

doi: 10.19509/j.cnki.dzkq.2017.0211

刘亮,何学锋,李江涛,等.新疆东部哈尔里克造山带沁城天生圈岩体岩石成因及其构造意义[J].地质科技情报,2017,36(2):86-96.

新疆东部哈尔里克造山带沁城天生圈 岩体岩石成因及其构造意义

刘亮¹,何学锋¹,李江涛^{1,2},杨鹏涛¹,梁斌^{1,2},苏画¹,杨宇东¹,刘应忠³,戴智慧⁴

(1.四川省地质矿产勘查开发局川西北地质队,四川 绵阳 621010; 2.西南科技大学环境与资源学院,四川 绵阳 621010;
3.贵州省地质调查院,贵阳 550005; 4.中国科学院地球化学研究所,贵阳 550005)

摘要:新疆哈尔里克造山带广泛分布着古生代的侵入岩体,其成因对正确认识该区岩浆的动力学背景具有重要意义。对位于哈尔里克造山带中段东部的沁城天生圈岩体进行了岩石学、地球化学及锆石 U-Pb 年代学研究,探讨其岩石成因及构造属性,以期为解决哈尔里克造山带的地质构造演化提供依据。沁城天生圈岩体岩性为石英闪长岩,LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果表明,石英闪长岩形成时代为(446.1±3.3)Ma(晚奥陶世),属加里东期构造岩浆活动的产物。岩石地球化学分析结果显示,其 $w(\text{SiO}_2)$ 介于 57.74%~62.34% 之间,中钾—高钾(1.71%~3.01%),富 CaO(4.01%~8.45%)、贫 Al_2O_3 (15.03%~16.89%), $w(\text{MgO})$ 介于 1.85%~3.97% 之间, $\text{Mg}^\#$ 值为 37.15~48.29,铝饱和指数值 A/CNK 为 0.78~0.99,属准铝质中钾—高钾钙碱性岩石系列;且岩石稀土元素质量分数较低($59.74 \times 10^{-6} \sim 205.53 \times 10^{-6}$),轻稀土元素分馏较重稀土元素明显,富集 Rb、Ba 等大离子亲石元素(LILE)和活泼的不相容元素(Th、U),相对亏损 Nb、Ta、Ti、P 等高场强元素(HFSE),显示出与典型岛弧型岩浆岩相似的特征。有关微量元素、稀土元素的相关图解以及宏观地质特征指示,沁城天生圈岩体石英闪长岩的形成受俯冲作用影响,其岩浆源区应为增厚大陆下地壳物质部分熔融的产物,并可能含有幔源性岩浆的加入。此外,综合区域地质资料分析,认为早古生代期间(中奥陶世—早志留世),哈尔里克造山带存在大面积的与真正岛弧演化有关的加里东期岩浆活动,哈尔里克早古生代岛弧的形成可能与东准噶尔南部克拉麦里洋向南俯冲作用有关。

关键词:LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年;地球化学;早古生代岛弧;克拉麦里洋;哈尔里克造山带

中图分类号:P588.12

文献标志码:A

文章编号:1000-7849(2017)02-0086-11

中亚造山带是全球显生宙大陆增生最显著的地区,也是全球最大的增生造山带,记录了西伯利亚板块与塔里木及华北克拉通相向汇聚、古亚洲洋俯冲消减,以及多种构造单元相互碰撞、拼合的复杂演化历史^[1-2]。夹持于西伯利亚板块和塔里木板块间的东天山哈尔里克造山带作为中亚造山带古亚洲洋古生代构造演化的产物,保存了大量古亚洲洋板片俯冲、弧—陆碰撞、古洋陆格局及其演变等重要信息^[2-4],因而成为当今地学界研究的重点及热点地区。虽然,近年来众多学者对哈尔里克造山带的物质组成和构造演化做了大量研究,但对其构造属性问题仍存在较大分歧。目前,主要存在两种截然不同的认识,一种观点认为:哈尔里克山与博格达山相连,构造上属于北天山洋盆向北俯冲形成的博格

达—哈尔里克泥盆纪岛弧^[5-7]或弧后盆地^[8-9],为华力西期构造岩浆活动带。而另一种观点认为:哈尔里克造山带与吐哈盆地以南、大草滩—大南湖断裂以北大南湖地区的早古生代基底构造侵入旋回地质体相连接,构造上同属岛弧性质的活动陆缘^[10-12],但关于该岛弧是东准噶尔南部克拉麦里洋向南俯冲有关的岛弧^[2,4,13-14],还是与康古尔塔格碰撞带前身洋盆向北俯冲有关的岛弧^[3,15-16],至今也尚无定论。受古亚洲洋造山作用的影响,哈尔里克造山带发育大量的中酸性侵入岩体(图 1-b),这些岩体记录了造山带形成过程的深部动力学信息,对于研究造山带岩浆的活动机制、壳幔作用过程,探讨板块相互作用及形成构造背景等关键问题提供了研究对象。

鉴于此,笔者在对新疆天山哈密地区 5 幅 1:5

收稿日期:2016-08-29

编辑:刘江霞

基金项目:国家自然科学基金项目(41472310);中国地质调查局项目“新疆天山哈密地区五幅 1:5 万区域地质矿产调查”(12120113042400)

作者简介:刘亮(1987—),男,工程师,主要从事区域地质调查研究工作。E-mail:liuliang2006ziyang@163.com

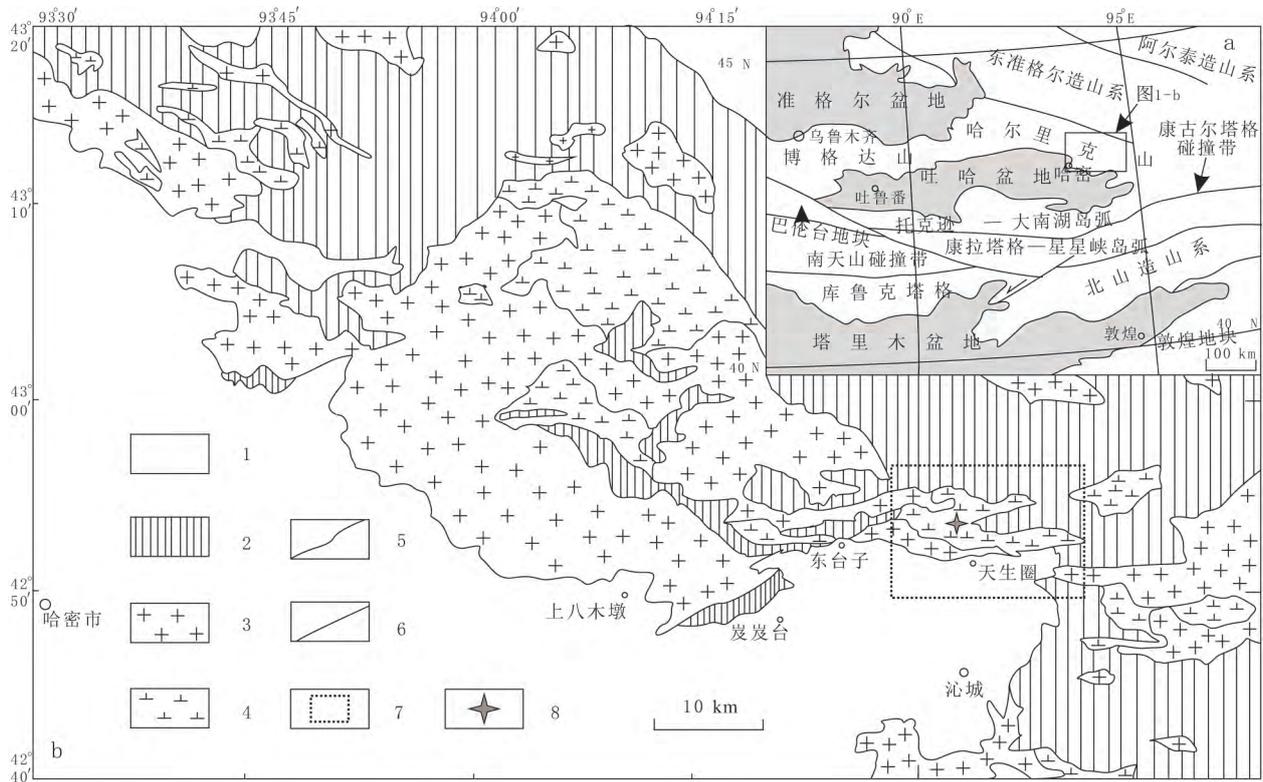
通信作者:何学锋(1966—),男,高级工程师,主要从事区域地质调查研究工作。E-mail:hxf66@sohu.com

万区域地质矿产调查工作的基础上,选择出露于哈尔里克造山带中段东部的沁城天生圈岩体石英闪长岩进行锆石 U-Pb 年代学研究,并结合岩石学和全岩主量元素、微量元素、稀土元素特征,探讨其侵位时代、岩石成因及其构造属性,以期为哈尔里克造山带的构造演化历史研究提供新的证据。

1 区域地质及样品特征

哈尔里克造山带地处天山山脉东段,北与东准噶尔造山带毗邻,南与吐哈盆地相接,西连博格达山,东临北山古生代造山带(图 1-a)。本次 1:5 万区域地质矿产调查表明,区内出露最老地层为中—上奥陶统乌列盖组与大柳沟组,均为一套海相地层。其中,乌列盖组($O_{2-3}w$)岩性为浅灰—灰绿色长石石英砂岩、长石岩屑砂岩、大理岩化粉晶灰岩、硅质

岩、凝灰岩、绢云母千枚岩夹暗紫灰色安山岩、英安岩、玄武岩、细砾岩等,与上覆大柳沟组为整合接触,下部与石炭纪钾长花岗岩、二长花岗岩为侵入接触。大柳沟组($O_{2-3}d$)与下伏乌列盖组为整合接触,与上覆下石炭统姜巴斯套组(C_{1j})为断层接触,主体由碎屑岩、火山岩及火山碎屑岩组成,局部可见浅变质千枚岩,按岩性可进一步划分为 4 段,除第 3 段、第 4 段之间为断层接触外,其他各段间均为整合接触。笔者研究的沁城天生圈岩体就侵位于中—上奥陶统大柳沟组一段($O_{2-3}d^1$)碎屑岩与火山岩、火山碎屑岩地层中。岩体整体呈不规则的岩株状产出,近 EW 向展布,与区域上的深大断裂走向一致,出露面积约 105 km²,岩石类型单一,为石英闪长岩,岩相分带不明显。岩体被后期石炭纪碱性花岗岩以及更晚期辉绿岩墙侵入,在与其接触带附近,可见石英闪长岩的捕虏体。



1. 新生代盆地;2. 古生代—中生代造山带;3. 花岗岩;4. 闪长岩;5. 主要断裂;6. 构造单元边界;7. 沁城天生圈岩体;8. 采样位置

图 1 哈尔里克山区域构造位置图(a)及地质简图(b)(据文献[17]修改)

Fig.1 Structural site(a)and simplified geological maps(b)in the Harlik Mountain

沁城天生圈岩体石英闪长岩,总体呈浅灰色—深灰色,具细粒它形—半自形粒状结构、块状构造(图 2-a)。主要矿物成分(φ_B)为斜长石(约 45%)、角闪石(约 25%)、石英(约 15%),其次为黑云母(约 10%)和少量钾长石(约 5%)(图 2-b)。斜长石呈自形—半自形柱粒状,粒径 0.5~2.0 mm 不等,零星

可见聚片双晶,部分双晶有扭折弯曲,多发生绢云母化;角闪石多色性明显,为绿色—褐绿色,呈它形粒状—半自形柱状,粒径介于 0.3~1.5 mm 之间,部分颗粒中可见裂纹,具弱的绿泥石化;石英呈它形粒状,表面干净有裂纹,呈充填状分布于长石颗粒之间;黑云母呈片状或条状,具多色性;钾长石呈半自



Pl. 斜长石; Hb. 角闪石; Qtz. 石英; Bi. 黑云母; Kfs. 钾长石

图2 沁城天生圈岩体石英闪长岩野外照片和镜下显微照片

Fig. 2 Rock types and petrographic microphotographs of quartz diorite from the Qincheng pluton

形—它形粒状,多具高岭土化;另含少量磷灰石、榴石、锆石、磁铁矿等副矿物。

2 测试方法

2.1 锆石 U-Pb 年代学

锆石 U-Pb 定年样品取自岩体中部的石英闪长岩(QC-16)。锆石按照常规方法分选,然后在双目镜下挑选出晶形完好、具有代表性的锆石颗粒。将挑选好的锆石颗粒与标准锆石 91500 和硅酸盐玻璃标准样品 NIST610 一起粘贴在环氧树脂表面,制备成测定年龄用的样品靶;对靶中锆石样品进行抛光,使锆石内核充分暴露,接着进行锆石透射光、反射光以及阴极发光照相分析。锆石的阴极发光(CL)在北京离子探针中心进行。

锆石 U-Pb 同位素年龄测定在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室完成。实验测试的激光剥蚀系统为 GeoLas 200 M,激光器为 ComPex102ArF 准分子激光器,波长为 193 nm, ICP-MS 为 Elan6100DRC 型。样品分析时激光束斑直径为 30 μm , ICP-MS 的运行模式为一般模式,数据采集选用跳峰方式。实验中采用 He 作为剥蚀物质的载气。样品测定时用哈佛大学的 91500 标准锆石作为计算 U-Pb 同位素年龄的外标,其参考加权值平均 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $(1\ 065.4 \pm 0.6)$ Ma;元素含量计算采用美国国家标准物质局人工合成硅酸盐玻璃 NIST610 作为外标, ^{29}Si 作为内标元素进行校正。样品原始数据处理采用 Glitter4.0 软件进行计算,并采用 Anderson 软件对测试数据进行普通铅校正^[18],加权平均年龄计算采用 Isoplot3.00 软件完成^[19]。详细的数据处理及方法参见文献^[20]。

2.2 岩石地球化学

经过较为详细的显微镜下观察,选择 6 件新鲜的石英闪长岩样品(QC-01、QC-04、QC-14、QC-16、

QC-33、QC-41),细碎至 0.071 mm(200 目)以上后进行主量元素、微量元素以及稀土元素分析测试。分析测试均在西南冶金地质测试中心国家重点实验室完成。主量元素采用 X 荧光法、重量法、滴定法分析,所用仪器为 Axios X 荧光仪,分析精度和准确度优于 5%;微量元素和稀土元素的分析则采用等离子发射光谱法、质谱法、X 荧光法分析,检测主要用的仪器设备为 iCAP6300 全谱仪、NexLON 300x ICP-MS、Axios X 荧光仪,分析精度和准确度优于 10%。详细的数据处理及方法参见文献^[21]。

3 测试结果

3.1 锆石 U-Pb 年代学

沁城天生圈岩体石英闪长岩(QC-16)锆石年龄谐和图和加权平均年龄图、阴极发光图像(CL)及 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分析结果分别列于图 3、表 1 中。阴极发光图像(CL)(图 3-c)显示,锆石结晶较好,晶形较为完整,呈柱状、六方双锥状或半截锥状,晶体一般长 80~150 μm ,宽 50~100 μm ,长宽比约 2:1,无继承锆石核,结晶环带清晰,且有的震荡环带窄而密,属典型中酸性岩浆成因锆石。本次共对 20 颗锆石进行了 U-Pb 同位素年龄测定,由表 1 可知,20 颗锆石的 Th/U 比值介于 0.46~0.74 之间,均值为 0.55(大于 0.4),同样也暗示本区锆石全为岩浆成因锆石^[22]。从锆石年龄谐和图和加权平均年龄图(图 3-a)可以看出,这些岩浆锆石具有较为一致的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值 $(444 \pm 6.7) \sim (450 \pm 6.5)$ Ma,年龄数据点都集中分布在谐和曲线或其附近,谐和度高,为岩浆活动一次结晶而成, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 (446.1 ± 3.3) Ma ($MSWD=0.052$)(图 3-b),该年龄精度极高,可以准确地反映岩体的形成年龄。

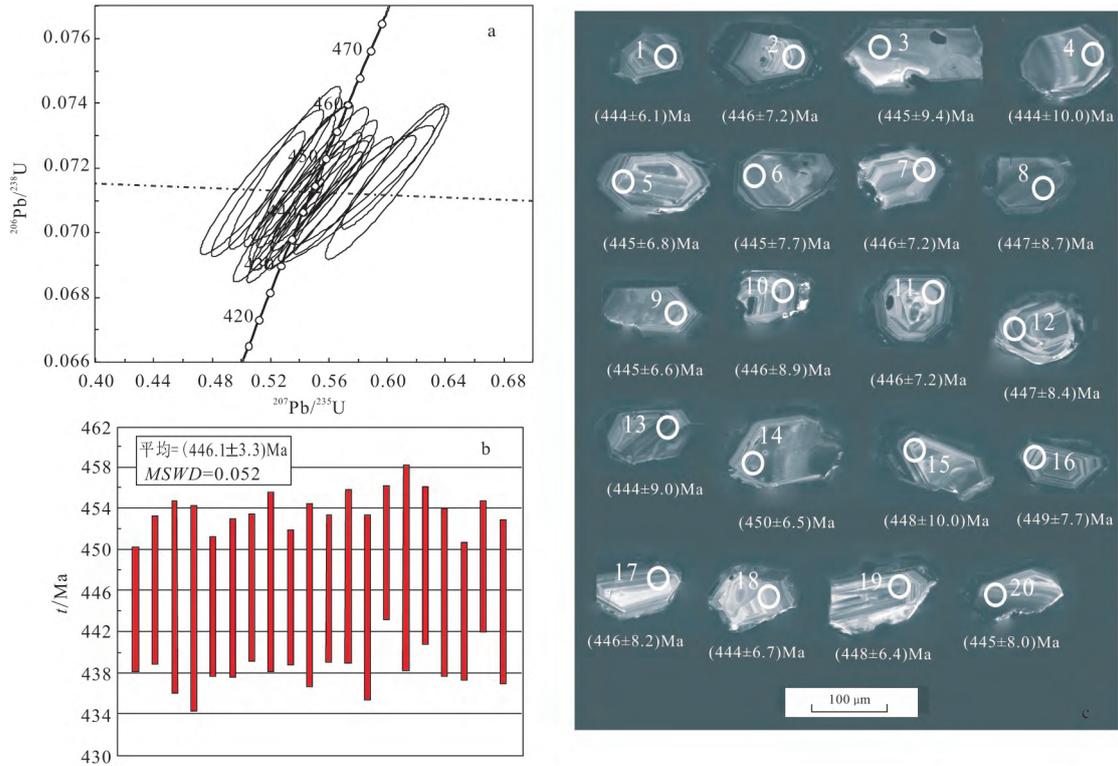


图 3 沁城天生圈岩体石英闪长岩(QC-16)中锆石²⁰⁷Pb/²⁰⁶U—²³⁸U/²⁰⁶Pb 谐和图(a)和加权平均年龄图(b)以及阴极发光(CL)图像(c)

Fig. 3 Zircon ²⁰⁷Pb/²⁰⁶U—²³⁸U/²⁰⁶Pb concordia diagram (a) and averaged age (b) and cathodoluminescence(CL) images (c) of quartz diorite(QC-16) from the Qincheng pluton

表 1 沁城天生圈岩体石英闪长岩(QC-16)LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分析结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results of quartz diorite(QC-16) from the Qincheng pluton

测点 编号	Th U		Th/U	同位素比值						t/Ma											
	$\omega_B/10^{-6}$			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1 σ						
QC-04-1	100	135	0.74	0.056	1	0.002	4	0.547	3	0.026	2	0.071	3	0.001	0	454	181.0	469	34.8	444	6.1
QC-04-2	42	90	0.47	0.058	1	0.002	4	0.569	9	0.022	6	0.071	2	0.001	2	600	95.4	458	14.6	446	7.2
QC-04-3	47	79	0.59	0.060	7	0.002	9	0.599	9	0.027	8	0.071	5	0.001	6	628	101.8	477	17.6	445	9.4
QC-04-4	57	107	0.53	0.055	7	0.002	8	0.547	1	0.026	4	0.071	4	0.001	7	443	113.0	443	17.4	444	10.0
QC-04-5	57	123	0.46	0.056	0	0.002	1	0.552	1	0.020	2	0.071	4	0.001	1	454	117.6	446	13.2	445	6.8
QC-04-6	63	119	0.53	0.052	0	0.002	2	0.511	7	0.021	2	0.071	2	0.001	3	453	99.1	420	14.3	445	7.7
QC-04-7	71	123	0.58	0.054	2	0.002	2	0.525	3	0.020	3	0.070	3	0.001	2	389	97.2	429	13.5	446	7.2
QC-04-8	70	116	0.60	0.054	7	0.002	7	0.539	3	0.024	7	0.071	8	0.001	5	467	109.2	438	16.3	447	8.7
QC-04-9	55	121	0.46	0.054	6	0.002	0	0.540	9	0.019	9	0.071	2	0.001	1	394	76.8	439	13.1	445	6.6
QC-04-10	62	107	0.58	0.051	6	0.002	8	0.514	3	0.027	9	0.071	6	0.001	5	333	124.1	421	18.7	446	8.9
QC-04-11	66	121	0.55	0.056	3	0.002	3	0.550	4	0.021	8	0.070	7	0.001	2	461	90.7	445	14.3	446	7.2
QC-04-12	94	163	0.58	0.058	7	0.004	0	0.578	8	0.035	2	0.071	2	0.001	4	554	114.6	464	22.6	447	8.4
QC-04-13	129	230	0.56	0.054	0	0.001	8	0.535	0	0.019	4	0.071	4	0.001	5	372	80.5	435	12.9	444	9.0
QC-04-14	77	135	0.57	0.054	7	0.001	8	0.545	0	0.017	6	0.072	3	0.001	1	467	75.9	442	11.6	450	6.5
QC-04-15	67	142	0.47	0.053	6	0.002	7	0.530	0	0.025	2	0.072	0	0.001	7	354	113.0	432	16.7	448	10.0
QC-04-16	84	147	0.57	0.060	8	0.002	5	0.604	2	0.023	5	0.072	1	0.001	3	632	87.0	480	14.9	449	7.7
QC-04-17	45	70	0.64	0.057	5	0.002	6	0.553	5	0.024	6	0.071	0	0.001	4	522	98.1	447	16.1	446	8.2
QC-04-18	49	97	0.50	0.059	1	0.002	7	0.577	4	0.028	0	0.071	3	0.001	1	572	127.8	463	18.0	444	6.7
QC-04-19	120	208	0.58	0.054	8	0.001	9	0.530	3	0.017	4	0.070	1	0.001	1	406	77.8	432	11.5	448	6.4
QC-04-20	57	112	0.51	0.056	3	0.002	5	0.556	8	0.024	1	0.071	5	0.001	3	465	98.1	449	15.7	445	8.0

3.2 岩石地球化学

笔者对沁城天生圈岩体 6 件石英闪长岩样品进

行了岩石地球化学分析,全岩主量元素、微量元素和稀土元素测试结果及特征值列于表 2 中。

表2 沁城天生圈岩体石英闪长岩主量元素、微量元素及稀土元素分析结果

Table 2 Major, rare earth and trace elements analyses of quartz diorite from the Qincheng pluton

样品号	QC-01	QC-04	QC-14	QC-16	QC-33	QC-41
SiO ₂	57.94	61.35	62.34	59.96	58.60	57.74
TiO ₂	1.27	0.75	1.00	0.49	0.80	0.72
Al ₂ O ₃	15.03	16.82	16.45	16.76	16.89	16.56
Fe ₂ O ₃	1.36	1.20	2.44	2.84	0.91	3.22
FeO	6.36	4.74	3.05	2.78	5.00	3.58
MnO	0.16	0.14	0.09	0.11	0.12	0.12
MgO w _B /10 ⁻⁶	3.97	1.93	1.85	2.56	3.02	3.30
CaO	4.32	5.40	4.01	8.45	6.18	5.78
Na ₂ O	3.17	3.88	4.11	2.58	4.36	2.56
K ₂ O	2.11	1.44	2.42	1.71	1.42	3.01
P ₂ O ₅	0.25	0.27	0.32	0.05	0.25	0.13
烧失量	3.42	1.86	1.01	1.50	2.21	2.55
总量	99.34	99.77	99.10	99.80	99.76	99.27
Mg [#]	48.29	37.15	38.60	46.10	48.06	47.59
K ₂ O/Na ₂ O	0.67	0.37	0.59	0.66	0.33	1.17
CaO/Na ₂ O	1.36	1.39	0.98	3.28	1.42	2.26
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	11.87	22.40	16.48	34.34	21.06	23.08
A/CNK	0.98	0.95	0.99	0.78	0.85	0.92
刚玉(C)	0.28		0.56			
透辉石(Di)		0.71	10.4		5.71	2.53
Cr	43.39	11.40	14.34	37.00	17.90	49.50
Ni	11.27	5.34	5.39	9.36	8.81	12.63
Co	25.60	11.60	16.11	28.90	17.00	22.33
Rb	46.80	40.80	65.23	48.40	38.20	75.64
Cs	1.22	5.67	1.80	1.14	1.96	4.60
Sr	536.38	368.00	453.92	418.00	569.00	378.16
Ba	503.70	378.00	623.32	322.00	389.00	510.15
V	204.07	81.30	86.19	228.00	123.00	168.20
Sc	27.42	20.50	13.77	22.80	14.10	27.84
Nb	8.12	10.90	12.66	3.80	6.85	4.74
Ta	0.56	0.89	0.88	0.40	0.66	0.37
Ti	7 594	4 460	5 985	2 820	4 730	4 301
Zr	178.55	243.00	301.79	89.90	116.00	134.57
Hf	4.53	6.63	7.50	2.64	3.40	3.80
U	1.07	1.88	1.91	1.57	1.40	1.94
Th	3.60	7.06	8.05	5.72	4.17	6.14
La w _B /10 ⁻⁶	22.80	21.50	39.56	12.10	15.40	19.10
Ce	41.48	47.00	80.48	23.00	34.30	35.54
Pr	5.29	6.32	9.50	2.66	4.59	4.32
Nd	26.36	26.70	43.28	9.65	18.90	19.40
Sm	6.00	6.10	8.23	2.00	4.08	4.01
Eu	2.12	1.50	2.85	0.64	1.22	1.46
Gd	5.76	5.93	7.32	1.92	3.53	4.03
Tb	1.01	1.21	1.07	0.37	0.63	0.69
Dy	5.68	8.16	5.40	2.60	4.01	3.85
Ho	1.22	1.71	1.09	0.54	0.80	0.81
Er	3.53	5.01	3.07	1.68	2.25	2.35
Tm	0.51	0.83	0.42	0.28	0.36	0.35
Yb	3.28	5.03	2.81	1.96	2.27	2.41
Lu	0.53	0.84	0.44	0.34	0.37	0.39
Y	28.83	45.70	24.54	16.10	21.60	19.63
∑LREE	104.03	109.12	183.90	50.05	78.49	83.84
∑HREE	21.51	28.72	21.63	9.69	14.22	14.87
∑REE	125.55	137.84	205.53	59.74	92.71	98.71
LREE/HREE	4.84	3.80	8.50	5.17	5.52	5.64
δEu	1.09	0.76	1.11	0.99	0.97	1.11
(La/Yb) _N	4.68	2.88	9.48	4.16	4.57	5.35
(La/Sm) _N	2.39	2.22	3.02	3.81	2.37	3.00
(Gd/Yb) _N	1.42	0.95	2.10	0.79	1.25	1.35
La/Yb	6.94	4.27	14.06	6.17	6.78	7.93
La/Sm	3.80	3.52	4.81	6.05	3.77	4.76
Ba/Th	139.96	53.54	77.45	56.29	93.29	83.06
Zr/Hf	39.42	36.65	40.24	34.05	34.12	35.41
Sr/Y	18.60	8.05	18.50	25.96	26.34	19.26

3.2.1 主量元素

由表2可知,沁城天生圈岩体石英闪长岩 $w(\text{SiO}_2)$ 介于57.74%~62.34%之间,全碱 $w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 为5.28%~6.53%,在TAS分类图上,均落入闪长岩区域(图4-a)。 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值介于0.33~1.17之间,里特曼指数(σ)介于1.09~2.21之间,指示岩石属中钾—高钾钙碱性系列(图4-b)。岩体 $w(\text{CaO})$ 为4.01%~8.45%, $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为15.03%~16.89%, $w(\text{TiO}_2)$ 为0.49%~1.27%、 $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 为0.05%~0.27%, $w(\text{MgO})$ 介于1.85%~3.97%之间, $\text{Mg}^\#$ 值 $[100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{tot}}^{2+})]$ 为37.15~48.29,均值为44.30。 $\text{FeO}^\dagger(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0.8998)$ 为5.25%~7.58%,铝饱和指数值(A/CNK)为0.78~0.99,小于1,A/NK指数值介于1.75~2.75之间,在A/CNK—A/NK图解中位于准铝质岩石区域(图4-c)。总体来看,主量元素特征反映沁城天生圈岩体石英闪长岩具中钾—高钾(1.71%~3.01%)、富钙(4.01%~8.45%)、贫铝(15.03%~16.89%)、铝饱和指数值(A/CNK=0.78~0.99)偏低的特征,且在CIPW标准矿物计算中(表2),出现有标准矿物透辉石以及少量标准矿物刚玉(1%以下),岩石类型属准铝质钙碱性I型花岗岩系列^[27-29]。

3.2.2 稀土元素及微量元素

沁城天生圈岩体石英闪长岩稀土元素质量分数较低(表2),其 $\sum\text{REE}$, $\sum\text{LREE}$ 和 $\sum\text{HREE}$ 的质量分数分别为 $59.74 \times 10^{-6} \sim 205.53 \times 10^{-6}$ (均值 120.01×10^{-6}), $50.05 \times 10^{-6} \sim 183.90 \times 10^{-6}$ (均值 101.57×10^{-6}), $9.69 \times 10^{-6} \sim 21.63 \times 10^{-6}$ (均值 18.44×10^{-6}),LREE/HREE为3.80~8.50(均值5.58)。结合稀土元素球粒陨石标准化配分图显示(图5-a),所有样品都表现出轻稀土元素(LREE)富集、重稀土元素(HREE)相对亏损的右倾型曲线特征,且各元素标准化比值: $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为2.88~9.48(均值5.19), $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 为2.22~3.81(均值2.80),表明轻稀土元素分馏较为明显, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ 为0.79~2.10(均值1.31),重稀土元素分馏不显著。除样品QC-04呈现较为明显的负Eu异常外(δEu 为0.76),其余样品的Eu异常均不明显(δEu 介于0.97~1.11之间),可能指示岩浆具有较高的氧逸度^[32],亦或岩浆演化过程中斜长石没有发生显著的分离结晶或堆晶作用^[33]。表2及微量元素原始地幔标准化蛛网图(图5-b)显示,沁城天生圈岩体石英闪长岩的微量元素配分模式较为一致,均富集Rb、Ba等大离子亲石元素(LILE)和活泼的不相容元素(Th、U),相对亏损Nb、Ta、Ti、P等高场强元素(HFSE)元素,且随酸性程度增大,即 $w(\text{SiO}_2)$

研究表明,其形成主要受控于被交代地幔楔部分熔融、俯冲板片部分熔融和增厚大陆下地壳部分熔融3种机制中的一种或者多种^[35,37-38]。

被交代地幔楔部分熔融需要俯冲板片的流体加入,Ba/Th 比值可以用来判断岩浆是否有俯冲流体的影响,俯冲沉积物具有较低的 Ba/Th 比值(小于150),而较高的 Ba/Th 比值则可能是俯冲流体的贡献^[39]。沁城天生圈岩体石英闪长岩中 Ba/Th 比值介于 53.54~139.96 之间,均值为 83.93(远小于150),说明其岩浆源区没有明显的流体加入,可能存在沉积物来源熔体,暗示其岩浆不大可能来源于地幔楔的部分熔融^[40]。此外,沁城天生圈岩体石英闪长岩整体呈不规则的岩株状产出,近 EW 向展布,区内未发现同期形成的基性岩石,这也直接表明其岩浆由被交代地幔楔部分熔融作用形成的可能性极小。

俯冲板片的熔融将会产生类似埃达克岩的地球化学特征^[35],沁城天生圈岩体石英闪长岩(La/Yb)_N 值(2.88~9.48)、Yb_N 值(9.38~24.07)以及 w(Y) 值(16.10×10⁻⁶~45.70×10⁻⁶)与 Sr 值(368.00×10⁻⁶~569.00×10⁻⁶)等指标值与典型埃达克岩有明显区别,在(La/Yb)_N-Yb_N 图解(图 6-a)和 Sr/Y-w(Y)图解(图 6-b)中,均落入经典岛弧

岩石区域中,并非俯冲板片部分熔融产生的埃达克岩。此外,前人研究认为^[39,41],俯冲板片熔融成因的岩石通常具有较高的 La/Yb 比值(大于 30),有流体的加入则会提高 Ba/Th 比值(大于 150),而沁城天生圈岩体石英闪长岩 La/Yb 比值(4.27~14.04,均值为 7.84)、Ba/Th 比值(53.54~139.96,均值为 83.93),均远小于 30,150,这也排除了其岩浆形成于俯冲板片发生部分熔融的可能。

沁城天生圈岩体石英闪长岩全部样品中 w(Cr) 极低,介于 11.40×10⁻⁶~49.50×10⁻⁶ 之间,均值为 28.92×10⁻⁶,远远小于原始地幔 w(Cr)(2121×10⁻⁶)^[42] 和高镁闪长岩 w(Cr)(100×10⁻⁶~770×10⁻⁶)^[43]。这一特征可排除地幔物质与被交代地幔楔或俯冲消减带板片发生部分熔融作用所形成熔体混合形成的可能^[44]。研究区岩体全部样品的 Mg[#] 值介于 37.15~47.59 之间(均值为 44.30),w(Ni) 为 5.34×10⁻⁶~12.63×10⁻⁶(均值为 8.80×10⁻⁶),w(Cr) 介于 11.40×10⁻⁶~49.50×10⁻⁶ 之间(均值为 28.92×10⁻⁶),从 w(Ni)-Mg[#] 图解(图 7-a)以及 w(Ni)-w(Cr) 图解(图 7-b)发现沁城天生圈岩体石英闪长岩来源于增厚大陆下地壳的部分熔融。而增厚大陆下地壳花岗岩熔体形成的岩石通常明显亏损 K 和 U,镁铁质岩石熔融形成的岛弧类岩

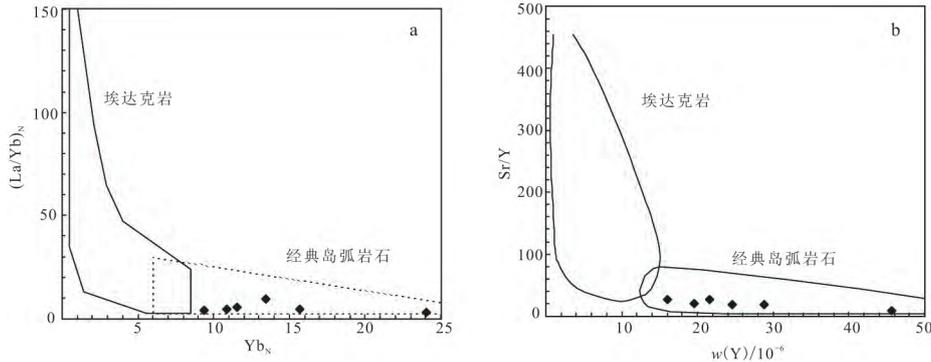


图 6 沁城天生圈岩体石英闪长岩(La/Yb)_N-Yb_N(a)和图解 Sr/Y-w(Y)图解(b)(底图据文献[35])

Fig. 6 Plots of (La/Yb)_N vs Yb_N(a) and Sr/Y vs Y(b) of quartz diorite from the Qincheng pluton

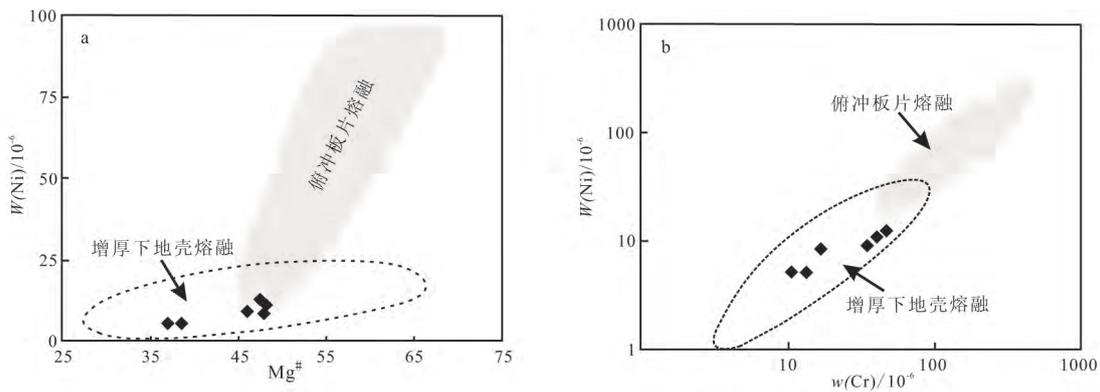


图 7 沁城天生圈岩体石英闪长岩 w(Ni)-Mg[#](a)和 w(Ni)-w(Cr)(b)图解(底图据文献[45-46])

Fig. 7 Ni vs Mg[#](a) and Ni vs Cr(b) of quartz diorite from the Qincheng pluton

石通常具有较高的 Na、K、U 质量分数和 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值、 $\text{Mg}^\#$ 值, 具有较低的 Zr/Hf 、 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 比值和 A/CNK 值^[47-48]。由此可见, 沁城天生圈石英闪长岩与增厚大陆下地壳熔融形成的岛弧类岩石地球化学特征相近, 相关元素质量分数及元素比值的偏高与偏低, 与幔源基性岩浆的加入有关^[49-51]。且在 A/FM-C/FM 相关图解(图 4-d)上, 岩体样品均落入基性岩的部分熔融区域, 这也表明岩浆源区有幔源基性岩浆的加入^[26]。

洋壳向下俯冲到活动陆缘之下, 带来了大量的热能, 导致地幔物质底侵上涌, 形成幔源基性玄武质岩浆, 在增厚的下地壳部位集中, 高的热能促使增厚下地壳发生部分熔融, 形成花岗质岩浆, 并与幔源基性玄武质岩浆混合形成以花岗质岩浆为主的混浆; 混合后的岩浆形成一系列介于二者之间的过渡类型岩石, 如二长花岗岩、花岗闪长岩、石英闪长岩及未完全混合的暗色闪长质包体^[4, 38, 52]。在沁城天生圈一带则形成了石英闪长岩, 以及在石英闪长岩中未完全混合的暗色椭圆形、纺锤形闪长质包体。

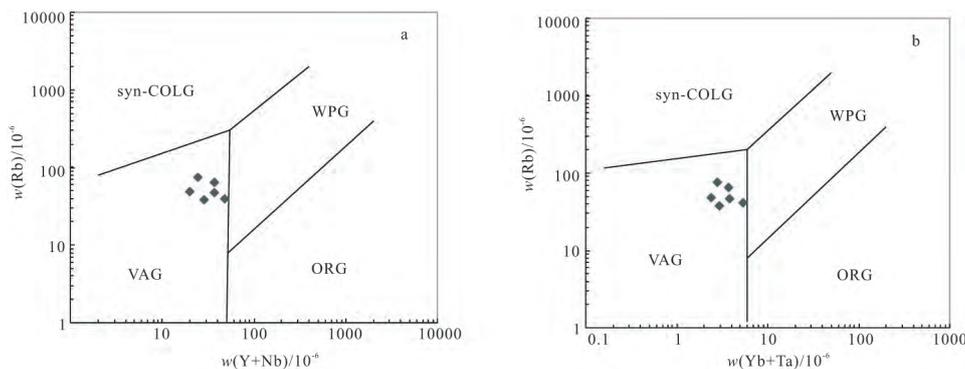
基于上述分析认为, 沁城天生圈岩体石英闪长岩为 I 型中钾—高钾钙碱性花岗岩系列, 其地球化学特征与典型岛弧成因岩石类似; 岩浆源区形成深度较大, 为增厚大陆下地壳物质部分熔融的产物, 并有幔源基性岩浆的加入。

4.2 年代学及构造意义

对沁城天生圈岩体石英闪长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年显示, 20 颗锆石 Th/U 比值范围为 0.46~0.74(大于 0.4), 阴极发光图像显示无继承锆石核, 结晶韵律环带清晰, 均指示它们全为岩浆成因锆石。锆石具有较为一致的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄值(444±6.7)~(450±6.5)Ma, 年龄数据点都密集分布在谐和曲线上或其附近, 谐和度高, ²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄为(446.1±3.3)Ma(MSWD=0.052, n=20), 该年龄精度极高, 可以准确地反映岩体的形

成年龄, 表明沁城天生圈岩体形成于晚奥陶世, 为加里东期岩浆活动产物。近年来, 随着高精度锆石 U-Pb 同位素测年技术的发展, 获得了很多哈尔里克造山带内主要岩体的测年数据, 也陆续识别出大量的早古生代的岩浆活动; 郭华春等^[53]在哈尔里克山口门子附近识别出早志留世的石英闪长岩, 其 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为(429.6±6.2)Ma, 提出了准格尔南缘地区加里东构造岩浆带已越过克拉麦里—莫钦乌拉断裂、广泛发育于哈尔里克—大南湖华力西岛弧带上的认识; 曹福根等^[54]在哈尔里克山南坡塔水河一带花岗质岩体中识别出晚奥陶世的钾长花岗岩以及中奥陶世的花岗闪长岩与石英闪长岩, 其 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄分别为(462±9), (447±11), (448±7)Ma, 认为该区存在同一时期板块俯冲作用, 初步确定了哈尔里克早古生代岩浆弧的存在; 马星华等^[4]在哈尔里克山西段附近的奥尔特达乌台岩体识别出晚奥陶世的闪长岩及闪长岩中的暗色包体, 其 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分别为(447±2), (452±2)Ma, 证实了哈尔里克早古生代岩浆弧的存在, 将古亚洲洋俯冲作用的时间追溯至奥陶纪。

本次研究在哈尔里克山中段东部沁城天生圈岩体中识别出的晚奥陶世石英闪长岩, 其 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为(446.1±3.3)Ma, 与上述年龄相当, 为加里东期岩浆活动产物。岩石地球化学分析表明, 沁城天生圈岩体石英闪长岩属 I 型中钾—高钾钙碱性花岗岩系列, 以富集 Rb、Ba 等大离子亲石元素(LILE)和活泼的不相容元素(Th、U), 相对亏损 Nb、Ta、Ti、P 等高场强元素(HFSE)为特征, 显示与典型岛弧型岩石特征相似, 且低的 La/Yb 比值(均值为 7.69)与低的 Sc/Ni 比值(均值为 2.51)以及 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} - \text{Yb}_{\text{N}}$ 图解(图 6-a)和 $\text{Sr}/\text{Y} - \omega(\text{Y})$ 图解(图 6-b)也均指示其岩浆属于岛弧型。在 $\omega(\text{Rb}) - \omega(\text{Y} + \text{Nb})$ (图 8-a)与 $\omega(\text{Rb}) - \omega(\text{Yb} + \text{Ta})$ (图



WPG. 板内花岗岩; ORG. 洋脊花岗岩; VAG. 火山弧花岗岩; syn-COLG. 同碰撞花岗岩

图 8 沁城天生圈岩体石英闪长岩构造背景判别图解(底图据文献^[55])

Fig. 8 Tectonic setting discrimination diagram of quartz diorite from the Qincheng pluton

8-b)构造环境判别图解中,全部样品也均落入火山弧花岗岩区。在 R_2-R_1 ($R_1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$; $R_2=6Ca+2Mg+Al$)多阳离子图解中,表现出造山前的岩浆活动特征(图9)。

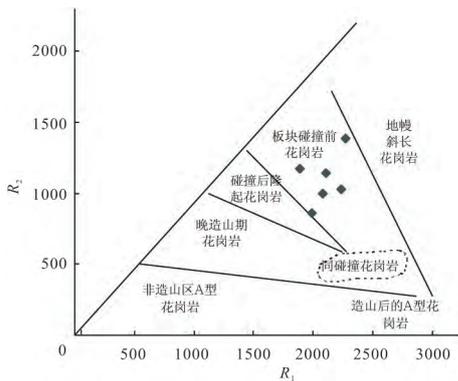


图9 沁城天生圈岩体石英闪长岩 R_1-R_2 图解(底图据文献[56])

Fig. 9 R_1 vs R_2 diagram of quartz diorite from the Qincheng pluton

由此可见,早古生代期间(中奥陶世—早志留世),哈尔里克造山带存在大面积的与真正岛弧演化有关的加里东期岩浆活动,此期间哈尔里克造山带的构造背景为碰撞造山前与洋壳俯冲有关的岛弧构造环境,并非属于北天山洋盆向北俯冲形成的博格达—哈尔里克泥盆纪岛弧或弧后盆地。结合近年来在该区以及东准噶尔南部克拉麦里一带陆续发现的岩浆活动及其相关的岩石地球化学特征、锆石 U-Pb 年代学数据等大地构造方面的资料^[2,4,13-14,57-59],笔者倾向于认为哈尔里克早古生代岛弧的形成可能与东准噶尔南部克拉麦里洋向南的俯冲作用有关。

5 结论

(1)新疆东部哈尔里克造山带沁城天生圈岩体石英闪长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果显示,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $(446.1 \pm 3.3)\text{Ma}$ ($MSWD=0.052$),表明岩体侵位于晚奥陶世,为加里东期岩浆活动产物。

(2)沁城天生圈岩体石英闪长岩具中钾—高钾、富钙、铝饱和指数值偏低特征,微量元素特征与典型岛弧成因岩石类似;岩浆源区形成深度较深,为增厚大陆下地壳物质部分熔融的产物,并含有幔源性岩浆的加入。

(3)早古生代期间(中奥陶世—早志留世),哈尔里克造山带存在大面积的与真正岛弧演化有关的加里东期岩浆活动,此期间,哈尔里克造山带的构造背景为碰撞造山前与洋壳俯冲有关的岛弧构造环境,

其形成可能与东准噶尔南部克拉麦里洋向南的俯冲作用有关。

参考文献:

- [1] Badarch G, Cunningham W D, Windley B F. A new terrane subdivision for Mongolia; Implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2002, 21(1): 87-110.
- [2] Xiao W J, Zhang L C, Qin K Z, et al. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China): Implications for the continental growth of central Asia[J]. American Journal of Science, 2004, 304(4): 370-395.
- [3] 李锦轶, 何国琦, 徐新, 等. 新疆北部及邻区地壳构造格架及其形成过程的初步探讨[J]. 地质学报, 2006, 80(1): 148-168.
- [4] 马星华, 陈斌, 王超, 等. 早古生代古亚洲洋俯冲作用: 来自新疆哈尔里克侵入岩的锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学和 Sr-Nd 同位素证据[J]. 岩石学报, 2015, 31(1): 89-104.
- [5] 马瑞士, 王赐银, 叶尚夫. 东天山构造格架及地壳演化[M]. 南京: 南京大学出版社, 1993: 1-225.
- [6] 楼法生, 唐春花. 新疆巴里坤红井子地区石炭纪火山岩及其大地构造环境分析[J]. 新疆地质, 1995, 13(1): 67-76.
- [7] 王赐银, 舒良树, 赵明, 等. 东天山北部哈尔里克晚古生代推覆构造与岩浆作用研究[J]. 高校地质学报, 1996, 2(2): 198-206.
- [8] 李锦轶. 新疆东部新元古代晚期和古生代构造格局及其演变[J]. 地质论评, 2004, 50(3): 304-322.
- [9] 张传恒, 刘典波, 张传林, 等. 新疆博格达山初始隆升时间的地层学标定[J]. 地学前缘, 2005, 12(1): 294-302.
- [10] 赵明, 舒良树, 王赐银. 东疆哈尔里克变质带变质作用特征及形成构造环境研究[J]. 高校地质学报, 1997, 3(1): 40-50.
- [11] 成守德, 张湘江. 新疆大地构造基本格架[J]. 新疆地质, 2000, 18(4): 293-296.
- [12] 靳刘圆, 张济, 朱志新, 等. 哈尔里克山古生代火山岩地质特征及构造意义[J]. 新疆地质, 2013, 31(3): 173-179.
- [13] 刘德权, 唐延龄, 周汝洪. 新疆北部古生代地壳演化及成矿系列[J]. 矿床地质, 1992, 11(4): 307-314.
- [14] 王宗秀, 周高志, 李涛. 对新疆北部蛇绿岩及相关问题的思考和认识[J]. 岩石学报, 2003, 19(4): 683-691.
- [15] 李文明, 任秉琛, 杨兴科, 等. 东天山中酸性侵入岩岩浆作用及其地球动力学意义[J]. 西北地质, 2002, 35(4): 41-64.
- [16] 孙桂华, 李锦轶, 朱志新, 等. 新疆东部哈尔里克山片麻状黑云母花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义[J]. 新疆地质, 2007, 25(1): 4-10.
- [17] 孙桂华, 李锦轶, 高立明, 等. 新疆东部哈尔里克山闪长岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义[J]. 地质论评, 2005, 51(4): 463-469.
- [18] Anderson T. Correction of Pb in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb [J]. Chemical Geology, 2002, 192: 59-79.
- [19] Ludwig K R. User's manual for Isoplot 3.00. A geochronological Toolkit for Microsoft Excel[M]. California: Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 2003.
- [20] Yuan H L, Wu F Y, Gao S, et al. Determination of U-Pb age and rare earth element concentrations of zircons from Cenozoic intrusions in northeastern China by laser ablation ICP-MS[J]. Chinese Science Bulletin, 2003, 48(22): 2411-2421.
- [21] Qi L, Hu J, Gregoire D C. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry[J]. Talanta, 2000, 51(3): 507-513.

- [22] Koschek G. Origin and significance of the SEM cathodoluminescence from zircon[J]. *Journal of Microscopy*, 1993, 171(3): 223-232.
- [23] Middlemost E A K. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. *Earth-Sci. Rev.*, 1994, 37: 215-224.
- [24] Ewart A. The mineralogy and petrology of Tertiary: Recent orogenic volcanic rock with special reference to the andesitic-basaltic compositional range[M]// Thorpe R S. *Andesites*. Chichester: Wiley, 1982: 25-87.
- [25] Maniar P D, Piccoli P M. Tectonic discrimination of granitoids [J]. *Geological Society of American Bulletin*, 1989, 101(5): 635-643.
- [26] Altherr R, Holl A, Hegner E, et al. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) [J]. *Lithos*, 2000, 50(1/3): 51-73.
- [27] Chappell B W. Aluminium saturation in I- and S-type granites and characterization of fractionated haplogranites [J]. *Lithos*, 1999, 46: 535-551.
- [28] 陈炜, 马昌前, 宋志强, 等. 西藏冈底斯带中南部与俯冲有关的早侏罗世花岗岩闪长岩: 锆石 U-Pb 年代学及地球化学证据 [J]. *地质科技情报*, 2011, 30(6): 1-12.
- [29] 段志明, 张玉修, 祝向平, 等. 松潘—甘孜南部玛孜措石英闪长岩的地球化学特征、同位素年龄及其构造意义 [J]. *地质学报*, 2013, 87(12): 1874-1886.
- [30] Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies[M]// Henderson P. *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 1984: 63-114.
- [31] Sun S S, Mc Donough 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*. [S. l.]: Geological Society London Special Publications, 1989, 42(1): 313-345.
- [32] Rollinson H R. Using Geochemical data: Evaluation, presentation, interpretations[M]. London: Pearson Education Limited, 1993: 1-278.
- [33] Eby G N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications [J]. *The Journal of Geology*, 1992, 20(7): 641-644.
- [34] Brown G C, Thorpe R S, Webb P C. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources [J]. *Journal of the Geological Society*, 1984, 141(3): 413-426.
- [35] Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere [J]. *Nature*, 1990, 347: 662-665.
- [36] Bailey J C. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites [J]. *Chemical Geology*, 1981, 32(1/4): 139-154.
- [37] Rogers G, Hawkesworth C J. A geochemical traverse across the North Chilean Andes: Evidence for crust generation from the mantle wedge [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1989, 91(3): 271-285.
- [38] Atherton M P, Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust [J]. *Nature*, 1993, 362: 144-146.
- [39] Abratis M. Geochemical variations in magmatic rocks from southern Costa Rica as a consequence of Cocos Ridge subduction and uplift of the Cordillera de Talamanca [D]. Göttingen: Universität zu Göttingen, 1998.
- [40] Zheng Y C, Hou Z Q, Gong Y L, et al. Petro-genesis of Cretaceous adakite-like intrusions of the Gangdese plutonic belt, Southern Tibet: Implications for Mid-ocean ridge subduction and crustal growth [J]. *Lithos*, 2014, 190/191: 240-263.
- [41] Yogodzinski G M, Key R W, Volynets O N, et al. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1995, 107(5): 505-519.
- [42] Hirose K, Kushiro I. Partial melting of dry peridotites at high pressure: Determination of composition of melts segregated from peridotite using aggregates of diamonds [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, 114: 477-489.
- [43] Kamei A, Owada M, Nagao T, et al. High-Mg diorites derived from sanukitic HMA magmas, Kyushu Island, southwest Japan arc: Evidence from clinopyroxene and whole rock compositions [J]. *Lithos*, 2004, 75: 359-371.
- [44] Rapp R P, Shimzu N, Norman M D, et al. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa [J]. *Chemical Geology*, 1999, 160(4): 335-356.
- [45] Guan Q, Zhu D C, Zhao Z D, et al. Crustal thickening prior to 38 Ma in southern Tibet: Evidence from lower crust-derived adakitic magmatism in the Gangdese batholith [J]. *Gondwana Research*, 2012, 21(1): 88-99.
- [46] Hou Z Q, Pan X F, Li Q Y, et al. The giant Dexing porphyry Cu-Mo-Au deposit in east China: Product of melting of juvenile lower crust in an intracontinental setting [J]. *Mineralium Deposita*, 2013, 48(8): 1019-1045.
- [47] Rapp R P, Watson E B. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling [J]. *Journal of Petrology*, 1995, 36(4): 891-931.
- [48] Rudnick R L, Gao S. Composition of the continental crust [J]. *Treatise on Geochemistry*, 2004, 3: 1-64.
- [49] Wedepohl K H. The composition of the continental crust [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, 59(7): 1217-1232.
- [50] Chen B, Tian W, Jahn B M, et al. Zircon SHRIMP U-Pb ages and in-situ Hf isotopic analysis for the Mesozoic intrusions in South Taihang, North China Craton: Evidence for hybridization between mantle-derived magmas and crustal components [J]. *Lithos*, 2008, 102: 118-137.
- [51] 张海东, 高海龙, 刘建朝, 等. 南太行山平顺闪长岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及地质意义 [J]. *地质科技情报*, 2013, 32(2): 41-49.
- [52] 岳相元, 周雄, 张永涛, 等. 青海引胜沟岩体的锆石 U-Pb 年代学、地球化学特征及其地质意义 [J]. *地质科技情报*, 2016, 35(4): 29-37.
- [53] 郭华春, 钟莉, 李丽群. 新疆哈尔里克山口门子地区石英闪长岩年代研究及地质意义 [J]. *地质通报*, 2006, 25(8): 928-931.
- [54] 曹福根, 涂其军, 张晓梅, 等. 哈尔里克山早古生代岩浆弧的初步确定: 来自塔水河一带花岗岩体锆石 SHRIMP U-Pb 测年的证据 [J]. *地质通报*, 2006, 25(8): 923-927.
- [55] Pearce J A, Harris N, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks [J]. *Journal of Petrology*, 1984, 25(4): 956-983.

- [56] Batchelor R A, Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters[J]. *Chemical Geology*, 1985, 48(1/4): 43-55.
- [57] 李锦轶. 新疆东准噶尔卡拉麦里地区古生代板块构造研究[D]. 北京: 中国地质科学院, 1988.
- [58] 何国琦, 李茂松, 贾进斗, 等. 论新疆东准噶尔蛇绿岩的时代及其意义[J]. *北京大学学报: 自然科学版*, 2001, 37(6): 852-858.
- [59] 杨高学, 李永军, 吴宏恩, 等. 东准噶尔卡拉麦里地区黄羊山花岗岩和包体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年及地质意义[J]. *岩石学报*, 2009, 25(12): 3197-3207.

Petrogenesis and Tectonic Significances of the Qincheng Tianshengquan Pluton in the Harlik Orogen of Eastern Xinjiang

Liu Liang¹, He Xuefeng¹, Li Jiangtao^{1,2}, Yang Pengtao¹, Liang Bin^{1,2},
Su Hua¹, Yang Yudong¹, Liu Yingzhong³, Dai Zhihui⁴

(1. Northwest Sichuan Geology and Mineral Exploration Team, Mianyang Sichuan 621010, China;
2. School of Environment and Resource, Southwest University of Science and Technology,
Mianyang Sichuan 621010, China; 3. Guizhou Academy of Geological Survey, Guiyang 550005,
China; 4. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550005, China)

Abstract: Paleozoic intrusive rocks are extensively developed in the Harlik orogen, and their petrogenesis is important for understanding the geodynamic settings of the magma. This paper studies systematically petrology, geochemistry and zircon U-Pb geochronology from quartz diorite of the Qincheng Tianshengquan (QC) pluton in the middle of east Harlik orogen, in order to discuss about its petrogenesis and tectonic significances, and then to provide a basis for solving geological tectonic evolution of Harlik orogen. The lithology of the QC pluton is quartz diorite, and is dated by LA-ICP-MS to have weighed mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages of $(446.1 \pm 3.3)\text{Ma}$ (Late Ordovician). The U-Pb dating of zircons show that this rock should be the product of the Caledonian tectonic magmatism. Rock geochemical analysis shows that its SiO_2 ranges from 57.74% to 62.34%, middle-high K (1.71%–3.01%), rich in CaO (4.01%–8.45%), and depleted in Al_2O_3 (15.03%–16.89%). It has MgO ranging from 1.85% to 3.97%, and $\text{Mg}^\# = 37.15 - 48.29$, $\text{A/CNK} = 0.78 - 0.99$, indicating that it belongs to a metaluminous peraluminous middle and high-K calc-alkaline rock series. The analysis also shows that the QC pluton has low REE ($59.74 \times 10^{-6} - 205.53 \times 10^{-6}$), and LREE more obvious fractionation than HREE, strong enrichments in large ion lithophile elements (LILEs, e. g., Rb, Ba) and incompatible elements (Th, U), depletions in high field-strength elements (HFSEs, e. g., Nb, Ta, Sr, Ti). These characteristics indicate that the pluton is similar chemically to those island arc magmatic rocks. According to the relevant diagram and the ratio about the trace elements and rare earth elements. This indicates that the magma is affected by subduction, and the primary magmas were most likely derived from partial melting of the thickened lower crust, with the invasion of mantle components. Moreover, the analysis of regional geological data suggests that there is a large island arc evolution related to the Caledonian tectonic magmatism in Early Paleozoic (Mid-Late Ordovician and Early Silurian), and the Harlik Early Paleozoic island arc formation may be related with the Southern Ocean south of East Junggar Kelamaili subduction.

Key words: zircon LA-ICP-MS U-Pb dating; geochemistry; Early Paleozoic island arc; Kelamaili Ocean; Harlik Orogen