板内拉斑玄武岩 (2.23%) 和板内碱性玄武岩 (2.9%) (Pearce, 1982), 总之, 清水泉的辉绿岩岩脉总体以低 TiO₂ (0.68% ~ 1.24%) 和较低的 MgO (4.96% ~ 7.25%) 及 K₂O (0.51% ~ 1.03%), 贫 P₂O₅ (0.09% ~ 0.16%), Na₂O > K₂O 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。

全碱-SiO₂ (TAS) 图解 (图 2a) 显示, 本区辉绿岩样品投点全部落入亚碱性系列玄武岩范围, 考虑到火山岩样品经历了复杂的构造变形和蚀变作用, K、Na 等活泼元素可能会有一定程度的带出带人, 因此进一步利用在蚀变作用过程中不活泼元素比值的 Zr/TiO₂-Nb/Y 图解 (图 2b) 判别, 结果显示所有样品均为亚碱系列岩石。

4.2 稀土和微量元素地球化学

清水泉辉绿岩脉样品的 Σ REE 变化在 60.85×10^{-6} ~ 81.41×10^{-6} 之间, 是球粒陨石的 15 ~ 21 倍, 总量高, 但主要是 LREE 总量高, 而 HREE 总量相对较低, (La/Yb)_N 介于 3.16 ~ 4.55 之间, (La/Sm)_N 介于 2 ~ 2.65 之间, 轻重稀土分异明显。在球粒陨石标准化的稀土元素配分图解 (图 3) 上, 为 LREE 富集型, 有微弱的 Eu 负异常, 应与斜长石的分离结晶作用有关。

各样品 REE 配分谱线相互平行, 只有位置的高低, 显示其稀土分异程度相当, 具有同源岩浆特征。

高场强元素 Zr、Hf、Nb、Ta 在蚀变和变质作用过程中具有良好的稳定性, 是岩石成因和源区性质的良好示踪剂。一般地 MORB 玄武岩的 Zr、Hf 平均丰度分别为 90×10^{-6} ~ 96×10^{-6} 和 2.4×10^{-6} ~ 2.93×10^{-6} ; 板内拉斑玄武岩和碱性玄武岩的 Zr、Hf 平均丰度分别为 149×10^{-6} ~ 213×10^{-6} 和 3.44×10^{-6} ~ 6.36×10^{-6} ; 火山弧拉斑玄武岩、钙碱性玄武岩和钾玄武岩的 Zr 平均丰度分别为 40×10^{-6} 、 71×10^{-6} 和 87×10^{-6} , Hf 平均丰度分别为 1.17×10^{-6} 、 2.23×10^{-6} 和 2.24×10^{-6} (Pearce, 1982)。清水泉辉绿岩 Zr、Hf 丰度变化为 75.3×10^{-6} ~ 92.8×10^{-6} (平均为 82.18×10^{-6}) 和 2.02×10^{-6} ~ 2.48×10^{-6} (平均为 2.21×10^{-6}), 相当于火山弧钙碱性玄武岩。玄武岩的 Nb、Ta 丰度变化为 4.41×10^{-6} ~ 5.85×10^{-6} (平均为 5.14×10^{-6}) 和 0.28×10^{-6} ~ 0.35×10^{-6} (平均为 0.31×10^{-6}), 明显低于板内玄武岩和碱性玄武岩的 Nb、Ta 丰度 (分别变化在 13×10^{-6} ~ 84×10^{-6} 和 0.73×10^{-6} ~ 5.9×10^{-6} , Pearce, 1982), 高于岛弧拉斑玄武岩和钙碱性玄武岩的 Nb、Ta 丰度 (分别变化在 1.7×10^{-6} ~ 2.7×10^{-6} 和 0.1×10^{-6} ~ 0.18×10^{-6} , Pearce, 1982), 接近于 Pearce (1982) 给出的洋中脊玄武岩 (Nb = 4.6×10^{-6} , Ta = 0.29×10^{-6}) 的丰度值, 与陆壳的混染有关的岛弧玄武岩相似。

在 MORB 标准化的微量元素比值蛛网图 (图 4) 上, 清水泉辉绿岩为明显富集大离子亲石元素 Sr、K、Rb 和 Ba, 高场

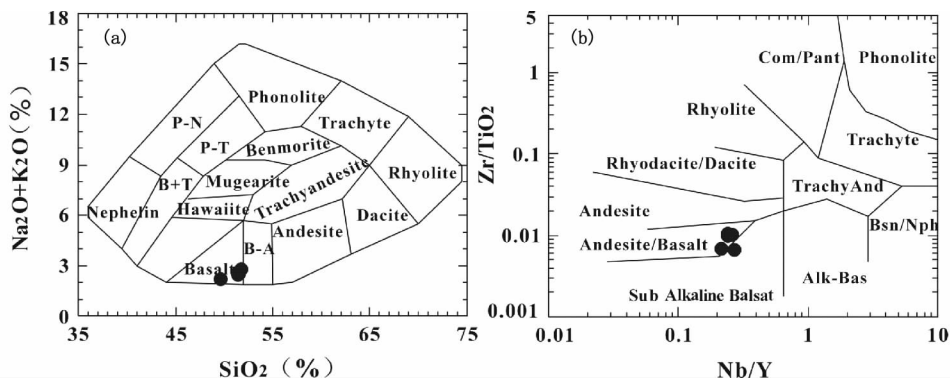


图2 清水泉辉绿岩岩脉全碱-SiO₂图解(a)和 Zr/TiO₂-Nb/Y 图解(b)

Fig.2 TAS (a) and Zr/TiO₂-Nb/Y (b) diagram of diabase-dykes from Qingshuiquan

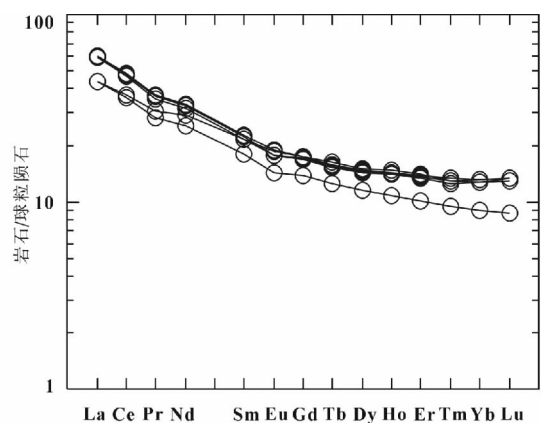


图3 辉绿岩岩脉的球粒陨石标准化 REE 配分图解

Fig.3 REE distribution patterns of the diabase-dykes from Qingshuiquan area

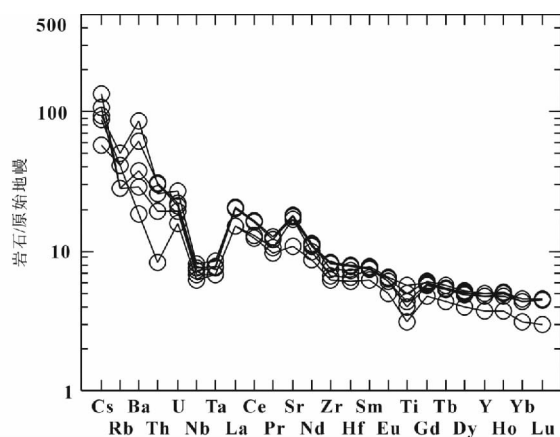


图5 辉绿岩原始地幔标准化的微量元素配分图

Fig.5 Primitive mantle normalized incompatible element spidergram for diabase-dykes from Qingshuiquan area

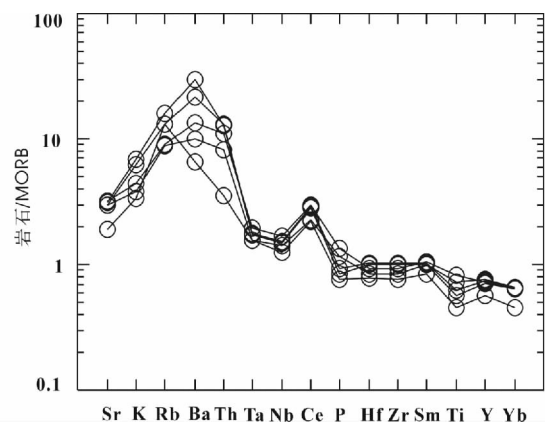


图4 辉绿岩岩脉 MORB 标准化的微量元素配分图

Fig.4 MORB-normalized incompatible element spider gram for diabase-dykes from Qingshuiquan area

在原始地幔标准化的微量元素配分图解(图5)上,清水泉辉绿岩以富集大离子亲石元素 Rb、Ba、Th、U、Sr 和 LREE, 高场强元素分异明显为特征,尤其是出现 Nb、Ta 亏损和 Th 富集特征,类似于板内玄武岩和岛弧火山岩的地球化学特征。

一般地,岛弧玄武岩和部分亏损型洋中脊玄武岩的元素比值 Nb/La < 1, Hf/Ta > 5, La/Ta > 15, Ti/Y < 350, 而板内玄武岩、过渡型洋中脊玄武岩和富集型洋中脊玄武岩则正好相反(Condie, 1989)。清水泉辉绿岩的 Nb/La 比值为 0.37 ~ 0.47 (平均值为 0.41), Hf/Ta 比值为 6.38 ~ 7.88 (平均值为 7.16), La/Ta 比值为 36.61 ~ 45.37 (平均值为 40.76), Ti/Y 比值为 239.5 ~ 342.5 (平均值为 272), 表明该辉绿岩成因环境与板内玄武岩、过度型洋中脊玄武岩及富集型洋中脊玄武岩的岩石构造环境无关,类似于岛弧玄武岩或亏损型洋中脊玄武岩的形成环境。岛弧玄武岩的元素比值 Th/Yb > 0.1, Th/Nb > 0.07, Nb/La < 0.8, Hf/Th < 8, 而亏损型洋中脊则相反(Condie, 1989)。清水泉辉绿岩的 Th/Yb 比值为 0.46 ~ 1.18 (平均值为 0.91), Th/Nb 比值为 0.16 ~ 0.49 (平均值为

强元素 Nb、Ta 亏损和 Th 富集, 主量元素 Ti 亏损的分布特征。明显区别于洋中脊玄武岩, 类似于板内玄武岩的地球化学特征。

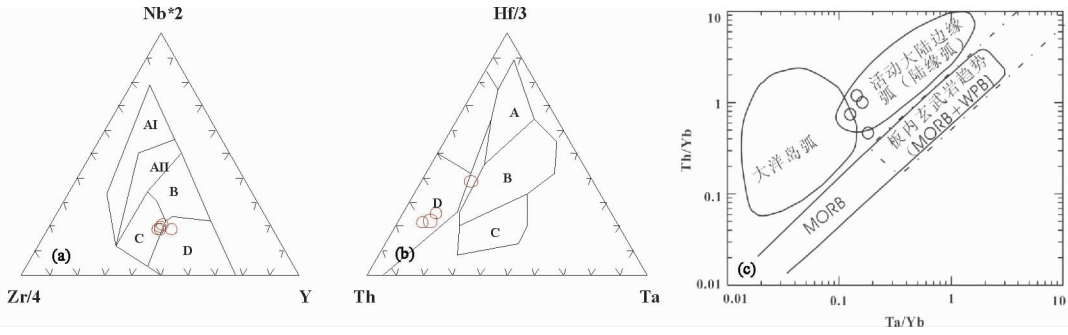


图6 玄武岩构造环境判别图解

(a) Nb-Zr-Y 图解 (Meschede, 1986), AI-板内碱性玄武岩, A II-板内碱性玄武岩和板内拉斑玄武岩, B-富集型 MORB, C-板内拉斑玄武岩和火山弧玄武岩, D-亏损型 MORB 和火山弧玄武岩; (b) Hf-Th-Ta 图解 (Wood *et al.*, 1979), A-N-MORB, B-E-MORB 和板内拉斑玄武岩, C-板内碱性玄武岩, D-岛弧拉斑玄武岩; (c) Ta/Yb-Th/Yb 图解 (Pearce, 1983)

Fig. 6 Tectonic discrimination diagrams for diabase-dykes from Qingshuiquan area

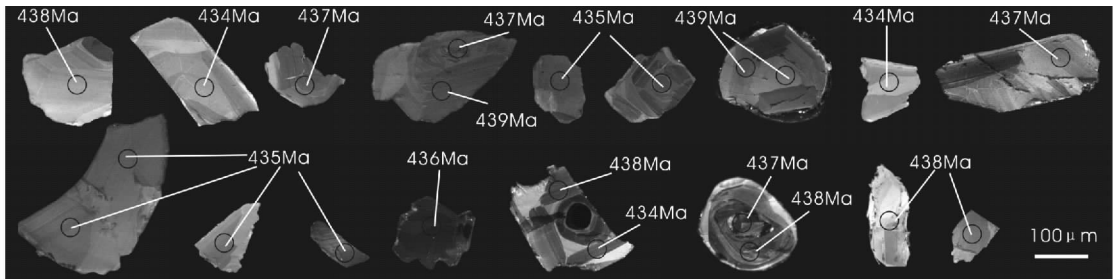


图7 清水泉辉绿岩锆石的阴极发光图像

Fig. 7 Cathodoluminescence (CL) images of selected zircons for diabase-dykes from Qingshuiquan area

0.37), Nb/La 比值为 0.37 ~ 0.47 (平均值为 0.41), Hf/Th 比值为 0.94 ~ 2.66 (平均值为 1.36), 显然为岛弧性质。又据 $Zr/Y = 3.91$, $Ta/Yb = 0.15$, $Ti/Zr = 78.5$ (Condie, 1989) 等比值可以看出清水泉辉绿岩可能产出于大陆边缘弧。

不活动元素协变关系是构造环境判别的有效方法。2Nb-Zr/4-Y (图 6a) 中, 清水泉辉绿岩样品除了一个投在 N-MORB 及火山弧玄武岩区外, 其它样品均落在板内拉斑玄武岩和岛弧玄武岩区; 利用 Hf/3-Th-Ta 图解 (图 6b) 判别, 结果均落入岛弧玄武岩区; Th/Yb-Ta/Yb 图解 (图 6c) 中, 样品点落入活动大陆边缘弧玄武岩范围, 表明基性岩脉受到地壳物质的混染。

5 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄

清水泉辉绿岩中选出的锆石 CL 图像如图 7 所示, 共完成 29 颗锆石 22 个有效点的测试, 分析结果见表 2。锆石的 U、Th 含量分别为 230.25×10^{-6} ~ 1519.34×10^{-6} 和 66.26×10^{-6} ~ 405.06×10^{-6} , Th/U 比值均大于 0.1 (0.15 ~ 0.47), 平均为 0.30, 应属于典型的岩浆型锆石 (Belousova *et al.*, 2002)。

由锆石 CL 图像可知, 多数锆石颗粒较小, 粒径介于 50

~ 200 μm 之间, 晶形较差, 共分为两类: (1) 具有比较明显的岩浆成因韵律环带, 这类锆石少; (2) 锆石无明显的核边结构, 振荡环带不明显, 这类锆石占绝大多数。岩浆岩中锆石的结晶作用可以贯穿整个寄主岩浆的冷凝过程 (汪相和 Kienast, 2000; Vavra *et al.*, 1999), 其中, 在寄主岩浆上升过程中形成的锆石, 由于非平衡的结晶环境, 形成环带结构; 而在岩浆定位以后, 由于温度下降的速率减慢, 锆石基本上处于与熔体平衡的生长状态, 环带不清或不明显 (陈道公等, 2001; Ashwal *et al.*, 1999; Mahood and Hildreth, 1983), 并且辉绿岩浆上升速度较快, 冷却结晶也较快, 形成了比较一致的锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄。锆石表面普通铅的来源相当复杂, 既可以是样品的, 又可能是环境的 (陈道公等, 2001), 对有的样品有近 500Ma 的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄, 我们不能排除由于普通铅扣除不当所可能引起的年龄误差。所以, 清水泉辉绿岩中的锆石有比较明显的韵律环带的可能形成于非平衡的结晶环境, 无明显环带结构的锆石可能形成于与熔体平衡的结晶环境中。

利用 Isoplot3 (Ludwig, 2003) 程序进行了谐和曲线投影和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄的计算。结果表明, 在 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和图和直方图上 (图 8), 所有分析点都集中在一致线及其附近的一个很小区域内, 加权平均年龄为 $436.4 \pm 1.2\text{Ma}$ (MSWD = 0.37), 表明清水泉辉绿岩岩脉形成时代应为早志留世。

表 2 清水泉辉绿岩脉 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素年代学分析结果

Table 2 LA-ICP-MS U-Pb zircon age data for diabase-dykes from Qingshuiquan area

编号	元素含量 ($\times 10^{-6}$) 及比值					同位素比值					表面年龄 (Ma)									
	^{206}Pb	^{232}Th	^{238}U	$\frac{\text{Th}}{\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	1σ
	QSQ-01	103.16	101.59	330.53	0.31	0.05649	0.00085	0.54783	0.00675	0.07033	0.00042	0.02273	0.00022	472	17	444	4	438	3	454
QSQ-02	114.20	126.67	382.73	0.33	0.05642	0.00095	0.54198	0.00779	0.06966	0.00044	0.02243	0.00024	469	21	440	5	434	3	448	5
QSQ-03	151.43	126.60	498.25	0.25	0.05605	0.00081	0.54254	0.00625	0.0702	0.00041	0.02305	0.00022	454	15	440	4	437	2	461	4
QSQ-04	120.36	120.40	409.05	0.29	0.05695	0.00111	0.55342	0.00958	0.07047	0.00048	0.02356	0.00031	490	26	447	6	439	3	471	6
QSQ-05	150.93	86.67	585.55	0.15	0.05725	0.00159	0.55426	0.01474	0.07022	0.00058	0.0218	0.00015	501	63	448	10	437	3	436	3
QSQ-06	89.71	73.06	300.66	0.24	0.05557	0.00145	0.53501	0.01341	0.06983	0.00053	0.02176	0.00013	435	60	435	9	435	3	435	3
QSQ-07	189.82	195.45	650.94	0.30	0.0567	0.00122	0.54557	0.01114	0.06978	0.00047	0.0217	0.00012	480	49	442	7	435	3	434	2
QSQ-08	137.79	161.78	463.08	0.35	0.05649	0.00082	0.54922	0.00636	0.0705	0.00042	0.02271	0.00019	472	15	444	4	439	3	454	4
QSQ-09	118.73	126.47	388.20	0.33	0.05647	0.00085	0.5489	0.00671	0.07048	0.00042	0.02319	0.00022	471	17	444	4	439	3	463	4
QSQ-10	149.19	205.11	493.79	0.42	0.0555	0.00079	0.53355	0.00609	0.06971	0.00041	0.02222	0.00018	432	15	434	4	434	2	444	4
QSQ-11	68.73	66.26	230.25	0.29	0.05682	0.00119	0.54983	0.01039	0.07017	0.0005	0.02413	0.00036	485	29	445	7	437	3	482	7
QSQ-12	129.50	104.55	392.13	0.27	0.05699	0.00099	0.54895	0.00824	0.06985	0.00045	0.02422	0.0003	491	22	444	5	435	3	484	6
QSQ-13	96.09	85.22	302.90	0.28	0.05711	0.00105	0.54989	0.00883	0.06982	0.00046	0.02158	0.00031	496	24	445	6	435	3	432	6
QSQ-14	108.04	119.70	384.57	0.31	0.05698	0.00262	0.54798	0.0242	0.06974	0.00086	0.02598	0.00086	491	76	444	16	435	5	518	17
QSQ-15	376.99	291.55	1255.55	0.23	0.05523	0.00095	0.53219	0.00851	0.06989	0.00043	0.0218	0.00012	421	39	433	6	435	3	436	2
QSQ-16	461.68	405.06	1519.34	0.27	0.0568	0.00089	0.54786	0.00713	0.06995	0.00043	0.02338	0.00025	484	18	444	5	436	3	467	5
QSQ-17	98.66	82.80	340.15	0.24	0.05448	0.00127	0.52839	0.01126	0.07033	0.00052	0.02469	0.00044	391	34	431	7	438	3	493	9
QSQ-18	132.03	104.54	422.87	0.25	0.05427	0.0008	0.52138	0.00631	0.06966	0.00042	0.02416	0.00023	382	17	426	4	434	3	483	5
QSQ-19	128.57	157.83	425.19	0.37	0.05679	0.00096	0.54917	0.00799	0.07013	0.00045	0.02294	0.00024	483	21	444	5	437	3	458	5
QSQ-20	169.00	269.78	571.93	0.47	0.05642	0.00081	0.54734	0.00628	0.07035	0.00042	0.02192	0.00018	469	15	443	4	438	3	438	4
QSQ-21	101.76	111.86	327.13	0.34	0.05554	0.0009	0.53797	0.00739	0.07025	0.00044	0.02306	0.00024	434	19	437	5	438	3	461	5
QSQ-22	182.34	170.63	627.13	0.27	0.05487	0.00122	0.53213	0.0108	0.07033	0.00051	0.02343	0.00035	407	32	433	7	438	3	468	7

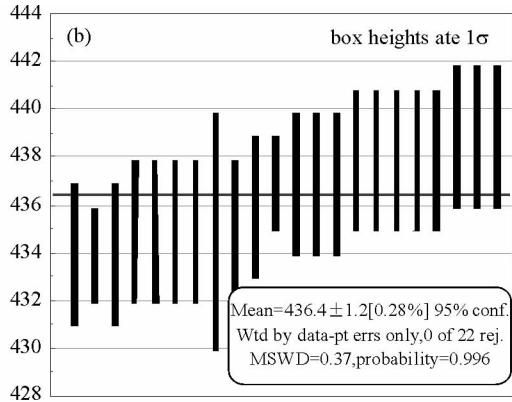
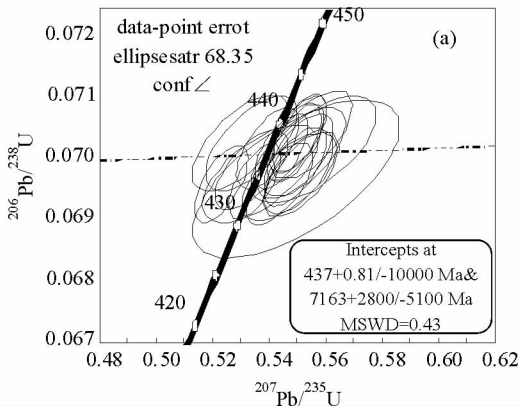


图8 清水泉辉绿岩岩脉 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄谐和图(a)和直方图(b)

Fig. 8 Zircon LA-ICP-MS U-Pb isotopic concordia diagram (a) and bar chart (b) for diabase-dykes

6 讨论及结论

东昆仑造山带中蛇绿岩是否是蛇绿岩及其时代(中新元古代、早古生代)还存在争论(高延林等, 1988; 姜春发等, 1992; 郑健康, 1992; 潘裕生等, 1996; 解玉月, 1998; 朱云海等, 1999; 张旗和周国庆, 2001; 陆松年等, 2002)。但是对早古生代蛇绿岩具有可靠的年龄依据, 清水泉蛇绿岩组合中的辉长岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄 $518 \pm 3 \text{ Ma}$ (Yang *et al.*, 1996), 清水泉蛇绿岩组合中的辉长岩 TIMS 法锆石 U-Pb 年龄 $522.3 \pm 4.1 \text{ Ma}$ (陆松年等, 2002), 表明在早寒武世东昆中洋的存在。清水泉高级岩片的正片麻岩中锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $517.0 \pm 5.0/-6.0 \text{ Ma}$ 及 $516 \pm 13 \text{ Ma}$, 斜长角闪岩锆石 U-Pb 年龄为 $516.2 \pm 5.8 \text{ Ma}$, 代表了 $\sim 520 \text{ Ma}$ 的变质作用事件(陈能松等, 2008), 清水泉麻粒岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 $507.7 \pm 8.3 \text{ Ma}$ (李怀坤等, 2006), 表明清水泉地区蛇绿岩俯冲至地下 $40 \sim 45 \text{ km}$ 深处发生中高压麻粒岩相变质作用的时间为中寒武世。都兰县香日德南部侵入于元古界苦海岩群的岛弧构造环境闪长岩体的锆石 U-Pb 年龄为 $446.5 \pm 9.1 \text{ Ma}$ (陈能松等, 2000), 这一年龄值和本文所测 $436.4 \pm 1.2 \text{ Ma}$ 的年龄很接近, 由于基性岩脉是地壳伸展体制下深源岩浆浅部就位的产物, 它不仅可以提供深部物质组成和动力学背景等方面的信息, 其形成时代可以代表裂解的初始时限, 可为造山前期的地质作用过程提供研究基础, 为造山过程的动力学研究提供了约束 (Halls, 1982; Walker and Eyre, 1995; 周鼎武等, 1995, 1997; 侯贵廷等, 2003), 所以此年龄可能代表东昆仑造山带俯冲碰撞后火山弧的拉张裂解的形成年龄。东昆中断裂带高角度逆冲变形变质角闪石 $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ 年龄为 $426.5 \pm 3.8 \text{ Ma}$ (陈能松等, 2002), 代表逆冲构造变形的进行时间和变质顶峰时间, 表明东昆中断裂带逆冲构造是在中志留世形成的, 晚奥陶世至早志留世存在的岛弧构造环境可能也随之消失。祁漫塔格地区喀雅克登塔格形成于造山后伸展阶段

的杂岩体中辉长岩 SHRIMP 单颗粒锆石年龄为 $403.3 \pm 7.2 \text{ Ma}$ (谌宏伟等, 2006), 表明至少在早泥盆世已处于造山后伸展阶段。由以上可以得出, 东昆仑构造带在早古生代经历了如下演化过程: 在早寒武世, 东昆仑中段大洋扩张, 在清水泉地区形成蛇绿岩组合; 到中寒武世, 大洋消减俯冲, 俯冲深度可能为 $40 \sim 45 \text{ km}$, 发生中高压麻粒岩相变质作用; 随着洋壳的消减, 晚奥陶世至早志留世, 清水泉地区形成以钙碱性岩浆组合为主的大陆边缘岛弧环境, 基性岩脉来源于幔源岩浆, 源区可能受到俯冲带流体的交代, 大陆边缘弧拉长裂解, 形成清水泉基性岩脉; 在中志留世, 东昆中断裂带形成高角度逆冲变形带, 并伴有绿帘角闪岩相的变质和新生矿物白云母的形成, 至此, 东昆仑所处的岛弧环境已经结束; 到早泥盆世, 在祁漫塔格地区已经形成造山后伸展杂岩体, 表明东昆仑已经处于造山后伸展阶段。

综上所述, 清水泉辉绿岩脉是幔源岩浆活动的产物, 其地球化学以低 TiO_2 , MgO , Nb , Ta 亏损和 Th 富集为特征, 贫 P_2O_5 , 富集大离子亲石元素 Rb , Ba , Zr , U 和 LREE 等, 显示其成因与消减作用有关, 源区可能受到俯冲带流体的交代, 形成于板块俯冲过程中的活动大陆边缘环境。辉绿岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素定年结果表明, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 的加权平均年龄为 $436.4 \pm 1.2 \text{ Ma}$ (MSWD = 0.37), 可能代表了早古生代晚期东昆仑造山带俯冲碰撞后岛弧的裂解拉张的形成时间。

致谢 西北大学董云鹏教授和审稿人提出了宝贵的修改意见; 郑建康、李海平、冯乔等参加了野外工作; 弓虎军、王建其、第五春荣、刘晔等帮助完成了地球化学及 LA-ICP-MS U-Pb 年龄测试, 在此表示衷心的感谢。

References

Ashwal LD, Tucker RD and Zimmer EK. 1999. Slow cooling of deep crustal granulite and Pb-loss zircon. *Geochim. Cosmochim. Acta*,

63; 2839 – 2851

- Belousova EA, Griffin WL, O' Reilly SY *et al.* 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 143:602 – 622
- Chen DG, Wang X, Deloule E *et al.* 2001. Zircon SIMS ages and chemical compositions from Northern Dabie Terrain: Its implication for pyroxenite genesis. *Chinese Science Bulletin*, 46(12): 1047 – 1050
- Chen HW, Luo ZH, Mo XX *et al.* 2006. SHRIMP ages of Kayakedengtage complex in the East Kunlun Mountains and their geological implications. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 25(1): 25 – 32 (in Chinese with English abstract)
- Chen NS, He L, Sun M *et al.* 2002. Precise timing of the Early Paleozoic metamorphism and thrust deformation in the Eastern Kunlun Orogen. *Chinese Science Bulletin*, 47(13): 1130 – 1133
- Chen NS, Sun M, Wang QY *et al.* 2008. U-Pb dating of zircon from the Central Zone of the East Kunlun Orogen and its implications for tectonic evolution. *Science in China (Ser. D)*, 51(7): 929 – 938
- Chen NS, Li XY, Zhang KX *et al.* 2006. Lithological characteristics of the Baishahe Formation to the South of Xiangride town, Eastern Kunlun Mountains and its age constrained from zircon Pb-Pb dating. *Geological Science and Technology Information*, 25(6): 1 – 7 (in Chinese with English abstract)
- Chen NS, Sun M, Wang QY *et al.* 2007. EMP chemical ages of monazites from Central Zone of the eastern Kunlun Orogen: Records of multi-tectonometamorphic events. *Chinese Science Bulletin*, 52(16): 2252 – 2263
- Chen NS, Sun M, Zhang KX *et al.* 2001. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb ages of metadiorite from the East Kunlun Orogenic Belt: Evidence for Early-Paleozoic magmatic zone and excess argon in amphibole minerals. *Chinese Science Bulletin*, 46(4): 330 – 333
- Condie KC. 1989. Geochemical changes in basalts and andsities across the Archaean-Proterozoic boundary: Identification and significance. *Lithos*, 23:1 – 18
- Feng YM, Cao XD, Zhang EP *et al.* 2002. Orogenic Process and Dynamics of the West Qinling Orogenic Belt-Geotectonic Map of the West Qinling Orogenic Belt and Its Neighboring in 1: 1000000-scale. Xi'an: Xi'an Cartographic Publishing House (in Chinese with English abstract)
- Gao S, Liu XM and Yuan HL. 2002. Determination of forty two major and trace element in USGS and NIST SRM glasses by laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geostand News*, 26(2): 181 – 195
- Gao YL, Wu XN and Zuo GC. 1988. Characteristics of the Qingshuiquan ophiolite in the Eastern Kunlun mountains and its tectonic significance. *Bull. Xi'an Inst. Geol., Min., Res.*, 21: 17 – 28 (in Chinese with English abstract)
- Halls HC. 1982. The importance and potential of mafic dyke swarms in studies of geodynamic processes. *Geoscience Canada*, 9(3): 145 – 154
- Hou GT, Li JH, Halls HC *et al.* 2003. The flow structures and mechanics of Late Precambrian mafic dyke swarms in North China Craton. *Acta Geologica Sinica*, 77(2): 210 – 215 (in Chinese with English abstract)
- Jakes P and White AJR. 1972. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 83: 29 – 40
- Jiang CF, Wang ZQ and Li JT. 2000. Opening-closing Tectonics of the Central Orogenic Belt. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 100 (in Chinese with English abstract)
- Jiang CF, Yang JS, Feng BG *et al.* 1992. Opening-closing Tectonics in Kunlun Area. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 220 (in Chinese with English abstract)
- Li HK, Lu SN, Xiang ZQ *et al.* 2006. SHRIMP U-Pb zircon age of the granulite from the Qingshuiquan area, Central Eastern Kunlun Suture Zone. *Earth Science Frontiers*, 13(6): 311 – 321 (in Chinese with English abstract)
- Ludwig KR. 2003. Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol Center Spec. Publ., (4): 1 – 70
- Lu SN, Yu HF and Zhao FQ. 2002. Preliminary Study of Precambrian Geology in the North Tibet-Qinghai Plateau. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 130 (in Chinese with English abstract)
- Luo ZH, Deng JF, Cao YQ *et al.* 1999. On Late Paleozoic-Early Mesozoic volcanism and regional tectonic evolution of Eastern Kunlun, Qinghai Province. *Geoscience*, 13(1): 51 – 56 (in Chinese with English abstract)
- Mahood G and Hildreth W. 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 11 – 30
- Matte P, Tapponnier P, Arnaud N *et al.* 1996. Tectonics of western Tibet, between the Tarim and the Indus. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142: 311 – 330
- Mattern F, Schneider W, Li Y *et al.* 1996. A traverse through the western Kunlun (Xinjiang, China): Tentative geodynamic implications for the Paleozoic and Mesozoic. *Geologische Rundschau*, 85: 705 – 722
- Mattern F and Schneider W. 2000. Suturing of the Proto-Tethys oceans in the western Kunlun (Xinjiang, China). *Journal of Asian Earth Sciences*, 18:637 – 650
- Melson WG, Vallier TL, Wright TL *et al.* 1976. Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along Pacific, Atlantic and Indian Ocean Sea-Floor Spreading Centers. In: *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin*. Washington D C.: Am Geophys Union, 351 – 367
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56:207 – 218
- Pan GT, Ding J, Yao DS *et al.* 2004. Geological Map of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and Adjacent Areas (with A Guidebook) (1: 1500000). Chengdu: Chengdu Cartographic Publishing House, 1 – 50 (in Chinese with English abstract)
- Pan YS, Zhou WM, Xu RG *et al.* 1996. Early Paleozoic geological characteristics and tectonic evolution. *Science in china (series D)*, 26(4): 302 – 307
- Pearce JA. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe RS (ed.). *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. Chichester: Wiley, 525 – 548
- Pearce JA. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth CJ and Norry MJ (eds.). *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich: Shiva Publishing, 158 – 185
- Vavra G, Schmid R and Gebauer D. 1999. Internal morphology, habit

- and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: Geochronology of the Ivrea Zone (southern Alps). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 134: 380–404
- Walker GPL and Eyre PR. 1995. Dike complexes in American Samoa. *J. Volc. Geother. Res.*, 69: 241–245
- Wang X and Kienast JR. 2000. The morphology and evolution mechanism of zircon in particle enclaves. *Science in China (Ser. D)*, 30(2): 180–187
- Wang GC, Zhang TP, Liang B *et al.* 1999. Composite ophiolitic mélange zone in central part of Eastern section of Eastern Kunlun orogenic zone and geological significance of “fault belt in central part of Eastern section of Eastern Kunlun orogenic zone”. *Earth Science*, 24(2): 129–133 (in Chinese with English abstract)
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin Hyman, 1–466
- Wood DA, Joron JL and Treuil M. 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic setting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45: 326–336
- Xie YY. 1998. Features of ophiolite with different period in the Eastern sector of middle Kunlun fault and its original environment. *Geology of Qinghai*, 7(1): 27–36 (in Chinese with English abstract)
- Yang JS, Liu FL, Wu CL *et al.* 2003. Two ultrahigh pressure metamorphic events recognized in the Central Orogenic Belt of China: Evidence from the U-Pb dating of coesite-bearing zircons. *Acta Geologica Sinica*, 77(4): 463–477 (in Chinese with English abstract)
- Yang JS, Robinson PT, Jiang CF *et al.* 1996. Ophiolites of the Kunlun Mountains, China and their tectonic implications. *Tectonophysics*, 258: 215–231
- Yang JZ, Shen YC and Liu TB. 2000. Tectonic environment analysis on volcanic rocks from Qimantage Group, Eastern Kunlun orogenic belt, Xinjiang. *Xinjiang Geology*, 18(2): 105–112 (in Chinese with English abstract)
- Yin HF and Zhang KX. 1997. Characteristics of Eastern Kunlun orogenic belt. *Earth Science Journal of China University of Geosciences*, 22(4): 339–346 (in Chinese with English abstract)
- Yuan HL, Wu FY, Gao S *et al.* 2003. Determination of U-Pb age and rare earth element concentrations of zircons from Cenozoic intrusions in northeastern China by laser ablation ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 48(22): 2411–2421
- Zhang JX, Meng FC, Wan YS *et al.* 2003. Early Paleozoic tectono-thermal event of the Jinshuiou Group on the southern margin of Qaidam; Zircon U-Pb SHRIMP age evidence. *Geological Bulletin of China*, 22(6): 397–404 (in Chinese with English abstract)
- Zhang KX, Lin QX and Zhu YH. 2004. New paleontological evidence on time determination of the east part of the Eastern Kunlun Mélange and its tectonic significance. *Science in China (Ser. D)*, 47(10): 865–873
- Zhang KX, Yin HF, Zhu YH *et al.* 2001. Theory, Methodology and Practice of Geological Mapping in Mélange Terrains of Orogenic Belts: A Case Study of the Eastern Kunlun Orogenic Belt. Wuhan: China University of Geosciences Press, 100–201 (in Chinese with English abstract)
- Zhang Q and Zhou GQ. 2001. *Ophiolites in China*. Beijing: Science Press (in Chinese with English abstract)
- Zheng JK. 1992. Regional tectonic evolution of Eastern Kunlun. *Geology of Qinghai*, 1(1): 15–25 (in Chinese with English abstract)
- Zhou DW, Zhang CL, Han S *et al.* 1995. Tectonic setting on the two different tectonics-magma complex of the Eastern Qinling in Early Paleozoic. *Acta Petrologica Sinica*, 11(2): 115–126 (in Chinese with English abstract)
- Zhou DW, Zhang CL, Wang JL *et al.* 1998. The basic dyke swarms in the Wudang block and its geological significance. *Chinese Science Bulletin*, 43(13): 1111–1115
- Zhu YH, Zhang KX, PAN YM *et al.* 1999. Determination of different ophiolitic belt s in Eastern Kunlun orogenic zone and the tectonic significance. *Earth Science*, 24(2): 134–138 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 陈道公, 汪相, Deloule E, 李彬贤, 夏群科, 程昊, 吴元保. 2001. 北大别辉石岩成因: 锆石微区年龄和化学组成. *科学通报*, 46(7): 586–590
- 谌宏伟, 罗照华, 莫宣学, 张雪亭, 王瑾, 王秉璋. 2006. 东昆仑喀雅克登塔格杂岩体的 SHRIMP 年龄及其地质意义. *岩石矿物学杂志*, 25(1): 25–32
- 陈能松, 何蕾, 孙敏, 王国灿, 张克信. 2002. 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. *科学通报*, 47(8): 628–631
- 陈能松, 孙敏, 王勤燕, 张克信, 万渝生, 陈海红. 2008. 东昆仑造山带中带的锆石 U-Pb 定年与构造演化启示. *中国科学(D 辑)*, 38(6): 657–666
- 陈能松, 李晓彦, 张克信等. 2006. 东昆仑山香日德南部白少河岩组的岩石组合特征和形成年代的锆石 Pb-Pb 定年启示. *地质科技情报*, 25(6): 1–7
- 陈能松, 孙敏, 王勤燕, 赵国春, 陈强, 舒桂明. 2007. 东昆仑造山带昆中带的独居石电子探针化学年龄: 多期构造事件记录. *科学通报*, 52(11): 1297–1306
- 陈能松, 孙敏, 张克信, 朱云海. 2000. 东昆仑变闪长岩体的⁴⁰Ar-³⁹Ar 和 U-Pb 年龄: 角闪石过剩 Ar 和东昆仑早古生代岩浆岩带证据. *科学通报*, 45(21): 2337–2342
- 冯益民, 曹宣锋, 张二朋, 胡云绪, 潘晓萍, 杨军录, 贾群子, 李文明. 2002. 西秦岭造山带结构造山过程及动力学——1: 100 万西秦岭造山带及邻区大地构造图说明书. 西安: 西安地图出版社, 167–173
- 高延林, 吴向农, 左国朝. 1988. 东昆仑山清水泉蛇绿岩特征及其大地构造意义. *中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊*, (21): 17–28
- 侯贵廷, 李江海, Halls HC, 钱祥麟. 2003. 华北晚前寒武纪镁铁质岩脉的流动构造及侵位机制. *地质学报*, 77(2): 210–215
- 姜春发, 王宗起, 李锦轶. 2000. 中央造山带开合构造. 北京: 地质出版社, 1–100
- 姜春发, 杨经绥, 冯秉贵, 朱志直, 赵民, 柴耀武, 施希德, 王怀达, 胡金庆. 1992. 昆仑开合构造. 北京: 地质出版社, 1–220
- 李怀坤, 陆松年, 相振群, 周红英, 郭虎, 宋彪, 郑健康, 顾瑛. 2006. 东昆仑中部缝合带清水泉麻粒岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究. *地学前缘*, 13(6): 311–321
- 陆松年, 于海峰, 赵风清. 2002. 青藏高原北部前寒武纪地质初探. 北

- 京:地质出版社,1-130
- 罗照华,邓晋福,曹永清,郭正府,莫宣学. 1999. 青海省东昆仑地区晚古生代-早中生代火山活动与区域构造演化. 现代地质, 13(1):51-56
- 潘桂棠,丁俊,姚冬生等. 2004. 青藏高原及邻区地质图说明书. 成都:成都地图出版社,1-50
- 潘裕生,周伟明,许荣华,王东安,张玉泉,谢应雯,陈挺恩,罗辉. 1996. 昆仑山早古生代地质特征与演化. 中国科学(D辑), 26(4):302-307
- 汪相, Kienast JR. 2000. 微粒暗色包体中锆石的形态及其演化机制. 中国科学(D辑), 30(2):180-187
- 王国灿,张天平,梁斌,陈能松,朱云海,朱杰,拜永山. 1999. 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”地质含义. 地球科学, 24(2):129-133
- 解玉月. 1998. 昆中断裂东段不同时代蛇绿岩特征及形成环境. 青海地质, 7(1):27-36
- 杨经绥,刘福来,吴才来等. 2003. 中央碰撞造山带中两期超高压变质作用:来自含柯石英锆石的定年证据. 地质学报, 77(4):463-477
- 杨金中,沈远超,刘铁兵. 2000. 新疆东昆仑祁漫塔格群火山岩建造成因初析. 新疆地质, 18(2):105-112
- 殷鸿福,张克信. 1997. 东昆仑造山带的一些特点. 地球科学, 22(4):339-346
- 袁洪林,吴福元,高山,柳小明,徐平,孙德有. 2003. 东北地区新生代侵入岩的激光锆石探针 U-Pb 年龄测定与稀土元素成分分析. 科学通报, 48(4):1511-1520
- 张建新,孟繁聪,万渝生,杨经绥,董国安. 2003. 柴达木盆地南缘金水口群的早古生代构造热事件:锆石 U-Pb SHRIMP 年龄证据. 地质通报, 22(6):397-404
- 张克信,林启祥,朱云海. 2004. 东昆仑东段混杂岩建造时代厘定的古生物新证据及其大地构造意义. 中国科学(D辑), 34(3):210-218
- 张克信,殷鸿福,朱云海等. 2001. 造山带混杂岩区地质填图理论、方法与实践——以东昆仑造山带为例. 武汉:中国地质大学出版社,100-201
- 张旗,周国庆. 2001. 中国蛇绿岩. 北京:科学出版社
- 郑健康. 1992. 东昆仑区域构造的发展演化. 青海地质, 1(1):15-25
- 周鼎武,张成立,韩松,张泽军,董云鹏. 1995. 东秦岭早古生代两条不同构造岩浆杂岩带的形成构造环境. 岩石学报, 11(2):115-126
- 周鼎武,张成立,王居里,刘良,董云鹏,刘颖宇,韩松. 1997. 武当地块基性岩脉初步研究及其地质意义. 科学通报, 42(23):2546-2549
- 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, 24(2):134-138