

doi:10.12097/j.issn.1671-2552.2023.12.007

内蒙古扎兰屯地区晚三叠世哈拉苏斑状正长花岗岩的成因: 锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素和地球化学证据

胡鹏¹, 段明^{1*}, 熊金莲^{2,3}, 曾威^{1,4}, 刘行¹, 闫国强¹, 魏佳林¹

HU Peng¹, DUAN Ming^{1*}, XIONG Jinlian^{2,3}, ZENG Wei^{1,4}, LIU Xing¹, YAN Guoqiang¹, WEI Jialin¹

1. 中国地质调查局天津地质调查中心(华北地质科技创新中心), 天津 300170;

2. 国家海洋信息中心, 天津 300171;

3. 中国地质大学, 湖北 武汉 430074;

4. 吉林大学, 吉林 长春 130061

1. Tianjin Center, China Geological Survey(North China Center for Geoscience Innovation), Tianjin 300170, China;

2. National Marine Data and Information Service, Tianjin 300171, China;

3. China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China;

4. Jilin University, Changchun 130061, Jilin, China

摘要:对内蒙古扎兰屯哈拉苏斑状正长花岗岩进行年代学、地球化学和 Hf 同位素组成研究。LA-ICP-MS 锆石测年结果指示, 哈拉苏斑状正长花岗岩于晚三叠世(213.17 ± 0.93 Ma) 侵位, 矿物组合以石英、碱性长石和斜长石为主, 富 SiO_2 (72.56% ~ 74.36%)、 K_2O (4.74% ~ 5.49%), 贫 MgO (0.12% ~ 0.34%)、 CaO (0.54% ~ 0.95%)、 TiO_2 (0.19% ~ 0.29%) 和 P_2O_5 (0.042% ~ 0.053%), $A/\text{CNK} = 1 \sim 1.05$, 小于 1.1, 强烈亏损 Ba、Sr、Eu、P、Ti, 表现出铝质 A 型花岗岩的矿物组合及地球化学特征。哈拉苏 A 型花岗岩具有高的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 (+9.08 ~ +15.3), 可能源于新生中基性地壳物质的部分熔融。哈拉苏 A 型花岗岩形成于后碰撞构造环境。可能受古亚洲洋闭合的远程效应影响, 扎兰屯地区地壳加厚并向后造山伸展机制转换, 随后在晚三叠世形成了扎兰屯地区哈拉苏斑状正长花岗岩。

关键词: A 型花岗岩; 晚三叠世; 地球化学; 锆石 U-Pb 测年; 内蒙古扎兰屯; 地质调查工程

中图分类号: P534.51; P588.12⁺1; P59 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2023)12-2109-12

Hu P, Duan M, Xiong J L, Zeng W, Liu X, Yan G Q, Wei J L. Genesis of Late Triassic Harasu porphyritic syenogranite in Zalantun area, Inner Mongolia: Zircon U-Pb age, Hf isotope and geochemical evidence. *Geological Bulletin of China*, 2023, 42 (12): 2109-2120

Abstract: In this paper, the geochronology, geochemistry and Hf isotopic composition of the Harasu porphyritic syenogranite in Zalantun, Inner Mongolia were studied. LA-ICP-MS zircon dating indicates that the Harasu porphyritic syenogranite was emplaced during the Late Triassic (213.17 ± 0.93 Ma). The mineral assemblage is mainly composed of quartz, alkaline feldspar and plagioclase. The Harasu porphyritic syenogranite is characterized by high SiO_2 (72.56% ~ 74.36%), K_2O (4.74% ~ 5.49%), low MgO (0.12% ~ 0.34%),

收稿日期: 2021-12-29; 修订日期: 2022-04-20

资助项目: 中国地质调查局项目《铀铁铜铝等战略性矿产资源调查》(编号: DD20230027)、《华北豫西等重点成矿区带铝铜镍等矿产地质调查》(编号: DD20221686)、《内蒙古阿拉善-河套地区区域地质调查》(编号: DD20211191)

作者简介: 胡鹏(1989-), 男, 硕士, 工程师, 地质学专业, 从事矿产地质调查与研究工作。E-mail: 824901364@qq.com

* 通信作者: 段明(1983-), 男, 硕士, 高级工程师, 矿床学专业, 从事矿产地质调查与研究工作。E-mail: 279549801@qq.com

CaO(0.54% ~ 0.95%), TiO₂(0.19% ~ 0.29%) and P₂O₅(0.042% ~ 0.053%), A/CNK = 1~1.05, < 1.1. It is strongly depleted in Ba, Sr, Eu, P and Ti, showing the geochemical characteristics of aluminous A-type granite. The Harasu A-type granites have high $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values (+9.08 ~ +15.3), which may due to the partial melting of new meso-basic crustal materials. The Harasu A-type granite is recognized as the product of a post-orogenic tectonic. The crust in Zalantun area was thickened and transformed into a post orogenic extension mechanism, which may be affected by the remote effect of the closure of the Paleo-Asian Ocean, and then the Late Triassic Harasu porphyritic syenogranite in Zalantun area was formed.

Key words: A-type granite; Late Triassic; geochemistry; zircon U-Pb dating; Zalantun, Inner Mongolia; geological survey engineering

大兴安岭地处兴蒙造山带东段,是古亚洲洋、蒙古-鄂霍次克洋、环太平洋三大构造域复合部位,地质构造演化复杂,特别是关于古亚洲洋的构造演化过程是区域上研究的热点(Li et al., 2021; 雷豪等, 2021)。实际上,兴蒙造山带碰撞造山是微块体和不断生长发育的岛弧体系相互汇聚拼贴(陆-陆、弧-陆、弧-弧)的过程(薛怀民等, 2009),多数学者认为,古亚洲洋于二叠纪晚期前在二连-贺根山一带已经关闭(钱程等, 2018; 张超等, 2020; 李冬雪等, 2022),沿西拉木伦河—长春一线直到早—中三叠世才闭合(Miao et al., 2008; 李世超等, 2017; 刘文斌等, 2021; 张艳飞等, 2022)。也有部分学者认为,古亚洲洋在晚志留世或早中泥盆世就已经闭合(Xu et al., 2013),而在随后的石炭纪—二叠纪进入以伸展构造背景为特征的地壳演化新阶段(Tong et al., 2015; 徐备等, 2018)。大兴安岭地区承载着古亚洲洋演化的重要信息,因此,加强大兴安岭地区三叠纪构造岩浆事件的研究,对约束古亚洲洋的构造演化具有重要意义。

位于大兴安岭中北段的内蒙古扎兰屯地区为古亚洲洋向额尔古纳-兴安地块俯冲的前缘地区,并产生了大量晚古生代花岗质岩浆作用(钱程等, 2018; 李冬雪等, 2022)。而对于区域上三叠纪的花岗岩研究相对薄弱。本文通过对大兴安岭扎兰屯哈拉苏地区斑状正长花岗岩的研究表明,其具有典型的A型花岗岩特征,应用LA-ICP-MS技术测定了锆石U-Pb年龄,结合元素地球化学、全岩Sr-Nd同位素和锆石Hf同位素探讨其岩石成因、构造背景及地球动力学意义,为探讨古亚洲洋的演化提供依据。

1 岩体地质及岩相学特征

研究区地处内蒙古自治区东北部扎兰屯市西部哈拉苏镇一带,大地构造位置属于天山-兴蒙造山系、大兴安岭弧盆系(张克信等, 2015; 潘桂棠等, 2016)。古生代隶属于扎兰屯-多宝山岛弧构造带,中生代属于大兴安岭火山岩带中北段。研究区地层

以中生代火山岩为主,包括上侏罗统满克头鄂博组熔结凝灰岩、晶屑熔结凝灰岩和玛尼吐组安山质凝灰岩、晶屑凝灰岩,下白垩统白音高老组流纹质熔结凝灰岩、流纹岩等。研究区出露古生代—中生代侵入岩,岩石类型主要有闪长岩、二长花岗岩、正长花岗岩、碱性花岗岩及少量中酸性次火山岩(图1)。

中粗粒斑状正长花岗岩呈岩株或者岩脉状侵入于满克头鄂博组中。岩石具似斑状结构,块状构造(图2)。斑晶约占60%,由斜长石(10%)、钾长石(40%)和石英(10%)组成;基质约占38%,具细粒结构,由斜长石(10%)、钾长石(18%)、石英(10%)组成;副矿物为不透明矿物、磷灰石等。斑晶:钾长石呈他形板状,粒径为1.5~4 cm,常见条纹结构及卡氏双晶发育,整体粘土化强烈;另外少数条纹长石受脆性挤压,晶内碎裂明显。斜长石呈半自形—他形板状,粒径1.5~4 cm,粘土化及绢云母化强烈。石英呈他形粒状,粒径1.5~4 cm,裂纹发育。基质:具细粒结构,粒径集中于0.3~1.2 cm;其中,钾长石条纹结构明显,粘土化强烈;斜长石呈他形板状,聚片双晶及粘土化发育;石英他形粒状;另外可见个别石英与长石构成文象结构。

2 样品采集和分析方法

锆石U-Pb测年及Hf同位素分析、岩石地球化学测试均在中国地质调查局天津地质调查中心实验室完成。

2.1 锆石U-Pb测年及Hf同位素分析

锆石样品(坐标:东经122°19'45"、北纬48°06'10")采自扎兰屯哈拉苏镇西部的斑状正长花岗岩脉。清洗锆石靶,然后喷碳做阴极发光(CL)和透射光反射光照射。使用激光剥蚀电感耦合等离子体质谱仪(LA-MC-ICP-MS)完成锆石的U-Pb同位素组成分析,将NEW WAVE 193-FXA_rF准分子激光器与Thermo Fisher公司的Neptune多接收器电感耦合等离子体质谱联接,使用氦作为剥蚀物质的载

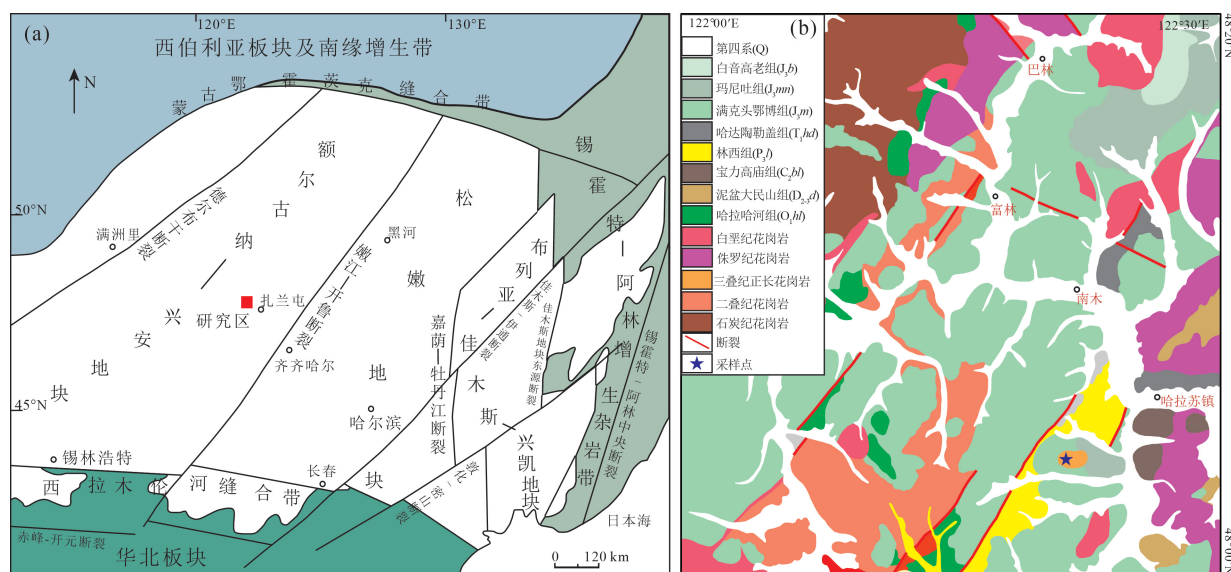


图 1 中国东北地区主要构造单元(据张慧婷等,2019 修改)(a)及扎兰屯哈拉苏地区地质简图(b)
Fig. 1 Tectonic framework of the NE China(a)and geological map of Zalantun Halasu area(b)

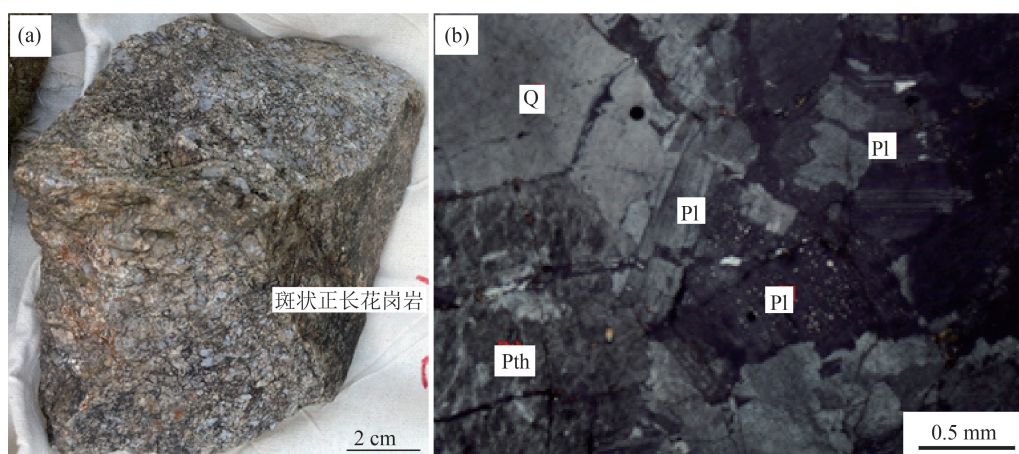


图 2 斑状正长花岗岩手标本(a)和显微照片(b)

Fig. 2 Hand specimen(a) and micrograph(b) of porphyritic syenogranite(cross polarized light)
a—斑状正长花岗岩;b—似斑状结构。Pl—斜长石;Pth—条纹长石;Q—石英

气,激光剥蚀斑束的直径为 $35\ \mu\text{m}$,剥蚀时间为 $30\ \text{s}$ 。采用人工合成的硅酸盐玻璃标准参考物质 NIST610 仪器做最佳化处理,并采用标准锆石 GJ-1 作为锆石年龄计算的外标。使用 ICPMSDataCal 程序(Liu et al., 2010)及 Isoplot 程序对数据进行处理(Ludwig, 2003),详细的仪器配置及实验流程见耿建珍等(2011)。使用激光烧蚀多接收器等离子体质谱仪(LA-MC-ICP-MS)完成原位微区锆石 Lu-Hf 同位素测试,激光单点剥蚀束斑直径为 $50\ \mu\text{m}$,时间 $30\ \text{s}$ 。分析方法详见参考文献(肖志斌等, 2020;崔玉荣等,2022)。

2.2 岩石地球化学

采集新鲜的岩石样品研磨至 200 目以下进行主量、微量元素测试。主量元素测试先采用熔片法制备成玻璃片,然后使用 PW4400/40 X 射线荧光光谱仪进行测定,其分析精度优于 2%;微量元素(含稀土元素)测试则采用 ICP-MS 测试,分析精度优于 5%。

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 年龄及 Hf 同位素特征

本文对斑状正长花岗岩样品的锆石测年数据列于表 1。样品锆石以长柱状为主,长宽比在 $1:1\sim$

3:1之间,多发育较窄的振荡环带(图3-a),Th/U值均大于0.4(表1),为岩浆锆石(Belousova et al., 2002; Rubatto, 2002)。数据基本位于谐和线上(图3-b),所有测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为 213.17 ± 0.93 Ma (MSWD=0.47),代表斑状正长花岗岩的成岩年龄,为晚三叠世岩浆活动的产物。

对部分颗粒形态较好、环带清晰且已获得年龄数据的锆石进行了微区原位 Hf 同位素测试,共分析了15个测点,结果列于表2。

哈拉苏斑状正长花岗岩所有测点的 Hf 同位素组成较一致, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值基本小于或略大于0.002,说明锆石形成后具有较少的放射性成因 Hf 累积,其 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值可用来分析源区特征。 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值范围在0.282902~0.283079之间, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值在+9.08~+15.3之间,一阶段模式年龄(T_{DM})范围为

249~504 Ma,二阶段模式年龄(T_{DM}^{C})范围为269~669 Ma,平均为504.3 Ma。

3.2 地球化学特征

哈拉苏斑状正长花岗岩主量和微量元素分析结果见表3。

哈拉苏斑状正长花岗岩具有富 SiO_2 (72.56%~74.36%),富碱更富钾($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8.59\% \sim 9.82\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.17 \sim 1.31$),略富 Al_2O_3 (13.29%~13.98%),贫 MgO (0.12%~0.34%)、 CaO (0.54%~0.95%)、 TiO_2 (0.19%~0.29%)、 P_2O_5 (0.042%~0.053%)等特征。 TFeO/MgO 值较高,为4.11~9.46。在TAS图解(图4-a)中,落入花岗岩区域,在 SiO_2 - K_2O 图解(图4-b)中落入高钾钙碱性与钾玄岩区域,铝饱和指数(A/CNK)为1~1.05,为弱过铝质花岗岩(图4-c)。

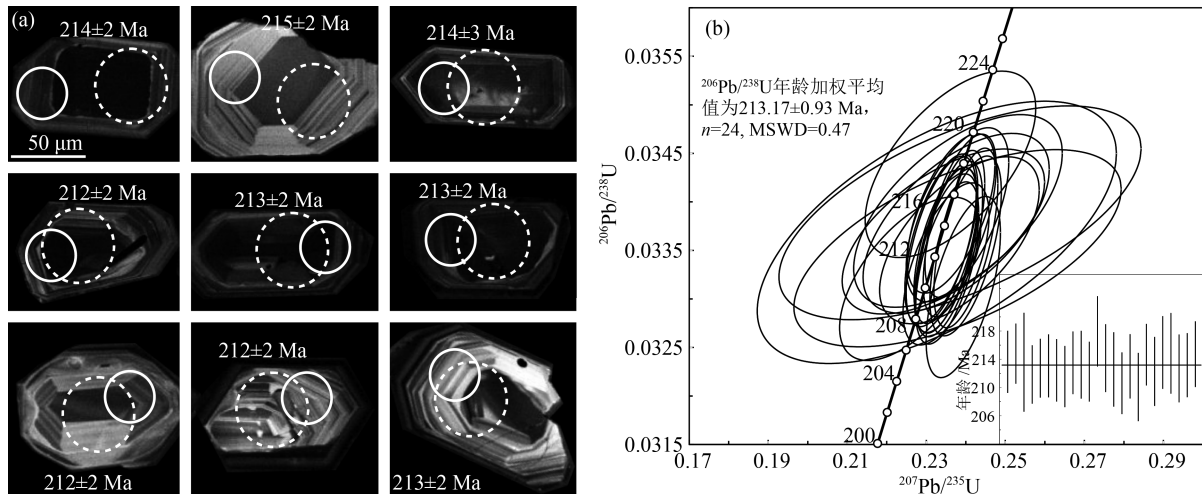


图3 哈拉苏斑状正长花岗岩样品典型锆石阴极发光(CL)图像(a)和U-Pb谐和图(b)

(图a中,实心圆圈为测年位置,虚线圆圈为Hf同位素分析位置)

Fig. 3 CL images(a) of representative zircons from the porphyritic syenogranite and zircon U-Pb concordia diagram(b) in Harasu area

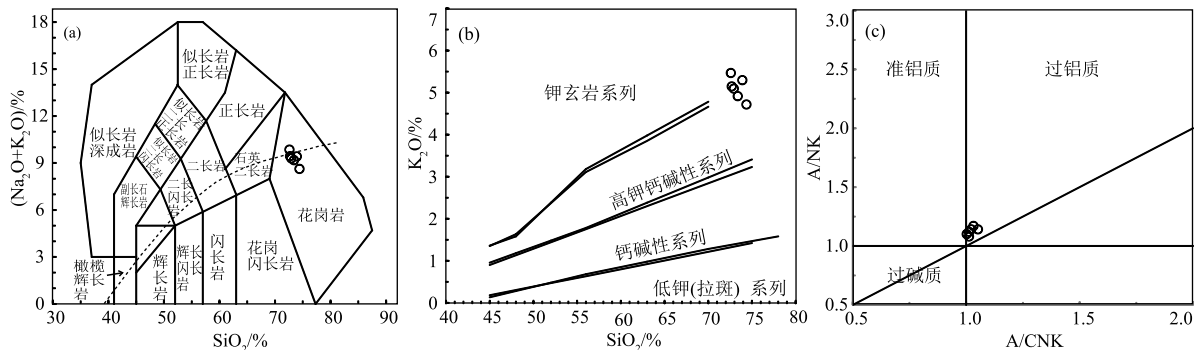


图4 哈拉苏斑状正长花岗岩 SiO_2 -($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$)(a)、 SiO_2 - K_2O (b)和A/CNK-A/NK图解(c)

Fig. 4 Plots of SiO_2 vs. ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$)(a), SiO_2 vs. K_2O (b) and A/CNK vs. A/NK(c) of the porphyritic syenogranite in Hakasu area

表 1 哈拉苏斑状正长花岗岩锆石 LA-ICP-MS U-Th-Pb 同位素分析结果
Table 1 Zircon LA-ICP-MS U-Th-Pb dating results of the porphyritic syenogranite in Harasu area

测点	含量/ 10^{-6}			同位素比值								年龄/Ma					
	Pb	U	Th	Th/U	^{207}Pb	1σ	^{207}Pb	1σ	^{206}Pb	1σ		^{207}Pb	1σ	^{207}Pb	1σ	^{206}Pb	1σ
					$/^{206}\text{Pb}$		$/^{235}\text{U}$		$/^{238}\text{U}$			$/^{206}\text{Pb}$		$/^{235}\text{U}$		$/^{238}\text{U}$	
B4.HLSA.1	3	86	67	0.78	0.0504	0.0023	0.2343	0.0105	0.0337	0.0003		215	104	214	10	214	2
B4.HLSA.2	18	478	295	0.62	0.0506	0.0009	0.2363	0.0045	0.0339	0.0003		222	42	215	4	215	2
B4.HLSA.3	7	167	250	1.49	0.0501	0.0039	0.2327	0.0186	0.0337	0.0006		199	182	212	17	214	3
B4.HLSA.4	51	1393	907	0.65	0.0511	0.0006	0.2353	0.0033	0.0334	0.0003		245	29	215	3	212	2
B4.HLSA.5	24	640	490	0.77	0.0508	0.0006	0.2349	0.0033	0.0336	0.0003		231	29	214	3	213	2
B4.HLSA.6	6	148	120	0.81	0.0514	0.0017	0.2384	0.0083	0.0336	0.0004		261	77	217	8	213	2
B4.HLSA.7	41	1146	684	0.60	0.0509	0.0006	0.2350	0.0032	0.0335	0.0003		235	27	214	3	212	2
B4.HLSA.8	12	324	247	0.76	0.0511	0.0009	0.2350	0.0044	0.0334	0.0003		245	41	214	4	212	2
B4.HLSA.9	41	1123	836	0.74	0.0510	0.0006	0.2370	0.0032	0.0337	0.0003		243	27	216	3	213	2
B4.HLSA.10	71	1936	1373	0.71	0.0518	0.0006	0.2400	0.0033	0.0336	0.0004		275	26	218	3	213	2
B4.HLSA.11	27	741	458	0.62	0.0509	0.0006	0.2351	0.0033	0.0335	0.0003		238	29	214	3	212	2
B4.HLSA.12	11	329	121	0.37	0.0498	0.0018	0.2361	0.0088	0.0344	0.0004		186	86	215	8	218	2
B4.HLSA.13	4	112	110	0.98	0.0510	0.0020	0.2376	0.0096	0.0338	0.0004		241	88	216	9	214	2
B4.HLSA.14	3	80	88	1.10	0.0515	0.0034	0.2379	0.0169	0.0335	0.0004		262	150	217	15	213	3
B4.HLSA.15	5	131	125	0.95	0.0493	0.0015	0.2259	0.0073	0.0332	0.0003		164	72	207	7	211	2
B4.HLSA.16	17	461	358	0.78	0.0505	0.0007	0.2338	0.0036	0.0336	0.0004		217	33	213	3	213	2
B4.HLSA.17	22	635	290	0.46	0.0524	0.0007	0.2394	0.0038	0.0331	0.0004		303	31	218	3	210	2
B4.HLSA.18	20	564	296	0.52	0.0511	0.0007	0.2387	0.0037	0.0339	0.0003		247	33	217	3	215	2
B4.HLSA.19	45	1258	735	0.58	0.0511	0.0006	0.2357	0.0035	0.0335	0.0004		244	27	215	3	212	2
B4.HLSA.20	5	118	106	0.90	0.0509	0.0022	0.2380	0.0108	0.0339	0.0004		237	99	217	10	215	3
B4.HLSA.21	3	83	73	0.88	0.0511	0.0039	0.2385	0.0187	0.0339	0.0004		243	175	217	17	215	3
B4.HLSA.22	38	1112	484	0.44	0.0519	0.0007	0.2400	0.0037	0.0335	0.0004		280	29	218	3	213	2
B4.HLSA.23	21	495	783	1.58	0.0504	0.0007	0.2338	0.0038	0.0336	0.0004		215	33	213	3	213	2
B4.HLSA.24	11	274	360	1.31	0.0509	0.0011	0.2379	0.0053	0.0339	0.0004		238	49	217	5	215	2

表 2 哈拉苏斑状正长花岗岩锆石 Hf 同位素分析结果
Table 2 Zircon Hf dating results of the porphyritic syenogranite in Harasu area

样品号	年龄/Ma	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	T_{DM}/Ma	$T_{\text{DM}}^c/\text{Ma}$	f_{Lu}/Hf
HLSA1-1.xls	213.17	0.04514	0.001614	0.283016	0.000026	13.11	339	411	-0.95
HLSA1-2.xls	213.17	0.06592	0.002088	0.283008	0.00002	12.76	355	433	-0.94
HLSA1-3.xls	213.17	0.03371	0.001133	0.282984	0.000021	12.05	381	480	-0.97
HLSA1-4.xls	213.17	0.06785	0.002123	0.283	0.000023	12.47	367	452	-0.94
HLSA1-5.xls	213.17	0.0421	0.001332	0.282975	0.000019	11.69	395	501	-0.96
HLSA1-7.xls	213.17	0.0539	0.001717	0.282903	0.000017	9.08	504	669	-0.95
HLSA1-9.xls	213.17	0.07692	0.002348	0.282984	0.000022	11.87	393	490	-0.93
HLSA1-12.xls	213.17	0.05691	0.001767	0.283079	0.000027	15.3	249	269	-0.95
HLSA1-13.xls	213.17	0.03754	0.001272	0.282952	0.00002	10.88	428	554	-0.96
HLSA1-14.xls	213.17	0.038	0.001194	0.282958	0.000021	11.09	418	539	-0.96
HLSA1-16.xls	213.17	0.03927	0.001263	0.28291	0.000017	9.39	488	649	-0.96
HLSA1-17.xls	213.17	0.05975	0.001868	0.282987	0.000017	12.05	384	480	-0.94
HLSA1-21.xls	213.17	0.04168	0.001368	0.282931	0.000022	10.14	459	602	-0.96
HLSA1-22.xls	213.17	0.08942	0.002779	0.28304	0.000025	13.78	315	368	-0.92
HLSA1-24.xls	213.17	0.04112	0.0013	0.282902	0.000018	9.11	500	668	-0.96

表 3 哈拉苏斑状正长花岗岩主量、微量和稀土元素分析结果

Table 3 Major, trace and REE compositions of the porphyritic syenogranite in Harasu area

元素	B4/1	B5/1	B5/2	B6/1	B6/2	B6/3	元素	B4/1	B5/1	B5/2	B6/1	B6/2	B6/3
SiO ₂	72.6	73.9	72.7	73.4	72.9	74.4	Ta	1.06	0.82	1.01	0.86	0.97	1.11
Al ₂ O ₃	14.0	13.6	13.9	13.9	13.9	13.3	Zr	329	271	198	285	279	265
Fe ₂ O ₃	1.22	1.12	1.08	1.06	1.04	1.05	Hf	9.88	8.62	7.18	8.57	8.92	8.07
FeO	0.3	0.18	0.28	0.33	0.23	0.19	Be	1.6	1.46	1.71	1.47	1.43	1.39
TFe ₂ O ₃	1.55	1.32	1.39	1.43	1.30	1.26	Ga	13.5	12.5	13.3	13.5	12.2	12.4
TFeO	1.40	1.19	1.25	1.28	1.17	1.13	U	7.55	5.46	5.06	4.93	5.79	6.95
CaO	0.54	0.75	0.79	0.9	0.78	0.95	Th	15.2	11.6	15.2	13.1	11.6	13.1
MgO	0.34	0.15	0.19	0.23	0.14	0.12	La	43.4	32.6	47.9	40.1	37.5	42.1
K ₂ O	5.49	5.32	5.17	4.94	5.12	4.74	Ce	105	86	115.8	92.4	99.2	102.3
Na ₂ O	4.33	4.06	4.23	4.21	4.14	3.85	Pr	11.1	8.12	13.3	10.2	10.1	12.1
TiO ₂	0.29	0.23	0.25	0.26	0.21	0.19	Nd	39.6	29	48.7	36.9	34.3	46.1
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	Sm	6.93	4.72	7.53	6.45	5.88	6.69
MnO	0.10	0.08	0.09	0.09	0.08	0.07	Eu	0.43	0.32	0.48	0.4	0.37	0.41
烧失量	0.62	0.57	0.61	0.65	0.57	0.62	Gd	5.64	4.08	6.13	5.42	4.87	5.23
CO ₂	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	Tb	0.8	0.6	0.84	0.8	0.67	0.81
A/NK	1.07	1.09	1.11	1.13	1.13	1.16	Dy	4.1	3.09	4.82	4.31	3.34	4.45
A/CNK	1.01	1	1.01	1.02	1.05	1.03	Ho	0.8	0.58	0.87	0.8	0.63	0.83
TFeO/MgO	4.11	7.92	6.59	5.58	8.33	9.46	Er	2.16	1.66	2.33	2.2	1.95	2.21
K ₂ O/Na ₂ O	1.27	1.31	1.22	1.17	1.24	1.23	Tm	0.31	0.24	0.34	0.32	0.28	0.33
Cr	3.61	2.81	3.83	4.81	3.51	3.12	Yb	2.02	1.62	2.31	2.12	1.93	2.24
Ni	3.35	2.18	3.15	3.31	2.24	2.47	Lu	0.29	0.25	0.39	0.34	0.28	0.36
Co	1.02	0.45	0.73	1.01	0.39	0.81	Y	17.5	13.6	21.4	19	19.7	20.1
Li	0.75	0.52	1.45	1.72	0.87	1.29	ΣREE	223	173	252	203	201	226
Rb	108	104	98	82.2	172	239	LREE	206	161	234	186	187	210
Cs	2.74	2.1	3.03	3.2	2.36	2.25	HREE	16.1	12.1	18.0	16.3	14.0	16.5
W	0.85	0.52	0.64	0.7	0.51	0.62	(La/Yb) _N	15.4	14.4	14.9	13.6	13.9	13.5
Mo	1.75	1.08	1.17	1.35	1.01	0.93	δEu	0.21	0.22	0.22	0.21	0.21	0.21
Sr	98.8	106	78.6	98.7	87.3	73.1	R ₁	2002	2227	2134	2227	2194	2486
Ba	217	217	223	211	305	249	R ₂	352	356	371	383	368	372
V	10.3	9.1	10.6	11.7	9.2	8.9	Mg [#]	30.2	18.4	21.3	24.2	17.6	15.9
Nb	16.3	12.8	16.3	14.4	21.8	17.4	σ43	3.25	2.84	2.96	2.75	2.85	2.34

注:主量元素含量单位为%,微量元素含量单位为10⁻⁶。R₁=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti),R₂=6Ca+2Mg+Al,式中元素指千阳离子

哈拉苏斑状正长花岗岩稀土元素总量在 173×10⁻⁶~252×10⁻⁶之间,LREE/HREE 值为 11.4~13.4,(La/Yb)_N值为 13.48~15.41。轻、重稀土元素分馏明显,轻稀土元素富集;δEu=0.21~0.22,具有明显的负 Eu 异常。球粒陨石标准化稀土元素配分曲线呈现右倾燕式分布样式(图 5-a)。

微量元素 Rb 含量为 82.2×10⁻⁶~239×10⁻⁶,Ba

为 211×10⁻⁶~305×10⁻⁶,Sr 为 73.1×10⁻⁶~106×10⁻⁶,相对富集 Rb、Th、Hf 和 Zr,明显亏损 Ba、Sr、Nb、Ta、Eu(图 5-b)。

4 讨 论

4.1 岩石类型与成因

A 型花岗岩以富 SiO₂、K₂O,贫 Sr、Ba、Eu、Ti 和

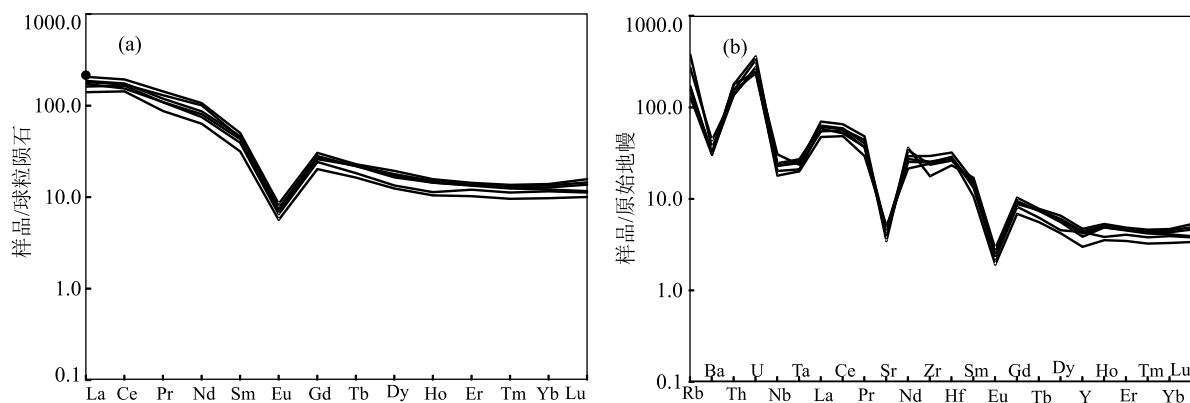


图 5 哈拉苏斑状正长花岗岩稀土元素球粒陨石标准化分布型式图(a)与微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)

(球粒陨石和原始地幔标准化数值据 Sun et al., 1989)

Fig. 5 Chondrite normalized REE distribution patterns (a) and primitive mantle normalized trace element spider diagrams (b) of the porphyritic syenogranite in Halasu area

P, 具有明显的负 Eu 异常为重要的地球化学特征, 往往代表产于伸展构造背景中高温无水花岗岩 (张旗等, 2012a, b)。哈拉苏斑状正长花岗岩富 SiO_2 (72.56% ~ 74.36%), 富 K_2O (4.74% ~ 5.49%), 贫 MgO (0.12% ~ 0.34%)、 CaO (0.54% ~ 0.95%)、 TiO_2 (0.19% ~ 0.29%) 和 P_2O_5 有右倾燕式稀土元素配分模式, 其地球化学特征与 A 型花岗岩相似 (Whalen et al., 1987; 刘昌实等, 2003), 且 TFeO 含量为 1.13% ~ 1.40%, 大于 1%, 有别于高分异的 I 型花岗岩 (贾小辉等, 2009)。所有样品点均落入 A 型花岗岩区域 (图 6), 在氧化型 A 型和还原型 A 型花岗岩的判别图解 (图 6-g~h) 中, 落在氧化型、还原型或二者交界处, 表明哈拉苏斑状正长花岗岩为 A 型花岗岩, 形成环境复杂。

A 型花岗岩的物质来源也具有多样性, 地幔、壳-幔和地壳物质都可能是 A 型花岗岩的潜在源岩 (许保良等, 1998; 吴锁平等, 2007; 贾小辉等, 2009)。A 型酸性岩浆的成因过程主要有: ①幔源基性岩浆的分离结晶与同化混染 (Turner et al., 1992; Mushkin et al., 2003); ②壳源酸性岩浆与幔源基性岩浆混合 (Kemp et al., 2005; Yang et al., 2006; Zhang et al., 2012); ③壳源物质部分熔融 (Landenberger et al., 1996; Frost et al., 1997; Patiño et al., 1997)。

幔源基性岩浆仅在极端情况下才能分异形成低硅 ($\text{SiO}_2 \leq 68\%$) 钾质残留熔体, 并伴有大量中间产物 (Whitaker et al., 2008; Frost et al., 2011), 且通常与大面积同期基性—超基性岩成双峰式产出 (Hildreth et al., 1991), 而哈拉苏斑状正长花岗岩高

硅, 岩石组合单一, 且缺少与之伴生的同期中基性岩石, 不可能为幔源岩浆分离结晶与同化混染。对于岩浆混合作用形成的 A 型花岗岩, 往往发育暗色基性包体, 且具有变化范围较大的锆石 Hf 同位素组成 (Yang et al., 2006; Zhang et al., 2012), 这不符合哈拉苏斑状正长花岗岩的特征。

哈拉苏斑状正长花岗岩符合铝质 A 型花岗岩 (刘昌实等, 2003; 贾小辉等, 2009) 的特点: 矿物组合以碱性长石和石英为主, 含少量斜长石; 弱过铝质 ($A/\text{CNK} = 1 \sim 1.05$); 阳离子参数 R_2 值较高 (352 ~ 383, >280)。铝质 A 型花岗岩被普遍认为是中下地壳部分熔融的产物 (王兴安等, 2012)。此外, $\text{Mg}^\#$ 值为 15.9 ~ 30.2, 远小于 45, 指示地幔物质对哈拉苏 A 型花岗岩的直接贡献没有或很小, 所以哈拉苏 A 型花岗岩为壳源物质部分熔融, 与 Hf 同位素特征相符, 在 $t-\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 图解 (图 7-b) 上落在球粒陨石上方, 指示新生的地壳物质, 这与兴蒙造山带显生宙以来巨量的花岗岩源区特征相似 (Wu et al., 2000; 洪大卫等, 2000, 2003)。哈拉苏铝质 A 型花岗岩的 Hf 二阶段模式年龄为 669 ~ 269 Ma, 结合其地球化学特征, 笔者认为, 它来自新元古代—古生代中—下地壳的中基性岩浆物质部分熔融。

4.2 构造背景

A 型花岗岩可形成于多种构造环境中 (Bonin, 2007), 其形成无不与拉张构造背景有关 (Whalen et al., 1987; 刘昌实等, 2003; 吴锁平等, 2007)。在 $\text{SiO}_2 - \text{TFeO}/(\text{TFeO} + \text{MgO})$ 和 $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ 图解 (图 8-a, b)

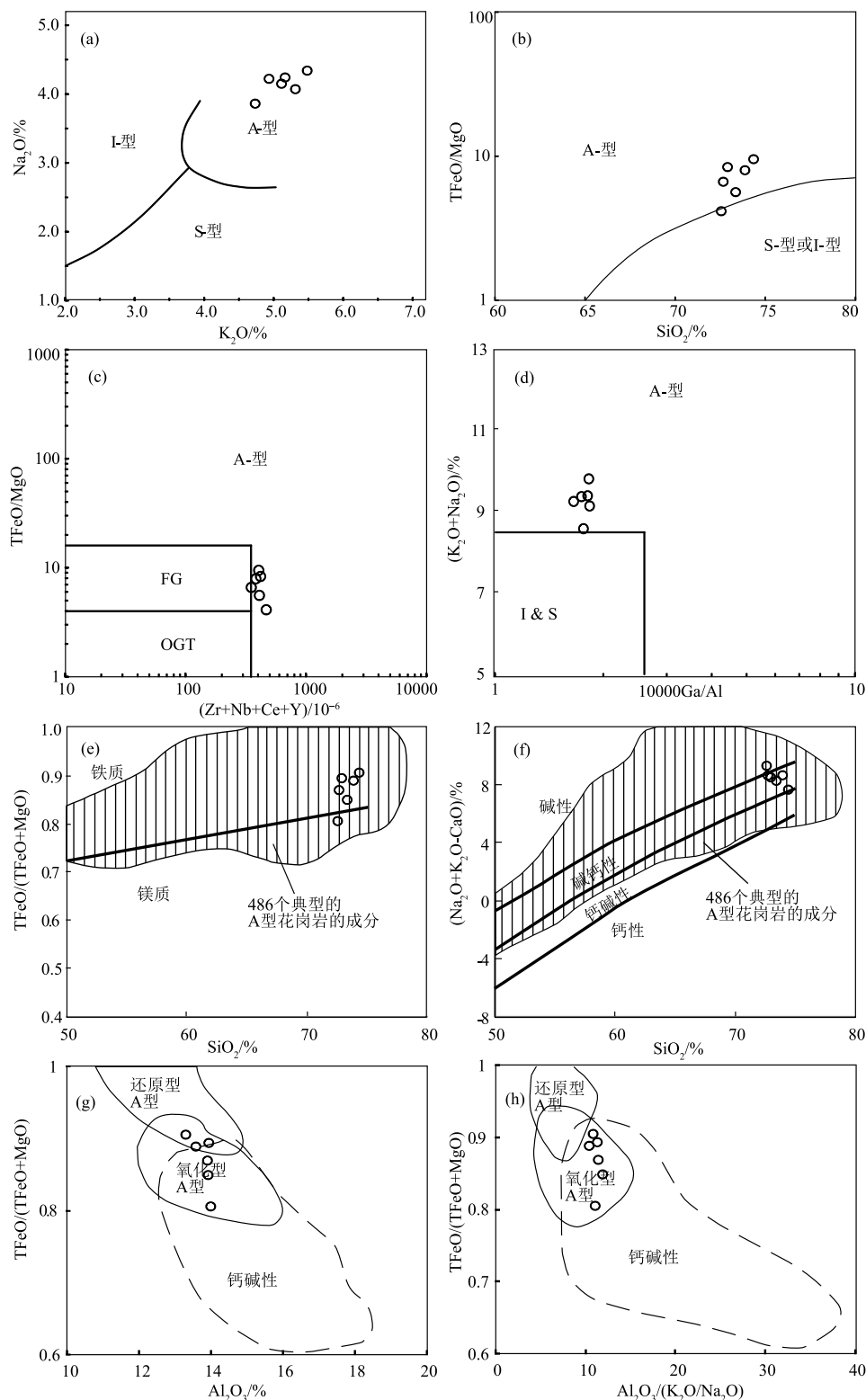


图 6 哈拉苏斑状正长花岗岩岩石类型判别图解(图 a 底图据 Collins et al., 1982; b 据 Eby, 1990; c、d 据 Whalen et al., 1987; e、f 据 Frost et al., 2001; g、h 据 Dall'Agnol et al., 2007)

Fig. 6 Rock type discriminant diagrams for the Harasu porphyritic syenogranite

a— K_2O — Na_2O 图解; b— SiO_2 — $TFeO/MgO$ 图解; c— $(Zr+Nb+Ce+Y)-TFeO/MgO$ 图解; d— $10000Ga/Al-(Na_2O+K_2O)$ 图解;
e— $SiO_2-TFeO/(TFeO+MgO)$ 图解; f— $SiO_2-(Na_2O+K_2O-CaO)$; g— $Al_2O_3-TFeO/(TFeO+MgO)$;
h— $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O)-TFeO/(TFeO+MgO)$ 图解

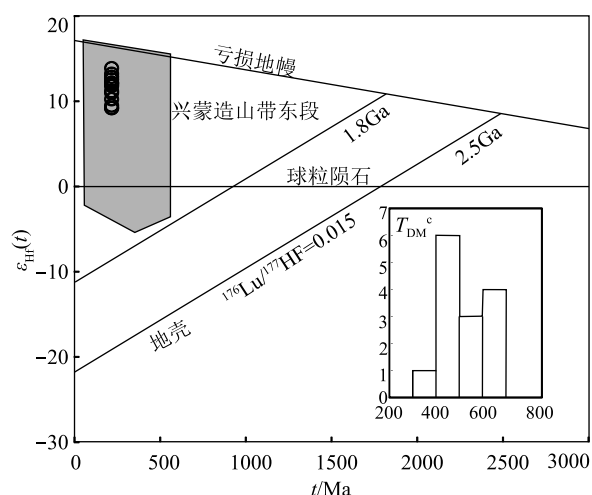


图 7 哈拉苏斑状正长花岗岩 $t-\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 图解(兴蒙造山带东段 Hf 同位素组成据 Yang et al., 2006)

Fig. 7 $t-\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ diagram for the Harasu porphyritic syenogranite

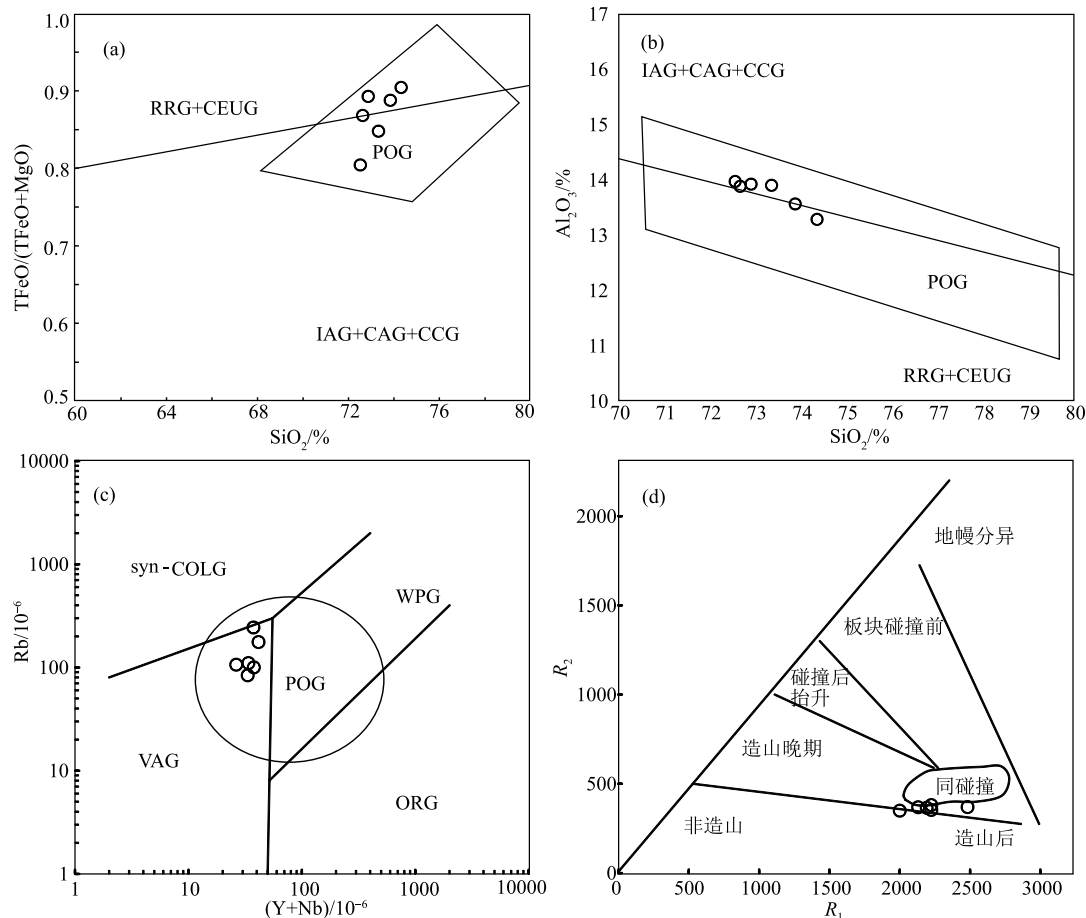


图 8 哈拉苏斑状正长花岗岩构造判别图解(图 a、b 底图据 Maniar et al., 1989; 图 c 底图据 Pearce et al., 1984; 图 d 底图据 Batchelor et al., 1985)

Fig. 8 Tectonic discriminant diagrams of the Harasu porphyritic syenogranite

VAG—火山弧花岗岩类; ORG—洋脊花岗岩类; WPG—板内花岗岩类; syn-COLG—同碰撞花岗岩类; post-COLG—后碰撞花岗岩类;
IAG—岛弧花岗岩类; CAG—大陆弧花岗岩类; CCG—大陆碰撞花岗岩类; POG—后造山花岗岩类;
RRG—与裂谷有关的花岗岩类; CEUG—与大陆的造陆抬升有关的花岗岩类

中,样品均落入后造山花岗岩区。Pearce et al. (1984) 认为, Y、Yb、Rb、Ba、K、Nb、Ta、Ce、Sm、Zr 和 Hf 能有效区分花岗岩构造背景,并在系统研究已知构造背景的花岗岩后,制作了相关图解。在 $(Y+Nb)-Rb$ 图解中均落入后碰撞花岗岩区域(图 8-c),在主量元素 R_1-R_2 构造环境判别图解中,也全部落在造山后区域(图 8-d)。综上可以看出,哈拉苏斑状正长花岗岩形成于造山后的伸展构造背景。

4.3 地质意义

晚古生代是大兴安岭地区重要的区域构造演化阶段,期间经历了额尔古纳、兴安、松嫩等微陆块之间的碰撞拼合演化过程,并产生了大量晚古生代花岗质岩浆岩(钱程等,2018;李冬雪等,2022)。扎兰屯地区为古亚洲洋向额尔古纳-兴安地块俯冲的前缘地区。在扎兰屯地区,晚古生代早期花岗岩可

分为 3 期: I 期(405~380 Ma)和 II 期(365~350 Ma)为古亚洲洋向额尔古纳-兴安地块北西向俯冲期, III 期(335~325 Ma)为额尔古纳-兴安地块与松嫩地块拼合后碰撞期, 这些花岗岩普遍叠加韧性变形, 该变形发生于碰撞后地壳加厚向后造山伸展转换背景下, 可能为造山过程中侧向逃逸作用的产物, 变形时限为晚石炭世末—早二叠世(308~290 Ma)(钱程等, 2018)。在兴蒙造山带和华北北缘同时还发育晚石炭世—早中二叠世后碰撞伸展构造环境的岩浆岩, 如白音图嘎地区 A 型花岗岩(312±2 Ma 及 294±2 Ma, 石文杰等, 2020), 锡林浩特 A 型花岗岩(276±2 Ma, 施光海等, 2004), 东乌旗地区碱性花岗岩(301±2 Ma, 王树庆等, 2017), 白音乌拉碱性花岗岩(288±2~290±2 Ma, Zhang et al., 2015), 乌珠新乌素花岗岩(279±3 Ma 和 276±2 Ma, 华北等, 2020), 锡林浩特和西乌旗双峰式火山岩组合(279~280 Ma, Zhang et al., 2008; 陈彦等, 2014)。这似乎表明早二叠世兴蒙造山带已经结束了块体的拼贴, 整体上进入了后造山伸展环境。但实际上, 兴蒙造山带碰撞造山是微块体和不断生长发育的岛弧体系相互汇聚拼贴(陆-陆、弧-陆、弧-弧)的过程, 且缝合带不止一条, 各条缝合带闭合时间也不同(薛怀民等, 2009)。虽然种种证据表明, 额尔古纳-兴安地块与松嫩-佳木斯地块于二叠纪沿贺根山—嫩江—黑河一线闭合(Liu et al., 2017), 但在很长一段时间内表现出“拼而不合”的状态, 直至二叠纪末期, 区域上仍然存在地表残留海盆, 并沉积了哲斯组海相沉积及林西组海陆交互相-陆相的碎屑沉积(李世超等, 2017)。这类后碰撞伸展构造环境的岩浆活动事件虽距二连-贺根山蛇绿岩带较近, 但是时间上却侵位于晚石炭世二连-贺根山洋盆闭合之后(黄波等, 2016)。因此, 可能只是晚石炭世二连—贺根山一带古亚洲洋闭合后的后碰撞伸展环境(王梁等, 2015), 或者俯冲带退缩引起的弧后伸展环境(张晓晖等, 2010), 而不是板块碰撞缝合之后的后碰撞伸展环境。因此, 晚石炭世古亚洲洋还在俯冲, 两大板块也并未碰撞拼合。古亚洲洋的俯冲作用贯穿晚古生代与早中生代, 直到早—中三叠世才沿西拉木伦河—长春一线闭合(李世超等, 2017; 张艳飞等, 2022), 可能受其远程效应影响, 贺根山—黑河构造带发生活化, 碰撞应力推动年轻地壳沿贺根山—黑河一线由南向北俯冲(李世超

等, 2017)。该时期岩石圈地幔及加厚地壳发生部分熔融, 扎兰屯地区进入地壳加厚向后造山伸展机制转换时期(刘文斌等, 2021), 并形成了研究区晚三叠世斑状正长花岗岩。

5 结 论

(1) 大兴安岭扎兰屯地区斑状正长花岗岩形成时代为晚三叠世(锆石 U-Pb 年龄为 213.17±0.93 Ma)。

(2) 哈拉苏斑状正长花岗岩矿物组合以石英、碱性长石和斜长石为主, 富 SiO₂、K₂O, 贫 MgO、CaO、TiO₂ 和 P₂O₅, A/CNK=1~1.05, 小于 1.1, 强烈亏损 Ba、Sr、Eu、P、Ti, 具有高的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值, 为铝质 A 型花岗岩, 源于新生中基性地壳物质的部分熔融, 形成于后碰撞构造环境。

(3) 可能受古亚洲洋闭合的远程效应影响, 晚三叠世扎兰屯地区地壳加厚并向后造山伸展机制转换。

参考文献

- Batchelor 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. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2002, 143(5): 602-622.
- Bonin B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects[J]. *Lithos*, 2007, 97(1): 1-29.
- Collins W. J., Beams S. D., White A. J. R., et al. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1982, 80(2): 189-200.
- Dall'Agnol R., de Oliveira D. C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites[J]. *Lithos*, 2007, 93(3): 215-233.
- Eby G. N. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis[J]. *Lithos*, 1990, 26(1/2): 115-134.
- Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J., et al. A geochemical classification for granitic rocks[J]. *Journal of Petrology*, 2001, 42(11): 2033-2048.
- Frost C. D., Frost B. R. Reduced rapakivi-type granites, the tholeiite connection[J]. *Geology (Boulder)*, 1997, 25(7): 647-650.
- Frost C. D., Frost B. R. On Ferroan(A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin[J]. *Journal of Petrology*, 2011, 52(1): 39-53.
- Hildreth W., Halliday A. N., Christiansen R. L. Isotopic and chemical evidence concerning the genesis and contamination of basaltic and

- rhyolitic magma beneath the Yellowstone Plateau volcanic field [J]. *Journal of Petrology*, 1991, 32(1): 63-138.
- Kemp A I S, Wormald R J, Whitehouse M J, et al. Hf isotopes in zircon reveal contrasting sources and crystallization histories for alkaline to peralkaline granites of Temora, southeastern Australia [J]. *Geology (Boulder)*, 2005, 33(10): 797-800.
- Landenberger B, Collins W J. Derivation of A-type Granites from a Dehydrated Charnokitic Lower Crust: Evidence from the Chaelundi Complex, Eastern Australia [J]. *Journal of Petrology*, 1996, 37 (1): 145-170.
- Liu Y J, Li W M, Feng Z Q, et al. A review of the Paleozoic tectonics in the eastern part of Central Asian orogenic belt [J]. *Gondwana Research*, 2017, 43: 123-148.
- Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, et al. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2010, 55(15): 1535-1546.
- Ludwig K R. User's Manual for Isoplot/EX Version 3.00: A geochronological Toolkit for Microsoft Excel [M]. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2003: 1-70.
- Li G Y, Zhou J B, Li L. A new tectonic framework for the composite orogenic metallogenic systems in the east of North China: The role of the Heilongjiang Ocean in the Late Paleozoic to Mesozoic [J]. *Ore Geology Reviews*, 2021, 136: 104293.
- Maniar P D, Piccoli P M. Tectonic discrimination of granitoids [J]. *Geological Society of America bulletin*, 1989, 101(5): 635-643.
- Miao L C, Fan W M, Liu D Y, et al. Geochronology and geochemistry of the Hegenshan ophiolitic complex: implications for late-stage tectonic evolution of the Inner Mongolia-Daxinganling orogenic belt, China [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2008, 32(5/6): 348-370.
- Mushkin A, Navon O, Halicz L, et al. The petrogenesis of A-type magmas from the Amram Massif, Southern Israel [J]. *Journal of Petrology*, 2003, 44(5): 815-832.
- Patão Douce A E. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids [J]. *Geology (Boulder)*, 1997, 25(8): 743-746.
- 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.
- Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism [J]. *Chemical Geology*, 2002, 184(1): 123-138.
- Sun W D, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [J]. *Geological Society of London, Special Publications*, 1989, 42: 313-345.
- Tong Y, Jahn B M, Wang T, et al. Permian alkaline granites in the Erenhot-Hegenshan belt, northern Inner Mongolia, China: Model of generation, time of emplacement and regional tectonic significance [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015, 97: 320-336.
- Turner S P, Foden J D, Morrison R S. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An example from the Padthaway Ridge, South Australia [J]. *Lithos*, 1992, 28(2): 151-179.
- Whalen J B, Currie K L, Chappel B W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1987, 95(4): 407-419.
- Whitaker M L, Whitaker M L, Nekvasil H, et al. Can crystallization of olivine tholeiite give rise to potassic rhyolites?—an experimental investigation [J]. *Bulletin of Volcanology*, 2008, 70(3): 417-434.
- Wu F, Jahn B, Wilde S, et al. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China [J]. *Tectonophysics*, 2000, 328(1): 89-113.
- Xu B, Charvet J, Chen Y, et al. Middle Paleozoic convergent orogenic belts in western Inner Mongolia (China): framework, kinematics, geochronology and implications for tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt [J]. *Gondwana Research*, 2013, 23(4): 1342-1364.
- Yang J H, Wu F Y, Chung S L, et al. A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence [J]. *Lithos*, 2006, 89(1/2): 89-106.
- Zhang X H, Zhang H F, Tang Y J, et al. Geochemistry of Permian bimodal volcanic rocks from central Inner Mongolia, North China: Implication for tectonic setting and Phanerozoic continental growth in Central Asian Orogenic Belt [J]. *Chemical Geology*, 2008, 249(3/4): 262-281.
- Zhang X H, Yuan L L, Xue F H, et al. Contrasting Triassic ferroan granitoids from northwestern Liaoning, North China: Magmatic monitor of Mesozoic decratonization and a craton-orogen boundary [J]. *Lithos*, 2012, 144/145: 12-23.
- Zhang X H, Yuan L L, Xue F H, et al. Early Permian A-type granites from central Inner Mongolia, North China: Magmatic tracer of post-collisional tectonics and oceanic crustal recycling [J]. *Gondwana Research*, 2015, 28(1): 311-327.
- 陈彦, 张志诚, 李可, 等. 内蒙古西乌旗地区二叠纪双峰式火山岩的年代学、地球化学特征和地质意义 [J]. *北京大学学报 (自然科学版)*, 2014, 50(5): 843-858.
- 崔玉荣, 涂家润, 李国占, 等. LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年方法 [J]. *华北地质*, 2022, 45(4): 53-59.
- 耿建珍, 李怀坤, 张健, 等. 锆石 Hf 同位素组成的 LA-MC-ICP-MS 测定 [J]. *地质通报*, 2011, 30(10): 1508-1513.
- 洪大卫, 王式, 谢锡林, 等. 兴蒙造山带正 $\epsilon(\text{Nd}, t)$ 值花岗岩的成因和大陆地壳生长 [J]. *地学前缘*, 2000, 77(2): 441-456.
- 洪大卫, 王式洗, 谢锡林, 等. 从中亚正 $\epsilon(\text{Nd})$ 值花岗岩看超大陆演化和大陆地壳生长的关系 [J]. *地质学报*, 2003, (2): 203-209.
- 华北, 高雪, 胡兆国, 等. 兴蒙造山带西段乌珠新乌苏花岗岩岩石成因和构造背景: 地球化学、U-Pb 年代学和 Sr-Nd-Hf 同位素约束 [J]. *岩石学报*, 2020, 36(5): 1426-1444.
- 黄波, 付冬, 李树才, 等. 内蒙古贺根山蛇绿岩形成时代及构造启示 [J]. *岩石学报*, 2016, 32(1): 158-176.
- 贾小辉, 王强, 唐功建. A 型花岗岩的研究进展及意义 [J]. *大地构造与成矿学*, 2009, 33(3): 465-480.
- 雷豪, 张贵宾, 徐备. 兴蒙造山带晚古生代伸展减薄过程: 来自内蒙古西地区岩体的地球化学证据 [J]. *岩石学报*, 2022, 47(19): 3354-3370.
- 李冬雪, 郑常青, 梁琛岳, 等. 大兴安岭中段扎兰屯南部花岗岩质糜棱岩

- 岩石成因及地质意义[J].地球科学,2022,47(9):3354-3370.
- 李世超,张凌宇,李鹏川,等.大兴安岭中段早三叠世 O 型埃达克岩的发现及其大地构造意义[J].地球科学,2017,42(12):2117-2128.
- 刘昌实,陈小明,陈培荣,等.A 型岩套的分类、判别标志和成因[J].高校地质学报,2003,9(4):573-591.
- 刘文斌,杨延伟,刘翔,等.内蒙古扎兰屯地区印支期二长花岗岩构造演化:来自地球化学特征和锆石 U-Pb 年龄的制约[J].地质通报,2021,40(5):698-706.
- 潘桂棠,陆松年,肖庆辉,等.中国大地构造阶段划分和演化[J].地学前缘,2016,23(6):1-23.
- 钱程,陆露,秦涛,等.大兴安岭北段扎兰屯地区晚古生代早期花岗岩岩浆作用——对额尔古纳-兴安地块和松嫩地块拼合时限的制约[J].地质学报,2018,92(11):2190-2214.
- 施光海,苗来成,张福勤,等.内蒙古锡林浩特 A 型花岗岩的时代及区域构造意义[J].科学通报,2004,49(4):384-389.
- 石文杰,赵旭,魏俊浩,等.兴蒙造山带南段白音图嘎地区 A 型花岗岩地球化学特征及其对古亚洲洋演化的制约[J].大地构造与成矿学,2020,44(1):141-156.
- 王梁,王根厚,雷时斌,等.内蒙古乌拉山大桦背岩体成因:地球化学、锆石 U-Pb 年代学及 Sr-Nd-Hf 同位素制约[J].岩石学报,2015,31(7):1977-1994.
- 王树庆,胡晓佳,赵华雷,等.内蒙古京格斯台晚石炭世碱性花岗岩年代学及地球化学特征——岩石成因及对构造演化的约束[J].地质学报,2017,91(7):1467-1482.
- 王兴安,徐仲元,刘正宏,等.大兴安岭中部柴河地区钾长花岗岩的成因及构造背景:岩石地球化学、锆石 U-Pb 同位素年代学的制约[J].岩石学报,2012,28(8):2647-2655.
- 吴锁平,王梅英,戚开静.A 型花岗岩研究现状及其述评[J].岩石矿物学杂志,2007,26(1):57-66.
- 肖志斌,张然,叶丽娟,等.沥青铀矿(GBW04420)的微区原位 U-Pb 定年分析[J].地质调查与研究,2020,43(1):1-4.
- 许保良,阎国翰,张臣,等.A 型花岗岩的岩石学亚类及其物质来源[J].地学前缘,1998,5(3):113-124.
- 徐备,王志伟,张立杨,等.兴蒙陆内造山带[J].岩石学报,2018,34(10):2819-2844.
- 薛怀民,郭利军,侯增谦,等.中亚-蒙古造山带东段的锡林郭勒杂岩:早华力西期造山作用的产物而非古老陆块?——锆石 SHRIMP U-Pb 年代学证据[J].岩石学报,2009,25(8):2001-2010.
- 张超,吴新伟,刘永江,等.大兴安岭中段早二叠世 A 型花岗岩成因及对扎兰屯地区构造演化的制约[J].岩石学报,2020,36(4):1091-1106.
- 张慧婷,张长青,张乔.内蒙古中东部蘑菇气地区玛尼吐组火山岩构造背景[J].西安科技大学学报,2019,39(5):802-810.
- 张克信,潘桂棠,何卫红,等.中国构造-地层大区划分新方案[J].地球科学(中国地质大学学报),2015,40(2):206-233.
- 张旗,李承东.花岗岩[M].北京:海洋出版社,2012a.
- 张旗,冉皞,李承东.A 型花岗岩的实质是什么?[J].岩石矿物学杂志,2012b,31(4):621-626.
- 张晓晖,翟明国.华北北部古生代大陆地壳增生过程中的岩浆作用与成矿效应[J].岩石学报,2010,26(5):1329-1341.
- 张艳飞,周永恒,董洋,等.内蒙古拜仁达坝石炭纪岩体年代学、地球化学、Sr-Nd 同位素特征及其对中亚造山带的制约[J].地球科学,2022,47(4):1234-1252.