文章编号：1006-6616（2016）04-1032-17

新疆哈尔里克早石炭世 A 型花岗岩的岩石成因及构造意义

王良玉[1,2]，廖群安[1]，肖　典[1,3]，罗　婷[1]，
赵　浩[1]，刘鸿飞[1]，王国灿[1]

（1. 中国地质大学（武汉）地球科学学院，武汉 430074；
2. 核工业二四三大队，内蒙古 赤峰 024006；
3. 四川省地调院，成都 610081）

摘　要：对出露在哈尔里克山西段小白杨沟—南山口一带的早石炭世花岗岩进行了锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年，结果为 331.3 ± 1.9 Ma，属早石炭世晚期。其岩石组合为碱长花岗岩、碱性花岗岩，暗色矿物以黑云母为主，见钠质角闪石，具富碱、贫钙镁和低铝铁的特征，微量元素明显富集 Rb、Th、K 等大离子亲石元素和 Zr、Hf 等高场强元素而强烈亏损 Ba、Sr、Eu 等元素，10000 Ga/Al 值变化于 2.93 ~ 3.80 之间，表明该碱性花岗岩属于典型的 A 型花岗岩，具板内花岗岩特征，并非前人认为的岛弧花岗岩，其正 εNd（t）值（+5.66 ~ +6.12）和年轻的 Nd 模式年龄（T_{DM2} = 0.60 ~ 0.62 Ga）显示岩浆来源于新生年轻地壳。从本次 1∶50000 区调研究成果看，博格达自早石炭世开始伸展，早石炭世晚期进入闭合阶段，哈儿里克山早石炭世晚期岩体应处于博格达裂谷晚期阶段，并非前人所说的后碰撞和岛弧环境。

关键词：A 型花岗岩；早石炭世晚期；裂谷；哈尔里克
中图分类号：P588.1；P597　　**文献标识码：**A

0　引言

位于吐哈盆地东北缘的哈尔里克构造带是天山造山带的重要组成部分，该带分布在东天山北支哈尔里克山一带，是研究新疆北部构造演化的重要窗口。该带内出露广泛的石炭纪岩浆岩，大面积分布的花岗岩体成为研究花岗岩的岩石成因及岩浆构造演化的理想载体。前人已对哈尔里克山花岗岩带做了大量研究，但是，对于这些花岗岩体的成因和构造背景上的认识存在较大争议。在花岗岩的成因方面，有幔源岩浆演化[1]、花岗岩同期底侵体部分熔融[2]、底侵体之上的年轻地壳部分熔融[2~4]等不同认识；在构造背景认识方面，有形成于岛

收稿日期：2016-09-15
基金项目：中国地质调查局“特殊地质地貌区填图试点”项目（DD20160060；12120114042801）
作者简介：王良玉（1990-），男，硕士，矿物学、岩石学、矿床学专业。E-mail：532434457@qq.com
通讯作者：廖群安（1959-），男，博士，教授，主要从事岩石学及岩石地球化学研究。E-mail：qanliao@cug.edu.cn

弧[5~6]、弧后盆地[7~9]、后碰撞[1,10]及裂谷[11~15]等环境的争议，并且关于其构造背景与博格达造山带是否相关也存在较大争议[5~15]。

本次研究在哈尔里克造山带西段南山口地区新发现了一期早石炭晚期的碱性花岗岩，综合岩石学、地球化学、同位素年代学研究以及区域地质背景认为，该期花岗岩为典型的 A 型花岗岩，具板内花岗岩特征，结合新近完成的《新疆 1∶50000 板房沟（K46E002015）、小柳沟（K46E003015）、伊吾军马场（K46E004015）、口门子（K46E005015）幅填图试点》项目成果分析，认为其是造山后板内裂谷阶段的产物，与博格达裂谷（裂陷槽）发育有关。

1　地质背景及岩石学特征

研究区在大地构造位置上处于中亚造山带南缘（见图 1a），北侧为西伯利亚南缘显生宙陆缘增生造山带，南侧为塔里木古陆。区域构造位置（见图 1b）上，研究区北侧自北向南依次为阿尔泰岛弧、阿尔泰造山系、野马泉岛弧和东准噶尔造山系；南侧依次为吐哈地块、托克逊—大南湖岛弧、康古尔塔格碰撞带、卡拉塔格-星星峡岛弧、红柳河—白云山—小黄山碰撞带、南天山造山系、北山造山系和塔里木古陆；东西侧为裂谷[14,16]，也有人认为是弧后盆地[8~9,17]。区内出露的地层以奥陶纪的中—细粒稳定陆缘碎屑组合和石炭纪的火山碎屑岩为主，在哈尔里克山南部零星分布少量泥盆纪地层，花岗岩类岩浆活动在该区大规模发育。

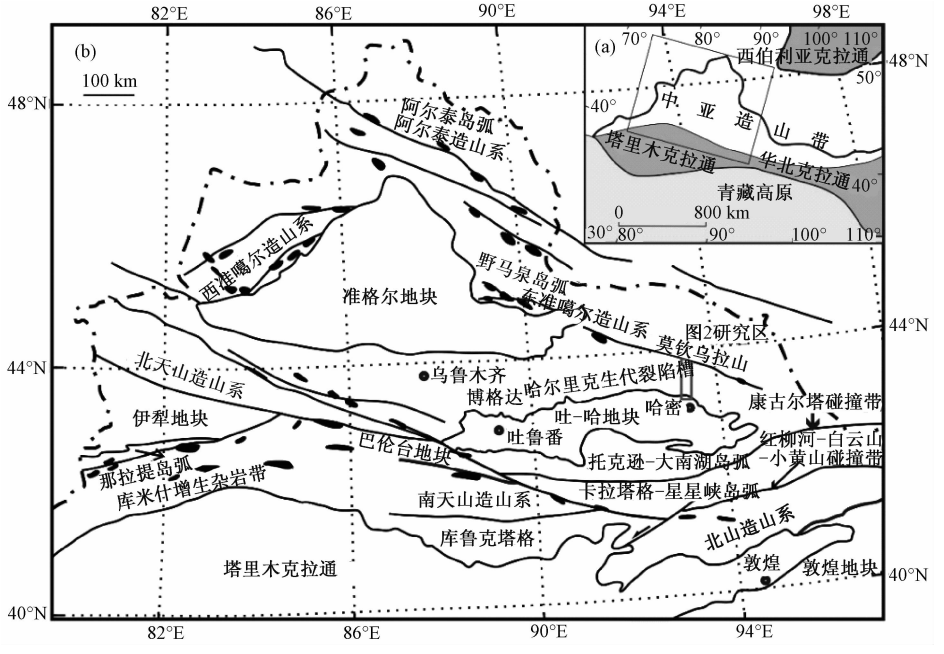


图 1　新疆地质构造单元简图[18~19]

Fig. 1　The geological tectonic sketch of Xinjiang

早石炭世晚期小白杨沟—南山口一带碱性花岗岩出露在哈尔里克山南坡，岩体中心地理坐标约为东经 93°36′、北纬 43°13′，出露面积 30 ~ 35 km^2，平面图（见图 2）上为狭长条带，呈北西—南东向展布。岩性以碱性花岗岩为主体，呈带状展布，走向约 145°，出露长

度约 17 km，宽约 2 km。北侧边界受断层控制，部分地区被晚石炭二长花岗岩侵入（见图 3a）。二长花岗岩粒度较粗，接触界线为波状界线，外带可见明显的烘烤现象，呈暗灰色，内带二长花岗岩粒度较细，见有捕获的碱性花岗岩捕掳体。南侧边界以盆山为界，南部为吐哈盆地第四系沉积。东侧边界与早石炭世早期碱性花岗岩侵入接触（见图 3b），界线为波状界线，外带岩石粒度较细，烘烤边并不明显，内带岩石为细粒结构，见有早石炭碱性花岗岩捕掳体。岩体相带明显，边缘相较宽，多为细粒结构、隐晶质结构，中心相较窄，岩石粒度为中粒结构，暗示岩体为浅层侵入岩。岩体内部未见包体，但岩体内部较复杂，发育大量早二叠纪辉绿岩脉、正长岩脉。值得注意的是，在岩体内部见有以断块形式出现的石英闪长岩（356 Ma[20]）和岩体边部的碱性花岗岩（350 ~ 351 Ma[20]）。岩体实测剖面详见图 4。

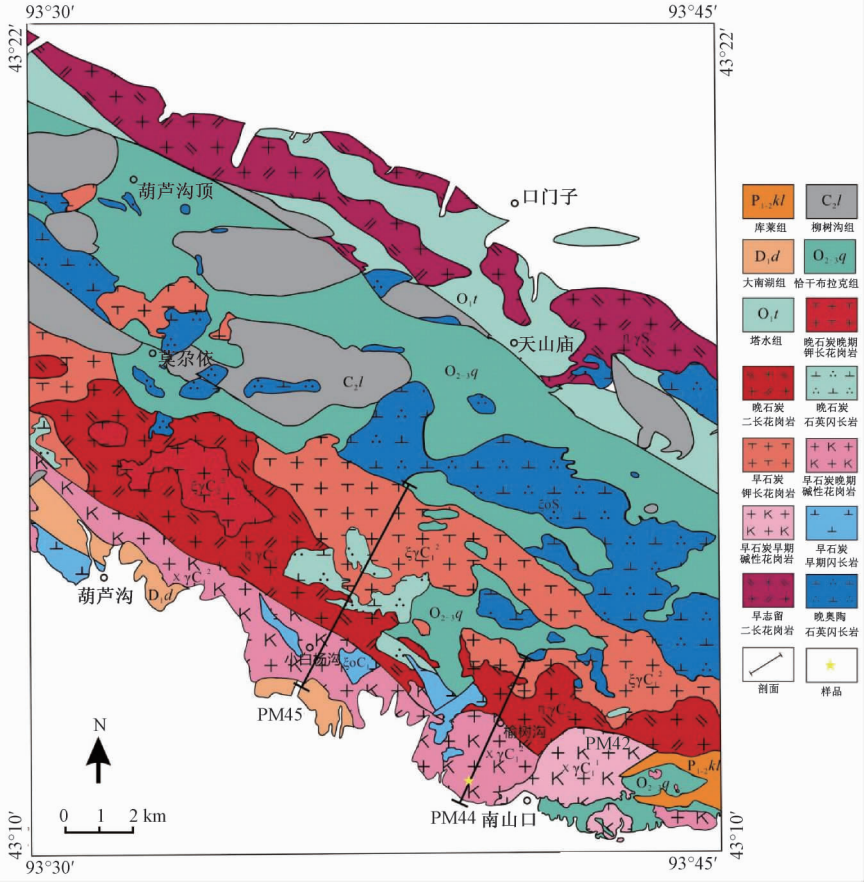
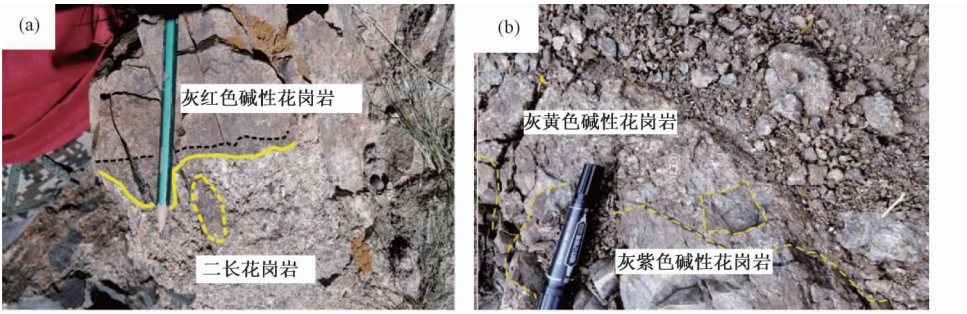


图 2 研究区哈尔里克山岩体地质图（据 1:50000 地质图改编）

Fig. 2 Geological map of the Harlik pluton

碱性花岗岩（$\chi\gamma\pi C_1^2$）颜色为灰红色，风化为灰黄色，主要为花岗结构，岩体边部为隐晶质结构，常见石英与钾长石交生形成显微文象结构（见图 5d），块状构造。主要矿物为石英（25% ~30%）、碱性长石（55% ~60%）、碱性暗色矿物（5% 左右），斜长石含量很少（3% ~5%）。

碱性长石多为半自形—它形，主要由条纹长石和正长石组成，以条纹长石为主，可见析离条纹，部分蚀变较强，多发生高岭石化（见图 5b）。石英无色透明，呈它形粒状填隙状产出或成显微文象结构（图 5a）与碱性长石交生。斜长石自形程度相对较高，蚀变较弱，An



(a) 碱性花岗岩被晚期二长花岗岩侵入　　(b) 早石炭世晚期碱性花岗岩侵入早石炭世早期碱性花岗岩

图 3　早石炭晚期碱性花岗岩的野外接触关系

Fig. 3　Field contact relationship of the alkaline granites in late Early Carboniferous

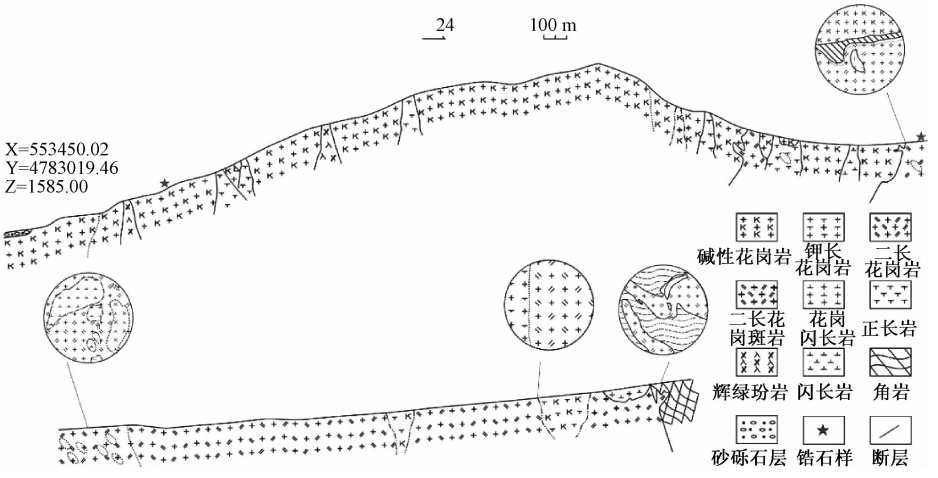


图 4　早石炭晚期碱性花岗岩与晚石炭二长花岗岩实测剖面（PM44）

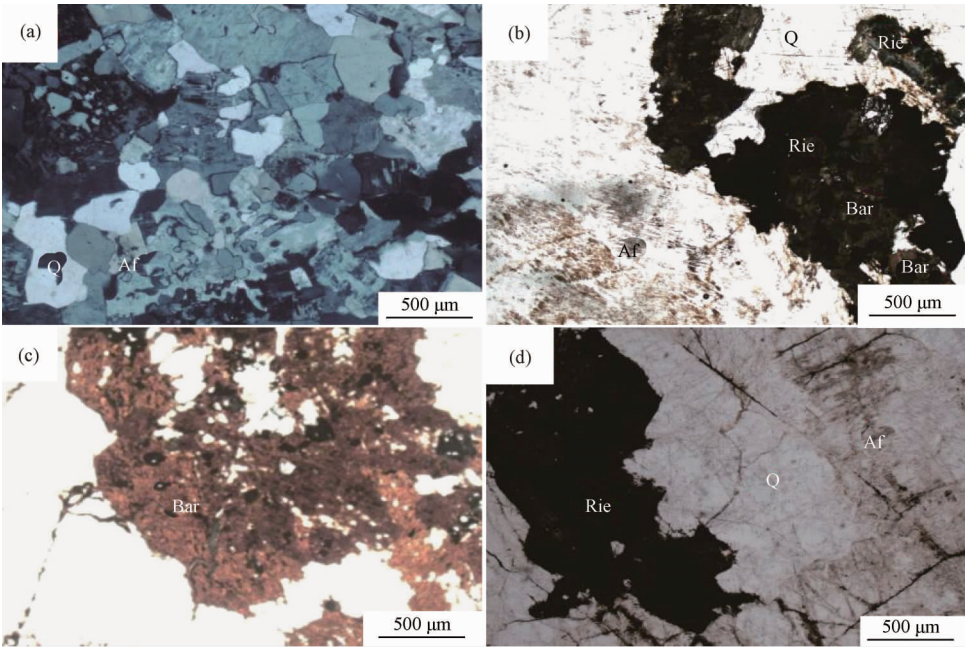
Fig. 4　Section of late Early Carboniferous alkaline granite and Late Carboniferous monzonitic granite

含量较低，多为更长石，牌号 An = 8 ~ 13。碱性暗色矿物常见钠铁闪石、棕闪石（见图 5 b、5c）以及黑云母等，往往呈它形填隙状产出，部分含浅色矿物裹体，暗示碱性花岗岩中钠铁闪石结晶较晚，这与碱性花岗质岩浆结晶实验岩石学资料[21]基本一致。此外，在钠铁闪石中常常析离出磁铁矿等不透明矿物（见图 5d），这是由于钠铁闪石为富 Na、Fe 的矿物，Na 为易活动元素，Fe 为不易活动的元素，因此在后期蚀变过程中，钠铁闪石残存的 Fe 形成磁铁矿等不透明矿物。副矿物为锆石、榍石、磁铁矿等。

2　样品采集和分析方法

本文所采集的样品主要来源于剖面 PM44 和 PM45，岩性为碱长花岗岩，锆石样 1 件（样号 PM44-4-2，坐标为 E93°39′32″、N43°10′52″），化学分析样 13 件，同位素样 2 件。

主量元素、微量元素和稀土元素测试由澳实分析检测（广州）有限公司完成，其中主量元素采用偏硼酸锂熔融，X 荧光光谱（ME-XRF26d）分析；微量、稀土元素采用硼酸锂熔融消解，等离子质谱仪（ME-MS81）定量分析，分析结果见表 1。



a—碱长花岗岩中显微文象结构（+）；b—花岗岩中钠铁闪石，边部见棕闪石，碱性长石为条纹长石，中见析离条纹，钾长石黏土化为褐色（-）；c—花岗岩中棕闪石（-）；d—花岗岩中钠铁闪石，蚀变析离出不透明矿物，但仍可见部分光性特征（-）；Rie—钠质角闪石；Bar—棕闪石；Af—碱性长石；Q—石英

图 5 早石炭世晚期碱性花岗岩及碱长花岗岩结构特征

Fig. 5 Petrological characteristics of late Early Carboniferous granite

表 1 南山口碱性花岗岩（44-4）LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析结果

Table 1 LA-ICP-MS U-Pb zircon analysis results for the alkaline granitic rocks from Nanshankou

测点	含量/10^{-6}			Th/U	比值						年龄/Ma			
	^{Tot}Pb	^{232}Th	^{238}U		$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ
4-1	110	350	620	0.56	0.0513	0.0015	0.3764	0.0112	0.0531	0.0007	324	8.3	334	4.2
4-2	325	488	1097	0.44	0.1079	0.0085	0.744	0.0612	0.0492	0.0005	565	35.6	310	3.3
4-3	155	298	551	0.54	0.1012	0.0098	0.9349	0.1369	0.0525	0.0013	670	71.8	330	8.2
4-4	227	214	472	0.45	0.1369	0.0164	1.7978	0.3039	0.0618	0.0023	1045	110	387	14.3
4-5	442	998	1628	0.61	0.0887	0.0051	0.6854	0.0471	0.0523	0.0007	530	28.4	328	4.2
4-6	275	867	1294	0.67	0.063	0.0032	0.4443	0.0212	0.0509	0.0005	373	14.9	320	3.2
4-7	207	671	1142	0.59	0.0552	0.0016	0.4041	0.012	0.0524	0.0006	345	8.7	329	3.6
4-8	116	320	677	0.47	0.0656	0.0035	0.4589	0.0277	0.0491	0.0007	384	19.3	309	4.3
4-9	139	430	821	0.52	0.0575	0.0016	0.4231	0.0119	0.0528	0.0006	358	8.5	332	3.6
4-10	77	237	560	0.42	0.0528	0.0015	0.3856	0.011	0.0526	0.0006	331	8.1	330	3.5
4-11	106	336	616	0.54	0.055	0.0017	0.4019	0.0128	0.0526	0.0006	343	9.3	330	3.5
4-12	103	312	699	0.45	0.057	0.0018	0.4066	0.0126	0.0515	0.0005	346	9.1	324	3.0
4-13	78	246	497	0.5	0.0512	0.0018	0.3721	0.0131	0.0526	0.0005	321	9.7	331	3.2
4-14	102	311	614	0.51	0.0522	0.0017	0.3875	0.0131	0.0535	0.0006	333	9.6	336	3.8
4-15	104	337	589	0.57	0.0543	0.0018	0.3954	0.0132	0.0526	0.0005	338	9.6	331	3.0
4-16	512	994	1406	0.71	0.1293	0.0092	1.146	0.0961	0.0571	0.0009	775	45.5	358	5.7
4-17	101	339	542	0.63	0.0563	0.0019	0.4125	0.0142	0.0529	0.0006	351	10.2	332	3.9
4-18	92	290	631	0.46	0.0541	0.0015	0.3966	0.011	0.0531	0.0005	339	8.0	334	3.4
4-19	67	206	413	0.50	0.0518	0.0017	0.3795	0.0127	0.0531	0.0006	327	9.3	333	3.8
4-20	164	541	1039	0.52	0.0517	0.0012	0.3825	0.009	0.0534	0.0005	329	6.6	335	3.2

注：^{Tot}Pb 表示锆石总 Pb 含量，测点样号省略“PM44-”

锆石样品粉碎加工、锆石的挑选和分选在河北廊坊市诚信地质服务公司完成；锆石制靶在武汉上谱分析科技有限责任公司完成；阴极发光显微照相在中国地质大学（武汉）采用扫描电镜完成，加速电压为 15 kV；锆石 U-Pb 定年在中国地质大学（武汉）地质过程与矿产资源国家重点实验室（GPMR）利用 LA-ICP-MS 完成。激光剥蚀系统为 GeoLas 2005，等离子质谱仪（ICP-MS）为 Agilent 7500a，激光斑束直径为 32 μm，采用 He 为剥蚀物质的载气，气流速度为 270 mL/min，工作电压为 27.1 kV，激光能量密度为 29 J/cm^2。实验以 NIST-610，GJ-1 外标和 91500 内标进行分析，每分析 5 ~ 6 个样品点，分析 2 次 91500 进行校正。详细的仪器操作条件和数据处理方法同 Liu 等[22~23]。U-Pb 同位素分析处理采用软件 ICPMS DataCal 分析完成，详细处理流程和数据处理方法见相关文献[22~23]。锆石样品的U-Pb 年龄谐和图绘制和年龄权重平均计算均采用 Isoplot 3.71 软件[24]完成，普通铅校正采用 Andersen[25]方法进行。

全岩 Sr-Nd 同位素分析在中国地质大学（武汉）地质过程与矿产资源国家重点实验室（GPMR）完成。实验室使用 Finnigan 的 MAT-261 热电离同位素质谱仪进行测量，仪器的准确度通过标样 NBS987 和 La Jolla 国际标样进行监测，Sr 同位素的质量分馏用$^{88}Sr/^{86}Sr = 8.375209$ 校正，Nd 同位素质量分馏用$^{146}Nd/^{144}Nd = 0.721900$ 校正，详细流程见相关文献[26]。

3　分析结果

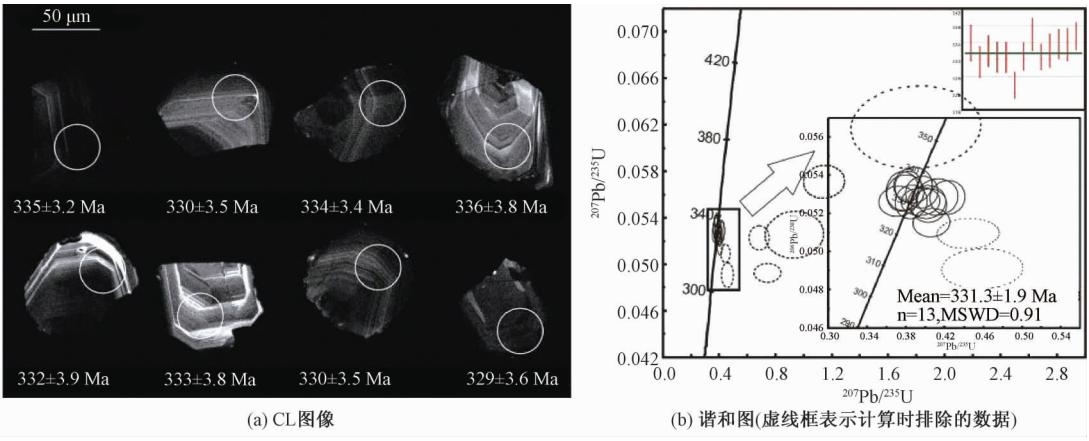
3.1　锆石 U-Pb 定年

样品 44-4 取自南山口西侧 PM44 剖面，岩性为碱性花岗岩。用于测年的单颗粒锆石均无色、透明，且锆石颗粒较大，锆石 CL 图像中尖棱角状、破碎状锆石可能是在制样过程中研碎形成，未被破碎的锆石自形程度良好，多为柱状。长宽比在 1∶1—2∶1之间，阴极发光显示清晰的震荡环带，锆石继承核极少（见图 6a）。锆石 Th/U 比值均大于 0.4，在 0.42 ~ 0.71 之间（见表 1），Th 含量 $206 \times 10^{-6} \sim 998 \times 10^{-6}$，U 含量 $413 \times 10^{-6} \sim 1628 \times 10^{-6}$，Th 与 U 之间具有良好的正相关关系，显示出岩浆锆石的特点[27~29]。20 颗锆石测点中有效测点共 13 个，其中 7 个测点分析结果谐和度较低（谐和度 8% ~84%），不能使用，可能是 Pb 丢失造成的，其余测点$^{206}Pb/^{238}U$ 锆石表征年龄在 324 ~ 336 Ma，变化范围较窄，年龄较为一致，处在谐和线上和谐和线附近（见图 6b），$^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 331 ± 1.9 Ma（*MSWD* = 0.91），代表了花岗质岩浆的结晶年龄，时代为早石炭世维宪阶晚期。

3.2　地球化学分析结果

3.2.1　主量元素

样品主量、微量及稀土元素分析结果见表 2。早石炭世晚期岩体岩石类型主要为碱性花岗岩（见图 7a，据文献［33］）。样品具有高 SiO_2（74.4% ~ 79.6%），全碱含量较高（7.44% ~8.92%），富钾，K_2O/Na_2O 在 1.15 ~ 1.67。在 SiO_2-K_2O 图解（见图 7b，据文献［30］）中，样品均投到高钾钙碱性区域，在 SiO_2 -［$Na_2O + K_2O - CaO$］图解（见图 7d，据文献［31］）中，样品位于碱钙质与碱性区域（除样品 44-4-2 外）。岩石具有较高的碱性指数（AI = Na + K/Al，分子比）和 Fe/Mg 指数（FeOt/(FeOt + MgO)），低 Al_2O_3（10.60% ~ 12.65%），低 MgO（0.05% ~0.29%），低 CaO（0.09% ~0.73%）；在 A/CNK-A/NK 图解（见图 7c，据文献［32］）上，落在准铝-过铝质-过碱性附近，表明早石炭世晚期花岗岩属

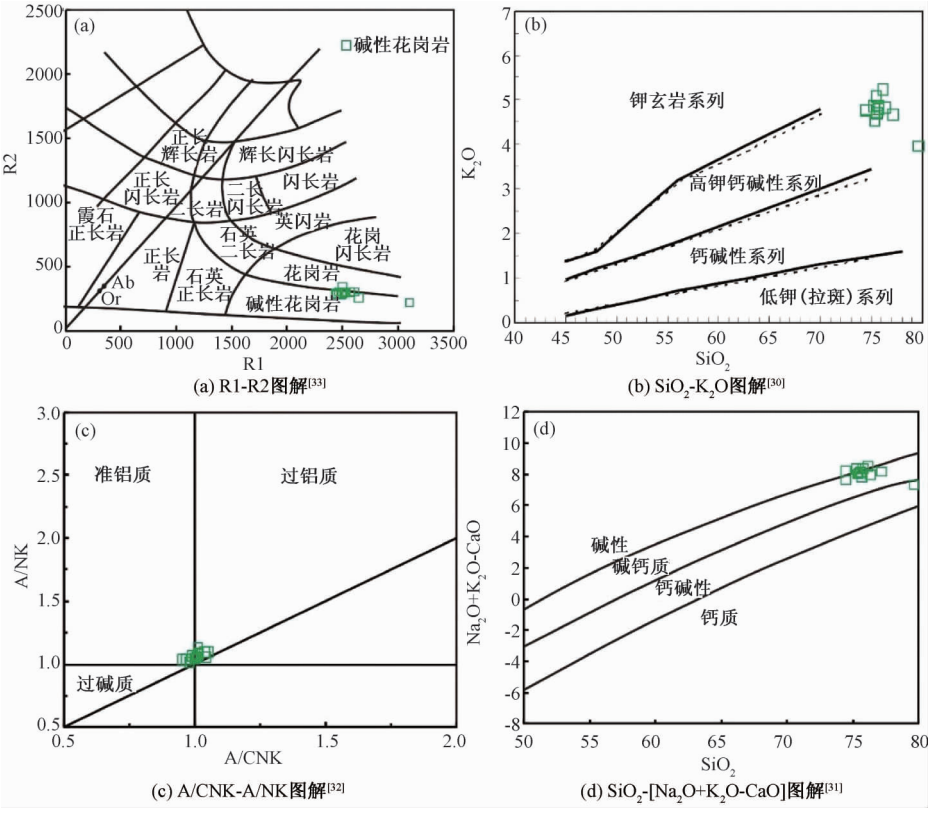


(a) CL图像 (b) 谐和图(虚线框表示计算时排除的数据)

图 6 南山口西侧碱性花岗岩锆石 U-Pb 年龄谐和图及 CL 图像

Fig. 6 U-Pb age concordia plots and CL image from the zircon of alkaline granite in western Nanshankou

于准铝质至弱过碱性花岗岩类型。此外，岩石分异指数（DI）较高，在 CIPW 标准矿物中，部分样品出现 Ac 和 Ns，反映出岩石高度演化及富碱的特征，这与岩石中缺乏斜长石、存在钠质铁镁矿物、黑云母富含铁等矿物学特征一致。



(a) R1-R2图解[33] (b) SiO_2-K_2O图解[30]

(c) A/CNK-A/NK图解[32] (d) SiO_2-[Na_2O+K_2O-CaO]图解[31]

图 7 哈尔里克山南山口早石炭晚期岩体主量元素特征

Fig. 7 Major element characteristics of late Early Carboniferous granite in Nanshankou, Harlik

表 2　南山口早石炭世晚期侵入岩全岩主量元素（%）、微量元素和稀土元素（10^{-6}）分析结果

Table 2　Whole-rock major elements and trace elements of late Early Carboniferous granite

元素	44-4	44-6	44-13	44-17	44-20	44-25	44-28	44-31	44-34	45-12-2	45-12-3	45-17-3	45-17-6
SiO_2	79.58	75.6	75.2	75.5	75.4	75.5	74.4	76.1	76.3	75.3	74.4	77.1	75.7
TiO_2	0.07	0.12	0.18	0.21	0.18	0.18	0.22	0.17	0.20	0.30	0.28	0.12	0.16
Al_2O_3	10.60	11.70	12.20	12.15	12.20	12.35	12.65	12.45	12.30	12.45	12.55	11.55	12.15
Fe_2O_3t	1.52	1.75	2.04	2.01	1.94	1.67	1.86	1.61	1.70	1.91	2.06	1.76	1.86
MnO	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.06	0.05	0.04	0.04
MgO	0.08	0.09	0.12	0.16	0.15	0.17	0.29	0.17	0.21	0.26	0.23	0.05	0.12
CaO	0.09	0.61	0.33	0.53	0.55	0.41	0.75	0.37	0.48	0.39	0.31	0.27	0.32
Na2O	3.46	3.61	3.86	3.96	3.55	3.86	3.64	3.67	3.67	3.88	3.78	3.80	3.90
K2O	3.98	4.88	4.87	4.73	5.09	4.71	4.77	5.25	4.84	4.55	4.79	4.69	4.81
P_2O_5	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
LOI	0.35	0.66	0.25	0.19	0.36	0.27	0.44	0.31	0.51	0.47	0.51	0.18	0.36
FeOt	1.37	1.57	1.84	1.81	1.75	1.50	1.67	1.45	1.53	1.72	1.85	1.58	1.67
Mg#	9.4	9.2	10.4	13.6	13.3	16.8	23.6	17.3	19.7	21.2	18.1	5.3	11.3
A/CNK	1.04	0.95	1.00	0.96	0.99	1.01	1.01	1.00	1.01	1.04	1.05	0.98	1.00
A/NK	1.06	1.04	1.05	1.04	1.07	1.08	1.13	1.06	1.09	1.10	1.10	1.02	1.05
V	10	20	28	21	28	25	11	5	5	37	20	23	11
Cr	20	10	10	10	10	10	20	20	10	10	10	10	10
Ga	21.2	21.3	21.8	20.8	20.5	21.3	21.3	19.3	20.4	21.9	22.1	23.2	22.3
Rb	112.5	134.0	126.0	111.0	134.5	145.0	142.5	171.0	166.0	98.4	110.5	144.0	136.0
Sr	13.9	20.4	37.5	35.2	53.2	50.0	88.5	41.9	44.4	42.5	51.5	14.1	24.8
Y	41.8	42.8	47.6	41.1	51.7	44.1	48.1	48.1	48.7	73.5	66.0	51.0	49.3
Zr	207	328	387	388	336	260.0	257	235	240	384	385	339	347
Nb	11.8	12.4	14.5	11.1	15.0	16.4	14.8	14.4	15.1	25.5	25.1	12.6	17.2
Cs	0.85	1.71	1.24	1.63	1.13	1.24	0.75	1.54	1.90	1.13	1.30	3.24	2.52
Ba	35.0	51.8	83.8	127.0	135.0	138.5	231.0	178.5	157.0	231.0	242.0	33.8	74.7
Hf	5.2	8.0	9.7	9.0	9.2	8.4	7.2	7.1	7.3	11.6	10.7	9.0	9.6
Ta	1.0	1.1	1.2	1.0	1.4	1.9	1.4	1.3	1.4	1.9	1.7	1.0	1.5
Th	14.80	18.05	18.90	13.05	20.50	21.90	20.20	20.70	21.50	16.75	17.40	17.00	19.20
U	3.09	4.31	4.33	3.15	5.54	5.01	4.61	3.06	3.31	1.94	2.26	3.21	5.04
La	42.6	61.2	57.1	43.8	49.1	42.6	50.5	52.2	53.2	52.5	56.3	53.1	44.1
Ce	89.9	129.5	125.0	96.3	106.0	92.8	104.5	109.0	107.5	124.5	128.5	114.0	94.0
Pr	10.15	14.30	13.65	10.65	11.50	9.87	11.25	11.50	12.15	15.20	15.30	12.60	10.85
Nd	35.5	48.4	47.3	37.3	38.8	33.7	37.3	39.4	41.2	54.3	54.7	45.1	38.2
Sm	7.56	9.28	9.59	7.78	8.15	7.29	7.62	8.28	8.28	11.90	11.85	9.21	7.82
Eu	0.17	0.25	0.37	0.52	0.34	0.33	0.54	0.35	0.38	0.85	0.88	0.20	0.33
Gd	6.44	7.83	8.65	7.17	7.98	6.40	7.11	7.20	7.73	11.25	10.10	8.49	7.86
Tb	0.99	1.20	1.32	1.18	1.35	1.12	1.23	1.27	1.25	2.00	1.77	1.41	1.39
Dy	6.08	7.59	8.50	7.41	8.66	7.25	7.63	7.80	8.01	13.45	11.85	9.02	9.13
Ho	1.31	1.60	1.74	1.51	1.83	1.53	1.65	1.73	1.63	2.78	2.33	1.85	1.79
Er	3.93	4.60	5.25	4.47	5.36	4.88	4.69	4.99	4.80	7.78	6.83	5.47	5.79
Tm	0.60	0.69	0.80	0.65	0.85	0.78	0.75	0.74	0.80	1.11	0.99	0.80	0.86
Yb	3.99	5.01	5.29	4.52	5.79	5.42	5.07	5.25	5.32	6.95	6.07	5.17	5.81
Lu	0.61	0.82	0.87	0.73	0.93	0.83	0.76	0.80	0.78	1.02	0.93	0.87	0.92
REE	209.8	292.3	285.4	224.0	246.6	214.8	240.6	250.5	253.0	305.6	308.4	267.3	228.9
δEu	0.07	0.09	0.12	0.21	0.13	0.15	0.22	0.14	0.15	0.22	0.25	0.07	0.13
$(La/Yb)_N$	7.66	8.76	7.74	6.95	6.08	5.64	7.14	7.13	7.17	5.42	6.65	7.37	5.44
T_{Zr}	819	847	869	864	853	832	829	821	824	872	873	855	858

注：样品号均省略“PM”；样品岩性均为碱性花岗岩；Mg# = molar 100 × MgO/(MgO + FeOt)；A/CNK = Al_2O_3/($CaO + Na_2O + K_2O$) 分子比；A/NK = Al_2O_3/($Na_2O + K_2O$) 分子比；T_{Zr}代表使用 Watson 和 Harrison 等公式计算的温度，℃

3.2.2 微量及稀土元素

早石炭世晚期碱性花岗岩稀土总量（ΣREE）为 209.83×10^{-6} ~ 308.40×10^{-6}，在球粒陨石标准化稀土元素分配图谱上，显示轻稀土（LREE）富集的右倾分配特征（见图 8b）。样品轻重稀土分异指数（$La/Yb)_N$为 5.42 ~ 8.76，部分样品轻重稀土分异指数较低，可能与岩浆中富集轻稀土的矿物（如褐帘石、独居石、磷灰石等）分离结晶有关[34]。样品均呈现出 Eu 强烈负异常（0.07 ~ 0.24），说明发生明显的分离结晶作用或斜长石残留。

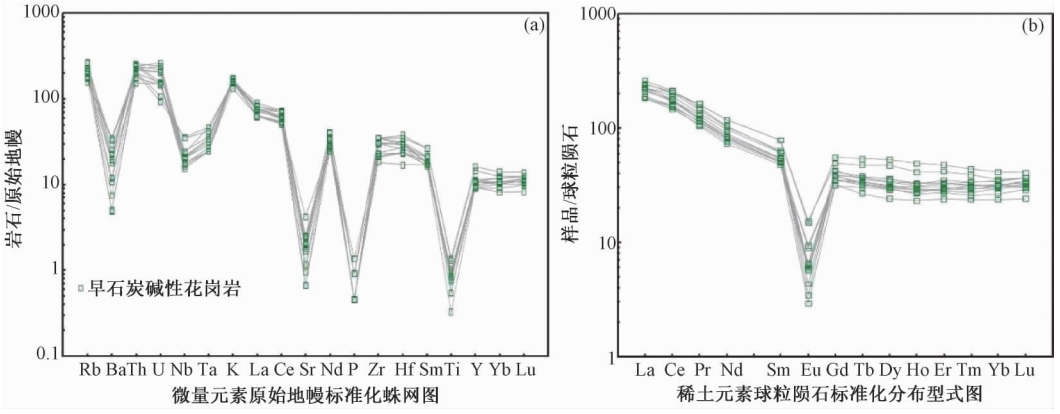


图 8 南山口早石炭世晚期花岗岩类稀土元素配分曲线[39]及微量元素蛛网图

Fig. 8 REE distribution curve and Trace elements spider diagram from the alkaline granite from Nanshankou

微量元素组成上，所有样品具有相同的分配模式，不同程度富集 Rb、K 等大离子亲石元素（LILE）和 U、Th 等放射性元素，不同程度亏损 Ba、Sr、P 等大离子亲石元素和强烈亏损 Nb、Eu、Ti 等元素（见表 1、图 8a）。10000 Ga/Al 平均值为 3.21，明显高于 I 型和 S 型花岗岩的平均值（分别为 2.1 和 2.28，据 Whalen[35]）。整体上表现出 A 型花岗岩岩微量元素的典型特征[34]。

3.2.3 Sr-Nd 同位素组成

全岩 Sr-Nd 同位素分析结果见表 3，同位素参数计算年龄采用岩体结晶年龄。对于同位素的 2 个重要指标 I_{Sr}和 T_{DM}，一些学者对其使用和解释进行了大量研究。吴福元[2,36]和韩宝福[37]等指出 A 型花岗岩一般 Rb/Sr 比值较大，导致计算的$^{87}Rb/^{86}Sr$偏大，对花岗岩 I_{Sr}的影响也较大，岩石中可能出现 $I_{Sr}<0.7000$ 的情况，因此这类实际应用不大。李献华等[38]指出，模式年龄一般表示岩石样品从地幔中分离出来的时间，当岩石样品与大陆地壳分馏因子（$f_{Sm/Nd}$）值为 -0.4 左右时相差不大；$f_{Sm/Nd}$值处在 -0.5 到 -0.3 之间时，使用单阶段模式年龄是合适的；与地壳相差较大时，则应使用二阶模式年龄。

从表 3 可知，岩石$^{87}Rb/^{86}Sr$比值为 19.16 ~ 29.91，I_{Sr}值为 0.6923 ~ 0.7033，其 Rb/Sr 比值较大，对初始同位素有较大影响，出现了 $I_{Sr}<0.7000$ 的情况，但其中 Rb/Sr 较小的碱性花岗岩 I_{Sr}在 0.7033，仍可以视为岩石 Sr 同位素初始值。岩石 Nd 同位素特征显示，$\varepsilon Nd(t)$值为 +5.66 ~ +6.12，一阶段模式年龄 $T_{DM1}=0.60$ ~ 0.62 Ga，二阶段模式年龄 $T_{DM2}=0.59$ ~ 0.63 Ga，由于岩石分馏因子$f_{Sm/Nd}$为 -0.37 ~ -0.41，处在 -0.5 ~ -0.3 范围内，应使用一阶段模式年龄，模式年龄 $T_{DM1}=0.60$ ~ 0.62 Ga。由于岩石具正的 $\varepsilon Nd(t)$ 值（+5.66 ~ +6.12）和较小的模式年龄，表明岩石可能来自年轻地壳。

表 3　南山口碱性花岗岩 Sr-Nd 同位素分析结果

Table 3　Sr-Nd isotopes analysis results for the alkaline granitic rocks from Nanshankou

样号	岩性	年龄/Ma	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$f_{Sm/Nd}$	I_{Sr}	$\varepsilon Nd(t)$	T_{DM1}/Ma	T_{DM2}/Ma	F_{x1}	F_{x2}
44-6	碱性花岗岩	331	19.16	0.793567 ± 5	0.1159	0.512753 ± 5	−0.41	0.7033	+5.66	620	630	0.87	0.93
45-17	碱性花岗岩	331	29.91	0.833196 ± 7	0.1235	0.512793 ± 3	−0.37	0.6923	+6.12	600	590	0.90	0.95

注：$^{87}Rb/^{86}Sr$、$^{147}Sm/^{144}Nd$ 通过全岩 Rb、Sr、Sm、Nd 含量计算；t 采用岩体锆石年龄；I_{Sr} 代表 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值，$I_{Sr} = {}^{87}Sr/^{86}Sr - {}^{87}Rb/^{86}Sr \times (e^{0.0142t} - 1)$；$\varepsilon Nd(t) = [(^{143}Nd/^{144}Nd)(t)/(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR(t)} - 1] \times 10^4$；$f_{Sm/Nd}$、$T_{DM1}$、$T_{DM2}$ 计算见文献（Li, 2003），参与式中计算的 $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} = 0.51263$，$(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR} = 0.1967$，$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM} = 0.51315$，$(^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM} = 0.2136$；$F_{x1} = (\varepsilon^{c1} - \varepsilon^{r})Nd_{c1}/[\varepsilon^{r}(Ndm\text{-}Ndc_1) - (\varepsilon^{m}Nd_m - \varepsilon^{c1}Nd_{c1})]$；$F_{x2} = (\varepsilon^{c2} - \varepsilon^{r})Nd_{c2}/[\varepsilon^{r}(Ndm\text{-}Ndc_2) - (\varepsilon^{m}Nd_m - \varepsilon^{c2}Nd_{c2})]$；$F_{x1}$ 代表幔源组分（以玄武岩为代表）与地壳混合所占的百分含量；F_{x2} 代表幔源组分（以玄武岩为代表）与大洋沉积物混合所占的百分含量；ε^{c1}、ε^{c2}、ε^{r}、ε^{m} 分别代表地壳、大洋沉积物、所测岩体、地幔同位素组分；Nd_{c1}、Nd_{c2}、Nd_m 分别代表地壳、大洋沉积物、地幔中 Nd 的含量，其中地壳端元（据文献[39]）$\varepsilon^{c1} = -4$，$Nd_{c1} = 25 \times 10^{-6}$；地幔端元以玄武岩为代表（据文献[39]），$\varepsilon^{m} = -4$，$Nd_m = 15$；大洋沉积物拟用现今大西洋大洋沉积物（据 White[40]）

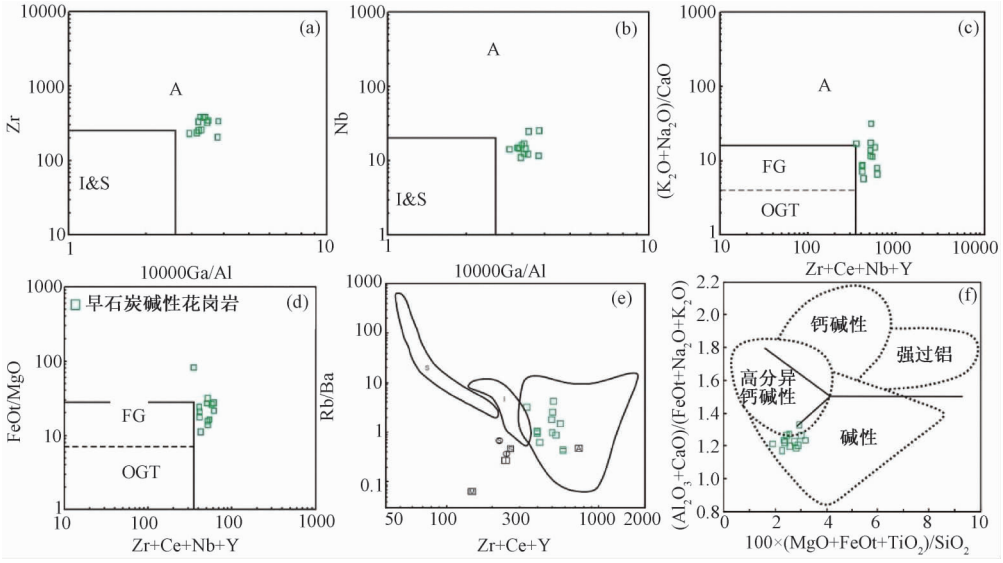
4　讨论

4.1　岩石成因

目前最常用的花岗岩成因分类方案是 MISA 分类，即 Chappel 等[42]在 1974 提出的 I 型和 S 型，加上目前经常讨论的 A 型[43]和较为少见的 M 型[30]。大多数岩石类型具有不同的矿物组成和地球化学特征，判别这些岩石的类型比较容易。然而在高分异的情况下，A 型花岗岩与 I 和 S 型花岗岩具有相同的矿物学和地球化学特征[42,44~45]，对这类岩石通常采用锆石饱和温度、继承核、与高分异相关的偏铁镁质岩石或者通过多种地球化学图解进行判别[35,42,44~47]。

早石炭世晚期碱性花岗岩中见碱性暗色矿物，主要为钠铁闪石和棕闪石，表现出明显的 A 型花岗岩矿物学特征。在地球化学特征上，岩石 A/CNK 值小于 1.1，标准矿物分子出现少量刚玉分子（<1%），P_2O_5-SiO_2 显示出较好的负相关性，明显不同于 S 型花岗岩[42,44]；微量元素上富集 Rb、K、Th 等大离子亲石元素（LILE）和 Zr、Hf 等高场强元素而亏损 Ba、Sr、Eu 等元素，表现为典型的 A 型花岗岩[34,43~44,48]。在 A 型花岗岩判别图解（见图 9a、9b）中，碱性花岗岩投点也均落在 A 型花岗岩区域，在分异类型花岗岩判别图解（见图 9c—9f）中，碱性花岗岩投点均落在 A 型花岗岩区域，并未落在高分异花岗岩区域，表明早石炭世晚期碱性花岗岩为典型的 A 型花岗岩，且并非高分异型花岗岩。

同位素研究表明，具有正 $\varepsilon Nd(t)$ 值的花岗岩主要由以下方式形成：①幔源岩浆演化[1]；②花岗岩同期底侵体部分熔融[2]；③底侵体之上的年轻地壳部分熔融[2~4]。本区碱性花岗岩 $\varepsilon Nd(t)$ 值在 +5.16 ~ +6.12 间变化，与北疆幔源基性岩浆 $\varepsilon Nd(t)$ 值（+9）相比明显偏低[1]，暗示岩浆可能来自于年轻地壳部分熔融。主要依据：①如果正 $\varepsilon Nd(t)$ 值花岗岩由幔源基性岩浆高度分异，花岗岩周围应出露同期的大量中基性岩石，但本区很少发现这类岩石，当然也不排除基性岩浆并未剥蚀出露的可能；②构造判别图（见图 10b）中，碱性花岗岩投点落在 A_2 区域，来源于大陆地壳或板下地壳，且与陆-陆碰撞或岛弧岩浆作用有关[49]；③微量元素蛛网图中 Nb 的明显负异常无法使用幔源岩浆结晶分异过程得到解释[37]；④碱性花岗岩一阶的模式年龄 T_{DM1}（0.60 ~ 0.62 Ga）接近但明显低于岩浆侵位结晶年龄；⑤碱性花岗岩 $\varepsilon Nd(t)$ 投点落在北疆地区年轻地壳演化趋势[37]内（见图 10a），表明岩浆为年轻地壳部分熔融形成；⑥研究区花岗岩 $\varepsilon Nd(t)$ 值为 +5.16 ~ 6.12，远高于澳大利



(a) — (e) 底图据 Whalen 等[35]；I、S、M 和 A 分别代表 I 型、S 型、M 型和 A 型花岗岩；OGT 代表未分异的 I、S 和 M 型花岗岩区；FG 代表分异 I 型花岗岩区；(f) 底图据 Sylvester[50]

图 9 早石炭晚期花岗岩成因类型判别图

Fig. 9 Various chemical discrimination diagram of the late Early Carboniferous granites

亚南部 A 型花岗岩 $\varepsilon Nd(t)$ 值 (+2.0 ~ -3.0)，在玄武岩与地壳两端元混合模拟计算中，可知地幔组分变化在 87% ~90%，而在玄武岩与大洋沉积物两端元混合模拟计算中，中基性岩石变化在 93% ~95%，均反映源区以地幔组分为主。上述特征表明，碱性花岗岩并非幔源岩浆高度演化，而是来源于年轻地壳的部分熔融，且该地壳经过一段时间的演化，成分以地幔组分为主。

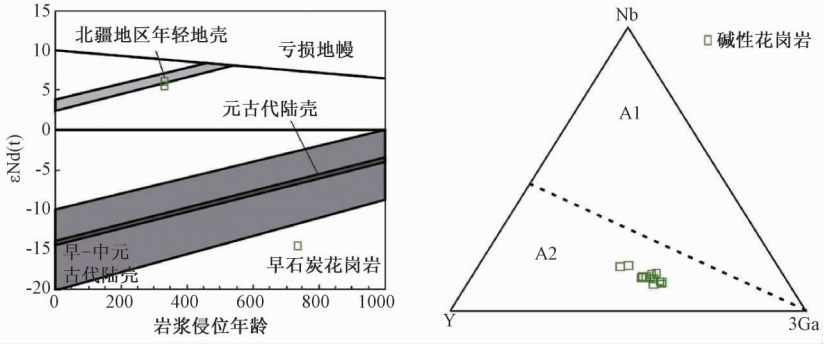


图 10 碱性花岗岩源区同位素特征（据文献 [37]）及 A 型花岗岩构造环境判别（据文献 [49]）

Fig. 10 Isotopic characteristics of alkaline granite and tectonic environment discrimination of A-type granite

玄武质源岩可以通过脱水熔融产生中酸性岩浆[51~52]，其形成的熔体几乎全部为奥长花岗质熔体或英云闪长岩熔体，$Na_2O/K_2O \geqslant 1$，但是也可在低度部分熔融 (<2% ~10%) 情况下形成花岗质熔体，Na_2O/K_2O 比值仍大于 1，可知玄武质岩浆无法直接形成 $Na_2O/K_2O < 1$ 的富钾质花岗岩。本区碱性花岗岩 Na_2O/K_2O 比值 (0.70 ~0.87) 明显小于 1，为富钾质花岗岩，表明岩浆无法直接通过玄武质源岩部分熔融形成，与玄武质源岩形成的熔体存在明显

的矛盾。因此，笔者有理由推断岩浆源区并非只有中基性玄武质源岩，还可能存在另一组分端元。结合准噶尔地区并未发现具有负 $\varepsilon Nd(t)$ 值的花岗岩，表明准噶尔地区英云闪长质结晶基底可能并不存在，即便存在也可能分布有限。因此，笔者认为研究区碱性花岗岩的源区是以中基性玄武质源岩为主，混合少量大洋沉积物。碱性花岗岩投点相对较为集中，暗示是在中基性岩与大洋沉积物的源区发生混合，大洋沉积物富 H_2O、K、Na 等易活动元素，为碱性花岗岩提供 K、Na 等物质来源，而中基性玄武质源岩可能是贫水，主要组成为斜长石和辉石等物质，含水矿物较少，为岩浆提供主要的物质来源。在伸展作用下，地下热源使得大洋沉积物析出流体交代中基性玄武质源岩，使源区熔点降低，而形成花岗岩，这一过程中，形成的酸性岩浆富集 K、LILE 等不相容元素特征，与富钾质花岗岩类似，经过一定的分离结晶作用后最终形成碱性花岗岩。

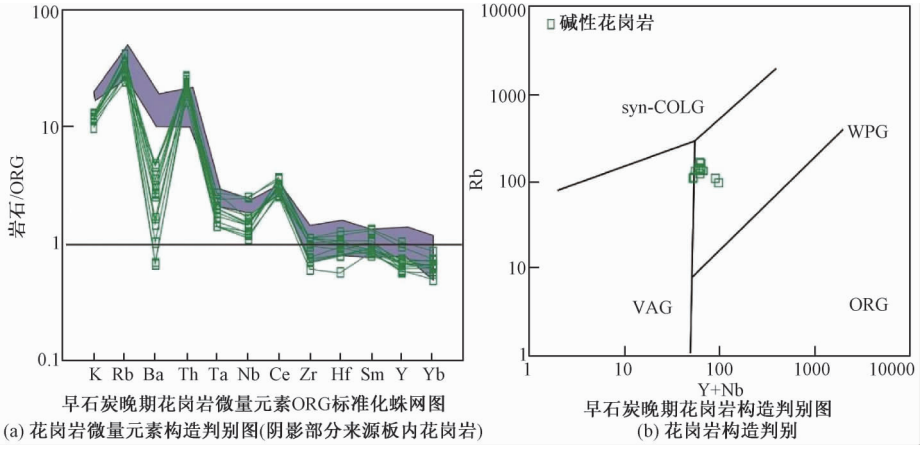
4.2　形成时代及构造意义

A 型花岗岩作为一种特殊的岩石类型，往往能够指示一定的构造意义。大量研究表明，A 型花岗岩一般形成于后碰撞或板内 2 种构造环境[49, 53]。因此，A 型花岗岩对构造背景有一定的指示意义。

区域花岗岩形成年龄统计表明，东准噶尔地区广泛发育的花岗岩形成于距今 320 ~ 270 Ma[1,54]，早石炭花岗岩极少发育[55]；哈尔里克地区（除哈尔里克西段外）花岗岩形成于距今 320 ~ 270 Ma，A 型花岗岩最早出现的时间在距今 320 Ma[56]。研究区 A 型花岗岩出现的时间在 351 ~ 330 Ma[20]，发育大量早石炭世花岗岩，与区域上 A 型花岗岩的形成时间存在明显差异，但与哈尔里克西邻的博格达裂谷（裂陷槽）发育时间一致，这种独特的时空分布可能与博格达裂陷槽（裂谷）发育有关。

早石炭晚期 A 型花岗岩与火山弧花岗岩、碰撞后花岗岩和同碰撞花岗岩[64]相差较大（见图 11a），除 Ba 较低外，其他元素标准化均与板内花岗岩（减薄的大陆岩石圈）一致，揭示研究区早石炭世具有板内构造环境特征。在 A 型花岗岩构造判别图解[49]（图 11b）中，本文早石炭世晚期碱性花岗岩落在 A_2 区域。Eby[49]指出 A_1 类型与 OIB 类似，形成于板内地幔柱或裂谷环境；A_2 来自大陆地壳或板下地壳，形成环境较为复杂，可形成于后碰撞、后造山或非造山环境，表明 A_2 类型花岗可以形成于多种环境，与板内特征并不矛盾。此外，在 Pearce[62]花岗岩构造判别图解中，早石炭世碱性花岗岩投点均落在板内花岗岩区域，进一步表明研究区早石炭世晚期处于板内环境。

区域地质研究表明，哈尔里克山西邻的博格达地区早石炭世处于伸展构造背景，多数学者认为其形成于裂谷环境[12 ~ 15, 17, 57 ~ 60]，裂谷东段于早石炭世就已开始断离[14]，裂离过程中的火山岩以玄武岩为主，含少量流纹岩，构成双峰式火山岩[15 ~ 16,58,60]，裂谷盆地强烈沉降，形成深海—半深海环境，在早石炭世晚期以后裂谷已经闭合，区域海相沉积区域明显减少，地层沉积以海退序列沉积为特征[59]。博格达山与哈尔里克山一脉相连，但博格达山主要由石炭纪的火山沉积岩系组成，侵入岩出露较少，而哈尔里克山主要以奥陶纪的中—细粒稳定陆缘碎屑组合和石炭纪的火山碎屑岩为主，并且出露大量的深成侵入岩（见图 3）。以前认为二者晚古生代构造背景不同，但是据近年来的高精度同位素资料[10,55 ~ 56]，二者具大体相同的岩浆活动历史，它们的区域背景也完全相同。因此，造成上述差别的主要原因可能是由于后期构造变动改造[5]。本文 A 型花岗岩形成时代与博格达东段裂谷伸展时间也大体一致，处于裂谷伸展晚期，进一步表明研究区早石炭世晚期的碱性花岗岩构造环境可能与博格达裂谷有关，并非前人所说的后碰撞和岛弧环境。



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

图 11 花岗岩形成环境判别图[61~62]

Fig. 11 Tectonic environment discrimination of granite

5 结论

哈尔里克早石炭世晚期碱性花岗岩主要为碱长花岗岩和碱性花岗岩，暗色矿物以黑云母为主，见钠质角闪石，属于准铝质—过铝质高钾钙碱性系列。岩石地球化学特征显示其岩浆主要来源于新生造山带下部的年轻地壳。

哈尔里克早石炭世晚期碱性花岗岩的锆石加权平均年龄为 331 ± 1.9 Ma，岩石地球化学显示其具有板内花岗岩的构造属性，与前人认为哈尔里克地区石炭纪属岛弧环境观点不同，对哈尔里克地区早石炭世构造环境属裂谷环境提出了新的证据。

参 考 文 献

[1] 韩宝福，何国琦，王式洸，等. 新疆北部后碰撞幔源岩浆活动与陆壳纵向生长 [J]. 地质论评，1998，44 (4)：396~404.
HAN Bao-fu, HE Guo-qi, WANG Shi-guang, et al. Postcollisional Mantle-Derived Magmatism and Vertical Growth of the Continental Crust in North Xin jiang [J]. Geological Review, 1998, 44 (4): 396~404.

[2] WU F, SUN D, LI H, et al. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis [J]. Chemical Geology, 2002, 187 (1/2): 143~173.

[3] WU F, JAHN B, WILDE S, et al. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China [J]. Tectonophysics, 2000, 328 (1/2): 89~113.

[4] JAHN B, WU F, CAPDEVILA R, et al. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: The Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountains in NE China [J]. Lithos, 2001, 59 (4): 171~198.

[5] 王宗秀. 博格达山链的造山活动与山体形成演化 [D]. 北京：中国地震局地质研究所，2003.
WANG Zong-xiu. Orogeny, Formation and evolution in the Bogeda Mountain Chains, Northwestern China [D] Beijing: Institute of Geology, Seismological Bureau of China, 2003.

[6] XIAO W J. 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.

[7] 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.
LI Jin-yi, HE Guo-qi, XU Xin, et al. Crustal Tectonic Framework of Northern Xinjiang and Adjacent Regions and Its Formation [J]. Acta Geologica Sinica, 2006, 80 (1): 148～168.

[8] 李锦轶，张进，杨天南，等. 北亚造山区南部及其毗邻地区地壳构造分区与构造演化 [J]. 吉林大学学报：地球科学版，2009，39 (4)：584～605.
LI Jin-yi, ZHANG Jin, YANG Tian-nan, et al. Crustal Tectonic Division and Evolution of the Southern Part of the North Asian Orogenic Region and Its Adjacent Areas [J]. Journal of Jilin University: Earth Science Edition, 2009, 39 (4): 584～605.

[9] 孙桂华. 新疆哈尔里克山古生代以来构造变形及构造演化 [D]. 北京：中国地质科学院，2007.
SUN Gui-hua. Structural Deformation and Tectonic Evolution of Harlik Mountain, in Xinjiang since the Paleozoic [D]. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences, 2007.

[10] 王京彬，徐新. 新疆北部后碰撞构造演化与成矿 [J]. 地质学报，2006，80 (1)：23～31.
WANG Jing-bin, XU Xin, et al. Post-collisional Tectonic Evolution and Metallogenesis in Northern Xinjiang, China [J]. Acta Geologica Sinica, 2006, 80 (1): 23～31.

[11] 夏林圻，夏祖春，徐学义，等. 天山古生代洋陆转化特点的几点思考 [J]. 西北地质，2002，35 (4)：9～20.
XIA Lin-qi, XIA Zu-chun, XU Xue-yi, et al. Some thoughts on the characteristics of Paleozoic ocean-continent transition from Tian shan mountoins [J]. Northwestern Geology, 2002, 35 (4): 9～20.

[12] 夏林圻，夏祖春，徐学义，等. 天山及邻区石炭纪—早二叠世裂谷火山岩岩石成因 [J]. 西北地质，2008，41 (4)：1～68.
XIA Lin-qi, XIA Zu-chun, XU Xue-yi, et al. Petrogenesis of Caboniferous-Early Permian Rift-Related Volcanic Rocks in the Tianshan and its Neighboring Areas, Northwestern China [J]. Northwestern Geology, 2008, 41 (4): 1～68.

[13] 夏林圻，李向民，夏祖春，等. 天山石炭—二叠纪大火成岩省裂谷火山作用与地幔柱 [J]. 西北地质，2006，39 (1)：1～49.
XIA Lin-qi, LI Xiang-min, XIA Zu-chun, XU Xue-yi, et al. Carboniferous-Permian Rift-Related Volcanism and Mantle Plume in the Tian shan, Northwestern China [J]. Northwestern Geology, 2006, 39 (1): 1～49.

[14] 顾连兴，胡受奚，于春水，等. 论博格达俯冲撕裂型裂谷的形成与演化 [J]. 岩石学报，2001，17 (4)：585～597.
GU Lian-xing, HU Shou-xi, YU Chun-shui, et al. Initiation and evolution of the Bogda subduction-torn-type rift [J]. Acta Petrologica Sinica, 2001, 17 (4): 585～597.

[15] 王银喜，顾连兴，张遵忠，等. 博格达裂谷双峰式火山岩地质年代学与 Nd-Sr-Pb 同位素地球化学特征 [J]. 岩石学报，2006，22 (5)：1215～1224.
WANG Yin-xi, GU Lian-xing, ZHANG Zun-zhong, et al. Geochronology and Nd-Sr-Pb isotope of the bimodal volcanic rocks of the Bogda rift [J]. Acta Petrologica Sinica, 2006, 22 (5): 1215～1224.

[16] 顾连兴，胡受奚，于春水，等. 东天山博格达造山带石炭纪火山岩及其形成地质环境 [J]. 岩石学报，2000，16 (3)：305～316.
GU Lian-xing, HU Shou-xi, YU Chun-shui, et al. Carbonif erous volcanites in the Bogda orogenic belt of eastern Tianshan: their tectonic implications [J]. Acta Petrologica Sinica, 2000, 16 (3): 305～316.

[17] 李锦轶，王克卓，孙桂华，等. 东天山吐哈盆地南缘古生代活动陆缘残片：中亚地区古亚洲洋板块俯冲的地质记录 [J]. 岩石学报，2006，22 (5)：1087～1102.
LI Jin-yi, WANG Ke-zhuo, SUN Gui-hua, et al. Paleozoie active margin slices in the southern Turfan-Hami basin: geologlcal records of subduction of the Paleo-Asian Ocean Plate in central Asian regions [J]. Acta Petrologica Sinica, 2006, 22 (5): 1087～1102.

[18] XIAO W, HAN C, YUAN C, et al. Middle Cambrian to Permian subduction-related accretionary orogenesis of Northern Xinjiang, NW China: Implications for the tectonic evolution of central Asia [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2008, 32 (2/4): 102～117.

[19] JAHN B M. The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic [J]. Geological Society, London, Special Publications, 2004, 226 (1): 73～100.

[20] 新疆省地质矿产局. 中华人民共和国区域地质调查报告——口门子（K46E005015）幅（1：5万）. 2016.

[21] Creaser R A, 杨庚. A 型花岗岩回顾——对残留源区模式的评价 [J]. 地质科学译丛, 1992, (1): 21 ~ 26.

[22] LIU Y, HU Z, ZONG K, et al. Reappraisement and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS [J]. Chinese Science Bulletin, 2010, 55 (15): 1535 ~ 1546.

[23] LIU Y, HU Z, GAO S, et al. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard [J]. Chemical Geology, 2008, 257 (1/2): 34 ~ 43.

[24] LUDWIG K R. Mathematical-Statistical Treatment of Data and Errors for 230Th/U Geochronology [J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2003, 52 (1): 631 ~ 656.

[25] ANDERSEN T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb [J]. Chemical Geology, 2002, 192 (1/2): 59 ~ 79.

[26] GAO S, RUDNICK R L, YUAN H, et al. Recycling lower continental crust in the North China craton [J]. Nature, 2004, 432 (7019): 892 ~ 897.

[27] HOSKIN P W O, BLACK L P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon [J]. Journal of Metamorphic Geology, 2000, 18 (4): 423 ~ 439.

[28] HOSKIN P W O. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis [J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2003, 53 (1): 27 ~ 62.

[29] 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.
WU Yuan-bao, ZHENG Yong-fei, et al. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age [J]. Science Bulletin, 2004, 49 (15): 1589 ~ 1604.

[30] 路凤香, 桑隆康. 岩石学 [M]. 北京: 地质出版社, 2007.
LU Feng-xiang, SANG Long-kang. Petrology [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2007.

[31] FROST C D, FROST B R. On ferroan (A-type) granitoids: Their compositional variability and modes of origin [J]. Journal of Petrology, 2010, 52 (1): 39 ~ 53.

[32] SHAND S J. Eruptive rocks [M]. Murby London, 1927.

[33] De la ROCHE H, LETERRIER J, GRANDCLAUDE P, et al. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses: Its relationships with current nomenclature [J]. Chemical Geology, 1980, 29 (1/4): 183 ~ 210.

[34] 苏玉平, 唐红峰. A 型花岗岩的微量元素地球化学 [J]. 矿物岩石地球化学通报, 2005, 24 (3): 245 ~ 251.
SU Yu-ping, TANG Hong-feng, et al. Trace Element Geochemistry of A-Type Granites [J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 2005, 24 (3): 245 ~ 251.

[35] WHALEN J B. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis [J]. Contrib Mineral Petrol, 1987, 95 (4): 407 ~ 419.

[36] WU F, SUN D, GE W, et al. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2011, 41 (1): 1 ~ 30.

[37] HAN B, WANG S, JAHN B, et al. Depleted-mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China: geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth [J]. Chemical Geology, 1997, 138 (3/4): 135 ~ 159.

[38] 李献华. Sm-Nd 模式年龄和等时线年龄的适用性与局限性 [J]. 地质科学, 1996, 31 (1): 97 ~ 104.
LI Xian-hua. Li X H, A discussion on the model and isochron ages of Sm-Nd isotopic systematics: Suitability and limitation [J]. Scientia Geologica Sinica, 1996, 31 (1): 97 ~ 104.

[39] SUN S S, MCDONOUGH W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [J]. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42 (1): 313 ~ 345.

[40] JAHN B, WU F, HONG D. Important crustal growth in the Phanerozoic: Isotopic evidence of granitoids from east-central Asia [J]. Journal of Earth System Science, 2000, 109 (1): 5 ~ 20.

[41] WHITE W M, DUPRÉ B, VIDAL P. Isotope and trace element geochemistry of sediments from the Barbados Ridge-Demerara Plain region, Atlantic Ocean [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1985, 49 (9): 1875 ~ 1886.

[42] WHITE B W C A. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt [J]. GSA Special Papers, 1992, 272: 1 ~ 26.

[43] LOISELLE M C W D R. Characteristics and origin of anorogenic granites [J]. California: San Diego, 1979: 468.

[44] 吴福元，李献华，杨进辉，等. 花岗岩成因研究的若干问题 [J]. 岩石学报，2007，23（6）：1217 ~ 1238.
WU Fu-yuan, LI Xian-hua, YANG Jin-hui, et al. Discussions on the petrogenesis of granites [J]. Acta Petrologica Sinica, 2007, 23 (6): 1217 ~ 1238.

[45] CHAPPELL B W. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites [J]. Lithos, 1999, 46 (3): 535 ~ 551.

[46] 李小伟，莫宣学，赵志丹，等. 关于 A 型花岗岩判别过程中若干问题的讨论 [J]. 地质通报，2010，(Z1)：278 ~ 285.
LI Xiao-wei, MO Xuan-xue, ZHAO Zhi-dan, et al. A discussion on how to discriminate A-type granite [J]. Geological Bulletin of China, 2010, (Z1): 278 ~ 285.

[47] KING P L. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia [J]. Journal of Petrology, 1997, 38 (3): 371 ~ 391.

[48] 顾连兴. A 型花岗岩的特征、成因及成矿 [J]. 地质科技情报，1990，(1)：25 ~ 31.
GU Lian-xing. Geological features, petrogenesis and metallogeny of A-type granites [J]. Geological Science and Technology Information, 1990, (1): 25 ~ 31.

[49] EBY N G. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications [J]. Geology, 1992, 7 (20): 641 ~ 644.

[50] SYLVESTER P J. Post-Collisional Alkaline Granites [J]. The Journal of Geology, 1989, 97 (3): 261 ~ 280.

[51] 刘红涛，孙世华，刘建明，等. 华北克拉通北缘中生代高锶花岗岩类：地球化学与源区性质 [J]. 岩石学报，2002，18（3）：257 ~ 274.
LIU Hong-tao, SUN Shi-hua, LIU Jian-ming, et al. The Mesozoic high-Sr granitoids in the northern marginal region of North China Craton geochemistry and source region [J]. Acta Petrologica Sinica, 2002, 18 (3): 257 ~ 274.

[52] 贾小辉，王强，唐功建. A 型花岗岩的研究进展及意义 [J]. 大地构造与成矿学，2009，33（3）：465 ~ 480.
JIA Xiao-hui, WANG Qian, TANG Gong-jian, et al. A-type granites: Research progress and implications [J]. Geotectonica et Metallogenia, 2009, 33 (3): 465 ~ 480.

[53] BONIN B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects [J]. Lithos, 2007, 97 (1/2): 1 ~ 29.

[54] 童英，王涛，洪大卫，等. 北疆及邻区石炭-二叠纪花岗岩时空分布特征及其构造意义 [J]. 岩石矿物学杂志，2010，29（6）：619 ~ 641.
TONG Ying, WANG Tao, HONG Da-wei, et al. Spatial and temporal distribution of the Carboniferous-Permian granitoidsin northern Xinjiang and its adjacent areas, and its tectonic significance [J]. Acta Petrologica Et Mineralogica, 2010, 29 (6): 619 ~ 641.

[55] 田健. 东准噶尔卡拉麦里地区早石炭世侵入岩的岩石学特征及其地质意义 [D]. 武汉：中国地质大学，2014.
TIAN Jian. The petrologic characteristics and tectonic implications for Early Carboniferous intrusions from the area of Karamaili in eastern Junggar [D]. Wuhan: China University of Geosciences, 2014.

[56] 黄伟. 东天山哈密地区石炭—二叠纪碱性花岗岩年代学、地球化学及成因 [D]. 北京：中国地质大学，2014.
HUANG Wei. Geochoronology, Geochemistry and Origin of Carboniferous-Permian Alkali Granites inEastern Tianshan Hami, NW China [D]. Beijing: China University of Geosciences, 2014.

[57] 郑建平，王方正，成中梅，等. 拼合的准噶尔盆地基底：基底火山岩 Sr-Nd 同位素证据 [J]. 地球科学. 2000 (02): 179 ~ 185.
ZHENG Jian-ping, WANG Fang-zheng, CHENG Zhong-mei, et al. Nature and evolution of amalgamated basement of Junggar Basin, northwestern China: Sr-Nd isotope evidences of basement igneous rock [J]. Earth Science. 2000 (02): 179 ~ 185.

[58] 田黎萍，王金荣，汤中立，等. 新疆博格达山东段早石炭世火山岩地球化学特征及其构造意义 [J]. 兰州大学学报：自然科学版，2010，46（4）：30 ~ 36.
TIAN Li-ping, WANG Jin-rong, TANG Zhong-li, et al. Geochemical characteristic and tectonic significance of the early

carboniferous volcanic rocks in eastern Bogda mountains of Xinjiang region [J]. Journal of Lanzhou University: Natural Science, 2010, 46 (4): 30 ~ 36.

[59] 易鹏飞. 东天山博格达—巴里坤塔格石炭纪—早二叠世陆内裂谷演化特征 [D]. 西安: 长安大学, 2013.
YI Peng-fei. Evolution characteristics of Bogda-Balkun intracontinental rift in Carboniferous- Early Permian [D]. Xi'an: Chang'an University, 2013.

[60] 王银喜, 顾连兴, 张遵忠, 等. 东天山晚石炭世大石头群流纹岩 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学研究 [J]. 岩石学报, 2007, 23 (7): 1749 ~ 1755.
WANG Yin-xi, GU Lian-xing, ZHANG Zun-zhi, et al. Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of Rhyolite of the Late Carboniferous Dashitou group in eastern Tianshan [J]. Acta Petrologica Sinica, 2007, 23 (7): 1749 ~ 1755.

[61] 张旗, 潘国强, 李承东, 等. 花岗岩构造环境问题: 关于花岗岩研究的思考之三 [J]. 岩石学报, 2007, 23 (11): 2683 ~ 2698.
ZHANG Qi, PAN Guoqiang, Li Chengdong, et al. Are discrimination diagrams always indicative of correct tectonic settings of granites? Some crucial questions on granite study (3) [J]. Acta Petrologica Sinica, 2007, 23 (11): 2683 ~ 2698.

[62] PEARCE J A, LIPPARD S J, ROBERTS S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites [J]. Geological Society, London, Special Publications. 1984, 16 (1): 77 ~ 94.

PETROGENESIS AND TECTONIC SIGNIFICANCE OF EARLY CARBONIFEROUS A-TYPE GRAINTE IN HARLIK, XINJIANG

WANG Liang-yu[1,2], LIAO Qun-an[1], XIAO Dian[1,3], LUO Ting[1],
ZHAO Hao[1], LIU Hong-fei[1], WANG Guo-can[1]

(1. *School of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan* 430074, *China*;
2. *No.* 243 *Geological Party of Nuclear Industry, CNNC, Chifeng* 024006, *Inner Mongolia, China*;
3. *Sichuan Geological Survey, Chengdu* 610081, *China*)

Abstract: The alkali-feldspar granite is located at the area of Nanshankou, western part of the Harlik Mountain. Its LA-ICP-MS zircon U-Pb age is 331.3 ± 1.9 Ma. Therefore, the granite is formed in the late stage of Early Carboniferous. The dark minerals in the rock are mainly biotite, with litte Na amphibolite. This type of granite is riched in alkali elements, poor in calsium, magnesium, and has low content of aluminum and iron oxide. The rock is riched in large ion lithosphile elements, such as Rb, Th and K. It has abundant HFSE elements and depleted in Ba, Sr and Eu. The 10000 Ga/Al value is varied from 2.93 ~ 3.80. It indicates that the rock is A-type granite, formed in intraplate tectonic settings, instead of the previous island arc environment. Its εNd (t) values range from 5.66 to 6.12, the Nd model ages are 600 ~ 620 Ma. It tells that the magma may originate from the young crust. Based on the results of the 1∶50000 regional geological survey, the Bogada rift was extended during Early Carboniferous, and closed at the late stage of Early Carboniferous. The Late Early Carboniferous alkali-feldspar granites should formed in the rift environment, instead of coming from the previous post-collisional or arc tectonic setting.

Key words: A-type granites; late Early Carboniferous; rift; Harlik