doi:10.12097/j.issn.1671-2552.2023.11.009

阿尔金且末—若羌地区新元古代花岗质岩石成因 及其对 Rodinia 超大陆汇聚时限的约束

靳胜凯^{1,2},谢志远^{1*},李明军¹,刘博¹,冯永财³ JIN Shengkai^{1,2}, XIE Zhiyuan^{1*}, LI Mingjun¹, LIU Bo¹, FENG Yongcai³

1.中国地质调查局廊坊自然资源综合调查中心,河北廊坊 065000;

2.中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室,北京 100083;

3.中国地质调查局烟台海岸带地质调查中心,山东烟台 264010

1. Langfang Comprehensive Natural Resources Survey Center, China Geological Survey, Langfang 065000, Hebei, China;

2. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;

3. Yantai Institute of Coastal Zone Geological Survey, China Geological Survey, Yantai 264010, Shandong, China

摘要:阿尔金造山带广泛发育新元古代花岗质岩浆岩,形成年龄为800~1000 Ma,可能是 Rodinia 超大陆汇聚阶段的产物,因此新元古代花岗质岩浆的研究对探讨阿尔金造山带的演化过程具有重要意义。选取南阿尔金地块且末—若羌地区的花岗质 岩石为研究对象,开展了详细的岩石学、岩石地球化学及地质年代学研究。结果表明:①且末—若羌地区3类花岗质岩石的轻稀土元素相对于重稀土元素富集,显示右倾配分模式,具明显的负 Eu 异常(8Eu=0.14~0.6),富集 Th、U、K 等大离子亲石元素,亏损 Ba、Ti、Nb、Ta、Sr 等高场强元素;②锆石 U-Pb 年龄为 899~915 Ma。综合区域地质演化历史表明,且末—若羌地区 3 类花岗质岩石形成于同碰撞构造环境,是 Rodinia 超大陆汇聚阶段板块之间俯冲、碰撞的产物。

关键词:阿尔金造山带;花岗质岩石;U-Pb年龄;Rodinia超大陆;地质调查工程

中图分类号:P534.3;P588.12⁺1 **文献标志码:**A **文章编号:**1671-2552(2023)11-1909-15

Jin S K, Xie Z Y, Li M J, Liu B, Feng Y C. Petrogenesis for Neoproterozoic granitic rocks in Altyn Qiemo-Ruoqiang area, and implications for determining the timing of Rodinia supercontinent's convergence. *Geological Bulletin of China*, 2023, 42 (11): 1909–1923

Abstract: The Neoproterozoic granitic magma activity was widespread in the Altyn orogenic belt, with formation ages around 800~ 1000 Ma. These magmatic events are thought to be associated with the convergence of the Rodinia supercontinent. Therefore, the study of Neoproterozoic granitic magma is of great significance for gaining insights into the evolution processes of the Altyn orogenic belt. In this study, we present precise results from petrological, geochronological and geochemical investigations of the granitic rocks from the Qiemo–Ruoqiang area in the southern Altyn block. Our findings indicate that: ①In comparison to the enrichment of light rare earth elements (LREE), heavy rare earth elements (HREE) exhibit a pronounced right –leaning characteristic, accompanied by a distinct negative Eu anomaly ($\delta Eu = 0.14 \sim 0.6$). These rocks are enriched in large ion lithophile elements like Th, U, and K, while simultaneously showing depletion in high field strength elements such as Ba, Ti, Nb, Ta, and Sr. ②Zircon U–Pb ages fall within the range of approximately 899 Ma to 915 Ma.Comprehensive studies have shown that the three categories of granitic rocks in the Qimo–

收稿日期:2021-07-13;修订日期:2022-04-06

资助项目:中国地质调查局项目《阿尔金山西南且末—若羌一带1:5万(J45E012013)、且末玉石矿(J45E012014)、(J45E013013)、肃拉穆 塔格(J45E013014)幅区域地质矿产调查》(编号:DD2016007906)、《内蒙古化德─河北康保县德包图等4幅1:5万区域地质调 查项目》(编号:DD20208003)、《内蒙古化德─商都地区区域地质调查》(编号:DD20230251)

作者简介: 新胜凯(1991-), 男, 博士, 工程师, 从事基础地质学研究。 E-mail: jinsk01@qq.com

^{*}通信作者:谢志远(1986-),男,硕士,高级工程师,从事基础地质学研究。E-mail:939815288@qq.com

Ruoqiang region were formed in a syn-collision tectonic environment, which were the products of subduction and collision between plates during the convergence stage of the Rodinia supercontinent.

Key words: Altyn orogenic belt; granitic rocks; U-Pb geochronology; Rodinia supercontinent; geological survey engineering

造山带是当前国际地学界广泛关注的前沿领 域之一,其形成一般要经历长期而复杂的演化过 程。在全球大陆范围内,广泛分布的造山带不仅记 录了板块汇聚和碰撞造山的历史,而且记录了板块 裂解、洋盆扩张的过程(杨经绥等,2010;刘良等, 2015)。中央造山带是横跨中国的东西向巨型造山 带,其形成经历了新元古代以来的长期活动和演化 历史(图1)。阿尔金造山带属于中央造山带的一部 分,位于青藏高原北部,塔里木克拉通东南缘,属于 塔里木板块、柴达木板块、祁连-昆仑造山带等构造 单元的拼合部位(吴才来等,2016),在新元古代— 早古生代发生了多次板块汇聚事件(王永和等, 2004;刘永顺等,2009),是由不同时期和不同构造 环境的地质体组成的复合造山带(许志琴等,1999; 吴才来等,2014;2016)。对阿尔金造山带性质的研 究对于了解中国西北部大地构造形成演化历史具 有重要意义。

阿尔金造山带保存了大量前寒武纪重大地质 历史记录,最显著的是与 Rodinia 超大陆聚合与裂 解有关的构造热事件(杨经绥等,2010:陈红杰等, 2018;曾忠诚等,2020)。前人的地质年代学研究显 示,阿尔金造山带新元古代的岩浆活动可能是 Rodinia 超大陆汇聚阶段的产物(覃小峰等,2008; 校培喜等,2014;李琦等,2015;王立社等,2015)。然 而,新元古代构造热事件的特征、分布及其与 Rodinia 超大陆的关系还没有得到很好地约束(Yu et al., 2013; 陈红杰等, 2018)。 阿尔金造山带的南阿 尔金地块广泛发育新元古代花岗质岩石,为研究阿 尔金造山带新元古代构造热事件提供了很好的机 会。因此,本文选取南阿尔金地块且末---若羌地区 花岗质岩石为研究对象,通过开展详细的岩相学、 矿物学及岩石地球化学、地质年代学研究,为揭示 阿尔金造山带的形成演化过程及 Rodinia 超大陆的 汇聚时限提供重要约束。

1 地质背景

阿尔金地块位于中国西北部,总体呈北东向展 布,绵延约1000 km,地处塔里木板块、柴达木板块 和阿拉善板块之间,是塔里木克拉通变质结晶基底 的主要出露区域之一(图 1-a;吴才来等,2016;陈红 杰等,2018)。阿尔金造山带按构造性质,由北往南 可依次划分为5个次级构造单元,即阿北变质地体、 北阿尔金蛇绿混杂岩带、中阿尔金地块、南阿尔金 超高压变质带、南阿尔金蛇绿混杂岩带(图 1-b;许 志琴等,1999;吴才来等,2014;2016)。

南阿尔金地块出露的地层主要有中新元古界 阿尔金群、新元古界塔昔达坂群、新元古界索尔库 里群。阿尔金地块的岩浆活动主要集中在新元古 代和早古生代,新元古代岩浆岩主要包括玄武岩、 基性岩墙群、双峰式火山岩和各类花岗岩,是 Rodinia 超大陆聚合和裂解的产物(刘良等,2015; 曾忠诚等,2019)。

研究区位于阿尔金山西南缘,塔里木盆地与柴 达木盆地板块交汇位置(图1-c)。区内发育大量新 元古代花岗质岩石,侵入阿尔金岩群,呈北东向展 布,贯穿整个研究区,与北东部帕夏拉依档盖里克 片麻岩时空分布、岩性组合一致。岩体局部受断裂 控制及改造,与围岩呈断层接触,呈岩株、岩滴状出 露,总体面积约141 km²,为一套以片麻状中粒石英 二长岩、变质碱长花岗岩、变质似斑状花岗闪长岩 等岩石类型为主的变质深成岩组合。

2 岩相学特征

且末一若羌地区的新元古代岩浆岩主要由中 粒石英二长岩(MŋoQb)、中细粒似斑状花岗闪长岩 (MyðQb)、碱长花岗岩(MξγQb)组成,其中中粒石 英二长岩是岩体的主体部分(图版 I)。中细粒似 斑状花岗闪长岩在岩体北东部出露,呈北东向展 布,碱长花岗岩分布在岩体西部,呈岩滴状侵入石英 二长岩中。受区域变质作用影响,岩石普遍发育较强 的变质作用,在岩石名称中以变质花岗岩表示(图 1c)。花岗闪长岩 D01 样品位置为东经 87°27'25″、北 纬 38°07'57″,中粒石英二长岩样品 D04 位置为东经 87°14'17″、北纬 37°58'34″,其余样品位置见图 1-c。

(1)中粒石英二长岩(Mη₀Qb)

位于研究区中部,主要出露为3个大的岩体,呈



图 1 阿尔金造山带及研究区地质图(据杨经绥等,2010;吴才来等,2016 修改) Fig. 1 Sketch geological map of Altyn Tagh orogenic belt and study area

纺锤状,北东向展布,贯穿整个调查区,出露面积约 85 km²,侵入阿尔金岩群中。岩石呈灰色,花岗结 构-粒状变晶结构,块状构造到眼球状-片麻状构 造,局部变质作用较强(图版 I-a)。主要矿物成分 为钾长石、斜长石、石英、黑云母、白云母、绢云母 (图版 I-d、f)。钾长石:宽板状,具条纹结构或格 子双晶,粒径一般 2~4 mm,含量 30%~40%。斜 长石,宽板状,具聚片双晶,粒径一般 2~3.5 mm, 具弱绢云母化、绿帘石化,含量 30%~40%。石 英:他形粒状,定向分布,粒径一般 2.5~3 mm,含量



a.石英二长岩;b.具眼球状构造的花岗闪长岩;c.碱长花岗岩;d~f.石英二长岩显微镜照片,可见钾长石聚片双晶(单偏光);g.花岗闪长岩中含角闪石晶体,呈似斑状结构(正交偏光);h、i.碱长花岗岩中发育聚片双晶的钾长石(单偏光)。Bi—黑云母;Q—石英;Hb—角闪石;PI—斜长石;Kf—钾长石;Cc—方解石

15%。黑云母:片状,一组极完全解理,单偏光下 具浅棕色-深棕褐色多色性,多被绿泥石交代。白 云母:片状,具弱定向排列,闪突起,单偏光下无 色,含量少于5%。绢云母:鳞片状,交代斜长石, 含量小于5%。

(2)中细粒似斑状花岗闪长岩(MyδQb)

位于研究区北东部,出露面积约 21 km²,呈岩 株状侵入阿尔金岩群中,局部可见基性岩脉穿插, 岩石较破碎,呈碎块状(图版 I -b)。岩石呈灰色— 灰白色,似斑状结构,块状构造-片麻状构造,局部 变质作用较强,片麻岩化。主要矿物成分为钾长 石、斜长石、石英、黑云母。似斑晶主要为钾长石, 粒径范围在1 mm×3 mm~3 mm×10 mm,含量约为 15%;基质成分钾长石:呈半自形,短柱状—宽板状, 粒径一般1 mm×3 mm,含量约为 15%。斜长石:宽 板状,呈定向分布,具聚片双晶,粒径一般1 mm×2.5 mm~2 mm×6 mm,含量 30%。石英:他形粒状,部 分被拉长,呈拔丝构造,粒径一般 1~3 mm,含量 20%。角闪石:半自形长柱状,粒径1 mm×5 mm 左 右,含量15%左右。黑云母:片状或鳞片状,含量少于5%(图版I-e、g)。

(3)碱长花岗岩(MξγQb)

位于研究区西部,出露面积较小,侵入阿尔金 岩群中。岩石主要呈肉红色,花岗结构-粒状变晶 结构,局部碎裂结构,块状构造(图版 I -c)。主要 矿物成分为钾长石、斜长石、石英。钾长石:自形— 半自形长柱状,粒径一般 1~3 mm,部分晶体内含石 英包裹体,裂纹发育,含量约为 65%。斜长石:粒径 一般 2~3 mm,具聚片双晶,裂纹发育,双晶纹发生 弯曲或被错断,具弱绢云母化、绿帘石化,含量约为 10%。石英:他形粒状,粒径一般 0.5~3 mm,含量约 为 25%(图版 I -h,i)。

3 样品及分析方法

3.1 **全岩化学分析**

经过详细的岩相学观察,挑选新鲜的样品进行 全岩主量微量和稀土元素测试。全岩主量、微量和 稀土元素测试在河北省区域地质矿产调查研究所 实验室完成。主量元素采用 PW4400 型 X 射线荧 光光谱仪(XRF),分析误差小于 1%,FeO 的含量分 析使用常规湿化法完成。微量和稀土元素使用 PE300D 等离子质谱仪(ICP-MS)完成测试,使用国 际标样 GSR-2和 GSR-3 监测实验室精度。

3.2 锆石 U-Pb 测年

锆石挑选、制靶及阴极发光(CL)照相在北京锆 年领航科技有限公司完成,激光剥蚀电感耦合等离 子体质谱仪(LA-ICP-MS)锆石原位微区 U-Pb 分 析,在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国 家重点实验室完成。锆石 U-Pb 定年的激光剥蚀系 统为 GeoLas 2005 准分子激光发生器,ICP-MS 仪器 型号为美国 Agilent 公司的 Agilent 7500。激光剥蚀 的斑束直径为 32 μm。实验过程氦为载气,采用 ICPMSDataCal 软件对同位素比值及 U-Pb 年龄进 行计算(Liu et al.,2010)。年龄计算及谐和图制作 采用 Isoplot 程序。

4 分析结果

对且末—若羌花岗质岩体 10 个样品进行了主量和微量元素分析,包括 3 件石英二长岩、2 件花岗闪长岩、5 件碱长花岗岩样品,详细分析结果见表 1。 4.1 全岩地球化学特征

4.1.1 中粒石英二长岩(MmyQb)

在 TAS 图解(图 2-a)中,样品点均分布在石英 二长岩区,与岩相学观察结果一致。根据A/CNK-A/NK 图解(图 2-c),岩石样品铝饱和指数 A/CNK 值为0.99~1.03, A/NK>1(1.18~1.24),显示准铝 质一过铝质特征。里特曼指数 σ 为 3.94~4.32,显 示碱性系列岩石特征(图 3);岩石具有富钾特征,在 SiO₂-K₂O图解(图 2-b)中,落在钾玄岩系列,不同 于花岗闪长岩及碱长花岗岩。

4.1.2 中细粒似斑状花岗闪长岩(MyδQb)

在 TAS 图解(图 2-a)中,样品均分布在花岗闪 长岩区。花岗闪长岩全碱(Na₂O+K₂O)含量为 $6.89\% \sim 7.11\%$, MgO 含量为 $0.87\% \sim 1.00\%$, CaO 含量为 $1.51\% \sim 1.81\%$,根据 A/CNK -A/NK 图解 (图 2-c),岩石样品铝饱和指数 A/CNK 值为 $1.29\sim$ 1.37, A/NK 值>1($1.75 \sim 1.80$),显示过铝质特征。 里特曼指数 σ 为 $1.91 \sim 2.00$,显示钙碱系列岩石特 征,在 SiO₂-K₂O 图解(图 2-b)中,岩石均具高钾钙 碱性系列特征。

4.1.3 碱长花岗岩(MξγQb)

在 TAS 图解(图 2-a)中,样品均分布在花岗岩区。碱长花岗岩 SiO₂含量较高,为 71.02%~76.84%,Al₂O₃含量与花岗闪长岩及石英二长岩相比明显偏低。岩石样品铝饱和指数 A/CNK 值为 1.05~1.15,A/NK>1(1.24~1.47),同样显示过铝质特征(图 2-c)。K₂O 含量相对石英二长岩偏低,在 SiO₂-K₂O 图解(图 2-b)中,岩石均具高钾钙碱性系列特征。

3 种岩石总的稀土元素含量变化范围较大 (ΣREE=127×10⁻⁶~718×10⁻⁶),轻、重稀土元素分 馏明显,(La/Yb)_N=3.15~17.43,其中轻稀土元素



图 2 且末—若羌地区三类花岗质岩体 TAS(a,底图据 Middlemost,1994)、SiO₂-K₂O(b,底图据 Peccerillo et al.,1976)和 A/CNK-A/NK(c,底图据 Maniar et al.,1989)图解

(图中灰色圆圈为区域同时代S型花岗岩,数据据王立社等,2015;陈红杰等,2018;曾忠诚等,2020)

Fig. 2 TAS(a), SiO₂ versus K₂O(b) and A/CNK versus A/NK (c) diagrams of the studied granitic intrusions

in Qiemo-Ruoqiang area

•		• •				U			-	
一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一一	D01	D02	D03	D04	D05	D06	D07	D08	D09	D10
儿系	花岗闪长岩		石英二长岩				1			
SiO ₂	67.52	68.01	65.47	67.2	68.18	73.93	71.02	72.03	75.08	76.84
TiO_2	0.59	0.48	0.69	0.64	0.58	0.2	0.35	0.37	0.13	0.16
Al_2O_3	15.8	16.16	15.44	15.59	15.29	12.92	13.93	13.8	13.07	11.95
Fe_2O_3	1.81	0.96	1.13	1.87	2.09	1.65	0.55	0.69	0.46	0.7
FeO	2.79	2.7	3.48	1.03	0.66	1.35	2.85	2.27	1.05	1.18
MnO	0.068	0.053	0.089	0.062	0.045	0.04	0.059	0.05	0.037	0.025
MgO	1	0.87	1.02	0.61	0.51	0.29	0.57	0.62	0.18	0.24
CaO	1.51	1.81	1.68	1.6	1.02	0.83	1.99	1.87	1.05	0.91
Na ₂ O	2.32	2.75	3.85	3.91	3.69	2.46	2.94	2.67	3.16	2.64
K_2O	4.57	4.36	5.62	6.36	6.37	5.26	4.45	4.6	4.86	4.43
P_2O_5	0.14	0.14	0.18	0.14	0.139	0.13	0.094	0.1	0.047	0.15
烧失量	1.75	1.57	1.21	0.74	1.23	0.89	1.06	0.81	0.73	0.73
总计	99.87	99.86	99.84	99.74	99.8	99.96	99.86	99.88	99.86	99.95
La	46.9	43.2	146	34.4	23.3	22.4	95.9	49.5	42.8	23.7
Ce	95	84.1	294	51.8	31.3	51.4	217	96.4	82.2	50.4
Pr	11	10.1	28.6	8.2	4.55	6.41	22.4	11.5	10.3	5.83
Nd	42.6	38.5	102	28	22.6	22.7	86	44.5	36.9	21.9
Sm	8.13	7.7	22	4.89	4.2	5.86	19.8	8.72	7.25	5.65
Eu	1.41	1.45	2.26	0.68	0.61	0.26	2.96	1.21	0.82	0.45
Gd	7.2	6.75	19	4.31	3.58	5.2	16.7	7.74	6.4	5.59
Tb	1.15	1.03	2.93	0.73	0.64	1.25	2.93	1.3	1.22	1.28
Dy	6.31	5.51	15.2	4.61	4.1	8.8	16.8	8.41	7.79	8.67
Но	1.12	0.97	2.5	0.97	0.83	1.68	3.02	1.7	1.49	1.67
Er	3.28	2.77	6.82	3.06	2.63	4.91	8.29	5.12	4.32	4.76
Tm	0.57	0.49	0.99	0.55	0.49	0.81	1.24	0.95	0.71	0.86
Yb	3.52	2.88	6.01	4.11	3.72	5.1	7.22	5.5	4.4	4.54
Lu	0.52	0.41	0.93	0.59	0.55	0.77	1.06	0.82	0.7	0.62
Y	29.7	26.5	69.6	28.5	24	49	81.1	46.9	41.8	49.3
Sr	104	128	116	113	72.6	33.9	112	117	174	39.6
Rb	222	200	210	354	382	432	152	196	202	387
Zr	199	179	208	297	298	105	556	153	149	118
Nb	15.1	13.2	13.3	47.9	41.2	20.6	23.5	11	7.92	11.4
Ba	766	784	858	507	490	172	605	684	880	214
Hf	6.42	5.34	6.88	8.24	8.61	4.21	14.11	4.8	5.43	4.3
Та	1.32	1.13	1.24	3.32	2.76	1.65	2.12	0.77	1.14	0.94
Th	22.1	18.7	23.2	71.7	56.7	23.5	20.3	25.3	22	21.3
U	2.92	3.6	4.97	5.12	7.3	6.63	4.75	2.77	5.93	3.86

表1 且末---若羌地区三类花岗质岩体全岩主量、微量和稀土元素测试结果

Table 1 Analysis results of major, trace and rare earth elements of the granitic intrusions in Qiemo-Ruoqiang area

注:主量元素含量单位为%,微量和稀土元素含量单位为10-6



图 3 且末—若羌地区三类花岗质岩体 SiO₂-(Na₂O+K₂O-CaO)图解(底图据 Frost et al., 2001)

Fig. 3 SiO₂ versus Na₂O+K₂O-CaO covariance diagrams of the studied granitic intrusions in Qiemo-Ruoqiang area

分馏较强,(La/Sm)_N=2.47~4.54,重稀土元素分馏 较弱。根据球粒陨石标准化稀土元素(REE)配分 曲线,各样品的总体趋势相对一致,轻稀土元素相 对重稀土元素富集,表现为右倾特征,具明显的负 Eu 异常(δ Eu=0.14~0.6;图 4-a)。在原始地幔标 准化微量元素蛛网图(图 4-b)上,表现出较明显的 Th、U、K等大离子亲石元素的富集与 Ba、Ti、Nb、 Ta、Sr 等高场强元素亏损的特征。

4.2 锆石 U-Pb 年龄

石英二长岩(GS001-33-1)样品中的锆石呈短 柱状,颗粒长 60~100 μm,长宽比 1.5~2。从阴极发 光图像可见,锆石多发育清晰振荡环带(图 5-a)。 19个锆石 U-Pb 数据点显示,U、Th 含量变化较大 (表 2),Th/U 值均大于 0.1(0.11~1.06),为典型的 岩浆成因锆石(Hoskin et al., 2003)。采用普通铅 ²⁰⁴Pb校正,²⁰⁶ Pb/²³⁸ U 年龄变化范围为 887~949 Ma,在²⁰⁶Pb/²³⁸U - ²⁰⁷Pb/²³⁵U 年龄图解上数据点分 布在谐和线上及其附近,²⁰⁶ Pb/²³⁸U 年龄加权平均值 为 915.2 ± 9.2 Ma,MSDW=5.0(图 5-b;表 2)。

碱长花岗岩(GS101-1-2)样品中的锆石呈自 形—半自形,颗粒长70~110 μm,长宽比1~2。Th/ U值均大于0.1(0.44~1.07),为典型的岩浆成因锆 石(图5-c)。²⁰⁶ Pb/²³⁸ U 年龄变化范围为847~939 Ma,年龄加权平均值为901±13 Ma,MSDW=11.6 (图5-d;表2)。

花岗闪长岩(GS012-2-2)所选锆石均发育清晰的韵律生长或振荡环带(图 5-e)。17个锆石 U-Pb数据点显示 U、Th含量变化较小,Th/U值均大于 0.1(0.13~1.12),为典型的岩浆成因锆石。²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄变化范围为 870~936.6 Ma,年龄加权平均值为 899±14 Ma,MSDW=8.6(图 5-f;表 2)。

- 5 讨 论
- 5.1 岩石成因
- 5.1.1 石英二长岩

石英二长岩样品 A/CNK 值为 0.99~1.03, A/ NK>1(1.18~1.24),显示主要为过铝质花岗岩。 Nb/Ta(10.7~14.9)、Zr/Hf(30.2~36.0)值与地壳 范围(Nb/Ta=11;Zr/Hf=33)接近。Al₂O₃/TiO₂= 22.3~26.3,均小于 100;K₂O/ Na₂O=1.4~1.7,比值



图 4 且末—若羌地区三类花岗质岩体全岩球粒陨石标准化稀土元素配分图(a)和原始地幔标准化蛛网图(b) (图中灰色部分为区域同时代 S 型花岗岩数据范围,数据据王立社等,2015;陈红杰等,2018;曾忠诚等,2020;球粒陨石 和原始地幔标准化数据据 Sun et al.,1989)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns(a) and primitive mantle-normalized trace element patterns(b) for the studied granitic intrusions in Qiemo-Ruoqiang area



图 5 且末—若羌地区三类花岗质岩体代表性锆石阴极发光图像及 U-Pb 年龄谐和图 Fig. 5 Cathodoluminescence images and U-Pb concordia diagrams of representative zircons from the studied granitic intrusions in Qiemo-Ruoqiang area

均大于 1,与地壳沉积岩部分熔融而成的 S 型花岗 岩地球化学特征一致 (Al_2O_3 /TiO₂ <100、K₂O/ Na₂O>1; McDonough et al., 1995)。在 (Al_2O_3 -(Na_2O +K₂O))-CaO-(TFeO+MgO)图解(图 6b)中,石英二长岩样品点落入 S 型花岗岩区域内。 起源于地幔的熔体,通常有高的 Mg[#][>40; Mg[#]= 100Mg/(Mg+Fe²)](Rapp et al., 1995),而石英二 长岩样品的 Mg[#]<30,未显示起源于地幔的特征。 以上特征显示,本文研究的石英二长岩属于准铝质 到过铝质 S 型花岗岩。此外,相对平坦的重稀土元 素配分模式及显著的 Eu、Sr 负异常,表明岩浆源区的残留相不是石榴子石,可能是斜长石,或在岩浆过程中发生了斜长石的分离结晶,且部分熔融的位置发生在石榴子石稳定区之上。此外,岩浆的 CaO/Na₂O 值主要取决于源区斜长石和粘土的含量,可以很好地反映花岗岩的源区特征。贫斜长石、富粘土源区部分熔融形成熔体的 CaO/Na₂O 值通常小于 0.3,而富斜长石、贫粘土源区以大于 0.3 为特征(Rapp et al., 1995; Sylvester, 1998)。石英二长岩样品的 CaO/Na₂O 平均值为 0.37,显示源区以

表 2 研究区样品 LA-ICP-MS 锆石 U-Th-Pb 同位素分析结果 Table 2 LA-ICP-MS zircon U-Th-Pb dating results for the intrusions of the study area

			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁸ Pb/ ²³² Th		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	
点亏	谐和度	Th/U	比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	年龄/Ma	1σ	年龄/Ma	1σ	年龄/M	a 1σ
GS001-	-33-1 石享	英二长岩	L													
-01	98%	0.12	0.0701	0.0013	1.4476	0.0274	0.1490	0.0013	0.0512	0.0040	931	38.1	909	11.4	896	7.5
-02	96%	0.30	0.0731	0.0027	1.5258	0.0530	0.1511	0.0015	0.0357	0.0007	1017	80.6	941	21.3	907	8.3
-03	99%	0.19	0.0701	0.0015	1.5198	0.0349	0.1565	0.0018	0.0539	0.0044	931	44.4	938	14.1	937	9.9
-04	99%	0.40	0.0693	0.0013	1.4324	0.0285	0.1492	0.0013	0.0462	0.0010	907	34.3	903	11.9	896	7.4
-05	97%	0.11	0.0722	0.0013	1.5740	0.0343	0.1566	0.0019	0.0530	0.0090	994	30.6	960	13.6	938	10.4
-06	98%	0.32	0.0713	0.0013	1.5051	0.0269	0.1526	0.0013	0.0511	0.0009	965	41.7	932	10.9	915	7.5
-07	98%	0.44	0.0699	0.0014	1.4353	0.0275	0.1479	0.0013	0.0460	0.0009	928	40.7	904	11.5	889	7.4
-08	97%	0.37	0.0729	0.0015	1.6011	0.0362	0.1579	0.0015	0.0492	0.0011	1013	42.6	971	14.1	945	8.6
-09	99%	0.27	0.0695	0.0013	1.5051	0.0330	0.1559	0.0021	0.0468	0.0013	922	38.9	932	13.4	934	11.7
-10	99%	0.34	0.0699	0.0017	1.4678	0.0352	0.1517	0.0017	0.0446	0.0011	926	48.6	917	14.5	911	9.5
-11	98%	0.48	0.0677	0.0023	1.4377	0.0500	0.1536	0.0014	0.0460	0.0009	859	70.4	905	20.8	921	7.8
-12	99%	0.17	0.0677	0.0024	1.3827	0.0527	0.1475	0.0013	0.0458	0.0010	861	108	882	22.5	887	7.5
-13	96%	0.58	0.0660	0.0028	1.3878	0.0628	0.1521	0.0015	0.0442	0.0008	806	91.7	884	26.7	912	8.4
-14	95%	0.34	0.0655	0.0033	1.4116	0.0774	0.1561	0.0017	0.0451	0.0010	791	107	894	32.6	935	9.7
-15	97%	0.23	0.0680	0.0021	1.4895	0.0496	0.1586	0.0018	0.0477	0.0009	870	63.0	926	20.2	949	9.8
-16	97%	0.21	0.0681	0.0018	1.4751	0.0432	0.1571	0.0016	0.0617	0.0138	870	55.6	920	17.7	941	9.2
-17	98%	0.46	0.0686	0.0014	1.4501	0.0341	0.1533	0.0015	0.0470	0.0009	887	43.1	910	14.1	919	8.6
-18	97%	1.06	0.0728	0.0015	1.5189	0.0299	0.1518	0.0013	0.0456	0.0007	1009	40.7	938	12.1	911	7.3
-19	98%	0.62	0.0708	0.0016	1.4813	0.0342	0.1517	0.0016	0.0451	0.0009	954	46.3	923	14.0	911	8.8
GS101-	1-2 碱长	花岗岩														
-01	98%	0.56	0.0710	0.0019	1.4973	0.0414	0.1523	0.0013	0.0418	0.0012	967	56	929	17	914	7
-02	98%	0.68	0.0687	0.0010	1.3550	0.0226	0.1426	0.0016	0.0327	0.0010	900	31	870	10	859	9
-03	99%	0.53	0.0696	0.0010	1.5242	0.0271	0.1585	0.0022	0.0435	0.0012	917	30	940	11	948	12
-04	97%	0.49	0.0703	0.0012	1.3765	0.0229	0.1416	0.0014	0.0385	0.0011	1000	33	879	10	854	8
-05	99%	0.61	0.0702	0.0012	1.5027	0.0267	0.1547	0.0018	0.0385	0.0012	1000	36	931	11	927	10
-06	99%	0.60	0.0692	0.0011	1.5016	0.0243	0.1568	0.0016	0.0391	0.0012	906	33	931	10	939	9
-07	99%	0.52	0.0689	0.0012	1.4631	0.0273	0.1533	0.0018	0.0418	0.0012	896	35	915	11	919	10
-08	96%	1.07	0.0708	0.0011	1.4026	0.0277	0.1433	0.0022	0.0294	0.0019	954	32	890	12	863	12
-09	99%	0.52	0.0685	0.0011	1.4339	0.0254	0.1512	0.0018	0.0434	0.0013	885	33	903	11	908	10
-10	98%	0.57	0.0702	0.0014	1.4297	0.0290	0.1473	0.0016	0.0419	0.0014	1000	40	901	12	886	9
-11	99%	0.44	0.0686	0.0012	1.4382	0.0258	0.1518	0.0016	0.0430	0.0013	887	35	905	11	911	9
-12	98%	0.62	0.0663	0.0012	1 2819	0.0285	0 1404	0.0025	0.0378	0.0013	817	39	838	13	847	14
-13	99%	1.00	0.0700	0.0013	1 4766	0.0300	0.1526	0.0017	0.0409	0.0012	928	40	921	12	915	9
-14	99%	0.49	0.0693	0.0013	1 4214	0.0279	0.1483	0.0015	0.0407	0.0012	909	34	808	12	802	9
14 —15	0.00/	0.42	0.0075	0.0013	1.7214	0.0279	0.1403	0.0013	0.0407	0.0012	000	40	005	12	0.02	7
15	99%	0.52	0.0094	0.0013	1.4383	0.0290	0.1501	0.0017	0.0407	0.0013	1000	40	905	12	902	10
-16	99%	0.60	0.0703	0.0014	1.465/	0.0294	0.1511	0.0017	0.0350	0.0012	1000	41	916	12	907	10
-17	97%	0.47	0.0666	0.0012	1.3657	0.0246	0.1485	0.0017	0.0321	0.0010	828	37	874	11	892	10

														续表 2				
点号 谐利	此和声	Th∕U	²⁰⁷ Pb/	²⁰⁶ Pb ²⁰⁷ Pb,		/ ²³⁵ U ²⁰⁶ Pb/		/ ²³⁸ U ²⁰⁸ Pb/		²³² Th	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		207 Pb/ 235 U		206 Pb/ 238 U			
	咱和戊		比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	年龄/Ma	1σ	年龄/Ma	1σ	年龄/M	la 1σ		
GS012-	-2-2 花岗	闪长岩																
-01	98%	0.16	0.0708	0.0017	1.5151	0.0342	0.1542	0.0012	0.0479	0.0010	954	48.2	937	13.8	925	6.9		
-02	99%	0.40	0.0682	0.0012	1.4318	0.0259	0.1514	0.0014	0.0394	0.0007	876	35.7	902	10.8	909	7.9		
-03	99%	1.12	0.0677	0.0012	1.3684	0.0255	0.1460	0.0014	0.0088	0.0004	857	37.0	875	10.9	879	8.0		
-04	96%	0.24	0.0664	0.0015	1.4123	0.0312	0.1543	0.0020	0.0431	0.0016	820	46.3	894	13.1	925	11.0		
-05	98%	0.10	0.0674	0.0011	1.4318	0.0246	0.1533	0.0013	0.0465	0.0009	850	33.3	902	10.3	920	7.3		
-06	98%	0.23	0.0694	0.0013	1.3882	0.0271	0.1444	0.0014	0.0395	0.0007	922	38.9	884	11.5	870	7.8		
-07	97%	0.55	0.0706	0.0013	1.4342	0.0260	0.1467	0.0012	0.0449	0.0007	946	37.0	903	10.9	882	6.7		
-08	98%	0.35	0.0700	0.0012	1.4643	0.0274	0.1509	0.0015	0.0442	0.0008	928	32.4	916	11.3	906	8.4		
-09	98%	0.23	0.0701	0.0017	1.4410	0.0321	0.1481	0.0015	0.0293	0.0016	931	54	906	13.4	891	8.5		
-10	96%	0.36	0.0719	0.0014	1.4814	0.0306	0.1488	0.0017	0.0360	0.0008	983	39.7	923	12.6	894	9.4		
-11	96%	0.55	0.0712	0.0015	1.4109	0.0302	0.1430	0.0014	0.0209	0.0012	965	42.1	894	12.8	862	8.1		
-12	98%	0.39	0.0700	0.0013	1.4155	0.0274	0.1460	0.0013	0.0477	0.0008	929	34.3	895	11.5	878	7.5		
-13	99%	0.26	0.0709	0.0017	1.5213	0.0370	0.1553	0.0019	0.0518	0.0011	967	46.8	939	14.9	931	10.8		
-14	99%	0.13	0.0707	0.0014	1.5259	0.0317	0.1563	0.0016	0.0512	0.0011	950	39.4	941	12.7	936	8.7		
-15	97%	0.13	0.0700	0.0013	1.3985	0.0300	0.1444	0.0016	0.0422	0.0015	929	34.3	888	12.7	869	9.1		
-16	99%	0.44	0.0694	0.0016	1.4157	0.0348	0.1475	0.0014	0.0444	0.0009	909	52.8	896	14.6	887	8.1		
-17	97%	0.17	0.0715	0.0015	1.4897	0.0326	0.1507	0.0013	0.0452	0.0009	972	42.6	926	13.3	905	7.5		

富长石的砂屑岩为主。同时,在 C/MF-A/MF 图解 (图7)中,样品点主要分布在变质砂岩部分熔融区 域,且 Al₂O₃中等富集,显示准铝质特征,同样表明 石英二长岩不太可能形成于泥质岩的部分熔融。 在 Al₂O₃+FeO+MgO +TiO₂与 Al₂O₃/(FeO + MgO + TiO₂)图解(图 6-a)中,样品点也主要落在砂质岩 区域。综上,笔者认为,石英二长岩可能是起源于 地壳变质杂砂岩部分熔融的产物。

5.1.2 碱长花岗岩

典型的地壳重熔形成的花岗岩(S型)以碱长花 岗岩、二长花岗岩为主,且稀土元素总量平均为 193×10^{-6} ,(La/Yb)_N平均值小于 10, δ Eu < 0.5;在稀 土元素球粒陨石标准化图解中常呈 Eu 强烈亏损、 重稀土元素相对平坦的"V"字形配分模式(赵振华 等,1991)。本次研究的 5 件碱长花岗岩样品的 SREE 平均值为 298×10⁻⁶,(La/Yb)_N=3.1~9.5,均 小于 10, δ Eu = 0.24~0.39,稀土元素配分模式为典型 的轻、重稀土元素分馏的右倾配分模式,显示了地壳 重熔型花岗岩特征。同时,微量元素 Nb/Ta(6.9~ 14.3)、Zr/Hf(24.9~39.1)值也显示地壳熔融的特 征。在(Al₂O₃-(K₂O+Na₂O))-CaO-(TFeO+ MgO)图解(图 6-b)中,碱长花岗岩样品点落入 S 型花岗岩区域。岩石样品的 CaO/Na₂O 平均值为 0.47,显示源区以富长石的砂质碎屑岩为主。此外, 在 C/MF-A/MF 图解(图 7)中,2 个样品点落在变 质砂岩部分熔融区域,2 个样品点落在变质泥岩部 分熔融区域,表明碱长花岗岩的源岩可能是变质杂 砂岩,但在岩浆过程中可能发生了泥质岩的混染。

石英二长岩及碱长花岗岩具有相似的稀土及 微量元素配分模式,暗示其可能来自同一个源区。 同时,在 SiO₂-MgO、TFeO、TiO₂、Al₂O₃哈克图解 (图 8)上,石英二长岩及花岗闪长岩也具有很好的 相关性,显示两者具有演化的特征,也表明其可能 有相同的源区,但石英二长岩具有比碱长花岗岩高 的全碱含量(平均值分别为 9.93 及 7.45),与碱长花 岗岩更演化的特征不相符,可能是石英二长岩在后 期的构造活动过程中受热液活动影响的结果。这 也与在野外地质调查中发现的石英二长岩岩体中 有北东东向韧性剪切带发育,局部长石碎斑状呈眼 球状定向分布特征相符。



图 6 且末—若羌地区三类花岗质岩石(Al₂O₃+FeO+MgO +TiO₂)-Al₂O₃/(FeO + MgO + TiO₂)图解 (a,底图据 Douce,1999)和(Al₂O₃-(Na₂O+K₂O))-CaO-(TFeO+MgO)图解(b,底图据 Chappell et al.,1974)
Fig. 6 (Al₂O₃+FeO+MgO +TiO₂) versus Al₂O₃/(FeO + MgO + TiO₂)(a) and(Al₂O₃-(K₂O+Na₂O))-CaO-(TFeO+MgO)(b) diagrams of the studied granitic intrusions in Qiemo-Ruoqiang area

5.1.3 花岗闪长岩

关于花岗闪长岩的成因机制,前人提出了4种 可能的模型:①玄武质岩浆与长英质岩浆混合作用 (Griffin et al., 2002);②玄武质岩浆的分离结晶 (Langmuir, 1989);③玄武质岩石的直接部分熔融 (Rapp et al., 1995);④玄武质岩浆在上升、侵位过 程中发生了显著的地壳混染(Reiners et al., 1995)。 岩体中暗色微粒包体及不平衡结构的缺失,可以排



图解(底图据 Altherr et al., 2000)



除玄武质与长英质岩浆混合成因。若花岗闪长岩 形成于玄武质岩浆的分离结晶,则需要一个比花岗 闪长质岩体大的多的玄武质岩浆房存在,研究区除 有基性岩脉分布外,没有大的基性岩体出露,且区 域地球物理资料也未发现深部基性岩体存在的证 据。实验岩石学结果表明,变质的玄武质岩石经过 部分熔融可以形成花岗闪长质岩浆(Rushmer, 1991)。2个花岗闪长岩样品的Al₂O₃/(FeO+MgO+ TiO₂)值都较低,介于 2.6~3.2 之间,在 Al₂O₃/ (FeO+MgO+TiO₂)-(Al₂O₃+FeO+MgO +TiO₂)图 解(图 6-a)中落于富角闪石源区,暗示其可能形成 于地壳角闪岩相(变质玄武质岩石)的部分熔融。

实验岩石学结果显示,不同类型的变质玄武质 岩石熔融会形成不同化学成分岩浆(Rapp et al., 1995)。高铝玄武岩部分熔融形成的岩浆,通常有 高的 TiO₂(>1.9%)和 Na₂O(>4.5%);碱性玄武岩 部分熔融产生的岩浆常有低的 CaO(>5%)、MgO (>3%)及高的 Na₂O(>4.5%)。花岗闪长岩样品 TiO₂<1%,MgO <2%,CaO <2%,Na₂O < 3%,K₂O> 4%,不符合高 Al、碱性玄武岩特征。然而,样品在 A/CNK-A/NK 图解中显示了过铝质特征(图 2c),且在 C/MF-A/MF 图解(图 7)中,有 2 个样品 点落入变泥岩部分熔融区域及含有地壳的 Nb/Ta、 Zr/Hf 特征,表明样品可能起源于变质玄武岩的部 分熔融,但在玄武质岩浆上升、侵位过程中混染了



Fig. 8 Harker diagrams of quartz monzonites and alkali feldspar granites in Qiemo-Ruoqiang area

地壳的泥质岩组分,从而使岩浆显示过铝质特征。 花岗闪长岩高 K 的特征(K₂O> 4%)可能与源区低 程度的部分熔融有关,因为 K 属于高度不相容元 素,在部分熔融过程中会优先进入熔体,这也与花 岗闪长岩较小出露面积的地质事实一致。因此,花 岗闪长质岩浆可能起源于下地壳变质玄武岩低程 度的部分熔融,且在岩浆上升、侵位过程中混染了 泥质岩组分。

5.2 构造环境及意义

Rodinia 超大陆是由格林威尔造山运动及与其 时代相近的造山运动而形成的一个超级大陆,其聚 合和裂解为新元古代全球重要地质事件,聚合时间 主要集中在 1100~900 Ma(陆松年等,2004;王晓峰 等,2021;王星等,2022)。在新元古代早期,包括塔 里木地块、扬子地块、华北地块在内的中国主要克 拉通地块经过晋宁运动发生了复杂的碰撞拼贴(曾 忠诚等,2020)。在中央造山带秦岭地区、祁连地 区、阿尔金地区均有新元古代早期的花岗质岩浆活 动。在秦岭造山带发育俯冲至碰撞过程中形成的 花岗质侵入体,如牛角山、寨根、德河等岩体,时代 介于 1000~800 Ma 之间(卢欣祥,1995;裴先治等, 2007)。在苏鲁构造带中,也识别出同位素年龄集 中在 800 Ma 的变质花岗岩侵入体(刘良等,1996)。 在柴达木盆地北缘也识别出一套新元古代早期的 岩浆杂岩带,形成时间集中在 1000~800 Ma,地球 化学特征显示为汇聚过程的产物(梅华林等, 1999)。

近年来,学者们在阿尔金造山带发现了多处新 元古代的岩浆活动,年龄为800~1000 Ma(多集中 在900 Ma左右),多形成于同碰撞构造环境,属于 与地壳沉积物熔融有关的S型花岗岩,是新元古代 大规模碰撞造山运动的响应,并认为可能对应 Rodinia超大陆汇聚事件(覃小锋等,2008;校培喜 等,2014;陈红杰等,2018;曾忠诚等,2020)。陈红景 等(2018)获得科克萨依花岗质岩的锆石 U-Pb 年 龄为947.5~945 Ma,是碰撞造山环境下的产物,由 地壳变质杂砂岩部分熔融而成,是对 Rodinia 超大 陆汇聚事件的响应。曾忠诚等(2020)获得亚干布 阳一带的片麻状花岗岩 U-Pb 年龄为 883.0±3.3 Ma,并认为是同碰撞阶段地壳增厚加压熔融的产 物。阿尔金地区其他可能与 Rodinia 超大陆汇聚性 事件有关的岩体还有清水泉南片麻状花岗岩(918± 6.9 Ma)、肖鲁克布拉克片麻状花岗岩(918±12 Ma) 等(校培喜等,2014)。

(Yb+Ta)-Rb 和(Nb+Yb)-Rb 图解可以有效 区分花岗质岩浆的构造环境(Pearce et al., 1984),该 图解表明三类岩石可能均与同碰撞构造作用有关 (图9)。此外,岩石微量元素 Nb 和 Ta 含量分别为 7.9×10⁻⁶~47.9×10⁻⁶和 0.7×10⁻⁶~3.3×10⁻⁶, Nb/Ta 值 为6.9~14.9、类似于陆-陆碰撞型花岗岩特征(Nb、 Ta、Nb/Ta 分别为 6×10⁻⁶~16×10⁻⁶、0.6×10⁻⁶~2.6× 10⁻⁶、6.5~10)。在原始地幔标准化微量元素蛛网图 (图 4-b)上,表现出较明显的 Th、U、K 等大离子亲 石元素的富集与 Ti、Nb、Ta、Sr 等高场强元素亏损 的特征,显示出同碰撞花岗岩的配分曲线特征。 Rodinia 超大陆汇聚的过程中,板块开始碰撞挤压, 由于大陆地壳较轻而不发生俯冲、消减等过程,使 板块汇聚部位(造山带)地壳开始增厚,随着厚度增 加,下地壳的变质杂砂岩组分开始发生部分熔融, 形成石英二长岩的原始熔体,最终上升侵位形成石 英二长岩:部分石英二长岩的原始熔体可能在深部 岩浆房继续发生分离结晶形成碱长花岗质岩浆,并 在后期构造活动的影响下发生上涌、侵位,形成碱 长花岗岩。随着板块厚度的持续增加,下地壳的变 质玄武岩组分开始熔融,并发生低程度的部分熔 融,形成花岗闪长质岩浆,但岩浆在上升侵位过程 中可能混染了泥质岩组分。

本次研究的三类变质花岗质岩体形成的年龄 为899~915 Ma,岩体形成于新元古代。该年龄位 于区域上 Rodinia 超大陆形成有关的构造岩浆时限 范围内(曾忠诚等,2020)。广泛分布的新元古代花 岗质岩浆活动表明,阿尔金地区存在大范围的构造 热事件,塔里木克拉通变质结晶基底的最终形成也 可能与这次碰撞造山活动有关(Lu et al., 2008)。张 安达等(2004)对阿尔金英格利萨依超高压花岗质 片麻岩的研究表明,沿阿尔金南缘断续分布一条碰 撞成因的超高压变质岩带。在阿尔金的邻区也存 在与 Rodinia 超大陆汇聚事件有关的地质响应。例 如,于海峰等(1999)在甘肃北山、柴北缘大规模分 布的带状花岗质片麻岩中发现呈构造透镜体型式 产出的榴辉岩-含柯石英榴辉岩,并将其作为地块 汇聚碰撞的标志。此外,王超等(2006)测得,阿尔 金西段江尕勒萨依榴辉岩直接围岩花岗片麻岩的 形成时代为 923±13 Ma:梅华林等(1999)在北山柳 园获得与榴辉岩共生的花岗质片麻岩形成年龄为 880 Ma,认为是陆陆碰撞的产物;王立社等(2015) 在阿尔金中东段测得环形山榴辉岩的围岩二长花 岗片麻岩体形成于约 925 Ma:以上均表明,阿尔金 及邻区柴达木、祁连等微板块在新元古代早期存在 板块的汇聚碰撞作用。在中元古代阿尔金地区受



图 9 且末—若羌地区三类花岗质岩石微量元素构造环境判别图解(底图据 Pearce et al., 1984)

Fig. 9 Diagrams of tectonic environment of trace elements in three types of granitic rocks in Qiemo-Ruoqiang area WPG-板内;ORG-洋中脊;VAG-火山弧;Syn-COLG-同碰撞

超级地幔柱影响发生裂解的柴达木地块、塔里木地 块等在新元古代开始发生俯冲消减、碰撞挤压,最 终地壳发生增厚、加压,引起中一下地壳部分熔融, 形成了阿尔金造山带一系列的新元古代花岗质岩 浆活动(王云山等,1987;覃小锋等,2006;2008; Santosh et al.,2009)。

6 结 论

(1)阿尔金造山带且末—若羌地区三类花岗质 岩石具有富 K 的特征,石英二长岩属于过铝质钾玄 岩系列,其余属过铝质高钾钙碱性系列;石英二长 岩、碱长花岗岩由变质杂砂岩部分熔融形成,花岗 闪长岩可能起源于下地壳变质玄武岩低程度的部 分熔融,且在岩浆上升、侵位过程中混染了泥质岩 组分。

(2)石英二长岩、碱长花岗岩、花岗闪长岩的锆石 U-Pb 年龄分别为 915.2±9.2 Ma、901±13 Ma、 899 ±14 Ma,形成于同碰撞构造环境,是 Rodinia 超 大陆汇聚阶段板块之间俯冲、碰撞的产物。

致谢:在论文修改过程中与中国地质大学(北 京)孔维亮博士进行了有益的讨论,审稿专家对文 章提出了宝贵的建议,在此表示感谢。

参考文献

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: 51–73.

- Chappell B W, White A J R. Two contrasting granite types [J]. Pacific Geology, 1974, 8: 173–174.
- Douce P A E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? [J]. Geol. Soc. Lond.Spec.Publ., 1999, 168: 55–75.
- Frost B R, Arculus R J, Barnes C G, et al. A geochemical classification of granitic rocks[J].Journal of Petrology, 2001, 42: 2033–2048.
- Griffin W L, Wang X, Jackson S E, et al. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In –situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes[J].Lithos, 2002, 61: 237–269.
- Hoskin P W O,Schaltegger U.The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis[J].Reviews of Mineralogy and Geochemistry, 2003,53: 27–62.
- Langmuir C H. Geochemical consequences of in situ crystallization [J]. Nature, 1989, 340: 199–205.
- Liu Y S, Gao S, Hu Z C, et al. Continental and oceanic crust recyclinginduced melt – peridotite interactions in the Trans – North China Orogen: U–Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from

mantle xenoliths[J].Journal of Petrology, 2010, 51(1/2): 537-571.

- Lu S N, Li H, Zhang C, et al. Geological and geochronological evidence for the Precambrian evolution of the Tarim craton and surrounding continental fragments [J]. Precambrian Research, 2008, 160 (1/2): 94–107.
- Maniar P D, Piccoli P M. Tectonic discrimination of granitoids [J]. Geological Society of America Bulletin, 1989, 101(5): 635–643.
- McDonough W F, Sun S S. The composition of the Earth[J]. Chemical Geology, 1995, 120(3/4): 223-253.
- Middlemost E A K.Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. Earth Science Reviews, 1994, 37(3/4): 215-224.
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J].Journal of Petrology, 1984, 25(4): 956–983.
- Peccerillo R, Taylor S R. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey[J]. Contrib. Mineral Petrol., 1976, 58: 63–81.
- 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.
- Reiners P W, Nelson B K, Ghiorso M S. Assimilation of felsic crust by basaltic magma: thermal limits and extents of crustal contamination of mantle derived magmas[J].Geology,1995,23: 563–566.
- Rushmer T.Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions[J]. Contributions to Mineral and Petrology, 1991, 107(1): 41-59.
- Santosh M, Maruyama S, Yamamoto S. The making and breaking of supercontinents: Some speculations based onsuperplumes, super downwelling and the role of tectosphere [J]. Gondwana Research, 2009,15(3): 324–341.
- 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: 313–345.
- Sylvester P J. Post collisional strongly peraluminous granites [J]. Lithos, 1998, 45: 29–44.
- Yu S Y,Zhang J X,Pablo García del Real, et al. The Grenvillian orogeny in the Altun–Qilian–North Qaidam mountain belts of northern Tibet Plateau: Constraints from geochemical and zircon U–Pb age and Hf isotopic study of magmatic rocks[J].Journal of Asian Earth Sciences, 2013,73: 372–395.
- 陈红杰,吴才来,雷敏,等.南阿尔金陆块科克萨依新元古代花岗岩成 因及地质意义[J].地球科学,2018,43(4):1278-1292.
- 校培喜,高晓峰,胡云绪,等.阿尔金-东昆仑西段成矿带地质背景研 究[M].北京:地质出版社,2014:54-55.
- 李琦,曾忠诚,陈宁,等.阿尔金南缘新元古代盖里克片麻岩年代学、地 球化学特征及其构造意义[J].现代地质,2015,29(6):1271-1283.
- 刘良,康磊,曹玉亭,等.南阿尔金早古生代俯冲碰撞过程中的花岗质 岩浆作用[J].中国科学:地球科学,2015,45(8):1126-1137.
- 刘良,周鼎武,王焰,等.东秦岭秦岭杂岩中的高压麻粒岩及其地质意 义初探[J].中国科学(D辑),1996,26(增刊):56-63.

- 刘永顺,于海峰,辛后田,等.阿尔金山地区构造单元划分和前寒武纪 重要地质事件[J].地质通报,2009,28(10):1430-1438.
- 卢欣祥.秦岭花岗岩揭示的秦岭构造演化过程——秦岭花岗岩研究 进展[J].河南地质情报,1995,(3):213-215.
- 陆松年,李怀坤,陈志宏,等.新元古时期中国古大陆与罗迪尼亚超大陆的关系[J].地学前缘,2004,11(2):515-523.
- 梅华林,李惠民,陆松年,等.甘肃柳园地区花岗质岩石时代及成因[J]. 岩石矿物学杂志,1999,18(1):14-1.
- 表先治,丁仁平,张国伟,等.西秦岭北缘新元古代花岗质片麻岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J].地质学报,2007,81 (6):772-786.
- 覃小锋,李江,陆济璞,等.阿尔金碰撞造山带西段的构造特征[J].地质 通报,2006,25(1):104−112.
- 覃小锋,夏斌,黎春泉,等.阿尔金构造带西段前寒武纪花岗质片麻岩 的地球化学特征及其构造背[J].现代地质,2008,22(1):34-44.
- 王超,刘良,车自成,等.阿尔金南缘榴辉岩带中花岗片麻岩的时代及 构造环境探讨[J].高校地质学报,2006,12(1):74-82.
- 王立社,张巍,段星星,等.阿尔金环形山花岗片麻岩同位素年龄及成因研究[J].岩石学报,2015,31(1):119-132.
- 王晓峰,熊波,戚戎辉,等.滇东北昭通地区峨眉山玄武岩钕-锶-铅同 位素特征——峨眉山地幔柱源区性质与 Rodinia 超大陆事件的耦 合关系[J].地质通报,2021,40(7):1084-1093.
- 王星, 蔺新望, 张亚峰, 等. 新疆北部友谊峰一带喀纳斯群碎屑锆石 U-Pb年龄及其对阿尔泰造山带构造演化的启示[J]. 地质通报, 2022, 41(9): 1574-1588.
- 王永和,校培喜,张汉文,等.苏吾什杰幅地质调查新成果及主要进

展[J].地质通报,2004,23(5/6):560-563.

- 王云山,陈基娘.青海省及毗邻地区变质地带与变质作用[M].北京: 地质出版社,1987.
- 吴才来, 部源红, 雷敏, 等. 南阿尔金茫崖地区花岗岩类锆石 SHRIMP U-Pb 定年、Lu-Hf 同位素特征及岩石成因[J]. 岩石学报, 2014, 30 (8): 2297-2323.
- 吴才来, 雷敏, 吴迪, 等. 南阿尔金古生代花岗岩 U-Pb 定年及岩浆活 动对造山带构造演化的响应[J]. 地质学报, 2016, 90(9): 2276-2315.
- 许志琴,杨经绥,张建新,等.阿尔金断裂两侧构造单元的对比及岩石 圈剪切机制[J].地质学报,1999,73(3):193-205.
- 杨经绥,许志琴,马昌前,等.复合造山作用和中国中央造山带的科学 问题[J].中国地质,2010,37(1):1-11.
- 于海峰,陆松年,梅华林,等.中国西部新元古代榴辉岩-花岗岩带和 深层次韧性剪切带特征及其大陆再造意义[J].岩石学报,1999,15 (4):532-538.
- 曾忠诚,边小卫,赵江林,等.阿尔金南缘冰沟南组火山岩锆石 U-Pb 年 龄及其前寒武纪构造演化意义[J].地质论评,2019,65(1):103-118.
- 曾忠诚,洪增林,刘芳晓,等.阿尔金造山带青白口纪片麻状花岗岩的 厘定及对 Rodinia 超大陆汇聚时限的制约[J].中国地质,2020,47 (3):569-589.
- 张安达,刘良,陈丹玲,等.阿尔金超高压花岗质片麻岩中锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义[J].科学通报,2004,49(22): 2335-234.
- 赵振华,王中刚,雏天人,等.阿尔泰花岗岩类型与成岩模型的 REE 及 O、Pb、Sr、Nd 同位素组成依据[J].矿物岩石地球化学通报,1991,24 (3):176-17.