第 59 卷 第 5 期
2026 年（总 249 期）

西 北 地 质
NORTHWESTERN GEOLOGY

Vol. 59 No. 5
2026(Sum249)



引文格式：付彦文，康继祖，张金明，等. 东昆仑西段拉陵灶火沟地区变质侵入体的年代学与地球化学特征及其地质意义[J]. 西北地质，2026，59(5)：74−85. DOI：10.12401/j.nwg.2025153

Citation：FU Yanwen，KANG Jizu，ZHANG Jinming，et al. Chronological and Geochemical Characteristics of Metamorphic Intrusions in the Lalingzaohuogou Area of the Western Section of the East Kunlun Mountains[J]. Northwestern Geology，2026，59(5)：74−85. DOI：10.12401/j.nwg.2025153

东昆仑西段拉陵灶火沟地区变质侵入体的年代学与地球化学特征及其地质意义

付彦文[1,2,3]，康继祖[1,2,3,4]，张金明[1,2,3]，余福承[1,2,3]，逯永卓[1,2,3]，田成秀[1,2,3]

（1. 青海省地质调查院，青海 西宁 810012；2. 青海省青藏高原北部地质过程与矿产资源重点实验室，青海 西宁 810012；3. 青海省遥感大数据工程技术研究中心，青海 西宁 810012；4. 青海省第二地质勘查院，青海 西宁 810008）

摘 要：东昆仑西段拉陵灶火沟地区古元古界金水口群中新解体出一套花岗质变质侵入体，岩性以眼球状黑云二长花岗岩为主，笔者通过岩石学、锆石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 同位素年代学和岩石地球化学等方面入手研究，探讨了这套变质侵入体的岩石成因、形成时代、大地构造意义。岩石地球化学研究表明，这套变质侵入体岩石具高 Si（SiO_2=65.52%～75.31%）、全碱含量高（K_2O+Na_2O=6.82%～8.81%）、Al_2O_3 含量偏高（12.17%～14.22%）、δ=1.89～2.54，属于高钾钙碱性系列，A/CNK 值为 1.37～1.68，显示为 S 型过铝质花岗岩特征；稀土配分曲线呈现轻稀土元素相对富集的右倾分布特征，具明显的 Eu 负异常（δEu=0.173～0.52）；洋脊花岗岩标准化微量元素蛛网图显示为右倾型，Nb、Ta 亏损和 Rb、K、Th 富集。岩石 CaO/Na_2O 值为 0.35～0.91，平均为 0.61；Rb/Sr 值较高，为 0.6～2.83，平均为 1.77，显示区内花岗岩为上部地壳源区特征，可能为含少量泥质成分的砂屑沉积岩熔融形成。这套变质侵入体 LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 加权年龄（865.8±3.9）Ma（MSWD=0.24），属新元古代早期。结合东昆仑地区前人年代学及区域构造演化研究，通过文中构造判别认识，认为拉陵灶火沟这套岩体形成于同碰撞的构造环境，是东昆仑造山带西段地区存在新元古代早期大陆汇聚碰撞环境下的岩浆活动。综合资料认为，东昆仑地区在新元古代早期存在一次陆陆碰撞拼合事件，与全球 Rodinia 超大陆的形成基本吻合，也就是说东昆仑拉陵灶火沟地区的变质侵入体为 Rodinia 超大陆聚合中在东昆仑陆块中岩浆活动的响应。

关键词：S 型花岗岩；岩石学及地球化学特征；锆石 U-Pb 定年；东昆仑西段；拉陵灶火沟

中图分类号：P597.3　　**文献标志码**：A　　**文章编号**：1009-6248(2026)05-0074-12

Chronological and Geochemical Characteristics of Metamorphic Intrusions in the Lalingzaohuogou Area of the Western Section of the East Kunlun Mountains

收稿日期：2024-02-04；**修回日期**：2025-12-24；**责任编辑**：曹佰迪

基金项目：深地国家科技重大专项“东昆仑金锰矿勘查关键技术、智能找矿预测及资源潜力评价”课题（2024ZD1001802），青海省地质矿产勘查开发局项目“柴达木盆地盐类成矿单元划分与找矿预测”（青地矿〔2024〕22 号）联合资助。

作者简介：付彦文（1986−），男，高级工程师，主要从事区域地质调查和矿产勘查工作。E−mail：379861016@qq.com。

© Editorial Office of *Northwestern Geology*. OA under CC BY-NC-ND

FU Yanwen[1,2,3], KANG Jizu[1,2,3,4], ZHANG Jinming[1,2,3], YU Fucheng[1,2,3], LU Yongzhuo[1,2,3], TIAN Chengxiu[1,2,3]

（1. Qinghai Provincial Geological Survey Institute, Xining 810012, Qinghai, China；2. Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources in the Northern Tibetan Plateau of Qinghai Province, Xining 810012, Qinghai, China；3. Qinghai Remote Sensing Big Data Engineering Technology Research Center, Xining 810012, Qinghai, China；4. Qinghai Second Geological Exploration Institute, Xining 810008, Qinghai, China）

Abstract：In the Laling Zao Huo Gou area of the western segment of the Eastern Kunlun Mountains, a newly identified set of granitic metamorphic intrusions was discovered within the Jinsui Kou Group of the Paleoproterozoic. The lithology is predominantly composed of eye-shaped hornblende monzogranite. Through studies in petrology, zircon LA-MC-ICP-MS U-Pb isotopic dating, and petrogeochemistry, the author explores the petrogenesis, formation age, and tectonic significance of these metamorphic intrusions. Petrogeochemical studies indicate that these metamorphic intrusive rocks exhibit high silica content (SiO_2=65.52%–75.31%), high total alkali content (K_2O+Na_2O=6.82%–8.81%), elevated Al_2O_3 content (12.17%–14.22%), and a δ value of 1.89–2.54, classifying them as the high-K calc-alkaline series with an A/CNK ratio of 1.37–1.68, displaying characteristics of S-type peraluminous granite. The rare earth element (REE) distribution pattern shows a right-leaning trend with relative enrichment of light rare earth elements and a distinct negative Eu anomaly (δEu=0.173–0.52). The mid-ocean ridge granite-normalized trace element spider diagram reveals a right-leaning trend, with deficits in Nb and Ta and enrichments in Rb, K, and Th. The CaO/Na_2O ratio of the rocks ranges from 0.35 to 0.91, averaging 0.61, while the Rb/Sr ratio is relatively high, ranging from 0.6 to 2.83, averaging 1.77, indicating that the granites in the region are derived from the upper crustal source, likely formed by the melting of sandy clastic sedimentary rocks with minor mud components. The LA-MC-ICP-MS zircon U-Pb weighted age of this metamorphic intrusive suite is (865.8±3.9) Ma (MSWD=0.24), belonging to the early Neoproterozoic. Based on previous studies of chronology and regional tectonic evolution in the eastern Kunlun region, and through the tectonic discrimination criteria discussed in the paper, it is concluded that the Laling Zao Hui Gou rock suite formed in a post-collisional tectonic setting, representing magmatic activity under the early Neoproterozoic continental convergence and collision environment in the western segment of the eastern Kunlun orogenic belt. Based on comprehensive data, it is believed that there was a land collision and assembly event in the early Neoproterozoic in the East Kunlun region, which is basically consistent with the formation of the global Rodinia supercontinent. In other words, the metamorphic intrusion in the Lalingzaohuogou area of the East Kunlun is a response to magmatic activity in the East Kunlun block during the aggregation of the Rodinia supercontinent.

Keywords：S-type granite；petrological and geochemical characteristics；zircon U-Pb dating；East Kunlun West Section；Lalingzaohuogou

东昆仑造山带地处青藏高原北部, 是中央造山系的重要组成部分。东昆仑造山带是一个多期、多旋回的复合造山带, 涉及前寒武纪、早古生代、晚古生代—早中生代、晚中生代—新生代旋回 4 个造山旋回(莫宣学等, 2007; 熊万宇康等, 2023)。由于东昆仑造山带早古生代和晚古生代—早中生代花岗岩类最为发育, 对其研究也较多, 相比前寒武纪的花岗岩类研究较少, 对整个东昆仑在元古代时期岩浆活动的认识有一定的局限性。

近年来, 在东昆仑的老变质基底地层中不断有变质侵入体的发现, 与变质沉积片麻岩地层共生。前人研究认为, 这套变质侵入体形成时代为元古代, 形成于同碰撞构造环境下, 同时也反映了前寒武时期中国西部陆–陆碰撞的地质事件, 也是东昆仑对全球 Rodinia 超大陆汇聚事件的响应(谈生祥等, 2004; 陆松年等, 2006; 陈能松等, 2006; 张金明等, 2012; 孟繁聪等, 2017)。因此, 研究这套变质侵入体的形成时代和构造属性是解决东昆仑造山带早期地质演化史的关键。在东昆仑西段拉陵灶火沟地区从古元古界金水口岩群地层中新解体出一套新元古代变质侵入体, 由经历了角闪岩相变质作用形成的眼球状黑云二长花岗岩, 具有典型的强过铝 S 型花岗岩特点,获得 LA-MC-ICP MS 锆石 U-Pb 同位素年龄为(865.8±3.9)Ma。笔者将通过拉陵灶火沟地区的眼球状黑云二长花岗岩的岩

石学、锆石 U-Pb 同位素年代学和岩石地球化学等方面入手研究，阐述这套变质侵入体的形成时代及岩石地球化学特征，进一步丰富东昆仑造山带新元古代时期地质演化相关的地质信息。

1 区域地质背景与岩石特征

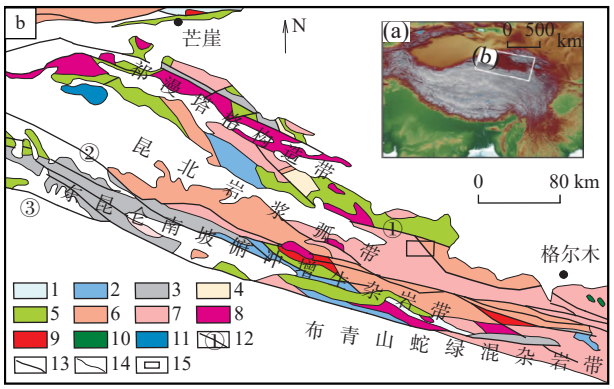
1.1 区域地质背景

东昆仑造山带地处青藏高原北部，中国大陆中央造山系西段，是其重要的一部分。东昆仑与国内外的其他造山带一样，经历了长时期广泛而强烈的构造–岩浆活动，依据其活动特征将东昆仑造山带由北向南依次划分为祁漫塔格构造带、昆北岩浆弧带、东昆仑南坡俯冲增生杂岩带和布青山蛇绿混杂岩带 4 个构造带（潘桂棠等，2009；鲍泓辰等，2026；图 1）。东昆仑造山带在青海省境内中部延绵超过 1 000 km，形态为一个东窄西宽、近 EW 向延伸的狭长地域，大致以乌图美仁一带为界，将其划分为东、西两段（莫宣学等，2007；任海东等，2023；田龙等，2023）。研究区位于东昆仑西段拉陵灶火沟地区，属昆北岩浆弧带，区内出露地层主要为古元古界金水口岩群，与区内各类侵入体呈侵入接触，局部地段呈断层接触，该地层岩性主要为各类片麻岩、片岩，局部夹有大理岩、斜长角闪岩，是一套经历了角闪岩相变质作用的火山–沉积岩系，其原岩为一套基性火山岩、砂泥质岩石夹碳酸盐岩（王云山等，1987；姜春发等,1992；祁生胜等，2014）。区内侵入岩发育，岩石类型丰富多样，从元古代到中生代都有出露，由北向南构成大小不同的岩基和岩株，近 EW 向展布。新元古代变质侵入岩从古元古界金水口岩群中新解体出来，主要分布于研究区南部，与金水口群呈侵入接触，与中三叠世花岗闪长岩呈断层接触，局部地段呈超动侵入接触（图 2）。

1.2 样品采集与岩石学特征

本次研究的样品采自于研究区新解体出的变质侵入体（N 93°06′01″，E 36°12′06″），岩性为新鲜的眼球状黑云二长花岗片麻岩，在野外露头人工采集 6 件，重约 30 kg。其中，5 件样品用于测试主微量元素分析，1 件样品用于锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年。

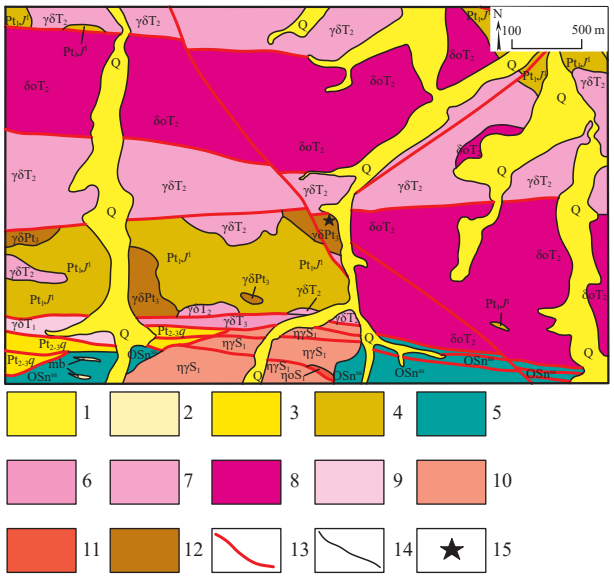
主量、微量元素分析由武汉综合岩矿测试中心测试完成，先将样品粉碎清除其表面杂质研磨至 200 目粉末。主量元素分析测试采用 X 荧光光谱法（XRF）完成，分析仪器为菲利普 PW2440 型波长色散 X-射线荧光光谱仪。对粉末样品计算烧失量，然后制成薄片，利用 X-射线荧光光谱仪测定数据。微量元素采用电感耦合等离子质谱法（ICP-MS）完成，测试仪器为美国



1. 侏罗系；2. 三叠系；3. 石炭系—二叠系；4. 泥盆系；5. 寒武系—奥陶系；6. 古元古界—中元古界；7. 二叠纪—三叠纪花岗岩；8. 志留纪—泥盆纪花岗岩；9. 寒武纪—奥陶纪花岗岩；10. 镁铁–超镁铁质岩；11. 榴辉岩；12. 区域性断裂及编号；13. 一般断裂；14. 地质界线；15. 研究区；①. 东昆北断裂；②. 东昆中断裂；③. 东昆南断裂；a 据 Bi et al.，2020 修改；b 据王秉璋等，2021 修改

图1 东昆仑西段地理位置图（a）和区域地质简图（b）

Fig. 1 (a) Geographical location map and (b) regional geological diagram of the western section of East Kunlun



1. 第四系；2. 大理岩；3. 万保沟群青办食宿站组；4. 金水口岩群片麻岩组；5. 纳赤台构造混杂岩碎屑岩组合；6. 晚三叠世花岗闪长岩；7. 中三叠世花岗闪长岩；8. 中三叠世石英闪长岩；9. 早三叠世花岗闪长岩；10. 早志留世二长花岗岩；11. 早志留世石英二长岩；12. 新元古代片麻状花岗闪长岩；13. 断裂；14. 地质界线；15. 采样位置

图2 拉陵灶火沟区内地质简图

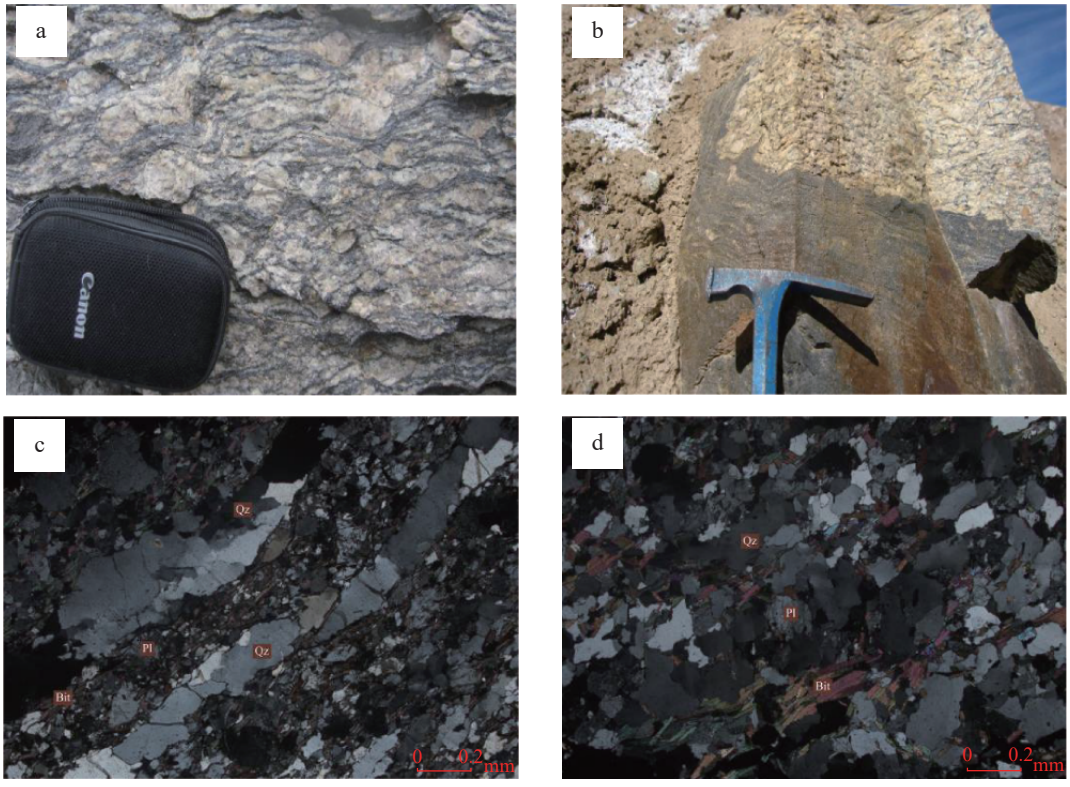
Fig. 2 Geological diagram of the Lalingzaohuogou area

热电公司 X7 电感耦合等离子质谱仪, 先将粉末样品放入坩埚中反复加热, 过程中多次添加适当规格添加剂, 直至冷却后在试管中稀释, 将所得溶液在电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)上测定完成数据, 分析误差小于 5%～10%。锆石 U-Pb 同位素测年样由北京燕都中实测试技术有限公司完成, 在室内利用常规方法将采集岩石破碎、过筛、淘洗, 经电磁等工序分离锆石, 利用显微镜进一步筛选晶型相对完整且透明度高的锆石精样, 利用环氧树脂制作锆石靶, 经抛光暴露锆石内部结构, 利用电子探针拍摄 CL 图像。锆石 U-Pb 同位素分析仪器为 New Wave Research LUV213nm 激光器的四极 VGPQ Excel ICP-MS, 采用的激光剥蚀束斑直径为 35 μm, 能量密度为 3.5 J/cm^2, 频率为 10 Hz, 载气为 He。样品数据计算采用 GLITTER4.4 软件处理, 锆石谐和曲线和加权平均年龄的计算采用 Isoplot 3.2 程序获得(Ludwig, 2003)。

这套新元古代变质侵入体经历了多期次岩浆–构造作用的变质变形改造, 不同程度地改变了侵入岩的原始结构, 岩石普遍发育眼球状构造、条带状构造、片麻状构造, 眼球主要由长石、石英构成, 呈大小不等的眼球状、椭圆状、豆荚状及串珠状, 以眼球状居多, 大小一般为 0.5～2 cm, 个别达 3 cm 以上, 呈旋转碎斑, 眼球长轴顺岩石片麻理方向排列。虽然大多数长石变形为较大的眼球, 但仍能在镜下见到结晶很好的板柱状长石晶体, 反映出其原有的花岗结构。研究区内这套变质侵入体岩性主要为眼球状黑云二长花岗岩, 也有少量的细粒片麻状花岗闪长岩, 因受后期多期次叠加变质改造, 两者原始侵入接触关系特征已不太清楚。眼球状黑云二长花岗岩颜色为灰色, 岩石由残斑和变晶基质两部分组成, 残斑具变余碎斑结构, 基质具鳞片粒状变晶结构, 整体呈平行条带状或片麻状构造, 残斑为斜长石和石英, 岩石受到较强的脆性应力影响, 斜长石、石英多呈破碎不规则残晶状, 矿物成分主要由斜长石(15%), 石英(50%), 黑云母(30%)及少量石榴子石、不透明矿物组成(图 3)。

2　锆石 U-Pb 定年

样品锆石晶体多为无色透明的短柱状、中长柱状, 少部分为半截状甚至不规则状, 晶体粒度多为 50～



a.眼球状黑云二长花岗岩; b.眼球状黑云二长花岗岩与围岩侵入接触; c.平行条带构造; d.片状–片麻状构造; Qz.石英; Pl.斜长石; Bit.黑云母

图3　眼球状黑云二长花岗岩野外(a、b)及镜下照片(c、d)

Fig. 3　(a, b)Outcrop photos and (c, d)microphotographs of augen biotite monzonitic granite

100 μm, 多数锆石晶体长宽比为 1.5∶1～2∶1, CL 图像中颜色较暗, 部分晶体具有核边结构, 有的锆石晶体核部位呈密集振荡环带或暗色无结构, 有的锆石晶体边部发育密集振荡环带, 部分锆石晶体边部较窄颜色较浅, 甚至有些晶体边部具有溶蚀边呈港湾状, 但大多锆石呈现出清晰的岩浆环带特征(图 4)。锆石中 U 含量为 211×10^{-6}～812×10^{-6}, Th 含量为 51.4×10^{-6}～297.3×10^{-6}, Th/U 值大多为 0.2～0.3, 显示了岩浆结晶成因特征(Belousova et al.,2002)。笔者对 24 颗锆石进行了同位素测定(表 1)。在锆石 U-Pb 谐和图解(图 5)中, 24 个测点均落在谐和线或其附近, $^{207}Pb/^{235}U$ 和 $^{206}Pb/^{238}U$ 谐和性较好, 其获得谐和年龄为(865.0±2.3) Ma(MSWD=0.57), 获得 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为(865.8 ±3.9) Ma(MSWD=0.24), 代表黑云二长花岗片麻岩原岩的形成年龄, 其时代为新元古代早期, 表明该地区在新元古代早期存在花岗质岩浆活动。

3 岩石化学特征

3.1 主量元素特征

本次对拉陵灶火沟的 5 件眼球状黑云二长花岗岩进行了全岩地球化学分析。分析结果显示(表 2), SiO_2 含量为 65.52%～75.31%, 平均为 71.09%, 岩性偏酸性; Al_2O_3 含量为 12.17%～14.22%, 平均为 13.50%,

表 1 拉陵灶火沟眼球状黑云二长花岗岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素测定数据

Tab. 1 Zircon LA-ICP-MS U-Pb isotope data of augen biotite monzonitic granite in Lalingzaohuogou

点号	含量(10^{-6})		同位素比值										表面年龄(Ma)					
	Pb	U	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{208}Pb/^{232}Th$	1σ	$^{232}Th/^{238}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ
1	51	352	0.1441	0.0012	1.3510	0.0214	0.0680	0.0014	0.0363	0.0003	0.3379	0.0002	868	4	868	23	869	20
2	64	456	0.1440	0.0014	1.3463	0.0234	0.0678	0.0016	0.0367	0.0001	0.2269	0.0015	867	6	866	21	863	33
3	68	487	0.1452	0.0014	1.3661	0.0258	0.0682	0.0012	0.0391	0.0005	0.1536	0.0022	874	6	874	28	875	19
4	40	283	0.1438	0.0013	1.3500	0.0309	0.0681	0.0017	0.0402	0.0003	0.2215	0.0032	866	7	868	24	872	17
5	113	812	0.1446	0.0015	1.3608	0.0197	0.0683	0.0018	0.0414	0.0001	0.1341	0.0019	871	5	872	19	876	24
6	49	350	0.1440	0.0014	1.3600	0.0245	0.0685	0.0015	0.0388	0.0001	0.2202	0.0021	867	8	872	26	883	28
7	30	211	0.1435	0.0014	1.3658	0.0269	0.0691	0.0011	0.0410	0.0002	0.3044	0.0047	864	7	874	23	900	25
8	53	366	0.1451	0.0012	1.3705	0.0236	0.0685	0.0012	0.0413	0.0006	0.2837	0.0121	873	7	876	25	884	22
9	31	216	0.1439	0.0012	1.3495	0.0248	0.0680	0.0015	0.0408	0.0008	0.2552	0.0056	867	6	867	24	869	26
10	41	288	0.1437	0.0014	1.3604	0.0213	0.0687	0.0012	0.0400	0.0007	0.2315	0.0354	865	6	872	20	889	24
11	80	453	0.1432	0.0015	1.3582	0.0219	0.0688	0.0012	0.0374	0.0008	0.3324	0.0048	863	9	871	31	893	23
12	59	372	0.1441	0.0013	1.3446	0.0321	0.0677	0.0014	0.0369	0.0009	0.7992	0.0058	868	11	865	19	859	19
13	51	360	0.1415	0.0013	1.3598	0.0287	0.0697	0.0016	0.0463	0.0005	0.2632	0.0048	853	5	872	17	920	31
14	65	472	0.1433	0.0014	1.3472	0.0269	0.0682	0.0017	0.0375	0.0002	0.1591	0.0022	863	11	866	27	874	22
15	48	415	0.1202	0.0011	1.1151	0.0321	0.0673	0.0016	0.0391	0.0009	0.1238	0.0029	832	10	861	32	846	29
16	61	431	0.1430	0.0013	1.3401	0.0248	0.0679	0.0018	0.0362	0.0002	0.2744	0.0059	862	8	863	25	867	21
17	45	311	0.1430	0.0014	1.3361	0.0259	0.0678	0.0012	0.0391	0.0003	0.3393	0.0008	862	8	862	29	861	24
18	47	327	0.1429	0.0014	1.3498	0.0228	0.0685	0.0015	0.0369	0.0003	0.3529	0.0039	861	8	867	22	884	26
19	79	569	0.1445	0.0015	1.3710	0.0217	0.0688	0.0016	0.0371	0.0003	0.1695	0.0015	870	6	877	23	894	27
20	44	309	0.1441	0.0014	1.3517	0.0211	0.0680	0.0011	0.0350	0.0001	0.3149	0.0056	868	7	868	25	869	20
21	52	371	0.1433	0.0014	1.3517	0.0312	0.0684	0.0012	0.0381	0.0005	0.2551	0.0074	863	7	868	19	881	19
22	45	324	0.1437	0.0013	1.3674	0.0346	0.0690	0.0013	0.0389	0.0001	0.1985	0.0012	866	10	875	17	899	33
23	54	382	0.1434	0.0013	1.3515	0.0255	0.0684	0.0013	0.0357	0.0008	0.2978	0.0033	864	6	868	24	880	24
24	38	266	0.1445	0.0014	1.3476	0.0217	0.0676	0.0014	0.0377	0.0007	0.2285	0.0023	870	8	867	27	857	23

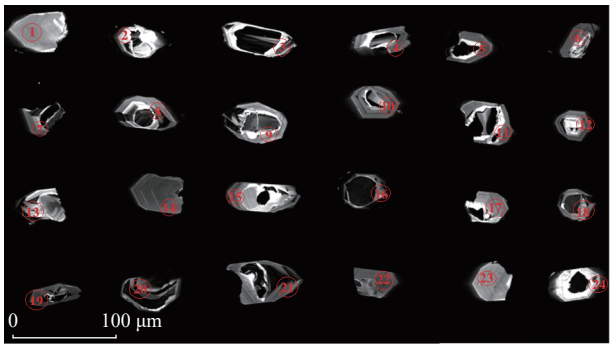


图4　样品锆石阴极发光图像

Fig. 4　Image of sample zircon

相对偏高; K_2O 含量为 3.69%～6.26%, Na_2O 含量为 1.97%～3.13%, 表现出富 K、低 Na 特征; MgO 含量为 0.24%～1.38%, TiO_2 平均含量为 0.44%, P_2O_5 平均含量为 0.17%, 相对均偏低。在硅–碱图解中(图 6a), 4 个样品点全部落入花岗岩区域中, 1 个样品落入花岗闪长岩区域。全碱含量高(K_2O+Na_2O=6.82%～8.81%), 在 TAS 图解中(图 6a)中样品均落在亚碱性区内。过铝指数 A/CNK 为 1.37～1.68, 在 A/NK-A/CNK 图解(图 6b)中, 样品均落入过铝质区域内。里特曼指数 δ=1.89～2.54, 属于高钾钙碱性系列。

3.2　稀土元素特征

样品稀土元素和微量元素分析数据显示(表 2), 样品的稀土总量中等, ∑REE=261.93×10^{-6}～350.8×10^{-6}, LREE=229.67×10^{-6}～316.46×10^{-6}, HREE=26.78×10^{-6}～47.84×10^{-6}, LREE/HREE=5.432～9.51, $(La/Yb)_N$ 值5.093～11.024(远大于 1)。轻重稀土元素分馏明显, 呈现出轻稀土富集, 重稀土亏损, 轻稀土分异程度较高,重稀土分异程度较低。在稀土元素配分曲线图中 Eu 处呈“V”字型谷明显(图 7a), 具有明显的负 Eu 异常, δEu 值 0.173～0.52, Eu 中等亏损, 暗示岩石经历了斜长石的分离结晶作用或在源区有残留。

3.3　微量元素特征

以洋脊花岗岩标准化微量元素蛛网图, 显示为右倾型(图 7b), 样品富集大离子亲石元素 K、Rb、Th 等不相容元素; Zr、Ce、Hf 等中等不相容元素富集一般,Ta、Nb、Y 弱亏损。Rb、Th 等强不相容元素富集说明岩浆发生了较充分分异过程, Ta、Nb 等元素的亏损可能为磷灰石和钛铁矿发生明显的分离结晶而导致。Nb、Ta 的亏损和 Rb、K、Th 的富集显示花岗岩具陆壳的成分特征。

4　讨论

4.1　岩石成因类型及岩浆源区

拉陵灶火沟地区眼球状黑云二长花岗岩的矿物成分中富含石英, 并含有少量的富铝硅酸盐矿物石榴子石, 说明样品具有 S 型花岗岩的高硅富铝特征(Sylvester, 1998)。在岩石化学成分上, 样品富 Si(SiO_2 平均为 71.09%), 富碱(K_2O+Na_2O＞6%), Al 含量偏高(Al_2O_3 平均为 13.50%), A/CNK 平均值 1.45, 为强过铝质, 显示其具有典型 S 型花岗岩的特征(王国辉等, 2019)。样品稀土元素和微量元素分别显示, Eu 也出现较大负异常(δEu＝0.173～0.52), Rb、Th 等强不相容元素富集, 说明岩浆演化过程中经历了程度较高的分异结晶作用。高分异 A、I、S 型花岗岩一般不好区分(吴福元等, 2007), 其 10 000 Ga/Al 平均值一般为 2.1、2.28、3.75(Whalen et al.,1987), 样品 10 000

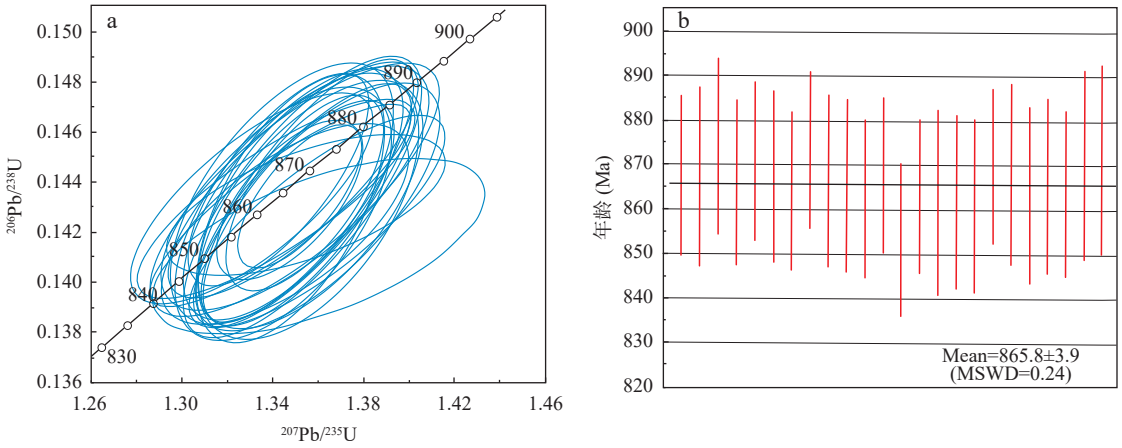


图5　眼球状黑云二长花岗岩锆石 U-Pb 年龄谐和图(a)和加权平均年龄图(b)

Fig. 5　(a) Zircon U-Pb concordia and (b) weighted mean age diagramfrom augen biotite monzonitic granite

表 2 拉陵灶火沟眼球状黑云二长花岗岩主量元素(%)、稀土和微量元素(10^{-6})测试结果

Tab. 2 Major element (%), rare earth and trace element (10^{-6}) contents of the augen biotite in Lalingzaohuogou

样品编号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
ⅡGS1307-1	71.22	0.41	13.40	0.58	2.72	0.05	0.50	1.96	2.15	5.64	0.18
ⅡPm201GS1-1	69.85	0.42	14.08	0.56	2.47	0.04	0.65	1.65	2.55	5.55	0.17
ⅡPm201GS3-1	75.31	0.21	12.17	0.52	1.23	0.02	0.29	1.16	1.97	5.86	0.08
ⅡGS3209-1	73.43	0.29	13.74	0.65	0.58	0.03	0.24	0.90	2.55	6.26	0.17
ⅡGS1312	65.52	0.88	14.22	1.55	4.62	0.08	1.38	1.64	3.13	3.69	0.27

样品编号	LOI	Total	δ	A/CNK	A/NK	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
ⅡGS1307-1	0.67	99.48	2.14	1.37	1.39	70.54	150.4	17.01	64.61	12.05	1.85
ⅡPm201GS1-1	1.55	99.54	2.42	1.44	1.38	50.28	106.3	12.99	48.54	10.14	1.42
ⅡPm201GS3-1	0.89	99.71	1.89	1.35	1.27	56.73	119.5	15.06	55.05	12.80	0.72
ⅡGS3209-1	0.99	99.83	2.54	1.42	1.25	50.77	109.9	13.58	49.10	11.12	1.07
ⅡGS1312	2.24	99.22	2.05	1.68	1.56	58.62	118.9	14.45	50.72	10.46	1.70

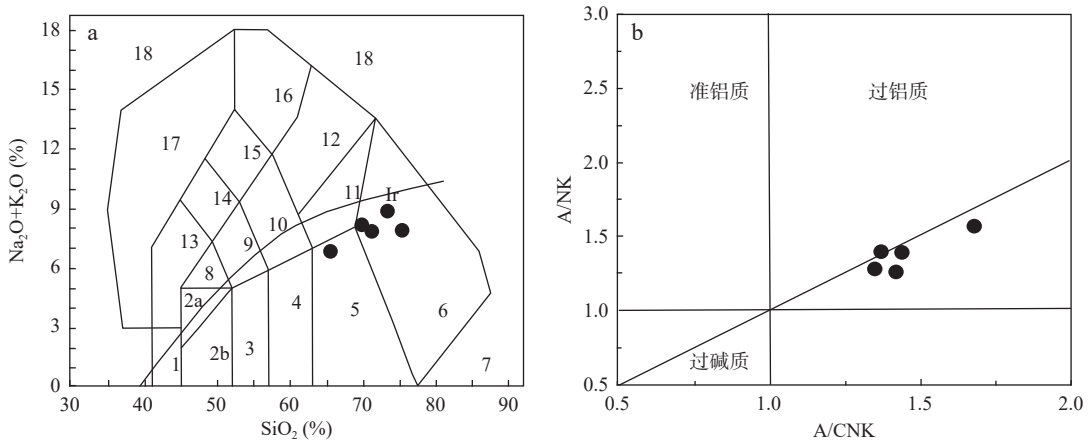
样品编号	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	∑REE	LREE
ⅡGS1307-1	10.92	1.76	9.19	1.74	4.78	0.73	4.59	0.63	45.91	350.80	316.46
ⅡPm201GS1-1	9.40	1.53	8.75	1.80	4.90	0.72	4.50	0.66	44.43	261.93	229.67
ⅡPm201GS3-1	12.65	2.27	13.72	2.81	7.61	1.12	6.68	0.98	72.05	307.70	259.86
ⅡGS3209-1	10.46	1.89	11.48	2.36	7.01	1.03	7.15	0.95	61.35	277.87	235.54
ⅡGS1312	9.01	1.34	7.26	1.37	3.64	0.50	3.20	0.46	34.25	315.80	254.81

样品编号	HREE	LREE/HREE	δEu	δCe	$(La/Yb)_N$	K	Rb	Ba	Th	Ta	Nb
ⅡXT1307-1	34.34	9.22	0.49	1.03	11.02	46790.25	245.1	1025.80	18.77	1.27	13.60
Pm201XT1-1	32.26	7.12	0.45	1.00	8.01	46065.00	247.9	1053.91	19.74	1.21	11.25
Pm201XT3-1	47.84	5.43	0.17	0.98	6.09	48638.00	260.9	503.20	20.64	0.89	11.37
ⅡXT3209-1	42.33	5.56	0.30	1.01	5.09	51958.00	275.9	634.27	21.77	0.69	10.04
ⅡXT1312	26.78	9.51	0.52	0.97	13.16	30651.74	236.2	1275.00	18.23	1.59	19.69

样品编号	Ce	Hf	Zr	Sm	Y	Yb	Cr	Co	Ti	Sr	Ga
ⅡXT1307-1	150.43	326.40	10.01	12.05	20.91	4.59	12.16	4.58	2440.38	131.80	21.50
Pm201XT1-1	106.28	212.20	6.44	10.14	20.43	4.50	16.25	4.73	2517.90	159.30	19.90
Pm201XT3-1	119.54	154.70	5.23	12.81	21.05	6.68	5.20	1.43	1258.95	85.07	20.30
ⅡXT3209-1	109.89	173.60	5.97	11.12	22.35	7.15	3.89	2.23	1738.55	99.75	23.10
ⅡXT1312	118.90	10.50	4.36	10.46	19.25	3.20	22.78	10.09	5271.76	241.70	22.40

注: $\delta=(Na_2O+K_2O)^2/SiO_2-43$; $A/CNK=Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$; $A/NK=Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$。

Ga/Al 值为 2.67～3.18, 可见其值高于 I 型和 S 型平均值, 低于 A 型花岗岩平均值; 但 A 型花岗岩中 Zr、Nb、Y、Ce 等 4 种元素相加含量下限为 350×10^{-6}(Whalen et al.,1987), 样品 Zr+Nb+Y+Ce=168.4×10^{-6}～219.9×10^{-6}, 可见低于 A 型花岗岩的下限值, 说明其不属于 A 型花岗岩。I 型和 S 型花岗岩一般出现在板块结合带, 不易区分, 但是 I 型和 S 型花岗岩的 Th 和 Y 元素在准铝质和过铝质岩浆环境中具有不同的结晶分异演化趋势(Chappell,1999), 如 S 型花岗岩(Rb＞200×10^{-6})在过铝质岩浆演化中 Th 和 Y 含量变低, 与 Rb 含量呈负



1. 橄榄辉长岩；2a. 碱性辉长岩；2b. 亚碱性辉长岩；3. 辉长闪长岩；4. 闪长岩；5. 花岗闪长岩；6. 花岗岩；7. 硅英岩；8. 二长辉长岩；9. 二长闪长岩；10. 二长岩；11. 石英二长岩；12. 正长岩；13. 副长石辉长岩；14. 副长石二长闪长岩；15. 副长石二长正长岩；16. 副长正长岩；17. 副长深成岩；18. 霓方钠岩/磷霞岩/粗白榴岩；Ir. Irvine 分界线(上方为碱性，下方为亚碱性)

图6　眼球状黑云二长花岗岩硅–碱图(a; 据 Middlemost，1994)和 A/NK-A/CNK 图(b)

Fig. 6　(a) Silicon alkali and (b) A/NK-A/CNK plots for the augen biotite monzonitic granite

相关关系; I 型花岗岩在准铝质岩浆演化中 Th 和 Y 含量变高, 与 Rb 含量呈正相关关系。样品 Rb 含量都大于 200×10^{-6}, 其 Th 和 Y 的含量都很低, 样品投点靠近 S 型花岗岩的演化趋势(图 8a、图 8b)。综上所述, 区内样品属典型的过铝质 S 型花岗岩。

微量元素蛛网图显示(图 7b), 样品富集大离子亲石元素 K、Rb、Th 等不相容元素, Ta、Nb 弱亏损。微量元素 Nb/Ta、La/Nb、Th/Nb、Th/La 等值能够有效地反映源区物质的性质, 区内样品微量元素原始比值(Nb/Ta=9.32～14.66, La/Nb=2.98～5.19, Th/Nb=1.59～2.47, Th/La=0.43～0.53, Rb/Sr=0.6～2.83)明显不同于原始地幔(Nb/Ta=17.5±2.0, La/Nb=0.94, Th/Nb=0.177, Th/La=0.125, Rb/Sr=0.034), 相对接近于大陆地壳(Nb/Ta=11～12, La/Nb= 2.2, Th/Nb=0.44, Th/La=0.204, Rb/Sr=0.35; Green, 1995; Saunders, 1988; Weaver, 1991), 说明岩浆源区以壳源成分为主。地壳壳源成分一般以泥砂质沉积岩为主, 也只有泥砂质沉积岩才能形成过铝质花岗岩, 不会存在其他源岩(Vielzeuf, 1994)。实验表明, 过铝质花岗岩一般 $CaO/Na_2O>0.3$ 为杂砂岩部分熔融形成, 过铝质花岗岩 $CaO/Na_2O<0.3$ 为泥质岩石部分熔融形成(Skjerlie, 1996)。本区花岗岩的 CaO/Na_2O 值为 0.35～0.91, 平均为 0.61, 其 CaO/Na_2O 值>0.3, 显示区内花岗岩可能以变砂质组分的部分熔融形成。在 Rb/Sr-Rb/Ba 图解中(图 9a), 花岗岩样品主要落入贫黏土源岩区, 接近页岩区域, 表明区内岩浆源区主要为含少量泥质成分的砂质岩源区熔融的沉积岩, 显示为上部地壳熔融作用的结果。

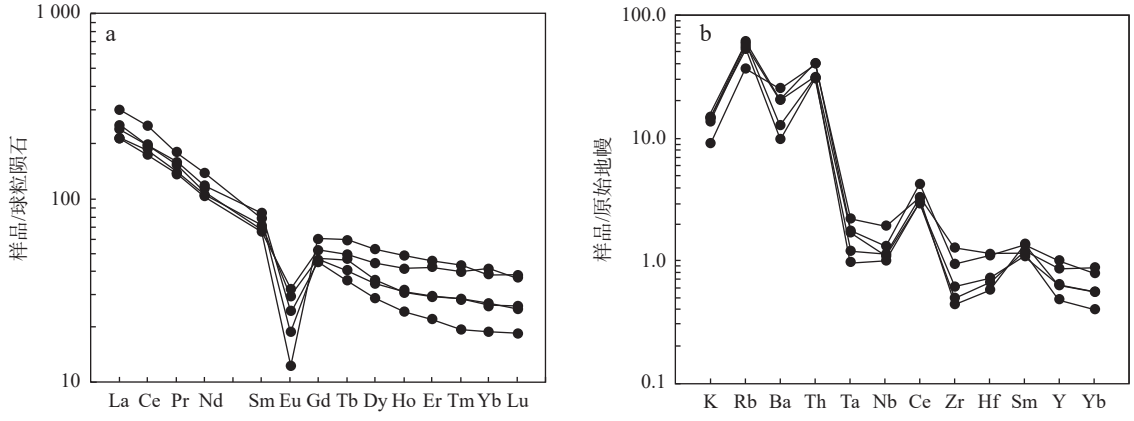


图7　眼球状黑云二长花岗岩稀土元素配分图(a; 据 Boynton, 1984)及微量元素蛛网图(b; 据 Sun et al.,1989)

Fig. 7　(a) Rare earth element distribution plots, and (b) spider web plots of trace elements for the augen biotite monzonitic granite

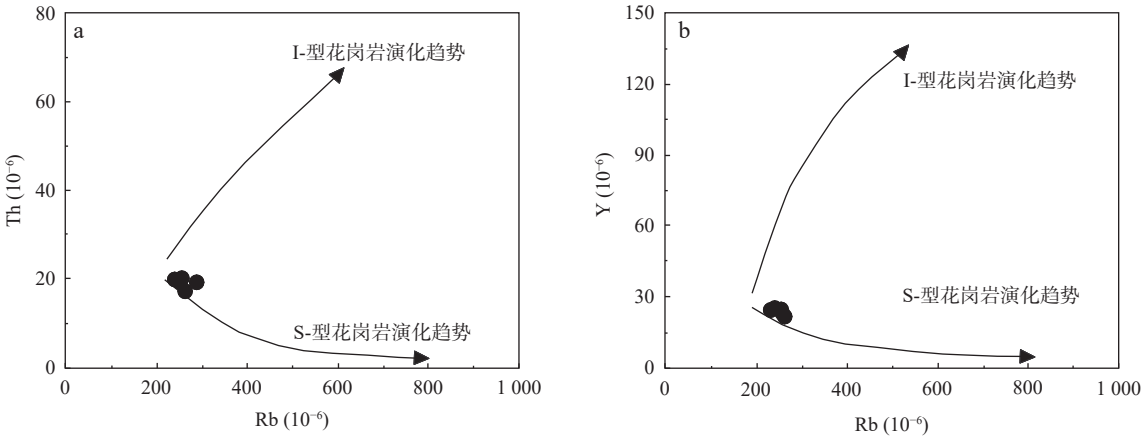


图8 眼球状黑云二长花岗岩 Th-Rb 图(a)和 Y-Rb 图(b; 据 Chappell, 1999)

Fig. 8 (a) Th-Rb and (b) Y-Rb diagram for the augen biotite monzonitic granite

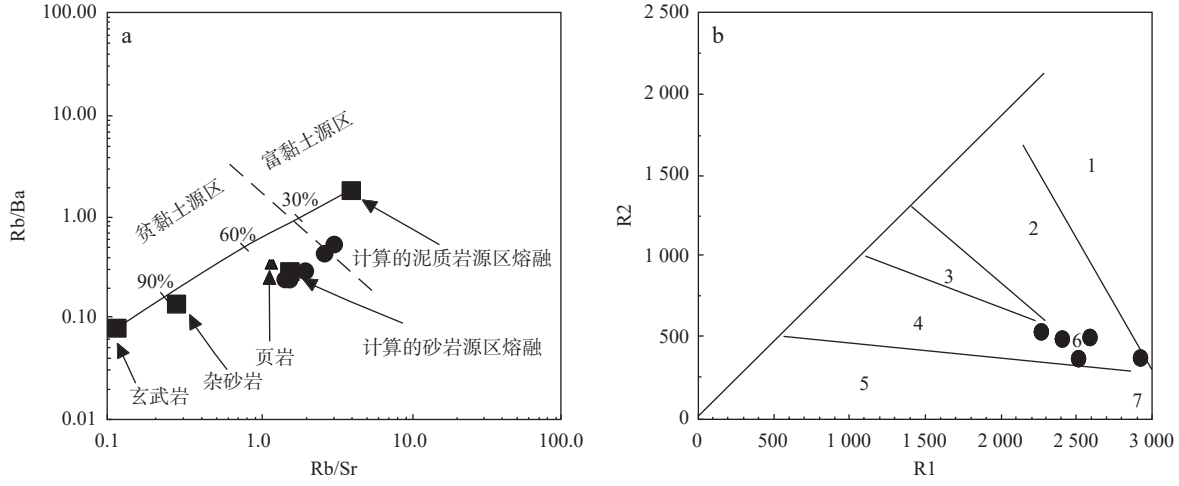
4.2 形成环境

区内眼球状黑云二长花岗岩为强过铝质特征,有少量石榴子石富铝矿物,A/CNK 平均值为 1.45, 表明为极成熟的 S 型花岗岩,源区主要来自地壳(王国辉等, 2019)。区内样品微量元素特征显示,岩石具有较低的 Y、Nb、Ta, 岩石具有高 Rb 特征,这不同于板内花岗岩和洋脊花岗岩特征,而类似于火山弧花岗岩和同碰撞花岗岩特征,与 Nb-Y 和 Rb-Y+Nb 判别图解得到的结论比较一致。在 Nb-Y 构造环境关系图(图 10a)中,投点均落在同碰撞构造环境区;在 Rb-Y+Nb 图(图 10b)中,均投在同碰撞构造环境区及附近;在 R1-R2 图解(图 9b)中,所有投点均比较集中在 6 区或附近分布,即同碰撞期花岗岩,基本上也反映了同碰撞造山花岗岩的特点。总体上,区内样品显示了同碰撞花岗岩的特点,分析结果基本反映区内的眼球状黑云二长花岗岩形成于同碰撞构造环境。

4.3 构造意义

这套老岩体是从古元古代金水口岩群地层中新解体出的变质侵入体,样品锆石 U-Pb 年龄为(865.8±3.9)Ma, 属新元古代早期,晚于金水口岩群的形成时代(古元古代—中元古代)。因此,笔者认为本次研究的拉陵灶火沟的变质侵入体为新元古代岩浆–构造事件产物。

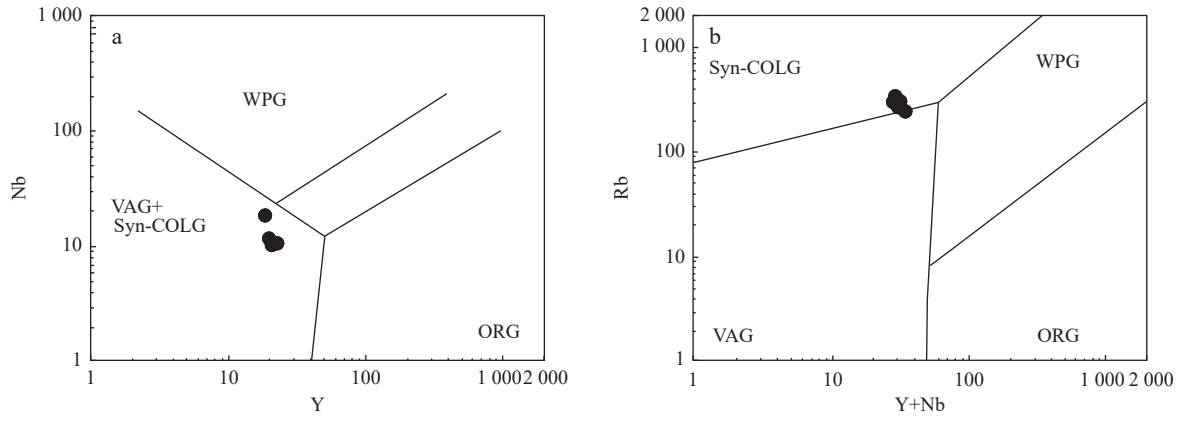
目前,东昆仑地区被认为与元古代末(～1 000 Ma)的构造岩浆事件与 Rodinia 超大陆汇聚有关(Hoffman, 1991; Condie, 2001; 王国灿等, 2007)。朱云海等(2000)



1. 地幔斜长花岗岩; 2. 破坏性活动板块边缘(板块碰撞前)花岗岩; 3. 板块碰撞后隆起期花岗岩; 4. 造山晚期花岗岩; 5. 非造山区 A 型花岗岩; 6. 同碰撞(S 型)花岗岩; 7. 造山后期 A 型花岗岩

图9 眼球状黑云二长花岗岩 Rb/Sr-Rb/Ba 图解(a; Sylvester, 1998)和 R1-R2(b; Bechelor et al., 1985)

Fig. 9 (a)Rb/Ba-Rb/Sr and (b) R1-R2 diagram for the augen biotite monzonitic granite



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

图10　眼球状黑云二长花岗岩微量元素 Nb-Y（a）和 Rb-Y+Nb 图解（b）

Fig. 10　(a) Schematic diagram of trace elements Nb-Y and (b) Rb-Y+Nb in augen biotite monzonitic granite

认为东昆仑瓦了尕–杀雄一带奥长花岗岩形成于火山弧或同碰撞, 锆石 Pb-Pb 年龄为 913～1 011 Ma; 王国灿等(2004)认为东昆仑香日德地区小庙岩群的片麻岩形成于陆陆汇聚下的变质深熔作用, 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 1 035～1 074 Ma; 陈能松等(2006)获得的东昆仑香日德二云母斜长花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 904 Ma; 孟繁聪等(2013)在东昆仑祁漫塔格地区获得花岗岩锆石 U-Pb 年龄为(938±5) Ma(SHRIMP)和(938±2) Ma(LA-ICP-MS), 具有 S 型花岗岩特征, 认为其形成于陆块同碰撞环境; 王冠等(2016)在东昆仑夏日哈木地区测得二长花岗岩锆石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 加权平均年龄分别为（923.7± 2.5）Ma(MSWD＝0.27)和（920.1±2.8）Ma(MSWD＝0.18), 属新元古代早期, 具有 S 型花岗岩特征, 认为为陆块同碰撞环境下的产物; 陈有炘等(2015)认为东昆仑巴隆地区花岗质片麻岩具有同碰撞花岗岩的特征, 获得的锆石 U-Pb 年龄为(870.6±7.7)Ma(MSWD=2.6)和 875.3±6.3Ma (MSWD=0.92)。笔者在东昆仑西段拉陵灶火沟地区出露的变质侵入体中获得锆石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 年龄分别为(865.8 ±3.9)Ma, 属新元古代早期, 其地球化学特征显示属于过铝质高钾钙碱性花岗岩, 并具有 S 型花岗岩特征, 形成于同碰撞挤压构造环境。研究显示, 花岗岩岩浆源区主要为含少量泥质成分的砂质岩源区熔融的沉积岩, 为上部地壳熔融作用的结果。综上所述, 东昆仑地区在新元古代早期可能又一次陆陆碰撞拼合事件, 与全球 Rodinia 超大陆的形成基本吻合, 也就是说东昆仑拉陵灶火沟地区的变质侵入体为 Rodinia 超大陆聚合中在东昆仑陆块中岩浆活动的响应。

5　结 论

(1)拉陵灶火沟样品岩浆锆石 LA-MC-ICP-MS U-Pb 加权平均年龄为(865.8 ±3.9)Ma(MSWD=0.24), 代表了该套变质侵入体表面年龄时代为新元古代早期。

(2)拉陵灶火沟这套岩体具有高 Si、高 K、Al 偏高, 属过铝质高钾钙碱性系列, 具有 S 型花岗岩的岩相学及地球化学特征, 其岩浆源区主要为含少量泥质成分的砂屑沉积岩。

(3)拉陵灶火沟这套岩体形成于同碰撞的构造环境, 指示东昆仑造山带西段地区存在新元古代早期大陆汇聚碰撞环境下的岩浆活动, 是东昆仑拉陵灶火沟地区的变质侵入体为 Rodinia 超大陆聚合的响应。

利益冲突声明(Conflict of Interests):

所有作者声明不存在利益冲突。

All authors disclose no relevant conflict of interests.

参考文献(References):

鲍泓辰, 谢登科, 邓宇峰, 等. 东昆仑祁漫塔格地区早古生代 Fe-Cu 多金属矽卡岩矿点的发现与意义[J]. 西北地质, 2026, 59(1): 189−202.

BAO Hongchen, XIE Dengke, DENG Yufeng, et al. Discovery and Significance of Early Paleozoic Fe-Cu Polymetallic Skarn Mineralization Points in the Dongkunlun-Qimantage Region[J].

Northwestern Geology, 2026, 59(1): 189−202.

陈能松, 李晓彦, 王新宇, 等. 柴达木地块南缘昆北单元变质新元古代花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄[J]. 地质通报, 2006, 25(11): 1311−1314.

CHEN Nengsong, LI Xiaoyan, WANG Xinyu, et al. SHRIMP U-Pb ages of metamorphic Neoproterozoic granite in the Kunbei unit of the southern margin of the Qaidam block[J]. Geologcal Bulletin of China, 2006, 25(11): 1311−1314.

陈有炘, 裴先治, 李佐臣, 等. 东昆仑东段巴隆花岗质片麻岩年代学、地球化学特征及地质意义[J]. 岩石学报, 2015, 31(8): 2230−2244.

CHEN Youxin, PEI Xianzhi, LI Zuochen, et al. Chronology, geochemical characteristics, and geological significance of the Balong granitic gneiss in the eastern section of the East Kunlun Mountains[J]. Acta Petrologica Sinica, 2015, 31(8): 2230−2244.

姜春发, 杨经绥, 冯秉贵, 等. 昆仑开合构造 [M]. 北京: 地质出版社, 1992.

陆松年, 于海峰, 李怀坤, 等. 中国前寒武纪重大地质问题研究—中国西部前寒武纪重大地质事件及其全球构造意义 [M]. 北京: 地质出版社, 2006.

莫宣学, 罗照华, 邓晋福, 等. 东昆仑造山带花岗岩及地壳生长[J]. 高校地质学报, 2007, 13(3): 403−414.

MO Xuanxue, LUO Zhaohua, DENG Jinfu, et al. Granite and crustal growth in the East Kunlun orogenic belt[J]. Geological Journal of China Universities, 2007, 13(3): 403−414.

孟繁聪, 贾丽辉, 任玉峰, 等. 东昆仑东段温泉地区片麻岩记录的岩浆和变质事件: 锆石 U-Pb 年代学证据[J]. 岩石学报, 2017, 33(12): 3691−3709.

MENG Fancong, JIA Lihui, REN Yufeng, et al. Magmatic and metamorphic events recorded in the hot spring area of the eastern section of the East Kunlun Mountains: Evidence from zircon U-Pb geochronology[J]. Acta Petrologica Sinica, 2017, 33(12): 3691−3709.

孟繁聪, 崔美慧, 吴祥珂, 等. 东昆仑祁漫塔格花岗片麻岩记录的岩浆和变质事件[J]. 岩石学报, 2013, 29(6): 2107−2122.

MENG Fancong, CUI Meihui, WU Xiangke,et al. Magma and metamorphic events recorded by the Qimantag granite gneiss in the eastern Kunlun Mountains[J]. Acta Petrologica Sinica, 2013, 29(6): 2107−2122.

潘桂棠, 肖庆辉, 陆松年, 等. 中国大地构造单元划分[J]. 中国地质, 2009, 36(1): 1−28.

PAN Guitang, XIAO Qinghui, LU Songnian, et al. Classification of tectonic units in China[J]. Geology in China, 2009, 36(1): 1−28.

祁生胜, 宋述光, 史连昌, 等. 东昆仑西段夏日哈木-苏海图早古生代榴辉岩的发现及意义[J]. 岩石学报, 2014, 30(11): 3345−3356.

QI Shengsheng, SONG Shuguang, SHI Lianchang, et al. The discovery and significance of early Paleozoic eclogites in the Xiari Hamu Suhai map of the western section of the East Kunlun Mountains[J]. Acta Petrologica Sinica, 2014, 30(11): 3345−3356.

谈生祥, 拜永山, 常革红, 等. 祁漫塔格地区晋宁期变质侵入岩(体)的发现及其地质意义[J]. 西北地质, 2004, 37(1): 69−73.

TAN Shengxiang, BAI Yongshan, CHANG Gehong, et al. Discovery of Jinning metamorphic intrusive rocks (bodies) in the Qimantag area and their geological significance[J]. Northwestern Geology, 2004,37(1): 69−73.

任海东, 王涛, 潘彤, 等. 东昆仑东段三叠纪岩浆岩 Nd–Hf 同位素组分特征、物源演变规律及其构造背景[J]. 西北地质, 2023, 56(6): 95−112.

REN Haidong, WANG Tao, PAN Tong, et al. Nd–Hf Isotopic Characteristics, Evolution Trend and Tectonic Setting of Triassic Magmatic Rocks in the Eastern Segment of East Kunlun Orogeny[J]. Northwestern Geology, 2023, 56(6): 95−112.

王冠, 孙丰月, 李碧乐, 等. 东昆仑夏日哈木矿区新元古代早期二长花岗岩锆石 U-Pb 年代学、地球化学及其构造意义[J]. 大地构造与成矿学, 2016, 40(6): 1247−1260.

WANG Guan, SUN Fengyue, LI Bile, et al. Zircon U-Pb geochronology, geochemistry、and tectonic significance of early Neoproterozoic monzonite in the Xiarihamu mining area of East Kunlun[J]. Geotectonica et Metallogenia, 2016, 40(6): 1247−1260.

田龙, 康磊, 刘良, 等. 东昆仑巴什尔希晚奥陶世二长花岗岩成因及其地质意义[J]. 西北地质, 2023, 56(2): 28−45.

TIAN Long, KANG Lei, LIU Liang, et al. Petrogenesis and Geological Implications of Bashenerxi Monzogranite from East Kunlun Orogen Belt[J]. Northwestern Geology, 2023, 56(2): 28−45.

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.

王秉璋, 潘彤, 任海东, 等. 东昆仑祁漫塔格寒武纪岛弧: 来自拉陵高里河地区玻安岩型高镁安山岩/闪长岩锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Hf 同位素证据[J]. 地学前缘, 2021, 28(1): 318−333.

WANG Bingzhang, PAN Tong, REN Haidong, et al. The Cambrian Island Arc of the Qimantag Formation in the East Kunlun Mountains: Zircon U-Pb Chronology, Geochemistry, and Hf Isotope Evidence from the High Magnesium Andesite Diorite in the Gaoli River Area of the Laling Mountains[J]. Earth Science Frontiers, 2021, 28(1): 318−333.

王国辉, 王志忠, 严城民. 花岗岩成因类型划分与地球化学图解判别综述[J]. 云南地质, 2019, 38(1): 28−37.

WANG Guohui, WANG Zhizhong, YAN Chengmin. A review of the classification of granite genesis types and geochemical graphical discrimination[J]. Yunnan Geology, 2019, 38(1): 28−37.

王国灿, 魏启荣, 贾春兴, 等. 关于东昆仑地区前寒武纪地质的

几点认识[J]. 地质通报, 2007, 26(8): 929−937.

WANG Guocan, WEI Qirong, JIA Chunxing, et al. Several understandings on the pre Cambrian geology of the East Kunlun region[J]. Geologcal Bulletin of China, 2007, 26(8): 929−937.

王国灿, 王青海, 简平, 等. 东昆仑前寒武纪基底变质岩系的锆石 SHRIMP 年龄及其构造意义[J]. 地学前缘, 2004, 11(4): 481−490.

WANG Guocan, WANG Qinghai, JIAN Ping, et al. Zircon SHRIMP ages and their tectonic significance of the Precambrian basement metamorphic rock series in the East Kunlun Mountains[J]. Earth Science Frontiers, 2004, 11(4): 481−490.

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 Fuyuan, LI Xianhua, YANG Jinhui, et al. Several issues in the study of granite genesis[J]. Acta Petrologica Sinica, 2007, 23(6): 1217−1238.

熊万宇康, 赵梦琪, 于淼, 等. 造山带洋陆转换过程与岩浆作用: 以东昆仑都兰地区古生代花岗岩为例[J]. 西北地质, 2023, 56(6): 113−139.

XIONG Wanyukang, ZHAO Mengqi, YU Miao, et al. Ocean−Continent Transition Process and Magmatism in Orogenic Belts: A Case Study of Paleozoic Granites in the Dulan Area of East Kunlun[J]. Northwestern Geology, 2023, 56(6): 113−139.

张金明, 王钦元, 许海全, 等. 喀雅克登塔格地区古元古代金水口变质侵入岩 (体) 的发现及其地质意义[J]. 西北地质, 2012, 45(3): 13−19.

ZHANG Jinming, WANG Qinyuan, XU Haiquan, et al. Discovery of Paleoproterozoic Jinshuikou metamorphic intrusive rocks (bodies) in the Kayak Dengtag area and their geological significance[J]. Northwesten Geology, 2012, 45(3): 13−19.

朱云海, Pan Yuanming, 张克信. 东昆仑造山带东段晋宁期岩浆活动及其演化[J]. 地球科学, 2000, 25(3): 231.

ZHU Yunhai, Pan Yuanming, ZHANG Kexin. Jinning magmatic activity and its evolution in the eastern section of the East Kunlun orogenic belt[J]. Earth Science, 2000, 25(3): 231.

Bechelor R A, Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters[J]. Chemical Geology, 1985, 48(1): 43−55.

Belousova E, Griffin W, O'Reilly S Y. et al. Igenous zircon. trace element composition as an indicator of souree rocktype[J]. Conttibutions to Mineralogy & Petrology, 2002, 143(5): 602−622.

Bi H Z, Song S G, Yang L M, et al. UHP metamorphism recorded by coesite-bearing metapelite in the East KunLun Orogen (NW China)[J]. Geological Magazine, 2020, 157(2): 160−172.

Boynton W V. Geochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite studies Henderson P. Rare Earth. Element Geochemistry[J]. Amsterdam: Elsevier Science Publishers, 1984, 63−114.

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

Condie K C. Continental growth during formation of Rodinia at 1.35-0.9 Ga[J]. Gondwana Research, 2001, 4(1): 5−16.

Green T H. Significance of Nb/Ta as an Indicator olGeochemical Processes in the Crust-Mantle Syste[J]. Chemical Geology, 1995, 120(3/4): 347.

Hoffman P F. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland insideout Science, 1991,252: 1409−1412.

Ludwig K R. User, S manual for Isoplot/Ex, version 3.00: A geochronological toolkit for microsoft excel[J]. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2003, 4: 1−70.

Middlemost E A K. Naming materials in the magma igneous rock system[J]. Earth Science Reviews, 1994, 37(3−4): 215−224.

Sylvester P J. Post-collisional strongly peraluminous granites[J]. Lithos, 1998, 45: 29−44.

Sun S S and McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes Saunders A D and Norry MJ. Magmatism in Oceanic Basins[J]. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42: 313−345.

Saunders A D, Norry M J, Tarney J. Origin of Morb and Chemically-Depleted Mantle Reservoirs: Trace Element Constraints[J]. Journal of Petrology LJJ Petrology, 1988(1): 415−445.

Skjerlie K P and Johnston A D. Vapour-absent melting from 10 to 20kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous Phases: Implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins[J]. Journal of Petrology, 1996, 37(3): 661−691.

Vielzeuf D and Montel J M. Partial melting of metagreywackes. Part Ⅰ: Fluid-absent experiments and phase relationships[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1994, 117(4): 375−393.

Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1987, 95: 407−419.

Weaver B L. The Origin of Ocean Island Basalt End-Member Compositions: Trace Element and Isotopic Constraints[J]. Earth & . Planetary Seience Letters, 1991, 104(2/3/4): 381−397.