

doi: 10.12097/gbc.2022.06.030

李猛兴, 王丽娟, 李珍, 王权, 李娟. 2025. 内蒙古东部中生代马拉格复式岩体成因及对区域构造演化的启示[J]. 地质通报, 44(6): 1087–1105.
Li Mengxing, Wang Lijuan, Li Zhen, Wang Quan, Li Juan. 2025. Petrogenesis of the Mesozoic Malage complex pluton in Eastern Inner Mongolia and its enlightenment to the regional tectonic evolution[J]. Geological Bulletin of China, 44(6): 1087–1105(in Chinese with English abstract).

内蒙古东部中生代马拉格复式岩体成因及对区域构造演化的启示

李猛兴¹, 王丽娟^{2*}, 李珍³, 王权³, 李娟⁴

(1. 中国地质调查局西安矿产资源调查中心, 陕西 西安 710100; 2. 中国地质科学院水文地质环境地质研究所, 河北 石家庄 050061; 3. 山西省地质调查院有限公司, 山西 太原 030006; 4. 山东省烟台第十一中学, 山东 烟台 264000)

摘要:【研究目的】以兴安地块南段马拉格复式岩体作为研究对象, 进一步解读蒙古-鄂霍茨克洋、古太平洋两大构造体系对东北地区影响的时空范围。【研究方法】对该岩体不同岩性系统采集样品, 进行岩相学、锆石 U-Pb 定年、岩石地球化学分析研究。【研究结果】研究表明, 马拉格复式岩体由 2 期花岗岩组成, 早期为石英二长岩、二长花岗岩、碱长花岗岩的岩性组合, 形成于晚三叠世 ($225 \pm 2 \sim 220 \pm 2$ Ma); 晚期为花岗斑岩, 形成于早白垩世晚期 (124 ± 1 Ma)。2 期岩体属于高钾钙碱性 I 型花岗岩, 区别在于分异程度不同, 均具有 (Rb、Ba、K) 大离子亲石元素及轻稀土元素 (LREE) 明显富集、(Ta、Nb、P、Ti) 高场强元素及重稀土元素不同程度亏损、稀土元素总量偏低 (ΣREE 为 $34.25 \times 10^{-6} \sim 217.91 \times 10^{-6}$)、中等负 Eu 异常 ($\delta\text{Eu}=0.40 \sim 0.84$) 的特点。【结论】结合区域构造演化, 马拉格复式岩体 2 期岩体指示: 晚三叠世兴安地块南段已受到蒙古-鄂霍茨克洋俯冲的远程影响; 早白垩世晚期区域上处于伸展背景, 推断为蒙古-鄂霍茨克洋闭合后伸展、古太平洋俯冲后撤的共同作用, 尤其与后者联系密切。
关键词: 兴安地块; 蒙古-鄂霍茨克洋; 古太平洋; I 型花岗岩; 构造演化
创新点: 厘定了马拉格复式岩体的侵入时序; 该岩体可作为揭示蒙古-鄂霍茨克洋、古太平洋两大构造体系影响时空范围的理想研究对象。

中图分类号: P588.1; P542.4 文献标志码: A 文章编号: 1671-2552(2025)06-1087-19

Petrogenesis of the Mesozoic Malage complex pluton in Eastern Inner Mongolia and its enlightenment to the regional tectonic evolution

LI Mengxing¹, WANG Lijuan^{2*}, LI Zhen³, WANG Quan³, LI Juan⁴

(1. Xi'an Center of Mineral Resources Survey, China Geological Survey, Xi'an 710100, Shaanxi, China; 2. Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Shijiazhuang 050061, Hebei, China; 3. Shanxi Institute of Geological Survey Co., Ltd., Taiyuan 030006, Shanxi, China; 4. Shandong Yantai No.11 Middle School, Yantai 264000, Shandong, China)

Abstract: [Objective] This study investigates the Malage composite pluton in the southern Xing'an Block to clarify the spatiotemporal influence boundaries of two tectonic systems (Mongolia–Okhotsk Ocean and Paleo–Pacific) in Northeast China. [Methods] We conducted systematic sampling of lithologic units within the pluton, followed by petrographic analysis, zircon U–Pb geochronology, and whole–rock geochemical characterization. [Results] The Malage complex pluton comprises two granite phases. The early–stage assemblage (quartz monzonite diorite, monzogranite and alkali–feldspar granite) emplaced during the Late Triassic (225 ± 1 Ma and

收稿日期: 2022-06-21; 修订日期: 2023-04-09

资助项目: 中国地质调查局项目《1: 5 万勃洛浑迪幅(L50E011020)等四幅区调》(编号: 1212010781033)及自然资源部研究项目《我国典型地区大气水-地表水-地下水资源综合评估与水平衡研究——以漳滏平原为例》(编号: B201905)

作者简介: 李猛兴(1985–), 男, 硕士, 高级工程师, 从事多金属矿的勘查、调查评价工作。E-mail: 282665774@qq.com

* 通信作者: 王丽娟(1981–), 女, 硕士, 高级工程师, 从事地球化学研究。E-mail: 32737195@qq.com

220 ± 2 Ma), and granite porphyry intruded in the late Early Cretaceous (124 ± 1 Ma). Both phases represent high-K calc-alkaline I-type granites, though the Cretaceous porphyry exhibits higher differentiation. They are both characterized by enrichment of large ion lithophilic elements (Rb, Ba, K) and light rare-earth elements (LREE), different degrees of loss (Ta, Nb, P, Ti) in high field strength elements (HFSE) and heavy rare-earth elements (HREE), low total rare earths ($\Sigma\text{REE}=34.25\times10^{-6}\sim217.91\times10^{-6}$), variable negative Eu anomalies ($\delta\text{Eu}=0.40\sim0.84$). **[Conclusions]** Integrated geological evidence suggests that Late Triassic Mongolian–Okhotsk Ocean subduction influenced the southern Xing'an Block, and late Early Cretaceous magmatism occurred under an extensional regime driven jointly by post-collisional relaxation after Mongolia–Okhotsk Ocean closure and Paleo-Pacific Plate rollback, with predominant control from the latter.

Key words: Xing'an Block; Mongol–Okhotsk Ocean; Paleo-Pacific Ocean; I-type granite; tectonic evolution

Highlights: Precise determination of the Malage composite pluton's intrusive chronology reveals two distinct magmatic phases. The Malage composite pluton provides critical constraints for delineating the superimposed influences of Mongol–Okhotsk and Paleo-Pacific tectonic regimes in Northeast Asia.

About the first author: LI Mengxing, male, born in 1985, master, senior engineer, mainly engaged in the exploration, investigation and evaluation of polymetallic ores; E-mail: 282665774@qq.com

About the corresponding author: WANG Lijuan, female, born in 1981, master, senior engineer, mainly engaged in geochemical research; E-mail: 32737195@qq.com

Fund support: Supported by the China Geological Survey Project (No.1212010781033) and Ministry of Natural Resources Research Project (No. B201905)

兴蒙造山带位于中亚造山带东段,夹持于华北克拉通与西伯利亚克拉通之间,通常被认为是造山带演化研究的“天然实验室”,先后经历了古亚洲洋、蒙古-鄂霍茨克洋、古太平洋多重构造体系的长期叠加与改造,对东北地区影响深远(Xiao et al., 2003; 徐备等, 2014)。在三大构造体系演化过程中,尤以古亚洲洋演化最为漫长复杂,可能自早古生代已经开始,晚古生代末期经历了一系列微陆块碰撞-拼贴及古亚洲洋最终消亡等重大地质事件(李锦轶等, 2019; 许文良等, 2019),以大型缝合带为界形成了额尔古纳、兴安、松嫩、佳木斯地块等地质构造单元相间分布的格局(Wu et al., 2011);中生代期间,该地区又受到了蒙古-鄂霍茨克洋、古太平洋的叠加改造(许文良等, 2013; 李宇等, 2015; 唐杰等, 2016, 2018)。在三大构造体系作用下,区域上构造-岩浆作用强烈,可见不同时代(晚古生代、中生代)、不同类型(I型、A型为主)的花岗岩出露,在空间上形成了北东向分布的巨型岩浆岩带,即举世瞩目的显生宙“花岗岩海”地质景观。这些岩浆岩是了解地球深部物质组成、揭示区域构造演化的重要载体(童英等, 2010)。因此,通过区域上中生代花岗岩研究,可以很好地厘清中生代期间蒙古-鄂霍茨克洋、古太平洋构造体系对东北地区影响的时空分布。在此基础上,前人对两大构造体系影响的空间范围、叠合过程等重大地质问

题研究也不断深入,并取得了日趋丰富的研究成果。

研究表明,区域上晚古生代—中生代岩浆作用发育,时代集中在晚石炭世—二叠纪,可见数条近东西向的巨型碱性岩浆岩带出露,与古亚洲洋闭合后伸展有关(Xiao et al., 2003; 童英等, 2010; Wu et al., 2011; 徐备等, 2014; 赵院冬等, 2018; 李锦轶等, 2019; 张健等, 2020);早—中三叠世,岩浆作用在大兴安岭地区(额尔古纳、兴安、松嫩地块)、华北克拉通北缘均有出露,分别与蒙古-鄂霍茨克洋俯冲(唐杰等, 2018)、古亚洲洋闭合后伸展有关(许文良等, 2019);早白垩世晚期,区域上岩浆作用广泛发育,与巨量面状伸展有关(唐杰等, 2018; 周建波等, 2018; 冯志强等, 2021; 章培春等, 2022)。相对晚石炭世—二叠纪、早—中三叠世、早白垩世晚期岩浆作用强烈的特征,晚三叠世岩浆岩出露相对有限,主要分布于大兴安岭地区中北部(额尔古纳、兴安地块中北段)、华北克拉通北缘,分别与蒙古-鄂霍茨克洋向南俯冲、古亚洲洋闭合后伸展有关(童英等, 2010; 唐杰等, 2016, 2018),而位于二者之间的兴安地块南段晚三叠世岩浆作用极少,蒙古-鄂霍茨克洋在该时期向南俯冲的空间范围也尚未厘清。

兴安地块南段由大面积中生代火山岩、花岗岩及少量古生代花岗岩组成,不大可能存在大规模的前寒武纪基底(Wu et al., 2011; 许文良等, 2019),空

间上与蒙古-鄂霍茨克洋、古太平洋两大构造体系皆相距较远, 可作为两大构造体系作用远程效应研究的理想区域。鉴于此, 本文以兴安地块南段马拉格复式岩体为研究对象, 开展系统的地球化学特征、年代学研究, 探讨岩石成因及地质背景, 为兴安地块南段中生代(晚三叠世、早白垩世晚期)区域构造演化提供了新的研究素材, 也进一步为蒙古-鄂霍茨克洋、古太平洋构造体系在兴安地块南段的影响范围提供了时间尺度、空间范围的制约。

1 地质背景及岩体地质

研究区位于内蒙古中东部乌拉盖管理区, 大地构造位置上隶属于兴安地块南段(图 1-a)。区内中

生代火山岩地层发育(图 1-b), 时代集中在晚侏罗世—早白垩世, 出露地层由老至新分别为: ①满克头鄂博组(J_3mk), 岩性为流纹质凝灰岩、流纹岩, 局部夹少量凝灰质砂岩, 不整合覆盖于三叠纪岩体之上; ②玛尼吐组(J_3mn), 上部岩性为灰褐色-肉红色粗面岩互层, 下部为英安质晶屑凝灰岩与粗面岩互层, 喷发韵律清晰; ③白音高老组(K_1b), 岩性为流纹岩夹少量凝灰质砂岩。另外, 沟谷处为第四系(Q)湖积物、冲洪积物分布。

研究区中生代岩浆作用发育, 地表可见不同形态、不同期次的岩体出露, 分布于 1: 5 万贺斯格乌拉牧场幅(图幅号 L50E011021)内的马拉格绍荣等地, 命名为马拉格复式岩体。该复式岩体地表出露

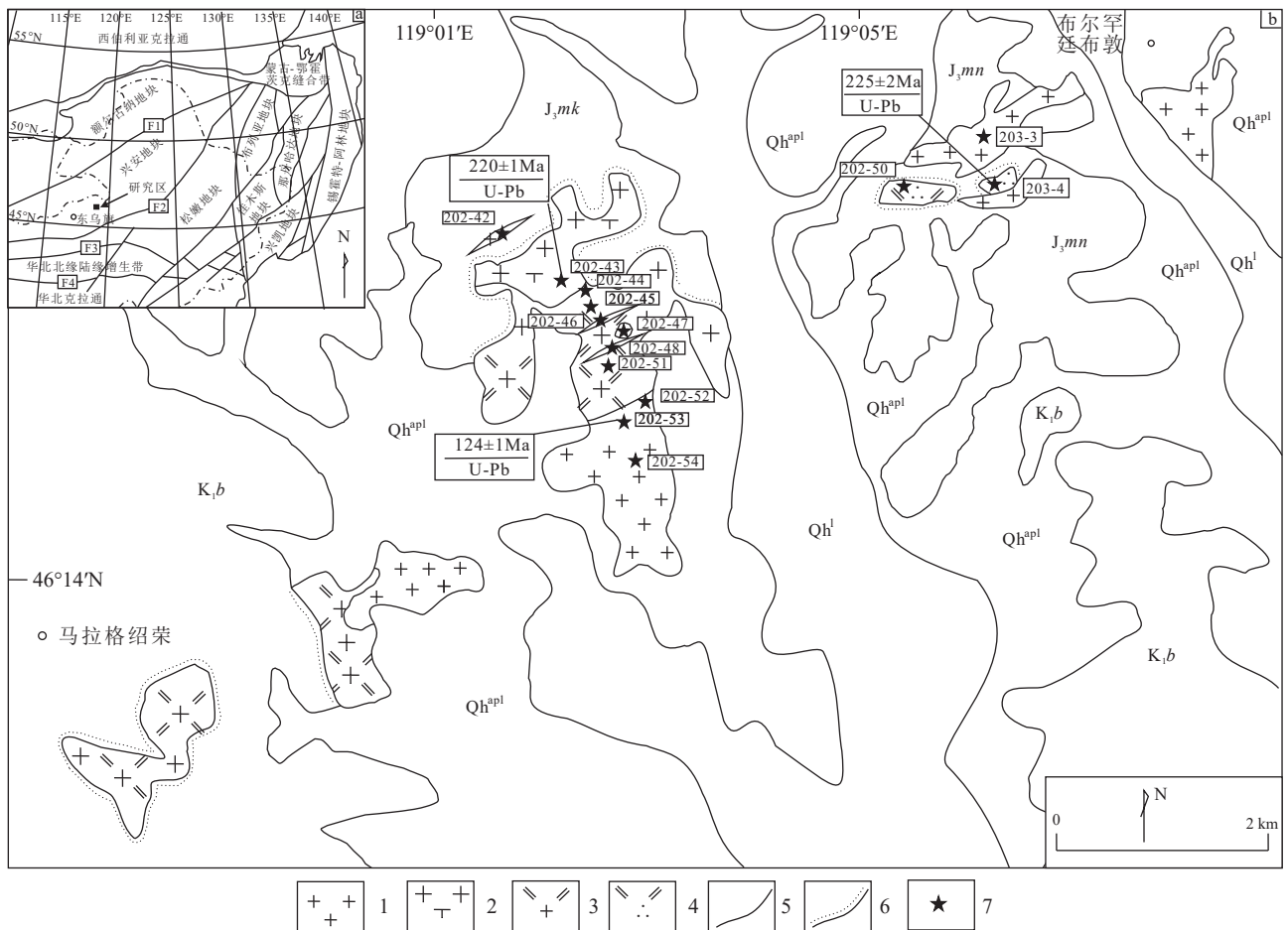


图 1 兴蒙造山带东段大地构造略图(a, 据 Wu et al., 2011)和马拉格复式岩体地质图(b, 据山西省地质调查院, 2012)

Fig. 1 Generalized tectonic map of the eastern Xing-Meng Orogenic Belt and geological map of the Malage complex pluton
1—花岗岩; 2—碱长花岗岩; 3—二长花岗岩; 4—石英二长岩; 5—地质界线; 6—角度不整合接触; 7—采样位置; Qh^l—第四系湖积物; Qh^{api}—第四系坡洪积; K_{1b}—下白垩统白音高老组; J_{3mn}—上侏罗统玛尼吐组; J_{3mk}—上侏罗统满克头鄂博组; F1—塔源—喜桂图断裂; F2—二连—贺根山—嫩江—黑河—断裂带; F3—索伦—西拉木伦—长春—延吉断裂带; F4—华北地台北缘断裂带

面积约 6.5 km², 呈北东向岩株形态断续分布, 两侧被中生代火山岩地层、第四系覆盖。该复式岩体由早期石英二长岩、二长花岗岩、碱长花岗岩及晚期花岗斑岩组成, 尤以石英二长岩规模最小。4 种岩性之间界线清晰, 区域上可见晚期侵位的花岗斑岩呈北东方向明显斜切早期岩体, 其中二长花岗岩内部也可见花岗斑岩细脉穿插, 局部可见石英二长岩捕虏体分布。各岩性特征如下。

石英二长岩(图 2-a, b): 浅灰红色, 不等粒粒状结构, 矿物粒度在 0.5~2.5 mm 之间, 主要由斜长石(含量为 50%, 半自形板状, 可见轻微绢云母化, 下同)、钾长石(35%, 宽板状, 聚片双晶发育)、石英(10%, 他形粒状)、角闪石(1%, 柱粒状)、黑云母(1%, 棕黄色片状)组成。还可见零星蚀变矿物(绿帘石、绿泥石)及副矿物(磁铁矿、锆石、榍石及磷灰石)。

二长花岗岩(图 2-c, d): 浅肉红色, 不等粒花岗岩结构, 粒度为 0.3~2.5 mm, 主要由斜长石(40%, 半自形板状, 环带发育)、钾长石(35%, 板状、粒状, 晶体内部树枝状条纹发育)、石英(20%, 粒状)组成。还可见零星副矿物(金红石、锆石及磷灰石)。岩体宏观上呈明显球状地貌, 节理发育。

碱长花岗岩(图 2-e, f): 浅灰色, 细粒花岗结构, 粒度为 0.5~2 mm, 主要由钾长石(60%, 半自形板状、他形粒状)、石英(20%, 粒状)、斜长石(10%, 粒状)、黑云母(5%)、磁铁矿(1%)组成。

花岗斑岩(图 2-g, h): 黄褐色, 斑状结构, 基质为隐球粒、隐晶质结构, 斑晶由斜长石(20%, 大小 1 mm×2 mm, 自形板状)、钾长石(15%, 1.5 mm×2.2 mm, 半自形板状、高岭土化)及石英(10%, 0.5~5 mm, 浑圆熔蚀状、穿孔状)组成; 基质含量 50%, 由隐晶质(<0.001 mm)及少量长英质隐球粒(0.02~0.3 mm)组成。另外, 可见零星副矿物(磁铁矿、磷灰石、锆石)及蚀变矿物(绢云母)。

2 测试方法

本次在马拉格复式岩体 4 种岩性中系统采集了 14 件样品进行主量元素分析, 并从中选出 8 件代表性样品进行微量、稀土元素测试。采样中尽量选取无蚀变或蚀变程度较轻的新鲜基岩, 避开蚀变带及不同岩性的分界位置。测试在湖北省地质实验测试中心完成, 采样位置见图 1。对样品破碎至 200 目下, 采用 X 射线荧光光谱测定法对主量元素分析, 在

仪器 XRF-1800 上完成, 精度为 1%; 采用溶样法对微量、稀土元素进行分析, 在电感耦合等离子体质谱仪(X7)上完成, 精度为 1%。

在石英二长岩、碱长花岗岩、花岗斑岩 3 种岩性中分别采取 1 件样品进行锆石 U-Pb 测年, 采样位置见图 1。首先对锆石破碎粗选, 挑选出符合要求的锆石颗粒, 该过程在山西省地质调查院岩矿鉴定室完成; 然后在双目镜下挑选出粒度完整、透明度好、裂隙及包裹体均不发育的锆石点制作样靶, 将待测锆石用环氧树脂固定, 再进行充分抛光, 至锆石核部充分暴露; 随后对锆石进行(反射光、透射光、阴极光)照相, 以便更好地观察锆石内部结构特征及选择合适位置进行同位素测定。具体锆石 U-Pb 年龄测试仪器及步骤见相关文献(王敏等, 2018), 在天津地质调查中心实验测试室分析完成。测试结束后采用 ICPMSDataCal 程序对测试数据进一步处理(Liu et al., 2010), 采用 Isoplot(Version 3.0)软件制作锆石 U-Pb 年龄谐和图(Ludwig, 2003)。

3 锆石 U-Pb 年龄

石英二长岩、碱长花岗岩、花岗斑岩 Th/U 值分别为 0.67~1.36、0.64~2.05、0.64~1.19, 具有 Th/U 值高、锆石边部环带结构发育的特点, 为岩浆锆石成因(李瑞玲等, 2012; 郝书清等, 2022), 锆石年龄代表了岩体真实侵位年龄。3 件样品测试结果见表 1, 特征分别如下。

PM203TW-1(石英二长岩): 锆石晶形基本完整, 但颗粒较小, 以短柱状为主, 部分呈扇形分带结构, 整体粒径 150~250 μm, 长宽比 1:1~2:1(图 3), 个别锆石(点 21)具有分带弱、亮度高的图像特征, 可能与地幔成因有关。共测试 25 个点, 剔除谐和度低的测试点(7、14), 其余点均较均匀地位于谐和曲线上(图 4), 其中一部分锆石(1~5、8、11~13、16、20~21、23~25)的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄介于 239~236 Ma 之间, 年龄加权平均值为 238±1 Ma($n=15$, MSWD=0.76), 可能为捕获的稍早时期的锆石; 另一部分锆石(6、9~10、15、17~19、22)的²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄介于 228~220 Ma 之间, 年龄加权平均值为 225±2 Ma($n=8$, MSWD=2.7), 时代为晚三叠世。

PM202TW-2(碱长花岗岩): 颜色为棕黄色, 多为短柱状晶体, 部分为不规则细小棱角状, 粒径约 150~220 μm, 长宽比 1.2:1~2:1。共测试 22 个点,

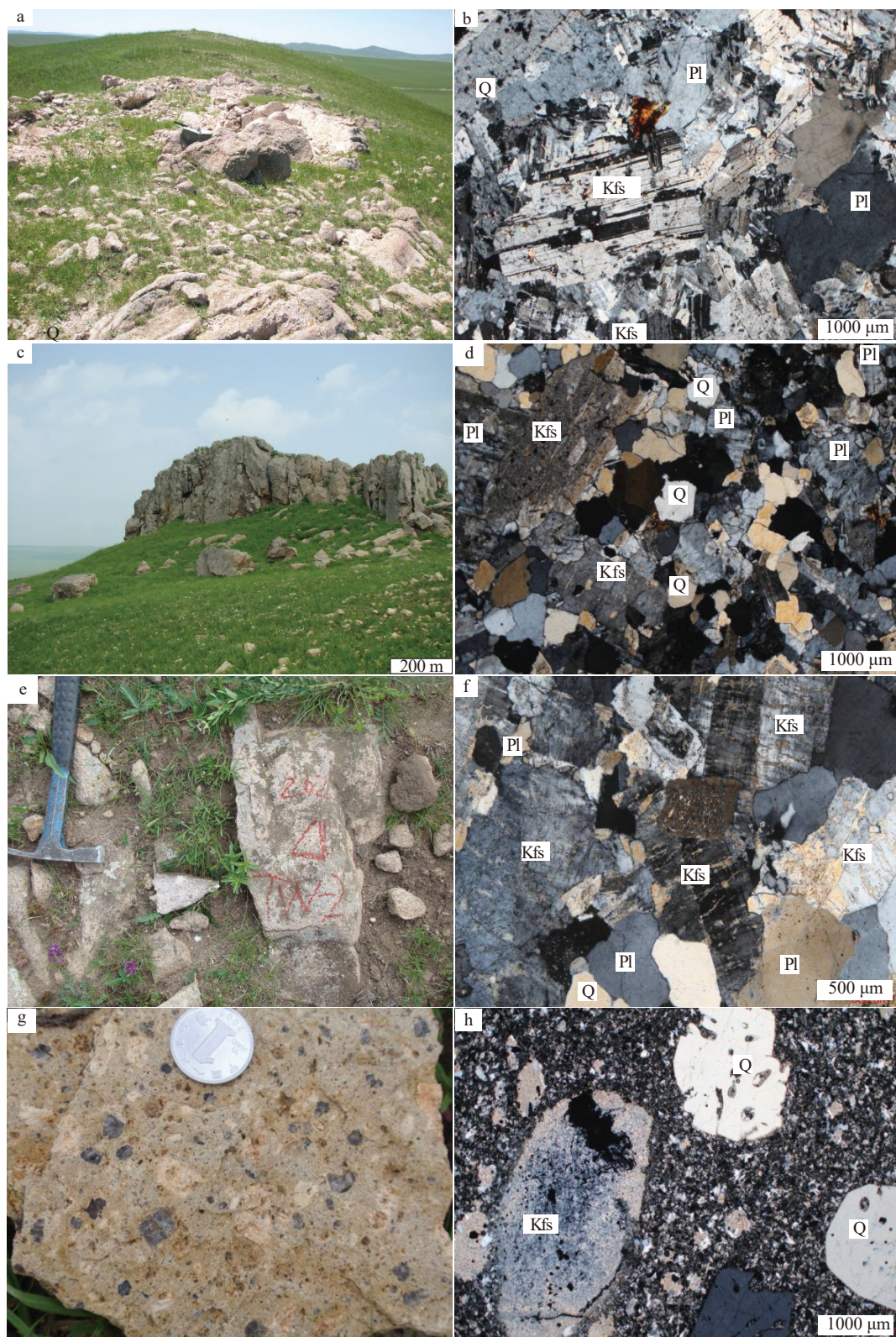


图 2 马拉格复式岩体野外(a, c, e, g)及镜下照片(b, d, f, h)

Fig. 2 Field photographs(a, c, e, g)and photomicrographs(b, d, f, h)of the Malage complex pluton

a—石英二长岩地貌特征; b—不等粒粒状结构; c—二长花岗岩节理发育特征; d—不等粒状花岗结构; e—碱长花岗岩标本特征;
f—细粒花岗结构; g—花岗斑岩标本特征; h—斑状结构。Pl—斜长石; Kfs—钾长石; Q—石英

表 1 马拉格复式岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Th-Pb 测试结果
Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Th-Pb dating results of the Malage complex pluton

测点号	含量/ 10^{-6}			Th/U	同位素比值						年龄/Ma					
	Pb*	Th	U		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1σ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1σ	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1σ
PM202TW-3: 花岗斑岩																
1	2	83	88	0.94	0.0512	0.004	0.1495	0.0118	0.0212	0.0002	249	20	141	11	135	1
2*	172	307	475	0.65	0.1287	0.0007	5.8833	0.0279	0.3317	0.0022	2080	11	1959	9	1846	12
3*	85	151	234	0.64	0.1271	0.0007	5.8028	0.0274	0.3311	0.0022	2058	11	1947	9	1844	12
4	8	325	342	0.95	0.0482	0.0013	0.1283	0.0035	0.0193	0.0001	110	3	123	3	123	1
5*	77	158	217	0.73	0.1339	0.0007	5.8669	0.0252	0.3178	0.0021	2150	12	1956	8	1779	12
6	12	496	531	0.93	0.0503	0.0007	0.136	0.0017	0.0196	0.0001	209	3	129	2	125	1
7*	33	68	90	0.76	0.1296	0.0008	5.8451	0.0295	0.3271	0.0023	2092	12	1953	10	1825	13
8	10	488	470	1.04	0.0502	0.0009	0.1355	0.0024	0.0196	0.0001	202	4	129	2	125	1
9	12	515	555	0.93	0.0486	0.0007	0.1317	0.0019	0.0197	0.0001	127	2	126	2	126	1
10	8	287	348	0.83	0.0500	0.0012	0.1343	0.0029	0.0195	0.0002	196	5	128	3	124	1
11	23	1151	971	1.19	0.0486	0.0005	0.1310	0.0010	0.0195	0.0001	129	1	125	1	125	1
12	11	453	515	0.88	0.0485	0.0007	0.1310	0.0018	0.0196	0.0001	124	2	125	2	125	1
13	6	209	300	0.70	0.0499	0.0014	0.1345	0.0038	0.0196	0.0001	190	5	128	4	125	1
14	10	388	484	0.80	0.0481	0.0008	0.1299	0.0019	0.0196	0.0001	103	2	124	2	125	1
15	6	225	294	0.76	0.0496	0.0015	0.1328	0.0040	0.0194	0.0001	176	5	127	4	124	1
16*	6	225	270	0.83	0.0489	0.0014	0.1460	0.0041	0.0216	0.0001	145	4	138	4	138	1
17*	121	237	329	0.72	0.1259	0.0007	5.6780	0.0261	0.3272	0.0022	2041	11	1928	9	1825	12
18	8	260	379	0.69	0.0484	0.0009	0.1298	0.0024	0.0194	0.0001	119	2	124	2	124	1
19	4	141	145	0.97	0.0496	0.0021	0.1482	0.0064	0.0217	0.0002	176	7	140	6	138	1
20*	7	245	292	0.84	0.0481	0.0009	0.1433	0.0027	0.0216	0.0001	102	2	136	3	138	1
21	5	198	243	0.82	0.0492	0.0019	0.1312	0.0049	0.0193	0.0001	159	6	125	5	123	1
22	23	865	1071	0.81	0.0489	0.0008	0.1305	0.0016	0.0194	0.0001	142	2	125	2	124	1
23	12	390	571	0.68	0.0492	0.0011	0.1321	0.0025	0.0195	0.0001	158	3	126	2	124	1
24	5	187	252	0.74	0.0502	0.0023	0.1333	0.0058	0.0193	0.0001	206	9	127	6	123	1
25*	8	327	331	0.99	0.0507	0.001	0.151	0.0028	0.0216	0.0001	228	4	143	3	138	1
PM202TW-2: 碱长花岗岩																
1	13	379	277	1.37	0.0517	0.0009	0.2486	0.0043	0.0349	0.0002	274	5	225	4	221	1
2*	15	439	311	1.41	0.0510	0.0007	0.2356	0.0035	0.0335	0.0002	242	3	215	3	212	1
3*	15	524	277	1.89	0.0526	0.0004	0.2402	0.0016	0.0331	0.0002	313	3	219	1	210	1
4	17	471	399	1.18	0.0528	0.0008	0.2543	0.0035	0.0349	0.0002	322	5	230	3	221	1
5*	10	261	223	1.17	0.0509	0.0012	0.2584	0.0065	0.0368	0.0002	236	6	233	6	233	1
6*	13	313	489	0.64	0.0506	0.0009	0.1775	0.0029	0.0255	0.0002	221	4	166	3	162	1
7	9	215	215	1.00	0.0522	0.0011	0.2503	0.0046	0.0348	0.0003	292	6	227	4	221	2
8*	8	169	180	0.94	0.0514	0.0010	0.2663	0.0049	0.0376	0.0003	257	5	240	4	238	2
9*	7	181	171	1.06	0.0509	0.0011	0.2635	0.0051	0.0376	0.0003	235	5	238	5	238	2
10*	11	315	197	1.60	0.0504	0.0005	0.2515	0.0029	0.0362	0.0003	216	2	228	3	229	2
11*	9	255	214	1.19	0.0517	0.0009	0.2689	0.0044	0.0377	0.0002	273	5	242	4	239	2
12*	15	370	301	1.23	0.0499	0.0006	0.2444	0.0030	0.0355	0.0002	191	2	222	3	225	1
13	21	565	523	1.08	0.0509	0.0005	0.2460	0.0023	0.0350	0.0002	237	2	223	2	222	1
14*	16	484	613	0.79	0.0513	0.0005	0.1735	0.0016	0.0245	0.0001	254	3	162	1	156	1

续表 1

测点号	含量/ 10^{-6}			Th/U	同位素比值						年龄/Ma					
	Pb*	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ
15	6	149	159	0.94	0.0507	0.0017	0.2431	0.0074	0.0348	0.0003	227	8	221	7	220	2
16	9	226	233	0.97	0.0515	0.0010	0.2470	0.0047	0.0348	0.0002	263	5	224	4	220	1
17	21	531	259	2.05	0.0523	0.0007	0.2505	0.0048	0.0347	0.0003	298	4	227	4	220	2
18	8	184	194	0.95	0.0506	0.0015	0.2427	0.0069	0.0348	0.0002	224	7	221	6	220	1
19*	11	332	242	1.37	0.0516	0.0008	0.2611	0.0040	0.0367	0.0002	267	4	236	4	232	1
20	7	155	176	0.88	0.0507	0.0016	0.2431	0.0074	0.0347	0.0002	229	7	221	7	220	2
21	11	268	288	0.93	0.0508	0.0014	0.2433	0.0062	0.0347	0.0002	231	6	221	6	220	1
22*	5	207	152	1.36	0.0493	0.0012	0.1774	0.0045	0.0261	0.0002	164	4	166	4	166	1
PM203TW-1: 石英二长岩																
1	10	290	213	1.36	0.0512	0.0008	0.265	0.0044	0.0375	0.0003	252	4	239	4	237	2
2	10	227	217	1.05	0.0511	0.0011	0.2658	0.0056	0.0377	0.0003	247	5	239	5	239	2
3	9	177	209	0.85	0.0505	0.0010	0.2612	0.0047	0.0375	0.0003	217	4	236	4	238	2
4	13	301	296	1.02	0.0519	0.0006	0.2703	0.0033	0.0378	0.0003	281	3	243	3	239	2
5	9	198	217	0.91	0.0516	0.0010	0.2674	0.0046	0.0376	0.0003	268	5	241	4	238	2
6	7	168	177	0.95	0.0527	0.0013	0.2525	0.0063	0.0348	0.0002	314	8	229	6	220	1
7*	10	213	315	0.67	0.0501	0.0006	0.1821	0.0023	0.0264	0.0002	199	3	170	2	168	1
8	11	261	244	1.07	0.0513	0.0007	0.2647	0.0038	0.0374	0.0002	253	4	238	3	237	2
9	6	130	157	0.83	0.0508	0.0019	0.2485	0.0092	0.0355	0.0002	230	9	225	8	225	1
10	8	173	194	0.89	0.0525	0.0012	0.2573	0.0057	0.0356	0.0002	305	7	232	5	225	1
11	4	79	94	0.84	0.0508	0.0016	0.2614	0.0081	0.0373	0.0003	230	7	236	7	236	2
12	8	167	180	0.93	0.0512	0.0012	0.2664	0.0062	0.0377	0.0002	251	6	240	6	239	2
13	5	121	119	1.02	0.0514	0.0011	0.2663	0.0056	0.0376	0.0003	257	6	240	5	238	2
14*	17	270	262	1.03	0.0530	0.0006	0.4170	0.0043	0.0570	0.0003	331	4	354	4	357	2
15	16	461	349	1.32	0.0506	0.0008	0.2476	0.0034	0.0355	0.0002	222	3	225	3	225	1
16	7	146	165	0.88	0.0515	0.0014	0.2666	0.0073	0.0376	0.0002	262	7	240	7	238	1
17	6	125	124	1.01	0.0496	0.0012	0.2468	0.0060	0.0361	0.0002	177	4	224	5	228	1
18	6	126	145	0.87	0.0506	0.0012	0.2477	0.0057	0.0355	0.0002	221	5	225	5	225	1
19	9	212	208	1.02	0.0512	0.0009	0.2497	0.0043	0.0354	0.0002	250	4	226	4	224	1
20	8	183	162	1.13	0.0510	0.0014	0.2690	0.0073	0.0383	0.0002	239	6	242	7	242	1
21	2	51	56	0.92	0.0503	0.0037	0.2615	0.0191	0.0377	0.0003	209	15	236	17	239	2
22	8	237	180	1.32	0.0518	0.0014	0.2542	0.0068	0.0356	0.0002	276	7	230	6	225	1
23	9	227	212	1.07	0.0510	0.0009	0.2646	0.0045	0.0377	0.0002	239	4	238	4	238	2
24	12	276	267	1.03	0.0510	0.0008	0.2638	0.0038	0.0375	0.0002	241	4	238	3	237	1
25	12	321	269	1.19	0.0507	0.0009	0.2636	0.0045	0.0377	0.0002	229	4	238	4	238	2

测试单位: 天津地质调查中心实验室; 标注*为不谐和测试点

大部分锆石图像环带条纹发育, 个别锆石(2、11)内部可见继承性锆石(图 3)。其中部分锆石(5、8、9、10、11、12、19) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 值为 238~225 Ma, 可能为捕获稍早时期的岩浆锆石; 部分锆石(2、3、6、14、22) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 值偏小, 可能反映锆石来源的多样性或经历了后期热事件, 岩浆演化过程复杂。剔除谐和度

低的测试点, 其余 10 个有效测试点均位于谐和曲线上(图 4), 年龄加权平均值为 $220\pm 1\text{ Ma}$ ($n=10$, $\text{MSWD}=0.18$)(图 4), 时代为晚三叠世。

PM202TW-3(花岗斑岩): 多数为淡黄色, 少数为浅褐色、无色, 长柱状晶形, 颗粒较大, 粒径 250~450 μm , 长宽比在 2.5 : 1~3 : 1 之间。共测试 25 个点,

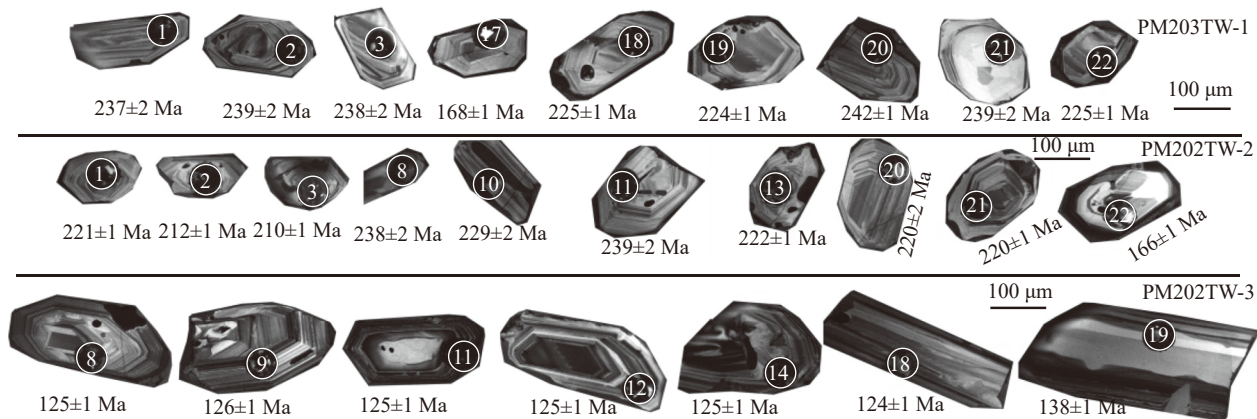


图3 马拉格复式岩体锆石阴极发光图像

Fig. 3 Zircon cathodoluminescence images of the Malage complex pluton

大部分锆石边部环带结构发育,个别锆石(8、9、11)内部可见继承性锆石(图3)。其中部分锆石(2、3、5、7、17) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为18亿年左右,为古元古代捕获锆石,可能来自于推覆作用相关的华北克拉通前寒武纪基底,这是因为兴安地块南段明显缺少古元古代地质事件;部分锆石(1、16、19、20、25) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄介于138~135 Ma之间,可能为捕获的稍早时期岩浆锆石。剔除谐和度低的测试点,其余15个点均位于谐和曲线上(图4), $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 介于126~123 Ma之间,年龄加权平均值为 124 ± 1 Ma($n=15$, $\text{MSWD}=0.93$)(图4),时代为早白垩世。

3种岩性 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值分别为 225 ± 2 Ma、 220 ± 1 Ma、 124 ± 1 Ma,说明马拉格复式岩体为晚三叠世、早白垩世晚期2个阶段岩浆活动的产物,而不是前人认为的华力西晚期、燕山早期(内蒙古自治区地质局,1979)。

4 全岩地球化学特征

4.1 主量元素

主量、微量和稀土元素测试结果见表2。马拉格复式岩体由晚三叠世石英二长岩、二长花岗岩、碱长花岗岩及早白垩世晚期花岗斑岩组成,主量元素特征分述如下。

石英二长岩:① SiO_2 (含量为58.91%~67.34%,下同)、 CaO (2.42%~4.31%)、 MgO (0.80%~1.19%)、 TiO_2 (0.62%~0.74%)、 P_2O_5 (0.14%~0.17%)含量中等,在TAS图(图5-a)上零散分布, DI 为75.82~82.15,为分异中等中性岩;② Na_2O 含量较高(3.83%~4.36%), K_2O 含量变化大(3.12%~5.81%),全碱含量

($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$)为6.95%~10.17%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 为0.81~1.33,里特曼指数($\sigma_{43}=1.96\sim 6.32$)显示以钙碱性—碱性岩为主,在 SiO_2 - K_2O 图(图5-b)中位于高钾钙碱性—钾玄岩区;③ Al_2O_3 含量为15.11%~16.55%,含量中等, A/CNK 为0.78~1.00,为准铝质(图5-c)。

二长花岗岩:① SiO_2 含量偏高(70.68%~74.53%), CaO (1.06%~1.28%)、 MgO (0.15%~0.67%)、 TiO_2 (0.31%~0.49%)、 P_2O_5 (0.07%~0.12%)含量逐渐降低,在TAS图(图5-a)上集中分布于花岗岩区(亚碱性系列区间),分异指数 DI 为88.79~92.52,为分异程度稍微偏高的酸性岩;② Na_2O 含量偏高(4.00%~4.18%), K_2O 含量变化大(3.68%~4.64%),全碱含量($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$)为8.16%~8.64%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 为0.82~1.16,里特曼指数($\sigma_{43}=2.12\sim 2.42$)显示为钙碱性岩,在 SiO_2 - K_2O 图(图5-b)上位于高钾钙碱性区;③ Al_2O_3 含量为13.43%~13.84%,含量中等, A/CNK 为0.99~1.10,为弱铝质(图5-c)。

碱长花岗岩:① SiO_2 含量偏高(78.30%), CaO (0.35%)、 MgO (0.09%)、 TiO_2 (0.14%)、 P_2O_5 (0.01%)含量极低,在TAS图上位于花岗岩区(图5-a),分异指数 DI 为96.73,为高分异花岗岩(亚碱性系列区间)(图5-a);② Na_2O 为3.23%, K_2O 为4.86%,全碱含量($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$)为8.09%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 为1.50,里特曼指数($\sigma_{43}=1.85$)显示为钙碱性岩,在 SiO_2 - K_2O 图(图5-b)上位于高钾钙碱性区;③ Al_2O_3 含量为11.51%,偏低, A/CNK 为1.03,为弱铝质(图5-c)。

花岗斑岩:① SiO_2 含量偏高(72.99%~77.88%),

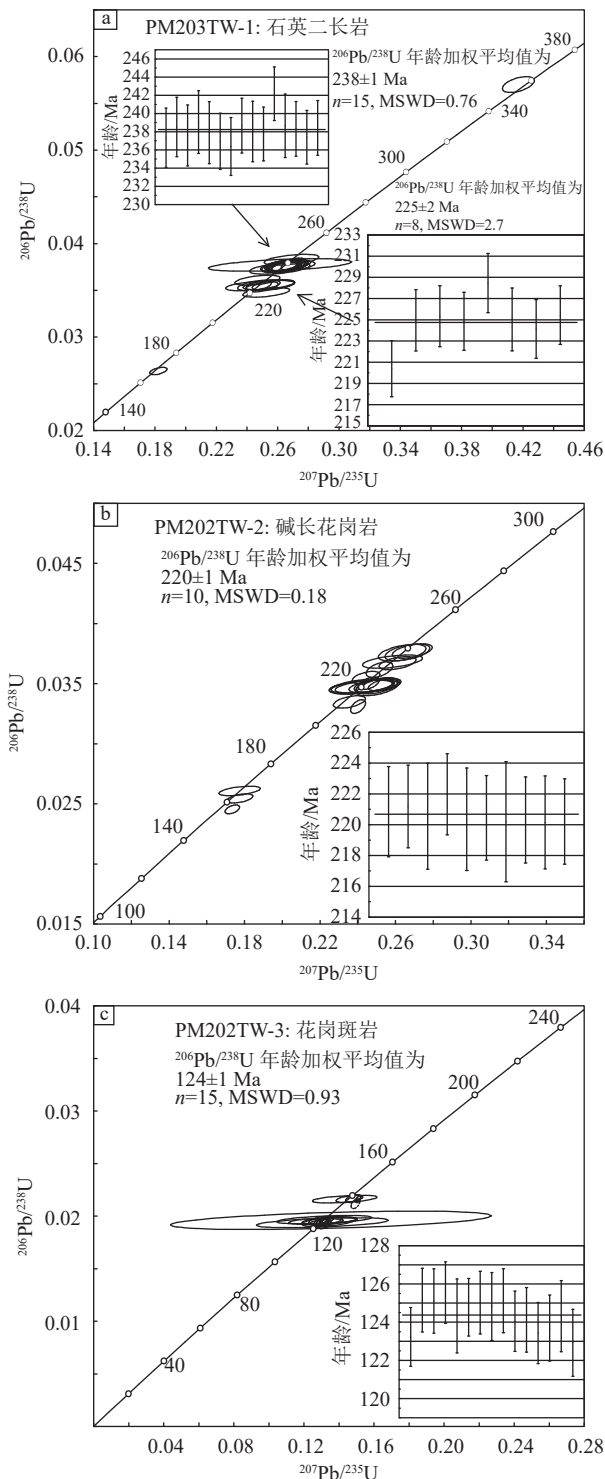


图 4 马拉格复式岩体 U-Pb 谐和图

Fig. 4 Zircon U-Pb concordia diagrams of the Malage complex pluton

CaO (0.29%~0.67%)、MgO (0.16%~0.53%)、TiO₂ (0.12%~0.39%)、P₂O₅ (0.01%~0.06%) 含量极低, 与碱长花岗岩大致相当, 分异指数 DI 为 89.23~

95.11, 分异演化较强, 同样分布于花岗岩区(亚碱性系列区间)(图 5-a); ②Na₂O 为 2.24%~3.52%, K₂O 为 4.62%~6.06%, 全碱含量(K₂O+Na₂O)为 7.27%~9.14%, K₂O/Na₂O 在 1.31~2.25 之间, 与早期岩体具有大致相当的全碱含量, 但明显富钾, 里特曼指数(σ_{43} =1.58~2.78)显示为钙碱性岩, 在 SiO₂-K₂O 图(图 5-b)上位于高钾钙碱性区、钾玄岩区; ③Al₂O₃ 含量为 11.59%~13.51%, 含量中等, A/CNK 为 1.05~1.32, 明显高于早期岩体, 趋近于强过铝质(图 5-c)。

岩石化学性质表明, 晚三叠世石英二长岩、二长花岗岩、碱长花岗岩的化学性质随分异程度增强呈连续变化, 总体上属于高钾钙碱性系列的准(弱)铝质花岗岩; 而早白垩世晚期花岗斑岩为经历了高分异演化的高钾钙碱性系列过铝质花岗岩。

4.2 微量及稀土元素

晚三叠世石英二长岩、二长花岗岩、碱长花岗岩稀土元素总量偏低(ΣREE 为 97.19×10^{-6} ~ 217.91×10^{-6}), 轻稀土元素相对重稀土元素富集(LREE/HREE 为 12.10~13.80, $(La/Yb)_N$ 为 10.62~16.88), 轻稀土元素具有一定程度分馏($(La/Sm)_N$ =4.47~5.56), 重稀土元素分馏不明显($(Gd/Yb)_N$ =1.16~1.94), 中等负 Eu 异常(δEu =0.40~0.84), 在图 6-a 上呈现轻稀土元素右倾、重稀土元素平缓的弱“V”曲线分配模式。微量元素蛛网图上富集(Rb、Ba、K)大离子亲石元素, 不同程度亏损(Ta、Nb、P、Ti)高场强元素(图 6-b)。

与早期岩体相比, 早白垩世晚期花岗斑岩稀土元素总量偏低(ΣREE 为 34.25×10^{-6} ~ 187.20×10^{-6}), 轻稀土元素相对重稀土元素富集程度减弱(LREE/HREE 为 3.33~12.17, $(La/Yb)_N$ 为 2.52~12.78), 轻稀土元素具有一定程度分馏, 而重稀土元素分异不明显($(La/Sm)_N$ =4.36~5.23, $(Gd/Yb)_N$ =0.53~1.79), 中等负 Eu 异常(δEu =0.44~0.52), 与早期岩体也具有相似的微量及稀土元素组成(表 1; 图 6)。

5 讨论

5.1 岩石成因

成因类型划分是花岗岩研究的热点。在诸多分类方案中, 尤以根据岩浆源区及构造背景的 ISMA 型分类为地学界广泛接受, 其中的 I、S 及少量 A 型又构成了自然界花岗岩的主体(吴福元等, 2007)。本文亦采用此方案分析马拉格复式岩体 2 期花岗岩的成因。

表 2 马拉格复式岩体主量、微量、稀土元素分析结果

Table 2 Major, trace and rare earth element compositions of the Malage complex pluton

元素	202-42	202-46	202-48	202-52	202-53	202-54	203-3	202-43	202-44	202-45	202-51	202-47	203-4	202-50
	花岗斑岩					碱长花岗岩			二长花岗岩			石英二长岩		
SiO ₂	77.54	77.88	72.99	74.70	74.79	74.73	76.34	78.30	73.69	74.53	70.68	67.34	66.51	58.91
TiO ₂	0.20	0.12	0.39	0.26	0.25	0.25	0.21	0.14	0.31	0.33	0.49	0.62	0.74	0.69
Al ₂ O ₃	11.59	11.87	13.51	12.94	12.89	13.21	12.42	11.51	13.84	13.43	14.6	15.14	15.55	16.55
Fe ₂ O ₃	0.94	0.58	1.55	1.29	1.20	1.55	1.05	0.59	0.69	0.83	1.69	2.77	2.21	2.07
FeO	0.18	0.15	0.17	0.35	0.42	0.28	0.22	0.12	0.15	0.13	0.70	0.22	1.42	1.20
MnO	0.02	0.02	0.05	0.04	0.05	0.01	0.05	0.02	0.02	0.02	0.12	0.17	0.09	0.22
MgO	0.16	0.20	0.32	0.36	0.53	0.42	0.26	0.09	0.15	0.22	0.67	0.80	1.19	0.87
CaO	0.35	0.66	0.67	0.34	0.59	0.29	0.32	0.35	1.27	1.28	1.06	4.31	2.42	4.29
Na ₂ O	2.95	2.54	3.08	2.61	2.24	2.53	3.52	3.23	4.00	4.14	4.48	3.83	4.01	4.36
K ₂ O	5.15	4.89	6.06	5.57	5.03	4.93	4.62	4.86	4.64	4.04	3.68	3.12	4.19	5.81
P ₂ O ₅	0.03	0.01	0.04	0.06	0.06	0.06	0.02	0.01	0.08	0.07	0.12	0.14	0.17	0.17
CO ₂	0.04	0.06	0.06	1.15	0.16	0.1	0.06	0.08	0.16	0.06	0.29	0.10	0.06	3.16
H ₂ O ⁺	0.69	0.87	0.88	0.08	1.58	1.44	0.76	0.58	0.82	0.74	1.19	1.20	1.17	1.45
总量	99.84	99.85	99.77	99.75	99.79	99.8	99.85	99.88	99.82	99.82	99.77	99.76	99.73	99.75
Na ₂ O+K ₂ O	8.10	7.43	9.14	8.18	7.27	7.46	8.14	8.09	8.64	8.18	8.16	6.95	8.20	10.17
K ₂ O/Na ₂ O	1.75	1.93	1.97	2.13	2.25	1.95	1.31	1.50	1.16	0.98	0.82	0.81	1.04	1.33
A/CNK	1.05	1.11	1.05	1.18	1.26	1.32	1.09	1.03	1.00	0.99	1.10	0.86	1.00	0.78
σ ₄₃	1.9	1.58	2.78	2.11	1.65	1.74	1.98	1.85	2.42	2.12	2.39	1.96	2.83	6.32
TFeO/MgO	6.41	3.36	4.89	4.19	2.83	3.98	4.48	7.23	5.14	3.98	3.31	3.39	2.86	3.52
NK/A	0.90	0.80	0.86	0.80	0.71	0.72	0.87	0.92	0.84	0.83	0.78	0.64	0.72	0.81
DI	94.87	92.78	91.22	89.23	90.9	92.04	95.11	96.73	92.52	91.85	88.79	75.82	80.17	82.15
Mg [#]	21.93	34.90	26.92	30.03	38.89	31.12	28.68	19.94	25.95	31.13	35.21	34.70	38.60	33.85
Cr	-	-	-	0.34	3.54	-	7.22	1.33	-	0.71	9.50	-	13.20	15.60
Ni	-	-	-	5.52	17.18	-	9.07	9.84	-	8.35	10.80	-	14.10	9.61
Rb	-	-	-	216	228	-	155	174	-	109	89	-	96	150
Nb	-	-	-	11.07	12.90	-	13.84	12.50	-	12.00	11.00	-	12.60	16.60
Ta	-	-	-	1.66	2.74	-	1.40	1.96	-	1.60	1.55	-	1.23	1.84
Th	-	-	-	24.15	26.12	-	21.49	28.20	-	17.20	11.90	-	9.49	19.50
Ba	-	-	-	944.4	831.5	-	351.7	215.0	-	457.0	634.0	-	847.0	1024.0
Sr	-	-	-	251.5	208.8	-	69.21	75.7	-	162.0	274.0	-	608.0	199.0
Zr	-	-	-	164.9	172.6	-	151.2	83.5	-	136.0	191.0	-	248.0	292.0
Hf	-	-	-	5.38	5.67	-	5.54	3.76	-	4.79	5.72	-	6.68	8.33
La	-	-	-	32.0	45.4	-	6.9	21.9	-	37.4	31.1	-	39.5	49.2
Ce	-	-	-	69.3	71.4	-	11.5	44.9	-	64.9	61.0	-	75.1	93.9
Pr	-	-	-	6.91	10.10	-	1.51	4.70	-	9.10	6.50	-	9.08	11.20
Nd	-	-	-	23.4	35.5	-	5.2	15.3	-	31.3	22.6	-	33.1	40.3
Sm	-	-	-	3.95	6.70	-	1.03	2.65	-	4.94	3.84	-	5.71	6.70
Eu	-	-	-	0.53	0.90	-	0.20	0.32	-	0.86	0.85	-	1.40	1.30
Gd	-	-	-	3.20	5.52	-	1.27	2.07	-	3.60	3.22	-	4.20	5.12
Tb	-	-	-	0.48	0.82	-	0.24	0.31	-	0.54	0.43	-	0.63	0.73
Dy	-	-	-	2.66	4.37	-	1.94	1.74	-	2.67	2.23	-	3.30	3.77

续表 2

元素	202-42	202-46	202-48	202-52	202-53	202-54	203-3	202-43	202-44	202-45	202-51	202-47	203-4	202-50
	花岗斑岩					碱长花岗岩			二长花岗岩			石英二长岩		
Ho	-	-	-	0.54	0.83	-	0.45	0.34	-	0.48	0.43	-	0.60	0.71
Er	-	-	-	1.72	2.37	-	1.46	1.07	-	1.43	1.30	-	1.71	2.08
Tm	-	-	-	0.28	0.37	-	0.26	0.20	-	0.21	0.20	-	0.26	0.32
Yb	-	-	-	2.01	2.55	-	1.98	1.48	-	1.59	1.47	-	1.79	2.24
Lu	-	-	-	0.29	0.37	-	0.31	0.21	-	0.24	0.22	-	0.26	0.34
Y	-	-	-	15.6	22.8	-	13.8	10.0	-	12.8	11.6	-	16.9	20.3
ΣREE	-	-	-	147.27	187.20	-	34.25	97.19	-	159.26	135.39	-	176.64	217.91
LREE	-	-	-	136.09	170.00	-	26.34	89.77	-	148.50	125.89	-	163.89	202.60
HREE	-	-	-	11.18	17.20	-	7.91	7.42	-	10.76	9.50	-	12.75	15.31
LREE/HREE	-	-	-	12.17	9.88	-	3.33	12.10	-	13.80	13.24	-	12.85	13.23
δEu	-	-	-	0.44	0.44	-	0.52	0.40	-	0.60	0.72	-	0.84	0.65
Nb/Ta	-	-	-	6.67	4.71	-	9.89	6.38	-	7.50	7.10	-	10.24	9.02
(La/Yb) _N	-	-	-	11.42	12.78	-	2.52	10.62	-	16.88	15.18	-	15.84	15.76
(La/Sm) _N	-	-	-	5.23	4.37	-	4.36	5.34	-	4.89	5.23	-	4.47	5.56
(Gd/Yb) _N	-	-	-	1.32	1.79	-	0.53	1.16	-	1.87	1.81	-	1.94	1.89
T _{zr} /°C	-	-	-	805	816	-	791	738	-	769	805	-	811	782

备注: 主量元素含量单位为%, 微量和稀土元素含量单位为 10^{-6} , 其中标“-”表示未做该项分析, 样品测试单位为湖北省地质实验测试中心;
 $Mg^{\#}=100\times Mg^{2+}/(Mg^{2+}+Fe^{2+})$

晚三叠世石英二长岩、二长花岗岩、碱长花岗岩: 以中酸性岩为主, 分异指数(DI)为 75.82~96.73, 显示分异程度连续变化, 且后期分异程度高。造岩矿物主要由斜长石、钾长石、石英组成, 部分样品含少量黑云母、角闪石。其 Na_2O 含量为 3.23%~4.48%, 平均值为 4.0%, A/CNK 为 0.78~1.10, 与 I 型花岗岩富钠(Na_2O 均值为 3.25%)、准铝质—弱铝质($A/CNK<1.10$)的特征相契合, 明显不同于 S 型花岗岩相对低钠(Na_2O 均值为 2.81%)、强过铝质

($A/CNK>1.10$)特点(Chappel et al., 1999; 吴福元等, 2007)。另外, 磷灰石在 I 型花岗岩原始岩浆中溶解度很低, 在岩浆演化过程中 P_2O_5 含量随 SiO_2 含量增加而降低, 但 S 型花岗岩相反, 这种特性弥补了 A/CNK 值不适用于区分强烈分异 I、S 型花岗岩的不足(King et al., 1997; Chappell, 1999; 吴福元等, 2017)。研究样品 P_2O_5 含量随 SiO_2 的增加而降低, 尤其碱长花岗岩 P_2O_5 含量低至 0.01%, 更显示出 I 型花岗岩的演化特征(图 7-a)。Rb-Th 图解(图 7-

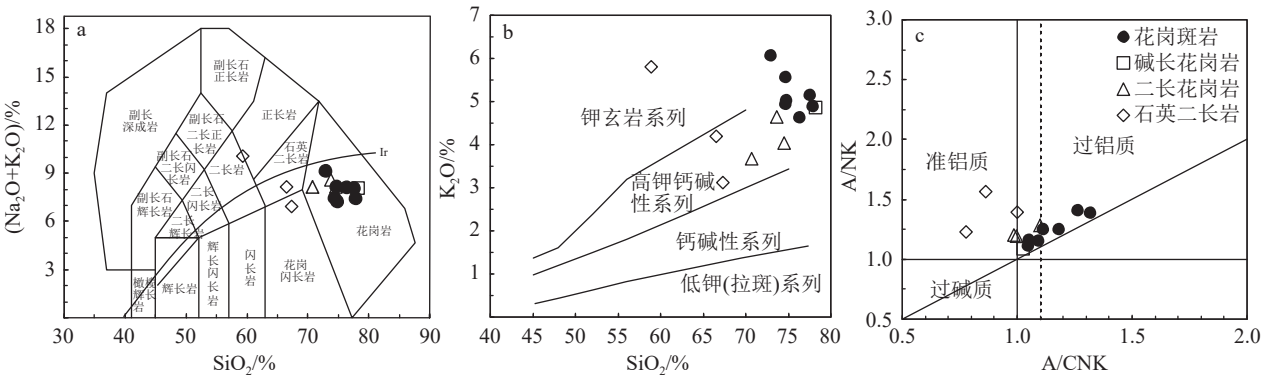


图 5 马拉格复式岩体的 $SiO_2-(K_2O+Na_2O)$ (a, 据 Le et al., 2002)、 SiO_2-K_2O (b, 据 Morrison et al., 1980) 及 $A/CNK-A/NK$ 图解(c, 据 Maniar et al., 1989)

Fig. 5 $SiO_2-(K_2O+Na_2O)$ (a), SiO_2-K_2O (b) and $A/CNK-A/NK$ (c) diagrams of the Malage complex pluton

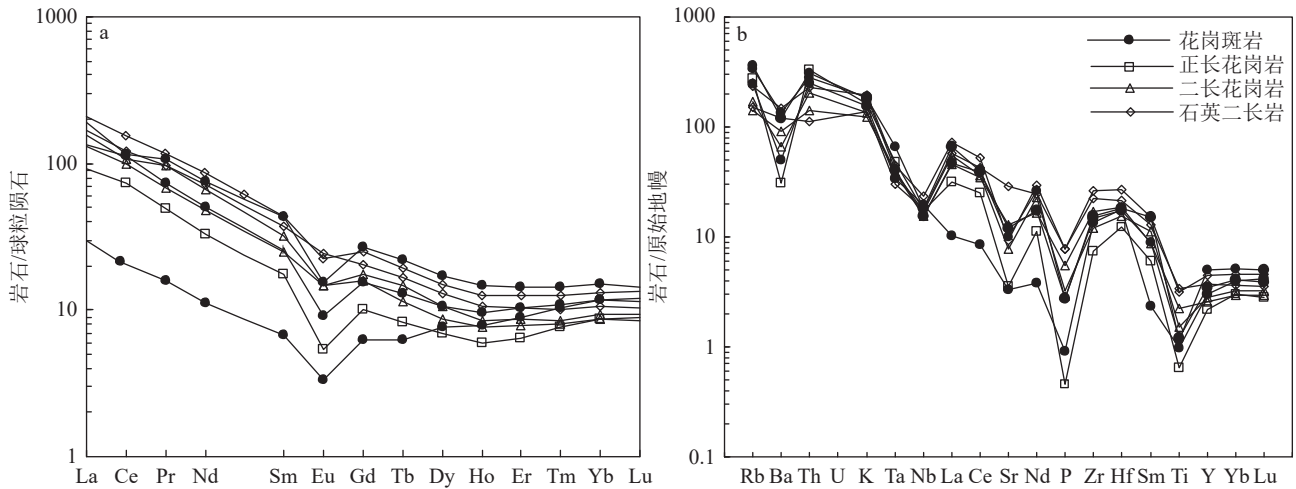


图6 马拉格复式岩体稀土元素球粒陨石标准化配分模式(a)及原始地幔标准化蛛网图(b)(标准化数值据 Sun et al., 1989)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE pattern (a) and primitive mantle-normalized spider diagrams (b) of the Malage complex pluton

b)中,样品点呈正相关分布趋势也支持了这一结论,这是因为Th元素通常在I型花岗岩岩浆演化过程中会优先结晶,含量较高且变化与Rb含量呈正相关。因此,早期岩体只可能为I或A型,而非S型。但早期岩体又具有不同于A型花岗岩的特征,除样品202-50外,其余样品Zr含量($83.5 \times 10^{-6} \sim 248.0 \times 10^{-6}$)均稍微低于A型花岗岩($>250 \times 10^{-6}$) (Whalen et al., 1987);铁镁比 TFeO/MgO (2.86~7.23)明显低于以富铁贫镁特征著称的A型花岗岩(>10) (Whalen et al., 1987),在岩石成因图解中大部分样品均位于非A型花岗岩区(图7-c, d);全岩锆石饱和温度 T_{Zr} 为738~811℃,平均值为782℃,也稍低于高温特征的A型花岗岩($>800^\circ\text{C}$) (Watson et al., 1983)。由此可以判定,晚三叠世3种岩性属于I型花岗岩。

早白垩世晚期(花岗斑岩):具有高硅(SiO_2 为72.99%~77.88%)、高分异指数(DI 为89.23~95.11)的特点,同时磷、钙、镁含量极低,为典型高分异花岗岩。另外,镜下可见石英斑晶多呈熔蚀形态,可能是岩浆携带石英斑晶快速上升至地壳浅部就位形成(压力急剧减小)。其 TFeO/MgO 值(2.83~6.41)与A型花岗岩下限相比明显偏低(>10),而与I型花岗岩(均值为2.27)或S型花岗岩(均值为2.38)接近(Whalen et al., 1987);过碱指数 NK/A (0.71~0.90)也低于A型(>0.95) (Whalen et al., 1987);Zr含量($151.2 \times 10^{-6} \sim 172.6 \times 10^{-6}$)也明显低于A型($>250 \times 10^{-6}$) (Whalen et al., 1987),在岩石成因图解中也落在了高分异I、S型区(图7-c, d),而非A型区,以上基本排

除了成因类型为A型,可能为高分异I或S型。过铝指数 A/CNK 为1.05~1.32,趋近于S型花岗岩强过铝质,但 $\text{A}/\text{CNK}=1.1$ 在区分高分异(I、S型)花岗岩类型中并不十分有效(吴福元等, 2017)。结合磷(P_2O_5 为0.01%~0.06%)含量特别低,明显低于高分异S型花岗岩(均值为0.14%) (King et al., 1997),3个样品在 SiO_2 - P_2O_5 图解(图7-a)、Rb-Th图解(图7-b)中均显示I型花岗岩演化特点,因此把花岗斑岩归为高分异I型花岗岩。

马拉格复式岩体为高钾钙碱性I型花岗岩,而I型花岗岩岩浆源区有地幔物质分离结晶(Li et al., 2007)、壳幔相互作用(邱检生等, 2008)、地壳部分熔融(Wang et al., 2014)等。2期岩体在空间上呈明显的侵入接触关系,微量、稀土元素曲线特征相似,同时其Cr、Ni等过渡金属(分别为 $0.34 \times 10^{-6} \sim 15.60 \times 10^{-6}$ 、 $5.52 \times 10^{-6} \sim 17.18 \times 10^{-6}$)含量偏低,镁指数 $\text{Mg}^\#$ (19.94~38.89)也低于下地壳部分熔融作用产生的熔体(<40) (Rapp et al., 1999),基本可以确定岩浆不可能直接来自于地幔,而更可能来自于下地壳。Zr、Hf元素正异常,也与受地壳混染的Zr、Hf正异常特征相似。同时,不同程度亏损Ta、Nb、Sr、Ti元素,Nb/Ta (4.71~10.24)稍低于地壳平均值(13.4),尤其分异程度较高的晚期花岗斑岩Nb/Ta值明显偏低,可能是受到岩浆演化晚期热液作用影响(Rudnick et al., 2003; 郭春丽等, 2007)。此外,在岩浆分异过程中斜长石的分离结晶作用较弱,可能主要与部分熔融作用有关(图8-a, b),而稀土元素含量变化主要与磷灰

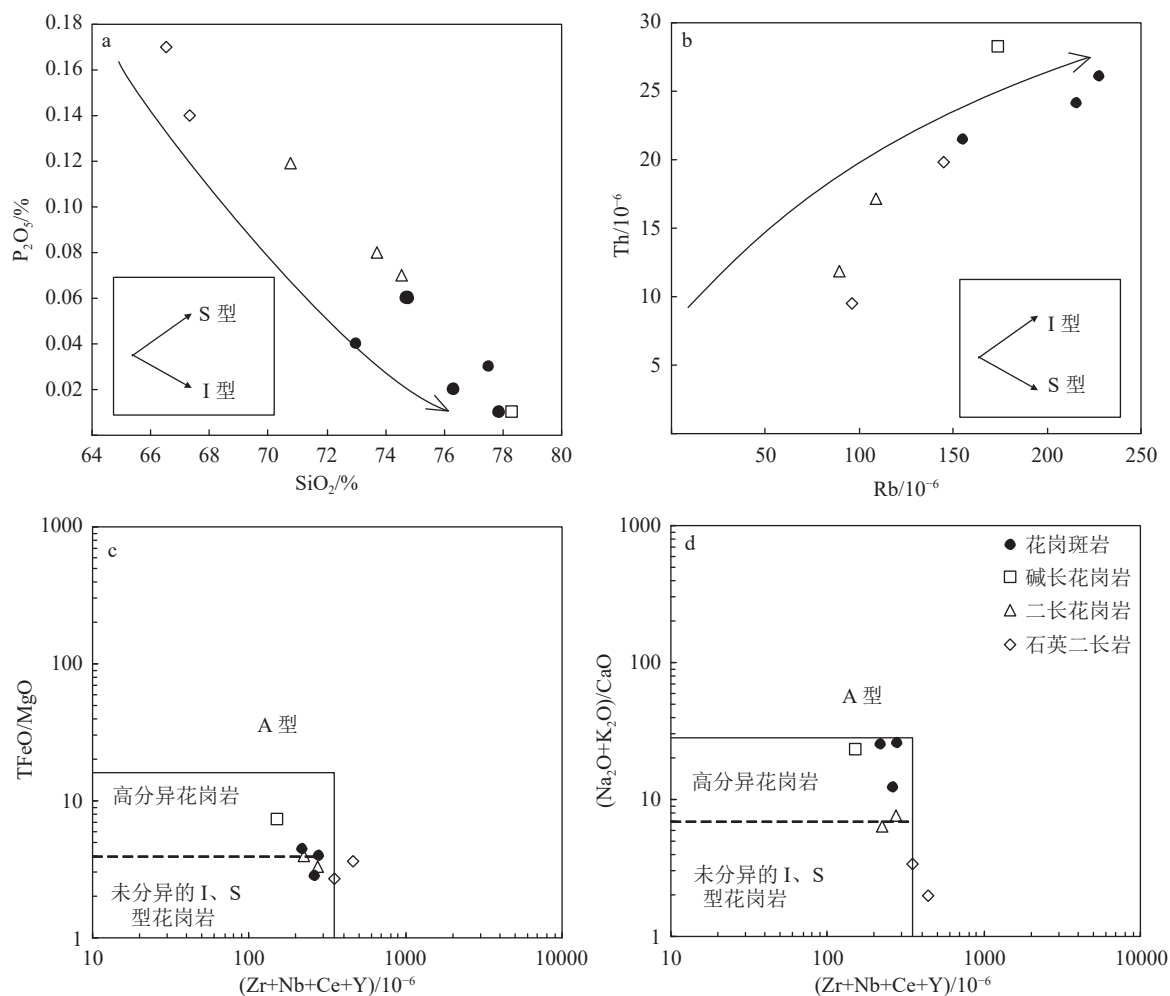


图 7 马拉格复式岩体的岩石成因图解(c, d 据 Whalen et al., 1987)

Fig. 7 Petrogenetic diagrams of the Malage complex pluton

石分离结晶有关(图 8-c)。以上说明, 岩体主要来自于壳源物质部分熔融。

锆石同位素 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 、全岩同位素 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值大小反映了新生、古老地壳物质的相对贡献, 对花岗岩成因具有重要意义(Zheng et al., 2021)。近年来已有大量文献报道, 大兴安岭地区显生宙花岗岩形成与亏损地幔底侵诱发的新生地壳增生作用密切相关(吴福元等, 2017)。其中兴安地块中部三叠纪花岗岩的地幔成分贡献比例达 70% 以上(Tang et al., 2022), 如兴安地块中段头道河岩体(243~240 Ma)(刘希雯等, 2015)、布敦化岩体(236~228 Ma)(李世超等, 2016)、碾子山岩体(228~225 Ma)(符安宗等, 2022)、火龙沟安山岩(236 Ma)(纪政等, 2018)的锆石同位素 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为正值。另外, 区域上广泛出露的早白垩世 A 型花岗岩, 也显示出锆石同位素 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (章培春等, 2022)及全岩同位素 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (李竞妍等, 2014)

为正值。文中 2 期岩体分别与上述花岗岩侵位时代、空间位置接近, 暗示很可能也具有地幔成分的贡献。

5.2 构造环境

古亚洲洋在古生代经历了一系列俯冲、碰撞、拼贴等地质过程, 洋盆在晚古生代末完成闭合(Xiao et al., 2003; 徐备等, 2014; 唐杰等, 2016, 2018; 李锦轶等, 2019; 许文良等, 2019)。关于闭合时限的最新研究成果有早二叠世(Zhao et al., 2020)、晚二叠世—早三叠世(陈井胜等, 2022; 刘建峰等, 2022)、中三叠世(刘希雯等, 2015)等观点, 说明洋盆至少在中三叠世已经闭合。蒙古-鄂霍茨克洋横亘于中国东北地区北部, 是一种巨型弯状构造(童英等, 2010), 初期具有向南北两侧双向俯冲的特点, 其中东部地区向南俯冲始于中—晚三叠世, 在额尔古纳、兴安地块北段形成了与蒙古-鄂霍茨克缝合带近平行分布的北东东向

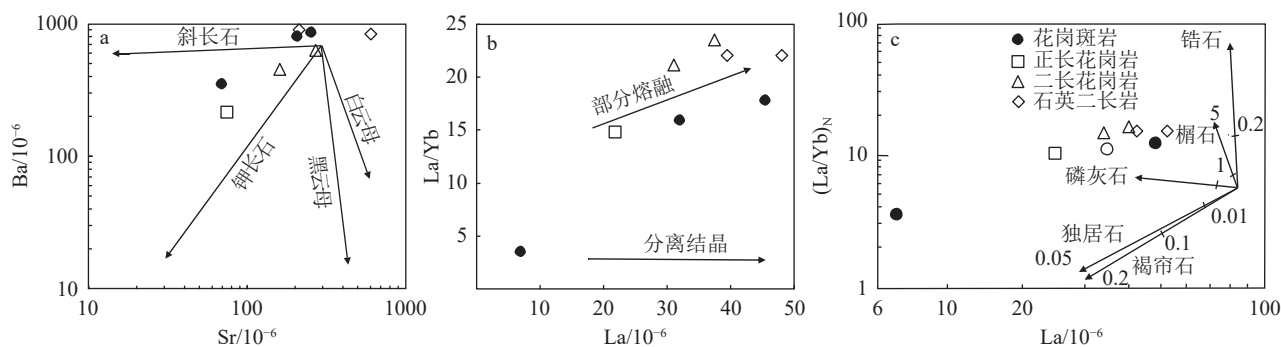


图8 马拉格复式岩体 Sr-Ba 图(a, 底图据 Wu et al., 2003)、La-Lan/Yb 图(b, 底图据 Allegre et al., 1978)和 La-(Lan/Yb)_N 图(c, 底图据 Wu et al., 2003, 分异趋势线上数字代表分离结晶程度)

Fig. 8 Sr-Ba (a), La-Lan/Yb (b) and La-(Lan/Yb)_N (c) diagrams of the Malage complex pluton

(三叠纪、早侏罗世)巨型岩浆弧(黄始琪等, 2016; 王涛等, 2022), 该岩浆弧具有明显的俯冲带岩浆岩化学特征, 可看作俯冲带的重要组成部分, 与同时期一系列斑岩型内生金属矿床共同记录了蒙古-鄂霍茨克洋向南俯冲的地质过程(纪政等, 2018; 那福超等, 2019; 付俊彧等, 2021; 李强等, 2021; 符安宗等, 2022; 李文龙等, 2022; 李宇等, 2022), 而素有“俯冲工厂”之称的俯冲带大致位于该岩浆弧北侧 200~300 km 处的活动大陆边缘; 中侏罗世东部地区又经历了后撤式俯冲、自西向东的“剪切式闭合”过程(童英等, 2010; 刘希雯等, 2015; 黄始琪等, 2016), 区域上形成了明显的陆壳加厚事件(许文良等, 2013; 张超等, 2014; 李宇等, 2015; 唐杰等, 2016, 2018; 李锦轶等, 2019)。而对古太平洋的初始俯冲认识并未统一, 一般认为始于早侏罗世, 影响范围相对有限, 多集中于松辽盆地以东的大陆边缘, 期间经历数次间歇, 在早白垩世晚期作用最强烈, 表现为区域上同时期岩浆作用极发育, 影响了东北大部分地区(许文良等, 2013, 2019; 唐杰等, 2016, 2018; 周建波等, 2018)。

上述研究表明, 东北地区中生代可能受到了古亚洲洋造山后伸展、蒙古-鄂霍茨克洋俯冲-闭合、古太平洋俯冲-后撤等构造体系的叠加演化。马拉格复式岩体位于松辽盆地以西的兴安地块南段, 形成于晚三叠世(225±1~220±2 Ma)、早白垩世晚期(124±1 Ma)。2 期岩体虽然空间上接近, 但侵位活动存在约 100 Ma 的时间差异, 从如此宽泛的时间跨度分析, 应该不是同一岩浆演化的结果, 而很可能形成于不同构造背景。至于受哪种构造体系影响, 可以结合区域地质背景, 借助马拉格岩体 2 期花岗岩的特征进一步限定。

区域上晚古生代岩浆作用发育, 较典型的有东乌珠穆沁旗-二连浩特二叠纪碱性花岗岩带、华北板块北缘晚三叠世碱性-正长花岗岩带, 可看作古亚洲洋闭合后区域伸展环境的岩浆记录(童英等, 2010; 唐杰等, 2016, 2018), 这也与古亚洲洋至少在中三叠世已经闭合的结论一致(刘希雯等, 2015; Zhao et al., 2020; 陈井胜等, 2022; 刘建峰等, 2022)。研究区晚三叠世岩体的岩石组合、岩石化学性质明显不同于上述 2 条碱性花岗岩带, 其形成时间也晚于古亚洲洋的洋盆闭合时限, 因此与至少在中三叠世已经落幕的古亚洲洋演化关系不大。而此时古太平洋对东北地区俯冲尚未开始, 一般认为始于早侏罗世(唐杰等, 2016, 2018), 因此与古太平洋体系在时间、空间上也是不相关的, 可能与蒙古-鄂霍茨克洋的演化有关, 是其向南俯冲的远程效应。依据为: 晚三叠世岩体为一套高钾钙碱性系列中酸性岩石组合, 可作为俯冲作用发生的明显标志(唐杰等, 2016); 样品在 (Yb+Nb)-Rb、(Yb+Ta)-Rb 构造图解中主要落在火山弧花岗岩区, 并向后碰撞区过渡(图 9-a, b), 均富集大离子亲石元素(Rb、Ba、K), 不同程度亏损高场强元素(Ta、Nb、P、Ti)及重稀土元素, 中等负 Eu 异常, 在 Th/Yb-La/Yb、Ta/Yb-Th/Yb、Yb-Th/Ta 图上也基本落在了活动大陆边缘区(图 9-c~e), 岩石组合、岩石化学特征均显示了活动大陆边缘或碰撞前弧岩浆作用的特点, 在图 9-f 中进一步显示出了挤压向伸展环境转换的趋势。晚三叠世岩体与区域上其他同时期花岗岩共同揭示了蒙古-鄂霍茨克洋向南俯冲作用的发生(Rudnick et al., 2003; 纪政等, 2018; 唐杰等, 2018; 那福超等, 2019; 付俊彧等, 2021; 李文龙等, 2022; 李宇等, 2022), 并进一步说明俯冲影响范

围已达兴安地块南段,也进一步约束了蒙古-鄂霍茨克洋在兴安地块南段的闭合时限晚于晚三叠世。

早白垩世东北地区总体处于巨量面状伸展背景,并引发强烈岩浆作用,根据岩浆作用强度分为早白垩世早期、早白垩世晚期2个阶段(冯志强等, 2021; 李廷栋等, 2022; 王涛等, 2022)。其中早白垩世早期(145~135 Ma)岩浆岩多分布于松辽盆地以西的大兴安岭地区(额尔古纳、兴安地块中北段)、华北克拉通北缘,与该地区广泛出露的变质核杂岩、断陷盆地及碱性—亚碱性火山岩(许文良等, 2019)共同揭示了大兴安岭地区伸展体制的存在,应与蒙古-鄂霍茨克洋闭合后伸展环境有关(黄始琪等, 2016),而与古太平洋体系无关,这是因为松辽盆地以东地区明显缺失该时期岩浆作用(李锦轶等, 2019; 许文良等, 2019),此时古太平洋与东北地区相距数千千米之遥,之间可能处于小角度斜向俯冲的走滑构造属性,影响相当有限(唐杰等, 2018; 许文良等, 2019)。与之不同的是,早白垩世晚期(约125 Ma)岩浆岩在东北地区呈面状广泛分布(唐杰等, 2018),其中东北

地区东缘出露的早白垩世晚期岩浆岩(尤其增生杂岩带)揭示了古太平洋俯冲作用的发生,但对于大兴安岭地区南部的早白垩世晚期岩浆作用认识不一致,存在古太平洋俯冲导致的岩石圈减薄(李宇等, 2015; 许文良等, 2019)、蒙古-鄂霍茨克洋闭合后伸展体制(Brown et al., 1982; 许文良等, 2013; 章培春等, 2022)或二者叠加影响(王涛等, 2022)等观点。这些争论的原因可能是不同构造体系在不同时间影响范围、强度发生变化所致,例如早白垩世晚期蒙古-鄂霍茨克洋对东北地区影响渐微,而古太平洋处于俯冲增强-后撤过程(之后向东不断收缩),加之该地区从空间位置上远离两大构造体系(唐杰等, 2018; 许文良等, 2022)。花岗斑岩岩石化学特征显示了高分异演化、伸展环境特点(图9-f),与区域上伸展背景吻合,在构造环境图上落在了后碰撞区(图9-a, b),而该区构造背景的解释又相当宽泛,具有多解性。近年来,学者一般把大兴安岭中脊这一地理地貌作为两大构造体系在白垩世晚期对东北地区影响空间范围的分界(唐杰等, 2018; 王涛等,

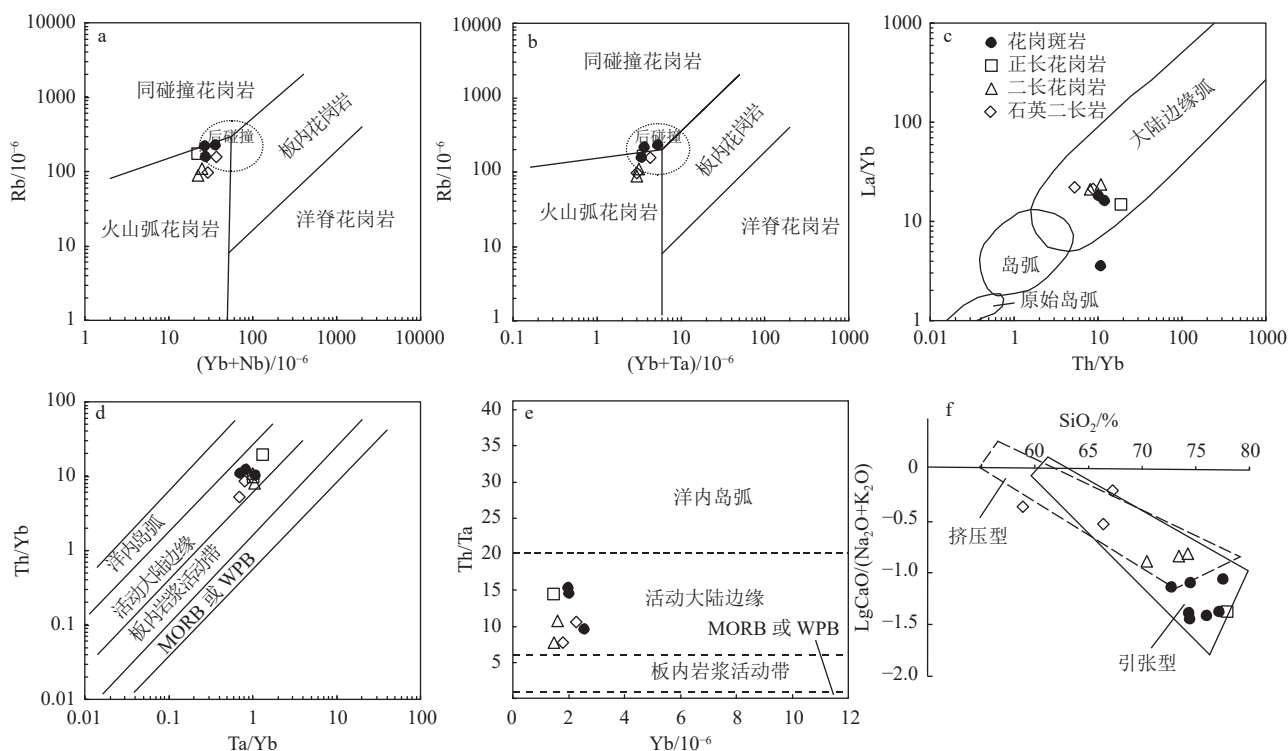


图9 马拉格复式岩体构造环境图(图a, b据Pearce et al., 1984; 图c据Condie et al., 1989; 图d, e据Gorton et al., 2000; 图f据Brown et al., 1982)

Fig. 9 Tectonic discrimination diagrams of the Malage complex pluton

MORB—洋中脊玄武岩; WPB—板内玄武岩

2022)。花岗斑岩位于兴安地块南段(大兴安岭中脊附近),推断其形成很可能是蒙古-鄂霍茨克洋闭合后伸展、古太平洋俯冲后撤的共同作用,尤其与后者引发的陆内伸展减薄联系密切。

6 结 论

(1)内蒙古东马拉格复式岩体由 2 期组成,分别为:晚三叠世(石英二长岩、二长花岗岩、碱长花岗岩),侵位时代为 $225\pm 2\sim 220\pm 2$ Ma;早白垩世晚期花岗斑岩,侵位时代为 124 ± 1 Ma。

(2)岩体富集大离子亲石元素(Rb、Ba、K)及轻稀土元素,不同程度亏损高场强元素(Ta、Nb、P、Ti)及重稀土元素,稀土元素总量偏低,中等负 Eu 异常,为高钾钙碱性系列的准铝质、(弱)过铝质 I 型花岗岩。

(3)岩体指示,晚三叠世兴安地块南段可能受到蒙古-鄂霍茨克洋俯冲远程效应的影响;早白垩世晚期处于伸展背景,推断为蒙古-鄂霍茨克洋闭合后伸展、古太平洋俯冲后撤共同作用,尤其与后者联系密切。

致谢:感谢项目组同事在野外调研中的帮助支持。审稿专家细致审阅了本文,提出了宝贵修改意见,使得本文趋于完善!在此一并致谢!

References

- Allegre C J, Minster J F. 1978. Quantitative models of trace element behavior in magmatic process[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 38: 1-25.
- Brown G C, Nordin G L. 1982. An epizootic model of an insect-fungal pathogen system[J]. *Mathematical Biology*, 44(5): 731-739.
- Chappell B W. 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites[J]. *Lithos*, 46(3): 535-551.
- Chen J S, Li W W, Shi Y, et al. 2022. Evolution of the eastern segment of the northern margin of the North China Craton in the Triassic: Evidence from the geochronology and geochemistry of magmatic rocks in Kaiyuan area, North Liaoning[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 38(8): 2216-2248(in Chinese with English abstract).
- Condie K C. 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance[J]. *Lithos*, 23: 1-18.
- Feng Z Q, Dong L, Tong Y, et al. 2021. Impacts of the closure of eastern Mongolia-Okhotsk Ocean on formation and evolution of Songliao Basin[J]. *Oil & Gas Geology*, 42(2): 251-264(in Chinese with English abstract).
- Fu A Z, Yang W P, Liu Y, et al. 2022. Discovery of Late Triassic Adakitic Rocks at Nianzishan in the Central Great Xing'an Range and Its Geological Significance[J]. *Geoscience*, 36(1): 266-281(in Chinese with English abstract).
- Fu J Y, Na F C, Li Y C, et al. 2021. Southward subduction of the Mongol-Okhotsk Ocean: Middle Triassic magmatic records of the "Luomahu Group" in northwest of Lesser Khingan Mountains[J]. *Geological Bulletin of China*, 40(6): 889-904(in Chinese with English abstract).
- Gorton M P J, Schandl E S. 2000. From continents to Island Arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks[J]. *Canadian Mineralogist*, 38(5): 1065-1073.
- Guo C L, Wang D H, Chen Y C, et al. 2007. SHRIMP U-Pb zircon ages and major element, trace element and Nd-Sr isotope geochemical studies of a Neoproterozoic granitic complex in western Sichuan: Petrogenesis and tectonic significance[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 10(10): 2457-2470(in Chinese with English abstract).
- Hao S Q, Rong X W, Wang L J, et al. 2022. Discovery of the Late Carboniferous alkali-feldspar granite from the Bulinmiao area in Inner Mongolia and its constraints on the evolution of the Paleo-Asian-Ocean[J]. *Geological Bulletin of China*, 41(9): 1613-1623(in Chinese with English abstract).
- Huang S Q, Dong S W, Hu J M, et al. 2016. The formation and tectonic evolution of the Mongolia-Okhotsk belt[J]. *Acta Geologica Sinica*, 90(9): 2192-2205(in Chinese with English abstract).
- Ji Z, Ge W C, Yang H, et al. 2018. The Late Triassic andean-type andesite from the central Great Xing'an Range: Products of the southward subduction of the Mongol-Okhotsk oceanic plate[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 34(10): 2917-2930(in Chinese with English abstract).
- King P L, White A J R, Chappell B W. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan fold belt, southeastern Australia[J]. *Journal of Petrology*, 38(3): 371-391.
- Le M R W. 2002. Igneous Rocks: A classification and glossary of terms(2nd Edition)[M]. Cambridge University Press, 33-39.
- Li Q, Cheng X Q, Chen W, et al. 2021. Discovery of Early-Middle Triassic andesite in Erguna massif and its indication of Southward Subduction of Mongol-Okhotsk Ocean Plate[J]. *Earth Science*, 46(8): 2768-2785(in Chinese with English abstract).
- Li J Y, Liu J F, Qu J F, et al. 2019. Major geological features and crustal tectonic framework of Northeast China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 35(10): 2989-3016(in Chinese with English abstract).
- Li T D, Liu Y, Ding X Z, et al. 2022. Ten advances in regional geological research of China in recent years[J]. *Acta Geologica Sinica*, 96(5): 1544-1581(in Chinese with English abstract).
- Li Y, Ding L L, Xu W L, et al. 2015. Geochronology and geochemistry of muscovite granite in Sunwu area, NE China: Implications for the timing of closure of the Mongol-Okhotsk Ocean[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 31(1): 56-66(in Chinese with English abstract).
- Li Y, Li W Q, Sun J L. 2022. Geochronology and geochemistry of Late

- Triassic–Early Jurassic granites in Moerdaoga area, NE China and its tectonic implications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 38(10): 3021–3036(in Chinese with English abstract).
- Li R L, Zhu Q Q, Hou K J, et al. 2012. Zircon U–Pb dating and Hf isotopic compositions of granite porphyry and rhyolite porphyry from Jingniu basin in the Middle–Lower Yangtze River Belt and its geological significance[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 28(10): 3347–3360(in Chinese with English abstract).
- Li S C, Li Y F, Wang X A, et al. 2016. Delineation of the Late Triassic granitic pluton from the middle part of Greater Xing'an Mountains showing tetrad REE patterns and its geological implications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 32(9): 2793–2806(in Chinese with English abstract).
- Li J Y, Guo F, Li C W, et al. 2014. Neodymium isotopic variations of Late Paleozoic to Mesozoic I- and A-type granitoids in NE China: Implications for tectonic evolution[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 30(7): 1995–2008(in Chinese with English abstract).
- Li W L, Yang X Q, Qian C, et al. 2022. Composition of the Fakeshan magmatic arc in the northern Great Xing'an Range: Constraints on the southward subduction of the Mongol–Okhotsk oceanic plate[J]. *Earth Science Frontiers*, 29(2): 146–163(in Chinese with English abstract).
- Li W X, Li X H, Li Z X, et al. 2007. U–Pb zircon, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from central Guangdong, SE China: A major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab?[J]. *Lithos*, 96(1): 186–204.
- Liu J F, Li J Y, Zhao S, et al. 2022. Crustal accretion and Paleo–Asian Ocean evolution during Late Paleozoic–Early Mesozoic in southeastern Central Asian Orogenic Belt: Evidence from magmatism in Linxi–Dongwuqi area, southeastern Inner Mongolia[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 38(8): 2181–2215(in Chinese with English abstract).
- Liu X W, Yang H, Dong Y, et al. 2015. Zircon U–Pb ages and geochemical characteristics of the Triassic granites from the Mingshui area in the Da Hinggan Mountains and their tectonic implications[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 34(2): 143–158(in Chinese with English abstract).
- Liu Y S, Gao S, Hu Z C. 2010. Continental and oceanic crust recycling–induced 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*, 51(1/2): 537–571.
- Ludwig K R. 2003. Isoplot 3.0: A geochronological toolkit for microsoft excel[M]. Berkeley Geochron Centre Special Publication, (4): 1–70.
- Morrison W G. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association[J]. *Lithos*, 13(1): 97–108.
- Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635–643.
- Na F C, Fu J Y, Song W M, et al. 2019. Petrological and Geochronological Study of Keluo Complex in Northwestern Lesser Xing'an Range[J]. *Earth Science*, 44(10): 3265–3278(in Chinese with English abstract).
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983.
- Qiu J S, Hu J, Wang X L, et al. 2005. The Baishigang pluton in Heyuan, Guangdong Province: A highly fractionated I-type granite[J]. *Acta Geologica Sinica*, (4): 503–514(in Chinese with English abstract).
- Rapp R P, Shimizu N, Norman M D, et al. 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa[J]. *Chemical Geology*, 160(4): 335–356.
- Rudnick R L, Gao S. 2003. Composition of the continental crust[C]// Rudnick R L. Treatise on geochemistry. Oxford: Elsevier: 1–64.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[J]. Geological Society of London, Special Publications, 42(1): 313–345.
- Tang Z Y, Sun D Y, Gou J. 2022. Triassic magmatism in Northeast China: Implications for spatiotemporal distribution, continental crustal accretion, and geodynamic evolution[J]. *International Geology Review*, 64(6): 770–798.
- Tang J, Xu W L, Wang F. 2016. Rock associations and their spatial–temporal variations of the Early Mesozoic igneous rocks in the NE Asia: Constraints on the initial subduction timing of the Paleo–Pacific Plate[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 35(6): 1181–1194 (in Chinese with English abstract).
- Tang J, Xu W L, Wang F, et al. 2018. Subduction history of the Paleo–Pacific slab beneath Eurasian continent: Mesozoic–Paleogene magmatic records in Northeast Asia[J]. *Earth Science*, 48(5): 549–583(in Chinese with English abstract).
- Tong Y, Hong D V, Wang T, et al. 2010. Spatial and temporal distribution of granitoids in the middle segment of the Sino–Mongolian border and its tectonic and metallogenic implications[J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 31(3): 395–412(in Chinese with English abstract).
- Watson E B, Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64(2): 295–304.
- Wang X S, Bi X W, Leng C B, et al. 2014. Geochronology and geochemistry of Late Cretaceous igneous intrusions and Mo–Cu–(W) mineralization in the southern Yidun Arc, SW China: Implications for metallogenesis and geodynamic setting[J]. *Ore Geology Reviews*, 61: 73–95.
- Wang M, Wang C, Hu Y, et al. 2018. Geochemistry, geochronology, whole rock Sr–Nd and zircon Hf isotopes of the Wulansala granite pluton in Xiemisitai area, Xinjiang[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 34(3): 618–636(in Chinese with English abstract).
- Wang T, Zhang J J, Li X Z, et al. 2022. Distinctive spatial–temporal evolution of Late Paleozoic to Mesozoic magmatic systems in Northeast Asia: Evidences for identification of the extent and superposition of multiple plate tectonic regimes[J]. *Earth Science Frontier*, 29(2): 28–44(in Chinese with English abstract).
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. *Contrib. Miner. Petrol.*, 95(4): 407–419.

- Wu F Y, Li X H, Yang J H, et al. 2007. Discussions on the petrogenesis of granites[J]. *Acta Petrologica Sinica*, (6): 1217–1238(in Chinese with English abstract).
- Wu F Y, Liu X C, Ji W Q, et al. 2017. Highly fractionated granites: Recognition and research[J]. *Science China Earth Sciences*, 47(7): 745–765(in Chinese with English abstract).
- Wu F Y, Jahn B M, Wilder S A, et al. 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China (I): Geochronology and petrogenesis[J]. *Lithos*, 66(3/4): 241–273.
- Wu F Y, Sun D Y, Ge W C, et al. 2011. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in Northeastern China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(1): 1–30.
- Xiao W J, Windley B F, Hao J, et al. 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the central Asian orogenic belt[J]. *Tectonics*, 22(6): 1069–1088.
- Xu B, Zhao P, Bao Q Z, et al. 2014. Preliminary study on the pre-Mesozoic tectonic unit division of the Xing-Meng Orogenic Belt (XMOB)[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 30(7): 1841–1857(in Chinese with English abstract).
- Xu W L, Wang F, Pei F P, et al. 2013. Mesozoic tectonic regimes and regional ore-forming background in NE China: Constraints from spatial and temporal variations of Mesozoic volcanic rock associations[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 29(2): 339–353(in Chinese with English abstract).
- Xu W L, Sun C Y, Tang J, et al. 2019. Basement nature and tectonic evolution of the Xing'an-Mongolian orogenic belt[J]. *Earth Science*, 44(5): 1620–1646(in Chinese with English abstract).
- Xu W L, Wang Y N, Wang F, et al. 2022. Evolution of western Pacific subduction zones: Constraints from accretionary complexes in NE Asian continental margin[J]. *Geological Review*, 68(1): 1–17(in Chinese with English abstract).
- Zhang J, Zhang D J, Zheng Y J, et al. 2020. LA-ICP-MS U-Pb dating of detrital zircons and geological implications of Linxi Formation in Linxi County, Inner Mongolia[J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 50(4): 1090–1103(in Chinese with English abstract).
- Zhang P C, Peng B, Zhao J Z, et al. 2022. Petrogenesis of the Syenogranite in the Xiaowulangou Area of Southern Great Xing'an Range: Constraints from Zircon LA-ICP-MS U-Pb Geochronology, Geochemistry and Hf Isotopes[J]. *Earth Science*, 47(8): 2889–2901(in Chinese with English abstract).
- Zhang C, Guo W, Xu Z Y, et al. 2014. Study on geochronology, petrogenesis and tectonic implications of monzogranite from the Yanbian area, eastern Jilin Province[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 30(2): 512–526(in Chinese with English abstract).
- Zhao P, Appel E, Xu B, et al. 2020. First paleomagnetic results from the Early Permian volcanic rocks in Northeastern Mongolia: evolutionary implication for the Paleo-Asian Ocean and the Mongol-Okhotsk Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(2): E2019jb017338.
- Zhao Y D, Che J Y, Xu F M, et al. 2018. Late Jurassic adakitic granites in northeastern Xing'an block: Geochronology and geochemical characteristics and tectonic significance[J]. *Earth Science Frontier*, 25(6): 240–253(in Chinese with English abstract).
- Zheng Y F, Gao P. 2021. The production of granitic magmas through crustal anatexis at convergent plate boundaries[J]. *Lithos*, 402/403: 10623.
- Zhou J B, Pu X G, Hou H S, et al. 2018. The Mesozoic accretionary complex in NE China and its tectonic implications for the subduction of the Paleo-Pacific plate beneath the Eurasia[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 34(10): 2845–2856(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 陈井胜, 李崴崴, 时溢, 等. 2022. 华北板块北缘东段三叠纪构造演化——来自辽北开原岩浆岩年代学、地球化学的证据[J]. *岩石学报*, 38(8): 2216–2248.
- 符安宗, 杨文鹏, 刘渊, 等. 2022. 大兴安岭中段碾子山地区晚三叠世埃达克质侵入岩的发现及其地质意义[J]. *岩石学报*, 36(1): 266–281.
- 付俊彧, 那福超, 李仰春, 等. 2021. 蒙古-鄂霍茨克洋南向俯冲: 小兴安岭西北部落马湖群中三叠世岩浆记录[J]. *地质通报*, 40(6): 889–904.
- 冯志强, 董立, 童英, 等. 2021. 蒙古-鄂霍茨克洋东段关闭对松辽盆地形成与演化的影响[J]. *石油与天然气地质*, 42(2): 251–264.
- 郭春丽, 王登红, 陈毓川, 等. 2007. 川西新元古代花岗质杂岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄、元素和 Nd-Sr 同位素地球化学研究: 岩石成因与构造意义[J]. *岩石学报*, 23(10): 2457–2470.
- 郝书清, 戎秀伟, 王丽娟, 等. 2022. 内蒙古布林庙晚石炭世碱长花岗岩的发现及其对古亚洲洋演化的制约[J]. *地质通报*, 41(9): 1613–1623.
- 黄始琪, 董树文, 胡健民, 等. 2016. 蒙古-鄂霍茨克构造带的形成与演化[J]. *地质学报*, 90(9): 2192–2205.
- 纪政, 葛文春, 杨浩, 等. 2018. 大兴安岭中段晚三叠世安第斯安山岩: 蒙古-鄂霍茨克大洋板片南向俯冲的产物[J]. *岩石学报*, 34(10): 2917–2930.
- 李锦轶, 刘建峰, 曲军峰, 等. 2019. 中国东北地区主要地质特征和地壳构造格架[J]. *岩石学报*, 35(10): 2989–3016.
- 李强, 程学芹, 陈伟, 等. 2021. 额尔古纳地块早—中三叠世安山岩的发现及其对蒙古-鄂霍茨克大洋板片南向俯冲的指示[J]. *地球科学*, 46(8): 2768–2785.
- 李廷栋, 刘勇, 丁孝忠, 等. 2022. 中国区域地质研究的十大进展[J]. *地质学报*, 96(5): 1544–1581.
- 李宇, 丁磊磊, 许文良, 等. 2015. 孙吴地区中侏罗世白云母花岗岩的年代学与地球化学: 对蒙古-鄂霍茨克洋闭合时间的限定[J]. *岩石学报*, 31(1): 56–66.
- 李宇, 李文庆, 孙金龙, 等. 2022. 内蒙古莫尔道嘎地区晚三叠世—早侏罗世花岗岩的年代学、地球化学及其地质意义[J]. *岩石学报*, 38(10): 3021–3036.
- 李瑞玲, 朱乔乔, 侯可军. 2012. 长江中下游金牛盆地花岗斑岩和流纹斑岩的锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素组成及其地质意义[J]. *岩石学报*, 28(10): 3347–3360.
- 李世超, 李永飞, 王兴安, 等. 2016. 大兴安岭中段晚三叠世四分组效应花岗岩的厘定及其地质意义[J]. *岩石学报*, 32(9): 2793–2806.

- 李竞妍, 郭峰, 李超文, 等. 2014. 东北地区晚古生代—中生代 I 型和 A 型花岗岩 Nd 同位素变化趋势及其构造意义[J]. 岩石学报, 30(7): 1995–2008.
- 李文龙, 杨晓平, 钱程, 等. 2022. 大兴安岭北段富克山岩浆弧的组成: 对蒙古-鄂霍茨克洋向南俯冲的制约[J]. 地学前缘, 29(2): 146–163.
- 刘建峰, 李锦轶, 赵硕, 等. 2022. 中亚造山带东南部晚古生代—早中生代地壳增生和古亚洲洋演化: 来自内蒙古东南部林西-东乌旗地区岩浆岩的证据[J]. 岩石学报, 38(8): 2181–2215.
- 刘希雯, 杨浩, 董玉, 等. 2015. 大兴安岭明水地区三叠纪花岗岩的锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及构造意义[J]. 岩石矿物学杂志, 34(2): 143–158.
- 那福超, 付俊彧, 宋维民, 等. 2019. 小兴安岭西北部科洛杂岩的岩石学与年代学[J]. 地球科学, 44(10): 3265–3278.
- 内蒙古自治区地质局. 1979.1: 20 万贺斯格乌拉牧场幅区域地质调查报告[R].
- 邱检生, 胡建, 王孝磊, 等. 2008. 广东河源白石冈岩体: 一个高分异的 I 型花岗岩[J]. 地质学报, 79(4): 503–514.
- 山西省地质调查院. 2012.1: 5 万勃洛浑迪等四幅区域地质调查报告[R].
- 唐杰, 许文良, 王枫, 等. 2016. 东北亚早中生代火成岩组合的时空变异: 对古太平洋板块俯冲开始时间的制约[J]. 矿物岩石地球化学通报, 35(6): 1181–1194.
- 唐杰, 许文良, 王枫, 等. 2018. 古太平洋板块在欧亚大陆下的俯冲历史: 东北亚陆缘中生代—古近纪岩浆记录[J]. 中国科学: 地球科学, 48(5): 549–583.
- 童英, 洪大卫, 王涛, 等. 2010. 中蒙边境中段花岗岩时空分布特征及构造和找矿意义[J]. 地球学报, 31(3): 395–412.
- 王敏, 王居里, 胡洋, 等. 2018. 新疆谢米斯台地区乌兰萨拉岩体的地球化学、年代学及全岩 Sr-Nd 和锆石 Hf 同位素研究[J]. 岩石学报, 34(3): 618–636.
- 王涛, 张建军, 李舫, 等. 2022. 东北亚晚古生代—中生代岩浆时空演化: 多重板块构造体制范围及叠合的鉴别证据[J]. 地学前缘, 29(2): 28–44.
- 吴福元, 李献华, 杨进辉, 等. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题[J]. 岩石学报, 23(6): 1217–1238.
- 吴福元, 刘小驰, 纪伟强, 等. 2017. 高分异花岗岩的识别与研究[J]. 中国科学: 地球科学, 47(7): 745–765.
- 徐备, 赵盼, 鲍庆中, 等. 2014. 兴蒙造山带前中生代构造单元划分初探[J]. 岩石学报, 30(7): 1841–1857.
- 许文良, 王枫, 裴福萍, 等. 2013. 中国东北中生代构造体制与区域成矿背景: 来自中生代火山岩组合时空变化的制约[J]. 岩石学报, 29(2): 339–353.
- 许文良, 孙晨阳, 唐杰, 等. 2019. 兴蒙造山带的基底属性与构造演化过程[J]. 地球科学, 44(5): 1620–1646.
- 许文良, 王旖旎, 王枫, 等. 2022. 西太平洋俯冲带的演变: 来自东北亚陆缘增生杂岩的制约[J]. 地质论评, 68(1): 1–17.
- 张健, 张德军, 郑月娟, 等. 2020. 内蒙古林西上二叠统林西组碎屑锆石 LA-ICP-MS 年代学及其构造意义[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 50(4): 1090–1103.
- 章培春, 彭勃, 赵金忠, 等. 2022. 大兴安岭南段小乌兰沟正长花岗岩成因: 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年代学、地球化学及 Hf 同位素的制约[J]. 地球科学, 47(8): 2889–2901.
- 张超, 郭巍, 徐仲元, 等. 2014. 吉林东部延边地区二长花岗岩年代学、岩石成因学及其构造意义研究[J]. 岩石学报, 30(2): 515–526.
- 赵院冬, 车继英, 许逢明, 等. 2018. 兴安地块东北部晚侏罗世 C 型埃达克质花岗岩年代学、地球化学特征及构造环境意义[J]. 地学前缘, 25(6): 240–253.
- 周建波, 蒲先刚, 侯贺晟, 等. 2018. 东北中生代增生杂岩及对古太平洋向欧亚大陆俯冲历史的制约[J]. 岩石学报, 34(10): 2845–2856.