DOI: 10.3724/j.1000-4734.2024.44.094 **CSTR:** 32252.14.j.1000-4734.2024.44.094

太行山中段观音堂高Ba-Sr花岗质侵入岩的成因及其成矿意义

张聚全[1,2]，陈超[2*]，卢静[2]，张乐民[2]，张福祥[2]，郭海全[3]，张桐[4]，张才龙[3]，范启超[3]，邢欢[3]

(1. 河北省地质矿产勘查开发局博士后科研工作站，河北 石家庄 050051；2. 河北地质大学 地球科学学院，河北 石家庄 052161；3. 河北省地质矿产勘查开发局，河北 石家庄 050051；4. 河北省地质矿产勘查开发局第六地质大队，河北 石家庄 050051)

摘要：太行山地区发育一系列高Ba-Sr花岗岩，并伴随大量金属成矿，解析其成因对研究华北克拉通破坏过程中的壳-幔相互作用及相应的岩浆成矿系统演化有着重要的意义。本次研究以太行山中段观音堂岩体为例，对其不同岩性进行锆石U–Pb年代学、岩石地球化学和成因矿物学研究。研究表明，观音堂岩体的主体成分为石英二长岩和花岗闪长岩，其边缘相为闪长岩，与岩体伴生的脉岩成分与观音堂岩体的主体成分一致。闪长岩形成于125.2 Ma，斑状石英二长岩、花岗闪长岩和斑状花岗闪长岩测得的三个年龄分别为124.6、129.9、130.33 Ma。锆石Lu–Hf同位素特征表明观音堂岩体为古老地壳部分熔融产生的酸性岩浆与地幔部分熔融产生的基性岩浆混合的结果。正长石斑晶环带结构特征表明，观音堂高Ba-Sr花岗岩为幔源岩浆多次脉动侵入酸性岩浆房并发生岩浆混合的结果。

关键词：高Ba-Sr花岗岩；成因矿物学；岩石成因；岩浆演化；太行山中段

中图分类号：P571; P588; P597 **文献标志码：**A **文章编号：**1000-4734(2026)01-0049-21

第一作者：张聚全，男，1983年生，教授，博士，从事成因矿物学、矿床学、岩浆岩岩石学研究工作。E-mail: juquan1983@163.com。

The genesis and mineralization significance of Guanyintang high Ba-Sr granitic intrusive rocks in the central section of the Taihang Mountains

ZHANG Juquan[1,2], CHEN Chao[2*], LU Jing[2], ZHANG Lemin[2], ZHANG Fuxiang[2], GUO Haiquan[3], ZHANG Tong[4], ZHANG Cailong[3], FAN Qichao[3], XING Huan[3]

(1. Postdoctoral Research Station of Hebei Bureau of Geology and Mineral Resources Exploration and Evelopment, Shijiazhuang Hebei 050051, China; 2. College of Earth Sciences, Hebei GEO University, Shijiazhuang Hebei 052161, China; 3. Hebei Bureau of Geology and Mineral Resources Exploration and Development, Shijiazhuang Hebei 050051, China; 4. The Sixth Geological Brigade, Hebei Bureau of Geology and Mineral Resources Exploration and Development, Shijiazhuang Hebei 050051, China)

Abstract: A series of high Ba-Sr granitoids, developed in the Taihang Mountains region, are associated with a large amount of metal mineralization. To analyze their genesis is of great significance for studying the crust-mantle interaction and the evolution of its corresponding magmatic mineralization system in the destruction process of the North China Craton. This study takes the Guanyintang intrusion in the central section of the Taihang Mountains as an example to conduct zircon U–Pb geochronological, lithogeochemical, and genetic mineralogical researches of its different rocks. The research results show that main components of the Guanyintang intrusion are quartz monzonite, granodiorite, with minor

收稿日期：2024-08-07。

基金项目：河北省地质矿产勘查开发局博士后项目（批准号：13000023P00F664100037）；河北地质矿产勘查开发局科研项目（批准号：13000022P00329410103R）；河北科技厅重点研发项目（批准号：22374201D）；河北省自然科学基金资助项目（批准号：D2021403028）。

*通信作者，E-mail: goldcc@163.com。

diorite as the marginal phase of the intrusion. The compositions of dikes associated with the intrusion are consistent with those of main components of the Guanyintang intrusion. The diorite was formed at 125.2 Ma. Three measured ages for porphyritic quartz monzonite, granodiorite, and porphyritic granodiorite are 124.6 Ma, 129.9 Ma, and 130.33 Ma, respectively. The Lu-Hf isotopic characteristics of zircons indicate that the Guanyintang intrusion was formed by the mixture of acidic magma produced by the partial melting of ancient crust and basic magma produced by the partial melting of lithospheric mantle. Characteristics of the zoning texture of orthoclase indicate that the Guanyintang high Ba-Sr granitoid was formed by the mixture of the granitic magma in the magma chamber and the mantle derived magma which were intruded into the acidic magma chamber in multiple pulsations.

Keywords：high Ba-Sr granite; genetic mineralogy; petrogenesis; magmatic evolution; central section of the Taihang Mountains

“高Ba-Sr花岗岩”是由Tarney和Jones[1]基于地球化学特征提出的一类花岗质岩石类型，其Ba、Sr含量显著高于传统分类中的I型、S型和A型花岗岩，同时具有相对较低的Rb、Y和HREE含量，较高的Sr/Y和K/Rb值，且Eu负异常不显著。目前普遍认为高Ba-Sr花岗岩形成于俯冲环境，且与壳-幔相互作用有关[2-4]。华北克拉通在中生代广泛发育一系列高Ba-Sr花岗岩，通常认为其与华北克拉通破坏过程有着密切关系[2-6]。其中，太行山中北段广泛发育的中生代中-酸性侵入岩，普遍具有高的Ba-Sr特征[5]，并伴生大量的Au、Ag、Pb、Zn、Mo、Cu、Fe等矿产。为了更好地认识这些高Ba-Sr花岗质岩石的成因及其演化，解析其与区域内岩浆热液成矿作用的关系，本次研究选取太行山中段观音堂岩体进行锆石U–Pb年代学、成因矿物学和岩石地球化学研究，构建了观音堂高Ba-Sr花岗质侵入体的成因模型。

1 区域地质背景

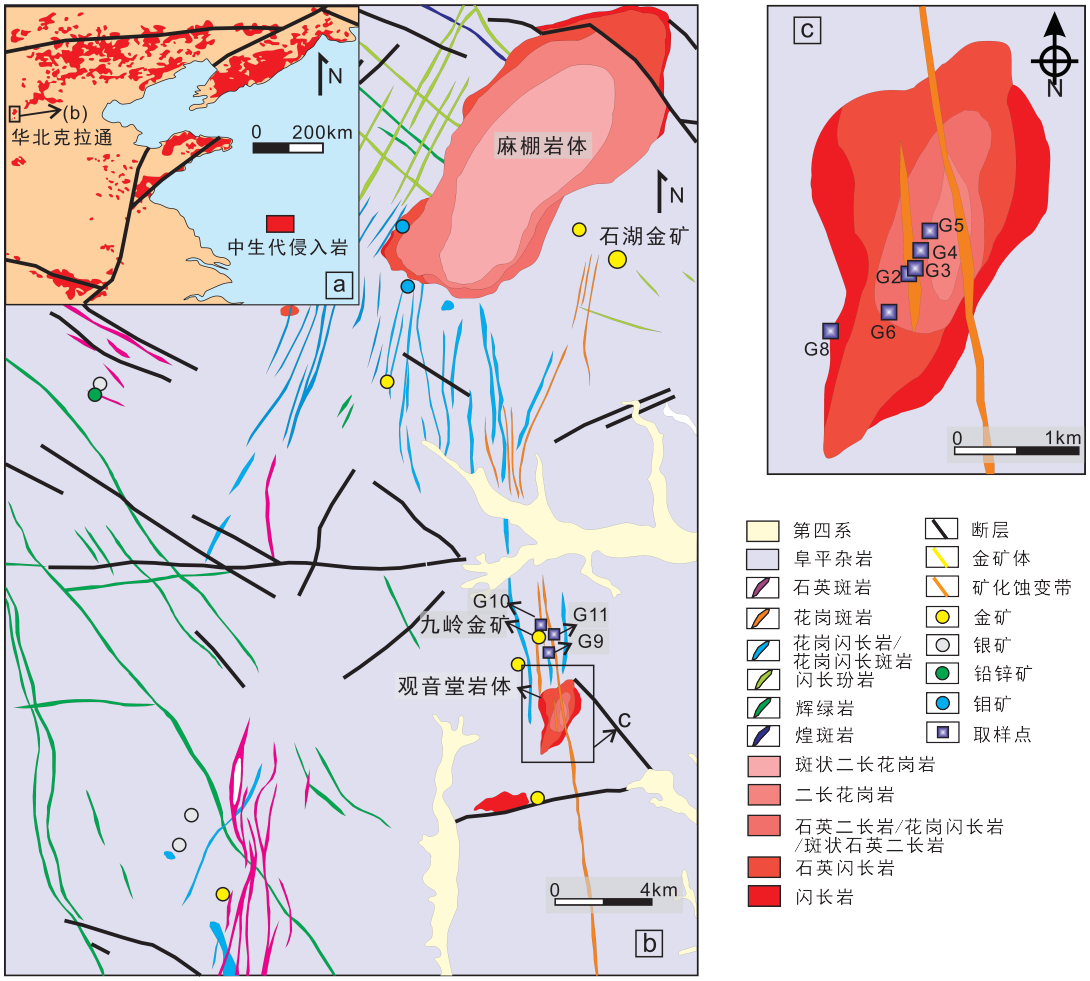
观音堂岩体位于太行山中段（图1a），其与北部的麻棚、赤瓦屋、王安镇、大河南等岩体共同构成了一个北东向的中生代岩浆岩带，是中生代太行山构造-岩浆-成矿带的重要组成部分[7-10]。其围岩为新太古代-古元古代阜平杂岩。阜平杂岩主要由深成片麻岩和变质表壳岩组成[11]。表壳岩包括新太古代阜平岩群、五台岩群、古元古代湾子群，主要岩性有黑云变粒岩、大理岩、斜长角闪岩、磁铁石英岩等。深成岩主要为新太古代TTG片麻岩和古元古代花岗岩，TTG的主体形成于约2.5 Ga[12,13]，也有少量形成于约2.7 Ga[14]，古元古代花岗岩形成时代约2.1 Ga[15]。研究区内断裂广布，其中北北东向、近南北向和北西向的断裂系统最为发育，控制了区域内各种脉岩的产出。其中辉绿岩多形成于元古代，其余脉岩为中生代形成。太行山中部中生代岩浆岩以花岗质岩石为主，大型岩基的边缘相出现少量闪长岩，另外可见少量煌斑岩脉。该地区岩浆活动主要集中在145～100 Ma[7-9,16-19]，峰期年龄为130 Ma。区域内成矿时间与岩浆活动时间一致[20,21]。

观音堂岩体位于麻棚岩体南部（图1b），侵位于太古宙阜平岩群，围岩主要为角闪斜长片麻岩、黑云斜长片麻岩、斜长角闪岩以及黑云母变粒岩等。在观音堂岩体与麻棚岩体之间发育大量的花岗闪长岩、花岗闪长斑岩、花岗斑岩岩脉。麻棚岩体与观音堂岩体都呈现出清晰的岩相分带，自外向内岩性从中性逐渐变为酸性，粒度逐渐变粗，外带以细粒闪长岩为主，中间带为中细粒结构的石英二长岩，中心为二长花岗岩或斑状二长花岗岩[16,19]。观音堂岩体中可见多条近南北向的花岗斑岩脉穿切岩体（图1b, c）。

2 岩体地质特征与岩相学特征

本次研究对观音堂岩体及其周边发育的脉岩进行了系统的野外观察和取样（图1）。观音堂岩体主体侵位于黑云斜长片麻岩中，边缘相为细粒闪长岩，向内逐渐变为石英二长岩、斑状石英二长

岩、斑状花岗闪长岩、花岗闪长岩。中部各岩性变化不大，斑晶含量有所变化。观音堂岩体中可见多条近南北向的花岗斑岩脉穿切岩体，最长的岩脉延伸可达20 km，近于直立，脉宽不一，宽者可达8～10 m，窄者1～2 m。脉岩边部粒度较细，暗色矿物较多，向中心粒度逐渐变粗。岩体内普遍发育暗色微粒包体，边部较中心多，特别是闪长岩中暗色微粒包体较多，且成群出现（图2a）。闪长岩与石英二长岩界线清晰，呈不规则状，可见闪长岩岩枝深入石英二长岩中，两者接触处未见明显的冷凝边和烘烤边，界线处的石英二长岩一侧粒度变粗（图2b）。同时，可见花岗质岩脉侵入闪长岩中（图2c）。岩体内部分带界线并不清晰，整体岩性为石英二长岩、花岗闪长岩和二长花岗岩，普遍含有钾长石的斑晶，偶见暗色微粒包体（图2d）。



a. 研究区大地构造位置图，据Yang等[7]修编；b. 区域地质图；c. 观音堂岩体地质图。

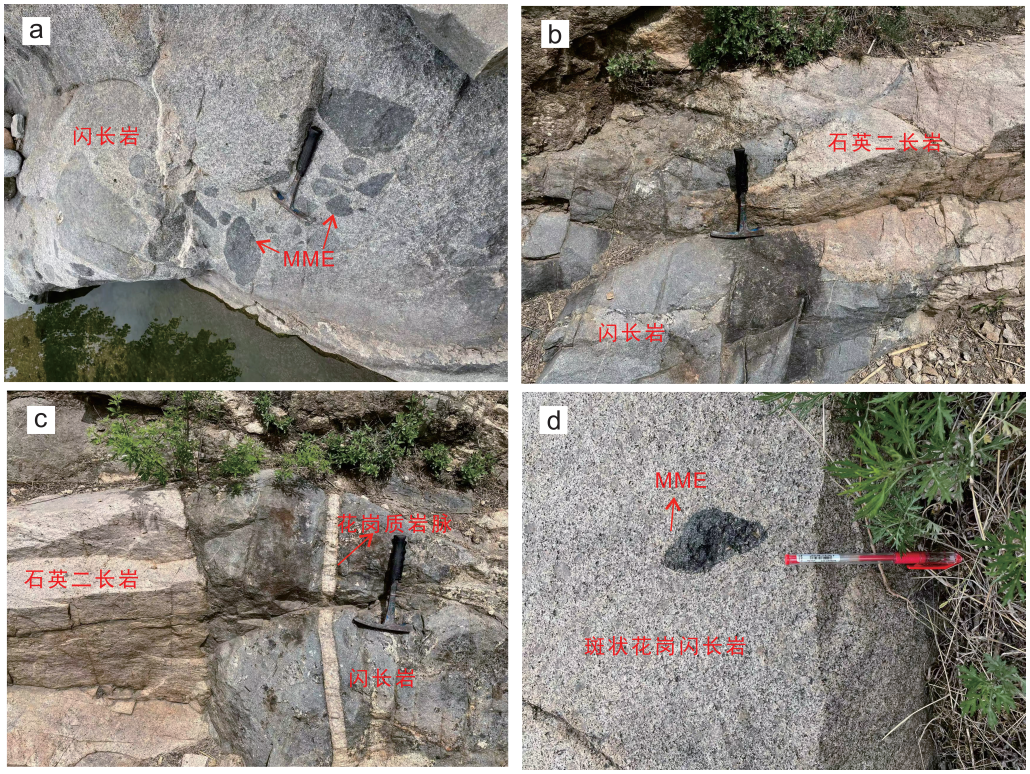
图1　麻棚-观音堂一带区域地质图

Fig. 1. Regional geological map of the Mapeng-Guanyintang area

详细的岩相学观察发现观音堂岩体岩石样品相对新鲜，脉岩都不同程度发生蚀变。花岗闪长岩（G5）岩石呈灰绿色，细粒结构，矿物粒度一般为0.3～1 mm。其中斜长石含量占矿物总量的约50%，多具有环带结构（图3a, b）；正长石含量约为20%（图3c）；石英含量约为15%，他形粒状；暗色矿物为角闪石（约10%）和黑云母（约5%）。副矿物可见榍石、磷灰石、磁铁矿、锆石等。

斑状花岗闪长岩（G4、G6）呈灰色，似斑状结构，斑晶为正长石，粒径1 cm左右，含量约10%。基质为中粗粒结构，矿物粒度一般为2～6 mm，主要为斜长石（约50%），多具有环带结构；

正长石含量约为15%，多为他形粒状；石英含量约为20%，他形粒状；暗色矿物为角闪石（约10%）和黑云母（约5%）。副矿物主要为榍石、磷灰石、磁铁矿、锆石等。



a. 闪长岩中的暗色微粒包体；b. 闪长岩与石英二长岩之间的侵入接触关系；c. 花岗质岩脉侵入闪长岩中；d. 斑状花岗闪长岩中可见暗色微粒包体；MME–暗色微粒包体。

图2 观音堂岩体野外照片

Fig. 2. Photos for outcrops of the Guanyintang intrusion

斑状石英二长岩（G2）呈浅灰色，似斑状结构，斑晶为正长石，粒径8～10 mm，含量10%左右。基质为中细粒结构，矿物粒度一般为1～5 mm，主要为斜长石（约50%），多具有环带结构；正长石含量约30%，多为他形粒状；石英含量约为15%，他形粒状；暗色矿物为角闪石（约5%）和黑云母（约5%）（图3d）。副矿物主要为榍石、磷灰石、磁铁矿、锆石等。

闪长岩（G8），呈灰色，中细粒结构，矿物粒度一般为0.2～1.5 mm，主要为斜长石（约60%）、角闪石（约15%）、辉石（约5%）、黑云母（约5%）、正长石（约10%）、石英（约5%）（图3e）。副矿物主要为磁铁矿、磷灰石、锆石等。

花岗闪长斑岩（G9、G11、5-1-1、5-4），灰白色，斑状结构，斑晶为斜长石和角闪石，角闪石呈长柱状，5～10 mm，含量约15%，斜长石呈宽板状，5～20 mm，含量约35%。基质为显微晶质结构，主要由石英和正长石组成（图3f）。

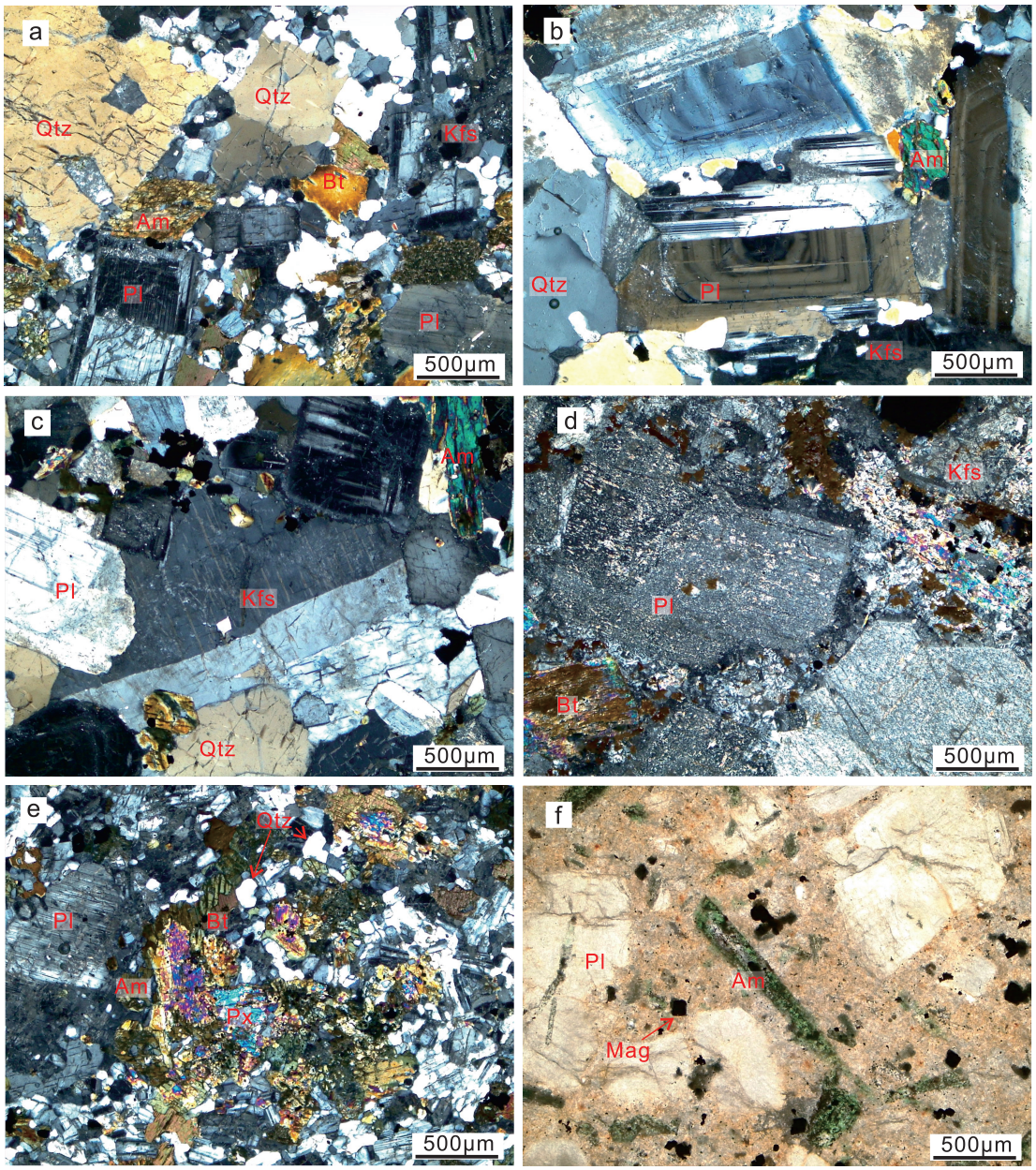
花岗斑岩（G3、G10）呈浅肉红色，斑状结构，斑晶矿物主要为石英和斜长石，含量约15%，基质中可见石英、钾长石等矿物，常发生绢云母化、泥化等蚀变。

3 分析测试方法

3.1 LA-ICP-MS锆石U–Pb定年测试分析方法

本次研究在河北省区域地质调查院实验室完成了单矿物挑选、制靶和阴极发光（CL）图像拍

摄。锆石LA-ICP-MS U–Pb定年测试工作由北京科荟测试技术有限公司完成。测试仪器为Analytik-Jena PQMS型ICP-MS，其配套的准分子激光剥蚀系统为RESOlution 193 nm。激光剥蚀的斑束直径为30 μm，频率为6 Hz，能量密度约为5 J/cm^2，以He为载气。本次测试以GJ-1为外标进行锆石U–Pb定年，数据处理采用软件程序为Isoplot4.15[22]。详细实验测试过程可参见侯可军等[23]。



a. 斑状花岗闪长岩中可见较多的角闪石和黑云母，长石以斜长石为主；b. 斑状花岗闪长岩中斜长石环带结构发育；c. 花岗闪长岩中的正长石晶体；d. 斑状石英二长岩发生绢云母化；e. 闪长岩中角闪石中心有辉石残留；f. 花岗闪长斑岩中角闪石和斜长石斑晶；Qtz−石英；Pl−斜长石；Kfs−钾长石；Am−角闪石；Bt−黑云母；Px−辉石；Mag−磁铁矿。

图3　观音堂岩体的岩相学特征

Fig. 3. Petrographic characteristics of rocks of the Guanyintang intrusion

3.2 LA-MC-ICP-MS 锆石原位Hf同位素分析方法

锆石Lu-Hf同位素由河北地质大学河北省战略性关键矿产资源重点实验室测试完成。使用的仪器为Neptune（Plus）MC-ICP-MS，其配备了型号为ASITM RESOlution LR系列的193 nm准分子激

光消融仪。激光束直径约为43 μm，重复频率为5 Hz，在分析标准锆石GJ-1的过程中产生了约1.2 v的^{179}Hf信号强度。消融时间为40 s，剥蚀深度为30～40 μm。使用质量偏差的指数校正将所得数据归一化为^{179}Hf/^{177}Hf＝0.7325（具体流程参见文献[24]）。

3.3 岩石主、微量元素分析方法

本次样品的全岩主微量元素的测试在河北省区域地质调查院实验室进行，采用Axios max X射线荧光光谱仪、P124S电子分析天平、ICAP Q series电感耦合等离子体质谱仪等仪器，在温度18～27 ℃、相对湿度25%～50%的环境下测定。其中FeO含量通过湿化学法测定，测试过程严格按照国家标准《硅酸盐岩石化学分析方法 第14部分：氧化亚铁量测定》（GB/T 14506.14—2010）完成。

3.4 电子探针分析

电子探针分析实验在河北地质大学电子探针室完成测试，分析仪器型号为JEOL-JXA-8230，仪器工作条件为加速电压：15 kV；束流：20 nA；束斑直径：5 μm。

4 结果

4.1 锆石U–Pb年龄

本次研究对取自观音堂岩体的4个样品进行了锆石U–Pb定年，详细结果见数据表1。石英二长岩（G2）中共测试锆石20个点，获得8个有效数据（见表1），得到加权平均年龄为(124.6±2.0) Ma，代表石英二长岩的侵位年龄（图4a）。

表 1 观音堂岩体锆石LA-ICP-MS测年结果

Table 1. Zircon LA-ICP-MS dating results of Guanyintang intrusion

编号		^{207}Pb/^{206}Pb	^{207}Pb/^{206}Pb	^{207}Pb/^{235}U	^{207}Pb/^{235}U	^{206}Pb/^{238}U	^{206}Pb/^{238}U	^{207}Pb/^{206}Pb	^{207}Pb/^{206}Pb	^{207}Pb/^{235}U	^{207}Pb/^{235}U	^{206}Pb/^{238}U	^{206}Pb/^{238}U	谐和度
			1σ		1σ		1σ	年龄/Ma	1σ	年龄/Ma	1σ	年龄/Ma	1σ	
G2	3	0.0491	0.0028	0.1338	0.0077	0.0199	0.0003	151.4	8.5	127.5	7.4	127.0	1.7	99.60%
	4	0.0515	0.0006	0.1403	0.0028	0.0199	0.0004	262.2	3.0	133.3	2.6	126.9	2.4	95.06%
	6	0.0480	0.0005	0.1324	0.0026	0.0201	0.0004	99.5	1.1	126.2	2.5	128.4	2.3	98.28%
	7	0.0496	0.0024	0.1336	0.0066	0.0197	0.0003	177.3	8.6	127.3	6.3	125.5	1.6	98.58%
	9	0.0464	0.0005	0.1214	0.0023	0.0191	0.0003	17.6	0.2	116.3	2.2	122.0	2.0	95.27%
	15	0.0456	0.0006	0.1251	0.0024	0.0194	0.0004	0.0	0.0	119.7	2.3	123.9	2.7	96.55%
	17	0.0478	0.0004	0.1303	0.0021	0.0193	0.0003	89.0	0.7	124.4	2.0	123.0	1.6	98.87%
	19	0.0492	0.0026	0.1337	0.0069	0.0192	0.0002	154.8	8.2	127.4	6.6	122.3	1.5	95.94%
G5	1	0.0461	0.0018	0.1265	0.0054	0.0198	0.0003	1.9	0.1	120.9	5.2	126.7	1.7	95.36%
	3	0.0479	0.0021	0.1335	0.0060	0.0202	0.0003	93.7	4.2	127.3	5.7	129.0	1.7	98.68%
	4	0.0505	0.0024	0.1445	0.0069	0.0207	0.0003	218.4	10.3	137.0	6.5	132.4	1.9	96.52%
	5	0.0497	0.0027	0.1454	0.0080	0.0212	0.0004	179.5	9.9	137.8	7.6	135.5	2.4	98.28%
	6	0.0486	0.0019	0.1367	0.0055	0.0204	0.0003	129.1	5.0	130.1	5.3	130.3	1.7	99.82%
	7	0.0475	0.0024	0.1348	0.0069	0.0206	0.0003	71.7	3.6	128.4	6.6	131.7	1.8	97.45%
	8	0.0501	0.0032	0.1412	0.0085	0.0205	0.0003	198.6	12.6	134.1	8.1	130.7	2.0	97.48%
	9	0.0512	0.0030	0.1479	0.0082	0.0210	0.0004	249.3	14.8	140.1	7.8	134.0	2.4	95.58%
	10	0.0467	0.0021	0.1374	0.0064	0.0214	0.0003	32.5	1.5	130.7	6.1	136.6	2.0	95.65%

(续表1)

编号		$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	谐和度
			1σ		1σ		1σ	年龄/Ma	1σ	年龄/Ma	1σ	年龄/Ma	1σ	
G5	13	0.0505	0.0028	0.1441	0.0078	0.0210	0.0003	217.3	12.0	136.7	7.4	134.2	1.9	98.19%
	14	0.0488	0.0023	0.1410	0.0070	0.0212	0.0003	138.9	6.7	133.9	6.7	135.3	2.0	98.96%
	20	0.0497	0.0028	0.1456	0.0083	0.0216	0.0004	178.4	10.2	138.0	7.8	137.9	2.3	99.94%
G6	1	0.0495	0.0012	0.1369	0.0037	0.0203	0.0002	170.7	4.1	130.3	3.5	129.8	1.2	99.64%
	2	0.0511	0.0019	0.1456	0.0055	0.0209	0.0002	246.0	9.1	138.0	5.2	133.4	1.5	96.59%
	3	0.0502	0.0012	0.1468	0.0043	0.0214	0.0003	204.2	5.1	139.1	4.0	136.5	1.7	98.11%
	4	0.0474	0.0016	0.1321	0.0043	0.0204	0.0002	69.1	2.3	126.0	4.1	130.0	1.4	96.87%
	5	0.0482	0.0012	0.1359	0.0037	0.0206	0.0002	110.2	2.7	129.4	3.5	131.2	1.3	98.63%
	6	0.0508	0.0017	0.1435	0.0048	0.0206	0.0002	232.8	7.7	136.1	4.6	131.1	1.5	96.27%
	7	0.0491	0.0014	0.1399	0.0042	0.0207	0.0002	152.0	4.3	133.0	4.0	132.2	1.3	99.42%
	8	0.0492	0.0011	0.1387	0.0035	0.0205	0.0002	155.6	3.4	131.9	3.4	130.9	1.2	99.24%
	9	0.0484	0.0016	0.1391	0.0050	0.0209	0.0002	115.9	3.9	132.3	4.8	133.2	1.5	99.27%
	11	0.0497	0.0010	0.1389	0.0033	0.0201	0.0002	180.8	3.5	132.1	3.2	128.3	1.2	97.06%
	12	0.0475	0.0013	0.1348	0.0039	0.0204	0.0002	71.7	1.9	128.4	3.7	130.3	1.4	98.57%
	13	0.0499	0.0017	0.1424	0.0052	0.0205	0.0003	189.0	6.6	135.2	4.9	131.1	1.6	96.93%
	14	0.0480	0.0009	0.1365	0.0032	0.0204	0.0002	99.4	2.0	129.9	3.1	130.3	1.2	99.67%
	16	0.0503	0.0020	0.1480	0.0060	0.0212	0.0003	207.9	8.2	140.2	5.7	135.4	1.7	96.52%
	17	0.0489	0.0017	0.1372	0.0047	0.0202	0.0002	144.1	4.9	130.5	4.5	129.0	1.5	98.79%
	18	0.0487	0.0022	0.1423	0.0067	0.0211	0.0003	131.3	6.0	135.1	6.4	134.7	1.9	99.69%
	19	0.0491	0.0017	0.1421	0.0052	0.0209	0.0002	150.1	5.2	134.9	5.0	133.6	1.6	99.05%
G8	4	0.0522	0.0026	0.1476	0.0074	0.0210	0.0003	293.3	14.6	139.8	7.0	133.9	1.9	95.65%
	6	0.0483	0.0031	0.1258	0.0081	0.0193	0.0003	112.5	7.2	120.3	7.8	122.9	2.1	97.87%
	7	0.0487	0.0017	0.1272	0.0048	0.0192	0.0002	134.2	4.6	121.6	4.6	122.7	1.5	99.10%
	8	0.0486	0.0027	0.1304	0.0076	0.0198	0.0003	125.4	7.0	124.4	7.2	126.2	2.2	98.61%
	14	0.0500	0.0021	0.1393	0.0063	0.0202	0.0003	193.4	8.1	132.4	6.0	128.8	1.6	97.21%

花岗闪长岩（G5）共测试20个锆石年龄，获得12个有效年龄数据，年龄大体可以分为2组，第一组6个有效年龄的加权平均值为(135.6±1.7) Ma，第二组6个有效年龄的加权平均值为(130.33±2.2) Ma（图4b）。第一组年龄较大，可能为岩浆房早期结晶形成的锆石年龄；第二组年龄可能代表了岩浆活动的侵位年龄。

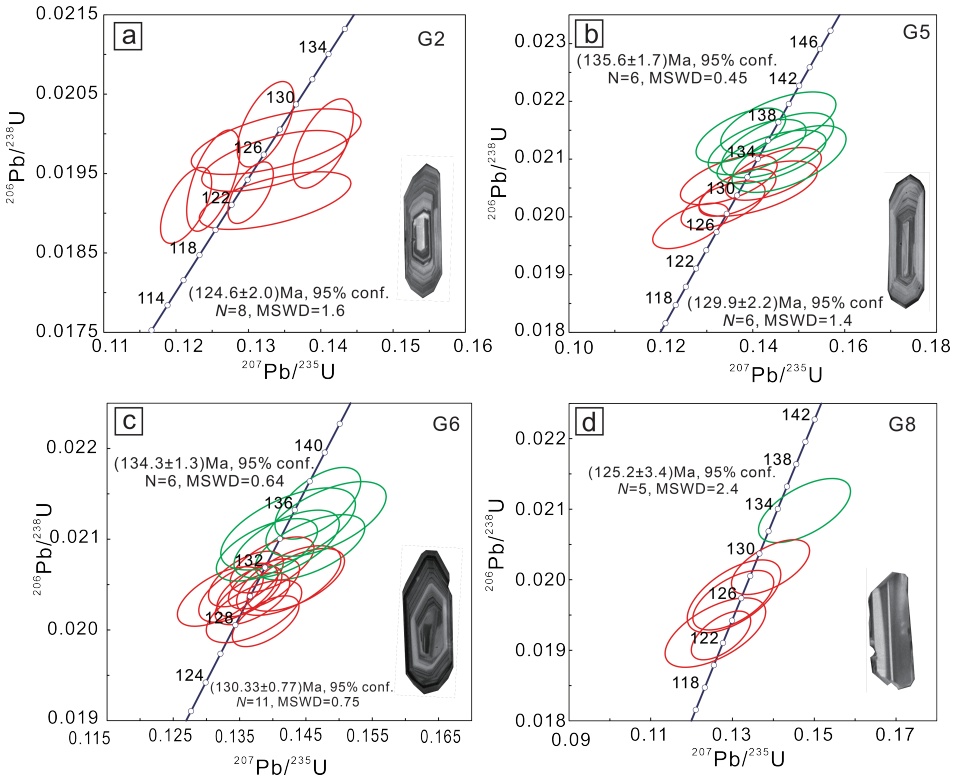
斑状花岗闪长岩（G6）共测试20个锆石年龄，获得17个有效年龄数据。这些数据大体可以分为3组，第一组6个年龄的加权平均值为(134.3±1.3) Ma，第二组11个有效年龄的加权平均值为(129.9±0.77) Ma（图4c）。与G6相似，第一组年龄可能为岩浆房早期结晶形成的锆石年龄；第二组年龄代表了岩浆活动的侵位年龄。

闪长岩（G8）共测试20个锆石年龄，获得7个有效年龄数据。其中明显偏大的一个年龄没有参与加权平均年龄计算，其余5个值的计算结果为(125.2±3.4) Ma，代表了岩浆活动的侵位年龄。

4.2 锆石Lu-Hf同位素特征

锆石Lu-Hf同位素的测试结果见表2。两个样品中所有锆石的$^{176}Lu/^{176}Hf$值皆<0.002，这一结果

表明样品中无放射性Hf同位素积累，分析结果能够代表锆石形成时的Hf同位素的组成[25]。



a. 石英二长岩锆石年龄谐和图（G2）；b. 花岗闪长岩锆石年龄谐和图（G5）；c. 斑状石英二长岩锆石年龄谐和图（G6）；d. 闪长岩锆石年龄谐和图（G8）。

图4 锆石U–Pb年龄谐和图和典型锆石的阴极发光（CL）图像

Fig. 4. Concordia diagrams of zircon U–Pb ages and Cathodoluminescence (CL) images of typical zircon grains

表 2 观音堂锆石Lu-Hf同位素测试结果

Table 2. Zircon Lu-Hf isotopic analytical results of Guanyintang intrusion

编号		t/Ma	$^{176}Yb/^{177}Hf$	2SE	$^{176}Lu/^{177}Hf$	2SE	$^{176}Hf/^{177}Hf$	2SE	$f_{Lu/Hf}$	$(^{176}Hf/^{177}Hf)_i$	$\varepsilon_{Hf}(t)_{CHUR}$	$\varepsilon_{Hf}(0)_{CHUR}$	T_{DM1}/Ga	T_{DM2}/Ga
G2	4	126.9	0.054 105	0.001 174	0.001 640	0.000 035	0.282 126	0.000 016	–0.95	0.282 122	–20.21	–22.78	1.62	2.45
	6	128.4	0.025 196	0.000 558	0.000 792	0.000 016	0.282 203	0.000 012	–0.98	0.282 201	–17.39	–20.06	1.47	2.28
	7	125.5	0.048 512	0.000 744	0.001 473	0.000 014	0.282 149	0.000 015	–0.96	0.282 145	–19.42	–21.97	1.58	2.40
	17	123.0	0.053 129	0.000 502	0.001 647	0.000 016	0.282 149	0.000 013	–0.95	0.282 145	–19.48	–21.97	1.58	2.41
	19	122.3	0.049 806	0.000 333	0.001 528	0.000 008	0.282 186	0.000 014	–0.95	0.282 183	–18.17	–20.65	1.53	2.32
G5	4	132.4	0.026 215	0.000 228	0.000 815	0.000 006	0.282 178	0.000 013	–0.98	0.282 176	–18.18	–20.94	1.51	2.33
	5	135.5	0.032 815	0.001 136	0.001 010	0.000 033	0.282 199	0.000 014	–0.97	0.282 196	–17.41	–20.21	1.49	2.29
	6	130.3	0.031 080	0.000 076	0.000 977	0.000 004	0.282 135	0.000 016	–0.97	0.282 133	–19.76	–22.46	1.57	2.43
	7	131.7	0.061 662	0.000 517	0.001 876	0.000 012	0.282 114	0.000 017	–0.94	0.282 109	–20.56	–23.20	1.64	2.48
	8	130.7	0.036 004	0.000 341	0.001 058	0.000 010	0.282 149	0.000 014	–0.97	0.282 146	–19.27	–21.97	1.56	2.40
	9	134.0	0.025 900	0.000 315	0.000 800	0.000 011	0.282 200	0.000 013	–0.98	0.282 198	–17.36	–20.15	1.48	2.28
	10	136.6	0.040 107	0.000 419	0.001 196	0.000 015	0.282 163	0.000 013	–0.96	0.282 16	–18.65	–21.46	1.54	2.36
	12	136.1	0.046 674	0.000 871	0.001 407	0.000 028	0.282 147	0.000 016	–0.96	0.282 143	–19.26	–22.04	1.58	2.40
	13	134.2	0.050 357	0.001 517	0.001 460	0.000 041	0.282 149	0.000 017	–0.96	0.282 145	–19.22	–21.96	1.57	2.40
	14	135.3	0.043035	0.000 970	0.001 305	0.000 031	0.282 115	0.000 017	–0.96	0.282 111	–20.41	–23.18	1.62	2.47

(续表2)

编号		t/Ma	$^{176}Yb/^{177}Hf$	2SE	$^{176}Lu/^{177}Hf$	2SE	$^{176}Hf/^{177}Hf$	2SE	$f_{Lu/Hf}$	$(^{176}Hf/^{177}Hf)_i$	$\varepsilon_{Hf}(t)_{CHUR}$	$\varepsilon_{Hf}(0)_{CHUR}$	T_{DM1}/Ga	T_{DM2}/Ga
	1	129.8	0.024 461	0.000 337	0.000 782	0.000 010	0.282 175	0.000 014	–0.98	0.282 173	–18.33	–21.03	1.51	2.34
	4	130.0	0.030 017	0.000 283	0.000 891	0.000 006	0.282 212	0.000 015	–0.97	0.282 21	–17.02	–19.72	1.46	2.26
	5	131.2	0.032 789	0.000 485	0.000 983	0.000 013	0.282 182	0.000 014	–0.97	0.282 18	–18.07	–20.79	1.51	2.32
	6	131.1	0.033 851	0.000 500	0.001 093	0.000 015	0.282 182	0.000 014	–0.97	0.282 18	–18.07	–20.78	1.51	2.32
	7	132.2	0.019 120	0.000 758	0.000 610	0.000 018	0.282 211	0.000 012	–0.98	0.282 209	–17.00	–19.77	1.45	2.26
G6	9	133.2	0.021 489	0.000 408	0.000 696	0.000 011	0.282 215	0.000 014	–0.98	0.282 213	–16.85	–19.64	1.45	2.25
	11	128.3	0.041 825	0.001 465	0.001 245	0.000 039	0.282 201	0.000 014	–0.96	0.282 198	–17.50	–20.13	1.49	2.29
	12	130.3	0.031 010	0.000 445	0.000 908	0.000 012	0.282 169	0.000 013	–0.97	0.282 167	–18.54	–21.24	1.52	2.35
	14	130.3	0.026 753	0.000 233	0.000 846	0.000 008	0.282 196	0.000 014	–0.97	0.282 194	–17.58	–20.29	1.48	2.29
	17	129.0	0.029 719	0.000 518	0.000 838	0.000 016	0.282 179	0.000 015	–0.97	0.282 177	–18.20	–20.88	1.51	2.33
	19	133.6	0.025 925	0.000 364	0.000 785	0.000 011	0.282 212	0.000 013	–0.98	0.282 21	–16.95	–19.73	1.46	2.26
	4	133.9	0.022 244	0.000 165	0.000 721	0.000 007	0.282 150	0.000 021	–0.98	0.282 148	–19.15	–21.94	1.54	2.39
	6	122.9	0.055 270	0.001 625	0.001 829	0.000 055	0.282 124	0.000 020	–0.94	0.282 12	–20.38	–22.85	1.63	2.46
G8	7	122.7	0.019 126	0.000 379	0.000 710	0.000 012	0.282 062	0.000 021	–0.98	0.282 061	–22.47	–25.03	1.66	2.59
	8	126.2	0.026 101	0.000 582	0.000 797	0.000 016	0.282 096	0.000 014	–0.98	0.282 094	–21.22	–23.84	1.62	2.52
	14	128.8	0.027 944	0.000 567	0.000 886	0.000 016	0.282 097	0.000 014	–0.97	0.282 095	–21.12	–23.79	1.62	2.51

石英二长岩（G2）岩浆锆石$\varepsilon_{Hf}(t)$为−20.21～−18.17（图5），单阶段模式年龄1.62～1.47 Ga，两阶段模式年龄2.45～2.28 Ga（图5）。斑状花岗闪长岩（G5）中岩浆锆石$\varepsilon_{Hf}(t)$为−20.56～−17.36（图5），单阶段模式年龄1.56～1.48 Ga，两阶段模式年龄2.48～2.28 Ga（图5）。花岗闪长岩（G6）中锆石$\varepsilon_{Hf}(t)$为−18.54～−16.85，单阶段模式年龄1.52～1.45 Ga，两阶段模式年龄2.35～2.25 Ga（图5）。闪长岩（G8）中锆石$\varepsilon_{Hf}(t)$为−22.47～−19.15，单阶段模式年龄1.66～1.54 Ga，两阶段模式年龄2.59～2.39 Ga（图5）。

观音堂不同岩性之间的Hf同位素差异不大，总体位于2.5 Ga的锆石Lu–Hf同位素演化线附近。

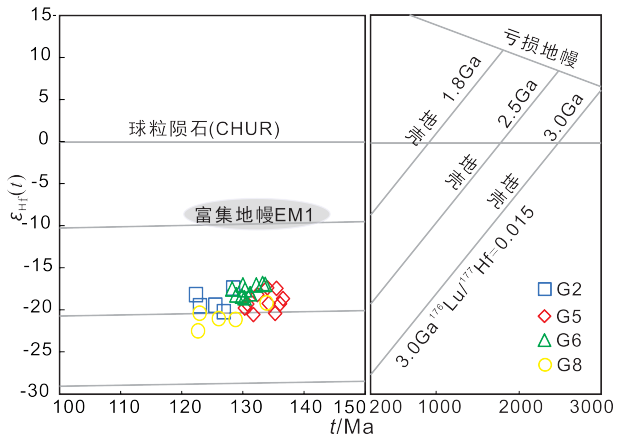


图5　观音堂岩体锆石的Hf同位素特征

Fig. 5. Hf Isotopic characteristics of zircons from rocks of the Guanyintang intrusion

4.3 全岩主、微量元素

观音堂岩体中的斑状石英二长岩、斑状花岗闪长岩和花岗闪长岩的主量元素差异不大（表3），SiO_2含量为66.24%～68.56%，K_2O含量为3.57%～4.16%，Na_2O含量为4.06%～4.22%，MgO含量为

0.26%～1.56%。在TAS图解（图6a）中样品皆位于石英二长岩区与花岗闪长岩区分界线附近石英二长岩一侧；在AR-SiO_2图解所有样品落在钙碱性和碱性岩分界线附近（图6b）；在SiO_2-K_2O图上位于高钾钙碱性系列区域（图6c）；A/CNK为0.88～1.12，在A/CNK-A/NK图中多数样品位于准铝质区域，1个样品（G6）位于过铝质区域（图6d）。闪长岩的SiO_2含量为57.95%，K_2O含量为2.41%，Na_2O含量为3.61%，MgO含量为2.71%。在TAS图解（图6a）中样品皆位于二长岩区与闪长岩区分界线附近闪长岩一侧；在AR-SiO_2图解所有样品落在钙碱性区域（图6b）；在SiO_2-K_2O图上位于高钾钙碱性系列区域（图6c）；A/CNK值为0.88，在A/CNK-A/NK样品位于准铝质区域（图6d）。

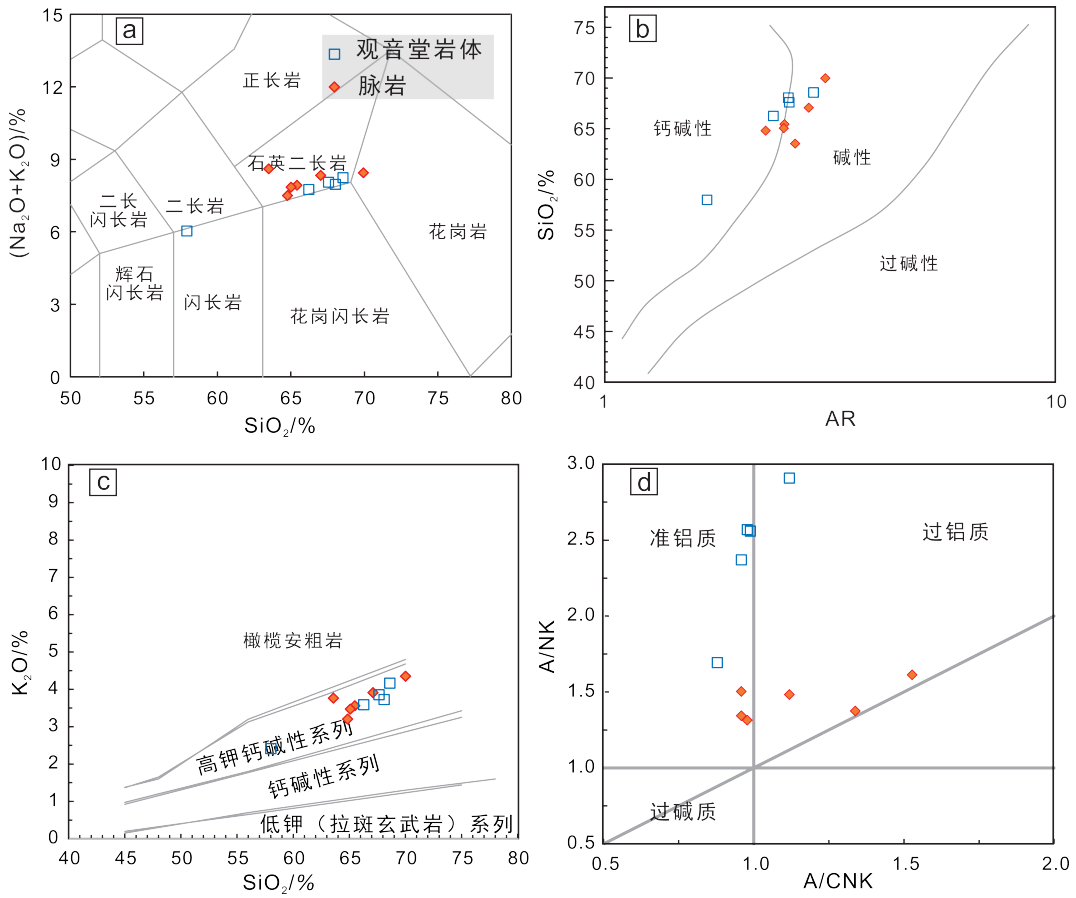
表 3 观音堂岩体及周边脉岩主量元素地球化学特征（w_B/%）

Table 3. Geochemical characteristics of major elements in Guanyintang intrusion and surrounding dikes (w_B/%)

样品编号	观音堂岩体					脉岩					
	G2	G4	G5	G6	G8	G9	G10	G11	5-1-1	5-4	G3
SiO_2	68.05	67.59	66.24	68.56	57.95	64.79	69.96	65.43	63.52	65.04	67.05
TiO_2	0.40	0.41	0.45	0.43	0.77	0.42	0.42	0.57	0.53	0.46	0.50
Al_2O_3	15.46	15.52	15.80	15.17	17.03	15.79	15.63	17.72	16.08	16.20	15.03
Fe_2O_3	1.69	1.81	1.97	2.93	3.63	2.07	2.93	3.91	2.11	2.96	2.96
FeO	1.37	1.39	1.69	0.14	3.99	1.89	0.13	0.60	1.45	1.40	0.17
MnO	0.05	0.05	0.07	0.05	0.15	0.10	0.05	0.08	0.04	0.10	0.04
MgO	1.28	1.30	1.56	0.26	2.71	1.31	0.27	0.55	0.93	1.40	0.38
CaO	2.66	2.76	3.26	1.45	6.35	3.42	0.33	0.68	2.88	2.08	2.34
Na_2O	4.22	4.18	4.16	4.06	3.61	4.28	4.08	4.36	4.82	4.37	4.42
K_2O	3.72	3.85	3.58	4.16	2.41	3.20	4.35	3.56	3.76	3.47	3.91
P_2O_5	0.18	0.19	0.20	0.21	0.38	0.21	0.19	0.32	0.30	0.24	0.23
H_2O^+	0.51	0.50	0.39	1.08	0.46	1.28	1.25	1.77	1.41	1.54	0.99
H_2O^-	0.24	0.17	0.18	0.34	0.16	0.35	0.50	0.35	0.21	0.50	0.35
灼失量	0.47	0.47	0.47	2.32	0.28	1.97	1.49	1.97	3.04	1.80	2.70
总和	99.72	99.68	99.65	99.76	99.72	99.66	99.84	99.81	99.62	99.67	99.74
$Mg^{\#}$	32	31	32	12	27	26	13	15	23	28	16
AR	2.56	2.57	2.37	2.91	1.69	2.28	3.09	2.51	2.65	2.50	2.84
A/NK	1.41	1.4	1.47	1.36	1.99	1.5	1.37	1.61	1.34	1.48	1.31
A/CNK	0.99	0.98	0.96	1.12	0.88	0.96	1.34	1.53	0.96	1.12	0.98

各类型脉岩的主量元素差异不大，与观音堂岩体的主体成分一致（表3），SiO_2含量为63.52%～69.96%，K_2O含量为3.20%～4.35%，Na_2O含量为4.08%～4.32%，MgO含量为0.27%～1.40%。在TAS图解（图6a）中样品除一个样品落于花岗岩的区域外，其余皆位于石英二长岩区；在AR-SiO_2图解所有样品落在钙碱性和碱性岩分界线附近（图6b）；在SiO_2-K_2O图上位于高钾钙碱性系列区域（图6c）；A/CNK值为0.96～1.53，在A/CNK-A/NK图中一半样品位于准铝质区域，一半样品落于过铝质区域（图6d）。

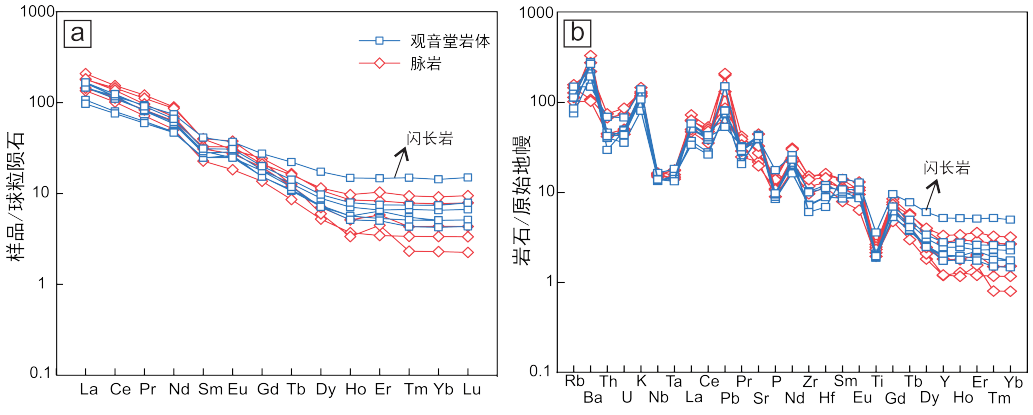
观音堂岩体及其脉岩具有相似的稀土配分曲线（图7a），都呈现出轻稀土元素富集重稀土元素亏损的右倾配分模式，同时多数呈现出微弱的铕正异常，而铈的异常不明显。相对于轻稀土，不同样品的重稀土差异稍大，其中闪长岩具有最高的重稀土含量（317.32 μg/g）（表4）。原始地幔标准化蛛网图显示（图7b），观音堂岩体及其脉岩富集K、Sr、Ba等大离子亲石元素，亏损Nb、Ta、Ti、P、Th、U、HREE等高场强元素。



a. 花岗岩岩类TAS分类图（底图据文献[26]）；b. 岩石系列SiO_2-AR（碱度率）图解（底图据文献[27]），AR=Al_2O_3+CaO+(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3+CaO–(Na_2O+K_2O)；c. 岩石系列K_2O *vs*. SiO_2图解（底图据文献[28]和[29]）；d. 岩石类型A/NK-A/CNK图解（底图据文献[28]）。

图6　观音堂岩体及其脉岩主量元素特征

Fig. 6. Characteristics of major elements of samples from the Guanyintang intrusion and relevant dikes



a. 球粒陨石标准化稀土元素配分曲线图；b. 原始地幔标准化微量元素蛛网图（标准化值据文献[30]）。

图7　观音堂岩体及其脉岩微量元素特征

Fig. 7. Characteristics of trace elements of samples from the Guanyintang intrusion and relevant dikes

4.4 正长石电子探针分析

本次研究发现花岗闪长岩（G5）中的正长石晶体具有显著的环带结构，背散射图像中清晰显示不同正长石晶体发育1～4个明显的环带（图8a～f）。本文选择其中一个环带较多的颗粒进行了电

表 4 观音堂岩体及周边脉岩微量元素地球化学特征（μg/g）

Table 4. Geochemical characteristics of trace elements in Guanyintang intrusion and surrounding dikes (μg/g)

样品编号	观音堂岩体					脉岩					
	G2	G4	G5	G6	G8	G9	G10	G11	5-1-1	5-4	G3
Y	8.72	9.08	11.1	7.82	23.4	12.6	5.39	12.6	5.48	15	8.23
La	25.3	23	38.6	34.9	34.6	39.5	32	49.4	42.4	34.2	43.2
Ce	48.9	46.3	71.7	67.5	72	75.6	62.2	94	88.5	68.8	83.7
Pr	5.89	5.63	7.68	7.88	8.88	8.65	6.8	11.5	10.6	7.91	9.16
Nd	22.2	21.8	27.3	28.6	34.7	30.9	23.7	41.7	40.3	29.4	32.6
Sm	3.79	3.77	4.27	4.47	6.31	4.75	3.48	6.08	6.14	5	4.74
Eu	1.44	1.52	1.67	1.43	2.14	1.78	1.06	1.76	2.18	1.89	1.58
Gd	3.16	3.14	3.74	3.64	5.63	4.1	2.8	5.01	4.61	4.32	4
Tb	0.4	0.41	0.48	0.44	0.83	0.53	0.32	0.62	0.47	0.6	0.45
Dy	1.82	1.87	2.25	1.81	4.4	2.47	1.33	2.75	1.52	2.92	1.79
Ho	0.32	0.32	0.4	0.29	0.84	0.45	0.21	0.48	0.19	0.55	0.29
Er	1.06	0.88	1.09	0.83	2.43	1.24	0.57	1.37	0.74	1.71	0.96
Tm	0.14	0.13	0.17	0.11	0.38	0.19	0.086	0.2	0.059	0.24	0.11
Yb	0.86	0.86	1.11	0.72	2.43	1.26	0.57	1.31	0.39	1.56	0.74
Lu	0.13	0.13	0.17	0.11	0.38	0.2	0.085	0.2	0.057	0.24	0.11
Li	14.7	14.5	11.9	10.4	14.8	16.4	17.3	5.64	14.6	20.2	10.8
Be	1.54	1.61	1.53	2.39	1.22	1.37	2.33	1.47	1.52	1.52	2.04
Sc	5.65	5.36	7.28	4.17	13.9	5.2	2.99	4.64	1.74	5.98	4.23
V	47.9	55.7	59.7	41.3	117	52.1	39.2	68.6	45.9	58.3	49.1
Cr	18.2	15.9	20.7	9.41	8.49	5.77	7.36	8.47	2.76	6.4	12
Co	6.92	7.31	8.5	6.14	15.8	7.09	6.16	7.94	6.97	8.3	6.99
Ni	6.33	6.68	8.88	4.69	3.84	10.6	4.24	4.77	1.75	3.1	6.08
Cu	2.09	8.15	8.08	2.71	6.56	4.06	2.64	6.9	14.7	26.4	3.32
Zn	48.3	48.4	45.9	61.8	91.6	66.5	66.7	137	94.6	127	40.3
Ga	18	18.8	18.9	19.4	19.8	17.9	19.6	20.7	22.5	19.5	19.6
Rb	70.6	83.8	71.3	93.8	47.3	53.7	91.3	64.2	71.5	80.2	98.9
Sr	828	903	911	810	822	882	454	574	684	929	412
Zr	78.7	81.3	79.9	114	67	111	107	169	168	130	154
Nb	9.45	9.44	9.52	11.6	9.93	9.82	11.2	11.4	11.6	10.5	10.9
Mo	0.34	0.67	0.42	0.62	0.91	0.13	0.35	0.11	0.44	0.32	4.16
Cd	0.034	0.042	0.052	0.23	0.14	0.068	0.054	1.08	0.084	0.36	0.065
In	0.033	0.031	0.038	0.034	0.071	0.043	0.032	0.044	0.043	0.048	0.027
Cs	0.99	1.64	1.39	2.05	1.4	1.64	2.54	1.18	1.62	1.16	3.24
Ba	1449	1869	1927	1034	1337	1853	748	714	2295	1909	1522
Hf	2.72	2.75	2.7	3.67	2.11	3.42	3.47	4.79	4.94	3.92	4.45
Ta	0.59	0.62	0.62	0.74	0.57	0.54	0.71	0.57	0.64	0.6	0.72
W	0.17	0.36	0.98	0.4	0.32	0.25	0.33	0.72	0.33	1.46	1.87
Tl	0.39	0.48	0.46	0.6	0.28	0.32	0.55	0.44	0.41	0.61	0.55
Pb	13.5	13.8	14.9	27.6	9.76	14.8	24.1	37	15.8	38.4	12

(续表4)

样品编号	观音堂岩体					脉岩					
	G2	G4	G5	G6	G8	G9	G10	G11	5-1-1	5-4	G3
Bi	0.013	0.045	0.048	0.032	0.031	0.021	0.023	0.016	0.014	0.14	0.051
Th	3.37	2.5	3.88	5.79	3.41	3.56	5.68	3.78	3.77	3.52	6.29
U	1.04	1.01	0.92	1.41	0.74	0.9	1.54	0.92	1.05	0.99	1.79
Sr/Y	94.95	99.45	82.07	103.58	35.13	70.00	84.23	45.56	124.82	61.93	50.06
La/Sm	6.68	6.10	9.04	7.81	5.48	8.32	9.20	8.13	6.91	6.84	9.11
La/Yb	29.42	26.74	34.77	48.47	14.24	31.35	56.14	37.71	108.72	21.92	58.38
Ce/Yb	56.86	53.84	64.59	93.75	29.63	60.00	109.12	71.76	226.92	44.10	113.11
ΣREE	115.41	109.76	160.63	152.73	175.95	171.62	135.211	216.38	198.156	159.34	183.43
LREE	107.52	102.02	151.22	144.78	158.63	161.18	129.24	204.44	190.12	147.2	174.98

子探针元素面扫描分析，结果显示环带产生的原因主要是Ba元素对K元素的类质同象替代，Ba含量在每个环带中由内向外逐渐减少。本文选择了两个环带发育的颗粒进行了电子探针分析。这两个正长石矿物颗粒由核部向边部等间距地各选择了50个点进行分析，结果见表5。其中矿物颗粒1中的16分析点和矿物颗粒2的48和50分析点为钠长石包裹体，在进行BaO含量变化剖面图绘制时予以剔除。结果显示，正长石中BaO含量较高，变化范围为0.77%～4.38%。

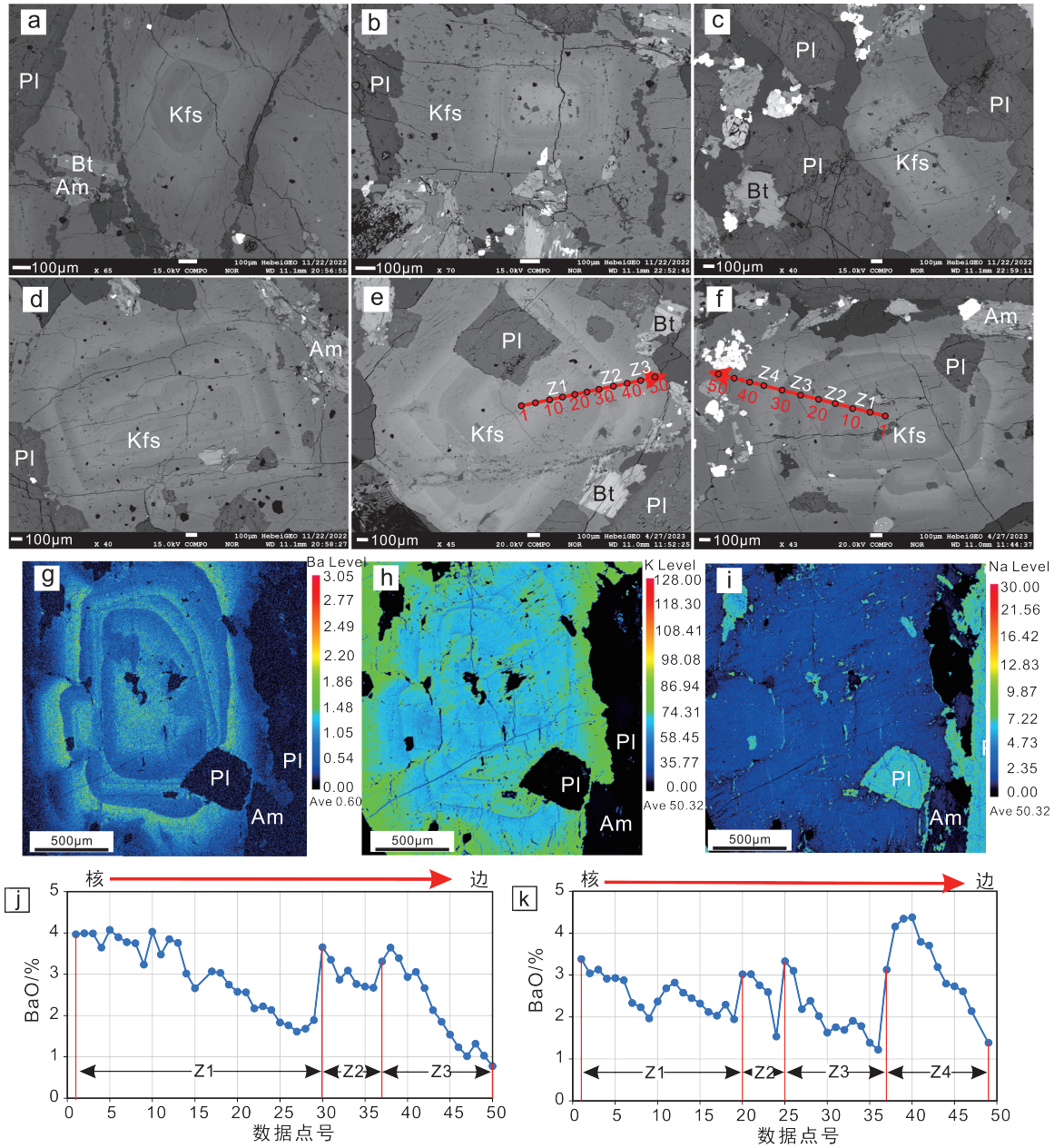
5　讨论

5.1 观音堂岩体的形成时代

本次研究的4个样品的侵位年龄分别是：(124.6±2.0)、(130.33±2.2)、(129.9±0.77)和(125.2±3.4) Ma。此外，还普遍存在一组135 Ma左右的代表锆石循环晶的年龄，表明观音堂岩体岩浆活动的时限为135～124 Ma。这一时间与赤瓦屋岩体、麻棚岩体、麻棚到观音堂之间区域发育的中酸性脉岩群的活动时间大体一致[5,19,31]。这些年龄表明太行山中部地区的岩浆活动的时限为135～120 Ma，集中在130 Ma左右侵位。这一特征与南太行地区的岩浆作用时限一致[32-34]，较北太行地区的岩浆活动开始的时间晚，峰期年龄一致[32-38]。

5.2 高Ba-Sr花岗质岩浆的成因与演化

观音堂岩体及其脉岩具有较高的Ba和Sr含量，同时其Rb、Y和HREE含量较低，Sr/Y和K/Rb值较高，Eu负异常不显著。这些岩石地球化学特征表明观音堂岩体及其脉岩为高Ba-Sr花岗岩，其Rb-Sr-Ba投图也都落于高Ba-Sr花岗岩的区域（图9）。此外，这些样品除了闪长岩外普遍呈现出类似埃达克岩的地球化学特征[39,40]（表3和图10）。观音堂岩体这些地球化学特征与太行山地区中生代岩浆岩特征一致[41-45]，其成因观点有：1）加厚下地壳熔融产生的熔体与岩石圈地幔反应[41,42]；2）富集的岩石圈地幔部分熔融形成基性岩浆与地壳熔体混合[43]；3）富集地幔部分熔融产生的基性岩浆在下地壳通过熔融、同化、存储和均一（MASH）过程形成安山质岩浆，安山质岩浆通过结晶分异形成具有高Sr/Y特征的埃达克质岩浆[44,45]。本次研究的样品MgO含量（0.27%～2.71%）和$Mg^{\#}$（13～32）普遍较低，与俯冲板片熔融形成的埃达克岩和加厚地壳拆沉形成埃达克岩显著不同，与加厚下地壳部分熔融或变玄武岩和榴辉岩在1～4 GPa条件下部分熔融产生的熔体成分一致（图11a, b）。其低的Cr、Ni含量也与俯冲板片部分熔融产生的埃达克岩不同，而与下地壳部分熔融形成的埃达克岩的特征一致[46,47]（图11c, d）。这些地球化学特征表明观音堂岩体及其脉岩主要是下地壳熔融的产物。



a～f. 具有环带结构的正长石的背散射图像特征，带箭头红色线为成分剖面的位置；g～i. 环带结构正长石的Ba、K、Na元素面扫描特征；j, k. 正长石的Ba元素成分剖面图，j对应于e中箭头的位置，k对应于f中箭头的位置；Z1、Z2、Z3、Z4为环带编号。

图8 正长石的环带结构特征

Fig. 8. Characteristics of the zoning textures of orthoclases

锆石Hf同位素常被用来示踪岩浆物源，本次研究的样品中锆石都落在2.5 Ga演化线附近，两阶段年龄为2.59～2.25 Ga。而观音堂岩体处的大地构造位置为华北克拉通中部，已有研究表明华北克拉通的地壳主要形成于约2.5 Ga，并在古元古代（约1900～1850 Ma）整体受到了高级变质作用的影响[48]。观音堂岩体的Hf同位素特征也表明其主要为2.5 Ga的古老地壳的重熔的产物。

由于太行山中部地区的岩体普遍具有由外向内岩性由中性变为酸性的特征，通常认为岩浆的结晶分异可能是这一特征形成的主要原因[49]。结晶分异形成的岩体一般呈现出不同岩性单元SiO_2含量随着侵入时代变小而增大的特征，而本次研究结果显示观音堂岩体中的边缘相的闪长岩年龄(125.2±3.4) Ma较过渡相中花岗闪长岩(130.33±2.2) Ma和斑状花岗闪长岩(129.9±0.77) Ma小，指示

表 5 观音堂岩体正长石电子探针成分特征（w_B/%）

Table 5. EPMA composition characteristics of orthoclase in Guanyintang intrusion (w_B/%)

序号	SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	BaO	FeO	总量	序号	SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	BaO	FeO	总量
					矿物颗粒1									矿物颗粒2			
1	63.46	19.68	0.27	2.69	11.03	3.97	0.07	101.16	1	64.12	19.22	0.10	2.33	12.10	3.38	0.08	101.34
2	63.17	19.46	0.19	2.69	11.15	3.99	0.07	100.74	2	64.04	19.10	0.12	2.19	12.24	3.04	0.12	100.85
3	63.11	19.36	0.21	2.52	11.20	3.99	0.08	100.47	3	64.45	19.09	0.13	2.28	12.32	3.13	0.14	101.52
4	63.78	19.48	0.29	2.87	10.66	3.64	0.09	100.83	4	63.83	19.12	0.05	1.57	13.31	2.92	0.07	100.88
5	63.31	19.65	0.11	2.34	11.54	4.07	0.09	101.11	5	63.00	18.70	0.10	1.68	13.01	2.93	0.10	99.53
6	63.71	19.42	0.15	2.51	11.42	3.89	0.08	101.18	6	64.24	19.06	0.16	2.55	11.83	2.88	0.09	100.81
7	63.95	19.66	0.32	3.10	10.60	3.78	0.08	101.48	7	65.21	19.14	0.13	2.41	12.28	2.34	0.08	101.59
8	63.39	19.66	0.27	2.78	10.83	3.75	0.07	100.75	8	65.37	19.55	0.09	3.41	10.98	2.23	0.16	101.78
9	63.83	19.54	0.46	3.16	10.47	3.23	0.08	100.76	9	64.98	18.83	0.07	1.91	13.32	1.97	0.08	101.16
10	63.37	19.41	0.11	2.42	11.48	4.03	0.12	100.94	10	64.34	19.30	0.16	2.58	11.69	2.37	0.09	100.53
11	63.82	19.43	0.36	3.07	10.36	3.48	0.11	100.63	11	64.66	19.23	0.15	2.53	11.81	2.69	0.07	101.14
12	63.82	19.61	0.21	2.86	11.23	3.85	0.08	101.65	12	64.73	19.28	0.15	2.52	11.86	2.82	0.11	101.45
13	63.69	19.68	0.16	2.86	11.17	3.76	0.07	101.38	13	64.49	19.09	0.13	2.53	11.80	2.58	0.09	100.70
14	62.44	19.29	0.42	3.68	9.95	3.02	0.09	98.87	14	64.60	19.08	0.12	2.68	11.92	2.45	0.12	100.97
15	62.68	18.78	0.15	1.79	13.03	2.66	0.08	99.17	15	64.94	19.10	0.13	2.65	11.92	2.32	0.07	101.12
16	68.23	20.12	1.01	10.29	0.68	0.10	0.09	100.51	16	64.99	18.94	0.12	2.52	12.16	2.12	0.12	100.96
17	64.27	19.39	0.22	2.46	11.64	3.07	0.11	101.15	17	64.93	18.94	0.12	2.56	12.01	2.03	0.10	100.68
18	64.51	19.30	0.19	2.80	11.33	3.03	0.09	101.25	18	63.49	18.93	0.15	2.88	11.74	2.30	0.10	99.57
19	64.56	19.40	0.22	3.08	11.11	2.74	0.11	101.22	19	65.31	18.92	0.10	2.67	11.69	1.95	0.07	100.70
20	64.62	19.34	0.18	3.02	11.24	2.58	0.12	101.10	20	64.32	19.16	0.13	3.00	11.34	3.02	0.11	101.07
21	64.64	19.15	0.16	2.98	11.27	2.56	0.12	100.87	21	64.10	18.95	0.09	2.32	12.09	3.03	0.12	100.69
22	65.16	19.15	0.17	3.23	11.31	2.17	0.09	101.28	22	64.13	19.05	0.05	1.98	12.84	2.76	0.08	100.88
23	64.52	18.98	0.08	2.23	12.80	2.23	0.12	100.94	23	64.69	18.95	0.04	1.76	13.25	2.60	0.09	101.37
24	65.26	18.99	0.12	2.30	12.15	2.13	0.08	101.02	24	65.72	19.38	0.05	4.58	9.87	1.54	0.07	101.20
25	65.14	19.03	0.09	2.22	12.89	1.83	0.08	101.28	25	63.94	19.23	0.11	2.44	11.63	3.33	0.08	100.75
26	64.88	19.21	0.23	3.22	11.74	1.76	0.11	101.14	26	63.88	19.29	0.11	2.69	11.59	3.11	0.07	100.74
27	64.96	18.75	0.10	2.51	12.50	1.61	0.08	100.51	27	65.37	19.24	0.12	3.22	11.93	2.19	0.08	102.15
28	65.55	19.11	0.13	2.93	11.61	1.68	0.09	101.09	28	64.84	19.14	0.07	2.48	12.17	2.39	0.09	101.18
29	65.07	19.01	0.09	2.63	12.14	1.89	0.10	100.93	29	64.84	18.84	0.08	2.22	12.54	2.02	0.06	100.60
30	63.72	19.31	0.14	2.76	11.27	3.65	0.08	100.94	30	65.18	19.07	0.06	2.27	12.58	1.63	0.07	100.85
31	64.18	19.30	0.11	2.64	11.25	3.35	0.06	100.89	31	65.57	19.00	0.08	2.57	12.27	1.76	0.08	101.32
32	64.36	19.45	0.14	2.76	11.47	2.87	0.06	101.10	32	65.15	18.93	0.09	2.80	11.83	1.69	0.10	100.59
33	64.39	19.36	0.13	2.96	11.48	3.09	0.10	101.50	33	65.13	18.81	0.08	2.33	12.60	1.91	0.08	100.94
34	64.72	19.34	0.17	3.09	11.11	2.76	0.08	101.27	34	65.86	18.94	0.09	2.71	12.14	1.79	0.10	101.63
35	64.35	19.24	0.19	2.99	11.17	2.70	0.07	100.72	35	65.57	18.99	0.10	2.70	12.11	1.39	0.07	100.92
36	64.86	19.53	0.13	2.76	11.57	2.67	0.06	101.57	36	65.91	18.99	0.08	2.81	12.17	1.22	0.09	101.27
37	64.00	19.30	0.10	2.70	11.56	3.31	0.08	101.05	37	63.77	19.52	0.25	2.86	11.07	3.13	0.06	100.66
38	63.81	19.29	0.11	2.63	11.65	3.64	0.07	101.20	38	63.65	19.35	0.12	2.53	11.56	4.16	0.13	101.50
39	64.17	19.14	0.11	2.65	11.44	3.39	0.07	100.97	39	63.29	19.16	0.09	2.24	11.77	4.35	0.09	100.98

(续表5)

序号	SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	BaO	FeO	总量	序号	SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	BaO	FeO	总量
40	64.58	19.03	0.11	2.59	11.67	2.93	0.09	101.01	40	63.02	19.47	0.16	2.51	11.46	4.38	0.08	101.08
41	64.59	19.19	0.12	2.71	11.60	3.06	0.08	101.35	41	63.43	19.12	0.43	2.08	12.20	3.80	0.06	101.11
42	63.77	19.16	0.12	2.72	11.76	2.66	0.07	100.26	42	63.85	19.27	0.11	2.36	11.97	3.71	0.09	101.34
43	64.64	18.98	0.10	2.56	12.22	2.13	0.10	100.72	43	64.10	19.26	0.13	2.45	11.96	3.19	0.07	101.15
44	65.59	18.84	0.09	2.31	12.51	1.85	0.06	101.25	44	63.82	19.21	0.12	2.32	12.33	2.80	0.10	100.69
45	65.58	18.90	0.10	2.42	12.60	1.54	0.06	101.21	45	64.44	18.84	0.09	2.13	12.53	2.73	0.11	100.86
46	65.21	18.52	0.07	1.67	13.38	1.23	0.09	100.17	46	64.53	19.00	0.07	2.10	12.81	2.61	0.08	101.20
47	65.72	18.69	0.08	2.17	13.13	1.02	0.09	100.90	47	64.50	18.81	0.08	1.39	13.89	2.14	0.11	100.92
48	65.48	18.79	0.08	2.06	13.25	1.32	0.07	101.04	48	64.98	21.86	2.89	8.52	1.84	0.16	0.09	100.34
49	65.91	18.82	0.05	2.03	13.48	1.03	0.07	101.38	49	66.12	18.44	0.01	0.95	14.65	1.39	0.08	101.64
50	66.18	18.80	0.05	1.74	13.78	0.78	0.11	101.43	50	67.44	18.77	0.95	9.02	1.44	0.13	0.31	98.06

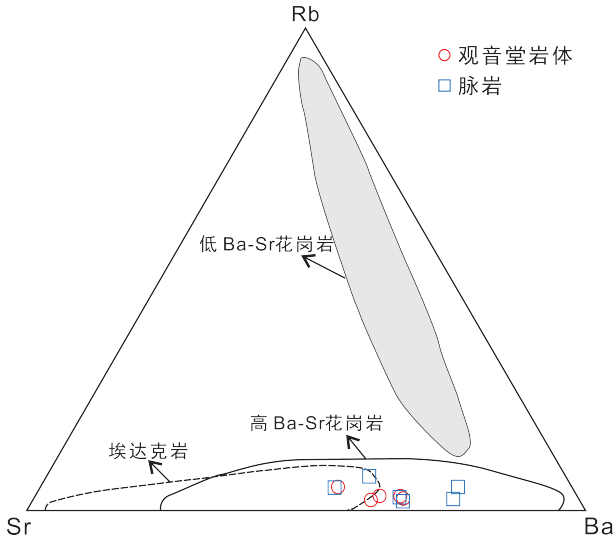
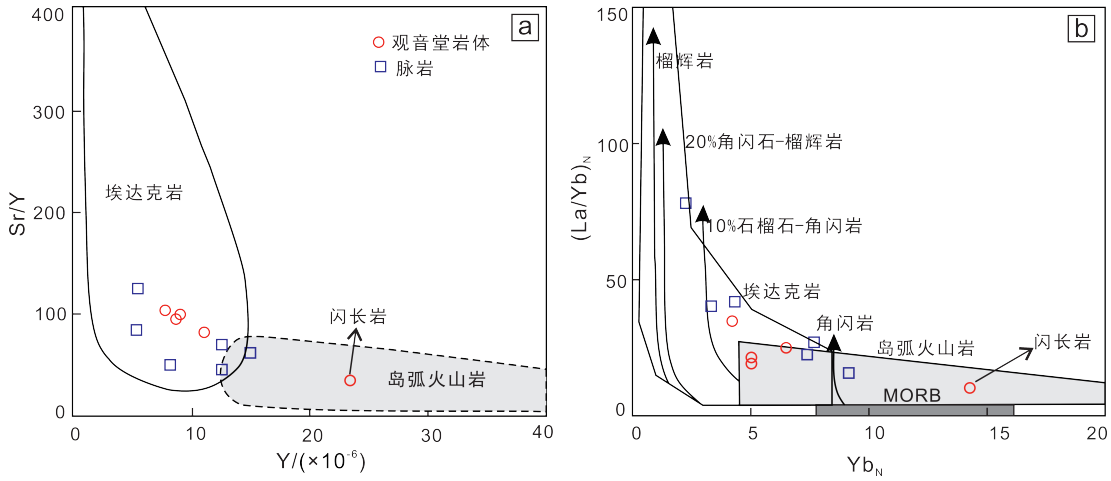


图9 观音堂岩体及其脉岩的Rb-Sr-Ba投图（底图修改自文献[1]）

Fig. 9. The Rb-Sr-Ba plot of samples of the Guanyintang intrusion and relevant dikes (base map modified from reference [1])

观音堂岩体的不同岩性不是通过同源岩浆的结晶分异形成的。不同岩性的La与La/Sm和La/Yb协变关系也表明分离结晶并不是造成各岩性之间差异的主要原因（图12）。结合观音堂岩体中广泛发育的暗色微粒包体的特征，岩浆混合可能是其形成的主要方式。程海峰等[5]对麻棚岩体的三个岩相带的研究也表明边缘相的石英闪长岩形成相对较晚，在误差范围内三个岩相带近于同时形成，岩浆混合可能是其主要成因。这些结果都表明，区域内岩浆存在酸性和中基性两个相对独立的岩浆系统。

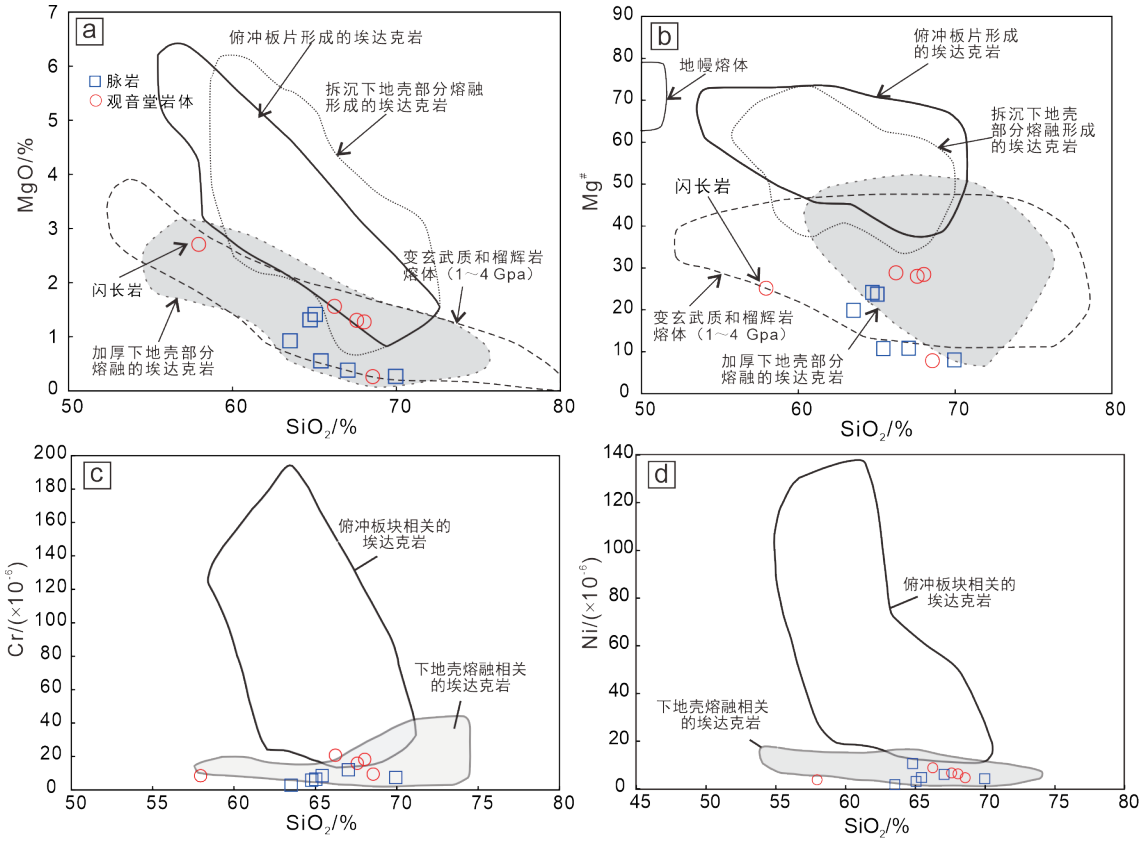
花岗闪长岩中的正长石晶体的环带结构特征较好记录了观音堂高Ba-Sr花岗质岩浆的深部过程。背散射图像可以看出（图8a～f），正长石晶体具有较为复杂的韵律环带结构，这些环带与环带之间有着明显的溶蚀界面，这些特征在角闪石、黑云母中却没有明显的显示，表明正长石晶体生长的历史要远长于其他共生矿物。同时这些正长石边部呈他形，镶嵌自形的斜长石、黑云母和角闪石等矿物，表明其边部的环带结晶较晚。这些结构特征表明正长石晶体经历了早期岩浆房过程到晚期岩浆结晶的完整过程，记录了较长时间的岩浆演化与结晶历史。电子探针面扫描图像（图8g）和成分剖面（图8j, k）清楚地显示每个韵律环带的开始都具有高Ba的特征，随着结晶作用的进行Ba含量逐渐降低。不同环带间的界线常呈不规则状，常见弧形的溶蚀界面，这表明正长石的结晶并非连续过



a. 底图据文献[39]；b. 底图据文献[40]。

图10　观音堂岩体及其脉岩的Sr/Y-Y图解（a）和$(La/Yb)_N$-$(Yb)_N$图解（b）

Fig. 10. Diagrams of Sr/Y-Y (a) and $(La/Yb)_N$-$(Yb)_N$ (b) for samples from the Guanyintang intrusion and relevant dikes



a和b的底图据文献[46]；c和d的底图据文献[47]。

图11　观音堂岩体及其脉岩的SiO_2-MgO图解（a）、SiO_2-$Mg^{\#}$图解（b）、SiO_2-Cr图解（c）和SiO_2-Ni图解（d）

Fig. 11. Diagrams of MgO (a), $Mg^{\#}$ (b), Cr (c) and Ni (d) *vs*. SiO_2 for samples from the Guanyintang intrusion and relevant dikes

程，合理的解释是高温富Ba的岩浆多次注入酸性岩浆房导致已经结晶的正长石斑晶多次发生溶蚀-再生长。

那么闪长岩是否就是多次注入酸性岩浆房的高温岩浆呢？闪长岩的全岩微量元素中Ba含量为1337 μg/g，仅比斑状花岗闪长岩（G6）略高，低于观音堂岩体的其他岩性。因此，形成闪长岩的

岩浆不大可能为花岗质岩浆提供更多的Ba，与酸性岩浆发生岩浆混合的端元岩浆应当具有更加基性的成分，更高的Ba含量。野外勘查中发现，无论是闪长岩还是花岗岩中普遍存在更加基性暗色微粒包体（图2a, d）。这些暗色微粒包体所代表的更偏基性岩浆可能是岩浆混合的另一端元。

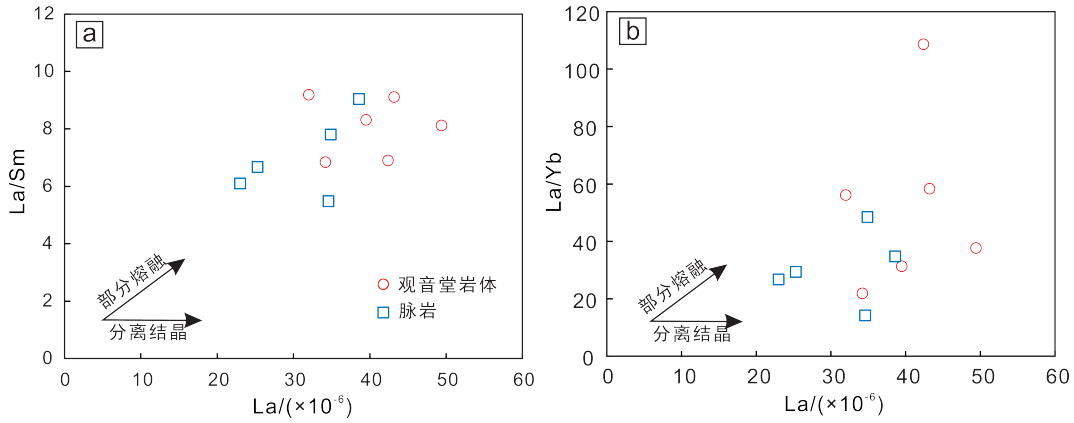


图12 观音堂岩体及其脉岩的La-La/Sm（a）、La-La/Yb（b）协变图

Fig. 12. Diagrams of La *vs*. La/Sm (a) and La *vs*. La/Yb (b) for samples from the Guanyintang intrusion and relevant dikes

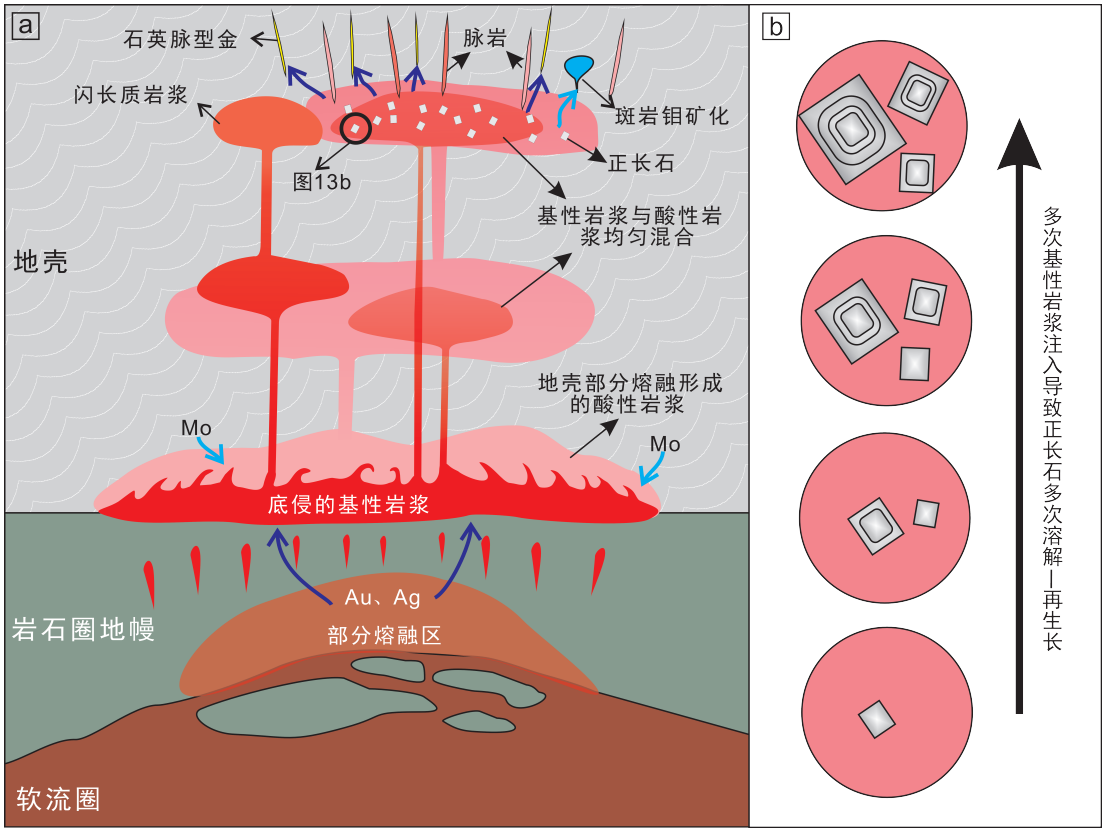
综上所述，高Ba-Sr的花岗岩为下地壳部分熔融产生的花岗质岩浆与幔源基性岩浆发生多次岩浆混合形成的，具体过程为花岗质岩浆在中上地壳形成岩浆房，幔源基性岩浆沿着岩浆通道多次注入，并发生岩浆混合。

5.3 中太行地区中生代岩浆作用的成因模型及其成矿意义

阜平-五台地区的地球物理资料表明，该地区壳幔过渡带上部（32～40 km）和上地壳下部（16～20 km）存在两个明显的低速体[50,51]。邓晋福等[52]认为它们分别是地壳的部分熔融区和燕山期过铝质花岗岩岩浆房。张萌萌[16]根据角闪石全铝压力计的估算认为麻棚岩体的侵位深度为6～8 km。这些资料表明研究区的岩浆经历了多级岩浆房的演化过程。综合本次研究的成果，本研究认为该地区中生代岩浆作用的过程可以概括为：1）古太平洋板块的西向俯冲后的回撤导致太行中段的岩石圈不均匀减薄，软流圈上涌，从而引起上地幔的部分熔融，产生基性岩浆；2）幔源基性岩浆底侵到下地壳底部并导致下地壳的部分熔融；3）地壳熔融产生的酸性岩浆与幔源基性岩浆混合，并可能发生了结晶分异，从而产生具有壳幔混源特征的岩浆，这一过程与MASH（熔融-同化-储存-均一）过程相似（图13a）；4）壳幔混合成因的花岗质岩浆在上地壳下部形成酸性岩浆房，在这一岩浆房中可能经历一定的结晶分异过程；5）岩浆再次上升到达地壳浅部，部分幔源岩浆穿过地壳不断补给浅部地壳的酸性岩浆房，使得岩浆房中岩浆的Ba元素不断升高，并形成具有不同环带结构的正长石（图13b）；6）较大体积的幔源岩浆在中地壳与较小体积的壳源花岗质岩浆混合，形成具有更多幔源岩浆组分的闪长质岩浆，这些岩浆沿着酸性岩浆与围岩之间的薄弱带就位（图13a）。

大量研究表明深源流体在金属的成矿过程中起到了重要作用[53,54]，而地幔是Au、Ag等金属的重要来源[55,56]。地幔物质和深源流体参与成矿需要一个联通地幔与地壳的岩浆热液成矿系统，成矿物质能够借助岩浆沿着岩浆通道到达近地表。在华北克拉通破坏的大背景下，岩石圈减薄触发并形成了一个穿切壳幔的、复杂的多级岩浆系统。这一系统构建了幔源成矿物质进入浅部地壳的通道，同时为壳源成矿物质的活化、迁移和富集提供了能量、介质和通道（图13）。观音堂岩体中单颗粒锆石的年龄差超过10 Ma，表明该岩浆热液成矿系统持续活动时间长，能够维持成矿作用的持续进

行。太行中段和北段大量产出高Ba-Sr花岗岩，其形成是壳幔相互作用的结果，由此形成的矿床往往表现为多种成矿元素伴生的多金属矿床。



a. 岩浆系统结构及其演化；b. 正长石环带结构的成因模型。

图13　观音堂岩体的成因模式图

Fig. 13. A genetic model of the Guanyintang intrusion

6　结论

1）观音堂岩体的侵位年龄为130～124 Ma，其物质主要为太古代变质基底的部分熔融，并有部分幔源物质的混合；

2）观音堂岩体的主体为高Ba-Sr花岗岩，基性岩浆脉动式注入酸性岩浆房是其形成的主要过程。

3）高Ba-Sr花岗岩形成于壳-幔相互作用，其具有多级复杂的岩浆系统，是幔源成矿物质和壳源成矿物质活化、迁移、富集成矿的有利地质体。

致谢：本次工作在野外取样过程中得到河北省地矿局地质六队九岭金矿项目部技术人员的大力帮助，同时审稿人给予了本论文许多建设性意见和建议，表示衷心的感谢!

参考文献：

[1] Tarney J, Jones C E. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models[J]. Journal of the Geological Society, 1994, 151(5): 855–868.

[2] 钱青, 钟孙霖, 李通艺, 等. 八达岭基性岩和高Ba-Sr花岗岩地球化学特征及成因探讨: 华北和大别-苏鲁造山带中生代岩浆岩的对比[J]. 岩石学报, 2002, 18(3): 275–292.

[3] 王亚莹, 曾令森, 陈福坤, 等. “壳-幔”混合成因高Ba-Sr花岗质岩浆演化: 以华北克拉通中部带老山和狐偃山岩体为例[J]. 岩石学报, 2017, 33(12): 3873–3896.
[4] 张华锋, 翟明国, 童英, 等. 胶东半岛三佛山高Ba-Sr花岗岩成因[J]. 地质论评, 2006,52(1): 43–53.
[5] 程海峰, 杜利林, 杨崇辉, 等. 太行山麻棚地区高Ba-Sr花岗质侵入岩的地球化学、锆石U-Pb年龄和Hf同位素特征及其地质意义[J]. 岩石矿物学杂志, 2024, 43(3): 719–736.
[6] 王中亮, 赵荣新, 张庆, 等. 胶西北高Ba-Sr郭家岭型花岗岩岩浆混合成因: 岩石地球化学与Sr-Nd同位素约束[J]. 岩石学报, 2014, 30(9): 2595–2608.
[7] Yang J H, Wu F Y, Wilde S A, et al. Mesozoic decratonization of the North China Block[J]. Geology, 2008, 36(6): 467–470.
[8] 陈斌, 贺敬博, 马星华. 北太行山燕山期中酸性岩体中暗色包体的成因: 岩石学、地球化学和锆石Hf-O同位素证据[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 2009, 39(7): 922–934.
[9] 陈斌, 田伟, 翟明国, 等. 太行山和华北其它地区中生代岩浆作用的锆石U-Pb年代学和地球化学特征及其岩浆成因和地球动力学意义[J]. 岩石学报, 2005, 21 (1): 13–24.
[10] 罗照华, 邓晋福, 赵国春, 等. 太行山造山带岩浆活动特征及其造山过程反演[J]. 地球科学, 1997, 22(3): 57–62.
[11] 杜利林, 杨崇辉, 宋会侠, 等. 华北克拉通阜平杂岩新太古代-古元古代多期地质事件及其构造性质[J]. 地球科学, 2020, 45(9): 3179–3195.
[12] 任留东, 耿元生, 杜利林, 等. 试论阜平杂岩的深熔作用[J]. 地质学报, 2012, 86(9): 1491–1502.
[13] 唐利. 华北克拉通中部阜平杂岩新太古代—古元古代地质演化[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2017.
[14] 路增龙, 宋会侠, 杜利林, 等. 华北克拉通阜平杂岩中～2.7Ga TTG片麻岩的厘定及其地质意义[J]. 岩石学报, 2014, 30(10): 2872–2884.
[15] Wang J L, Yang C H, Wyman D A, et al. Petrogenesis and Tectonic Implications of the 2.1–2.0 Ga Granitoids in Fuping complex, North China Craton: Constraints from petrology, geochemistry and zircon U-Pb-Hf isotopes[J]. Precambrian Research, 2020, 339: 105611.
[16] 张萌萌. 北太行中生代麻棚岩体的成因及其冷却固结条件[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2020.
[17] 门文辉, 刘建朝, 张海东, 等. 石湖金矿区麻棚岩体内暗色闪长岩包体LA-ICP-MS锆石年代学及成因探讨[J]. 矿物学报, 2014, 34(4): 487–495.
[18] 刘阳, 李程明, 郑杰, 等. 太行山北段麻棚岩体锆石SHRIMP U-Pb年龄及其意义[J]. 地质与勘探, 2010, 46(4): 622–627.
[19] 张聚全, 陈超, 卢静, 等. 太行山中段九岭金矿区脉岩锆石成因矿物学研究[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2024, 43(2): 428–445.
[20] Chen C, Niu S Y, Wang F, et al. Timing of mineralization at the Shihu gold deposit in the middle segment of the Taihang Mountain, China[J]. Acta Geochimica, 2018, 37(1): 80–89.
[21] Zeng Y J, Li L, Li S R, et al. Rb-Sr geochronology and geochemistry of pyrite from the Shihu gold deposit, central North China Craton: Implication for the timing and genesis of gold mineralization[J]. Geological Journal, 2020, 55(8): 5779–5790.
[22] Ludwig K R. User’s Manual for Isoplot 3.70[C]. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2008, 4: 70.
[23] 侯可军, 李延河, 田有荣. LA-MC-ICP-MS锆石微区原位U-Pb定年技术. 矿床地质[J]. 2009, 28(4): 481–492.
[24] Wang Z W, Zhu T C, Yu J W, et al. Forming Proterozoic basement within eastern Central Asian Orogenic Belt: Evidence from zircon U-Pb-Hf-O isotopes[J]. Journal of Central South University, 2022, 29(9): 3088–3105
[25] Knudsen T L, Griffin W, Hartz E, et al. In-situ hafnium and lead isotope analyses of detrital zircons from the Devonian sedimentary basin of NE Greenland: A record of repeated crustal reworking[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2001, 141(1): 83–94.
[26] Middlemost E A K. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. Earth Science Reviews, 1994, 37(3/4): 215–224.
[27] Wright J B. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis[J]. Geological Magazine, 1969, 106(4): 370–384.
[28] Peccerillo A, Taylor S R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1976, 58(1): 63–81.
[29] Middlemost E A K. Magmas and Magmatic Rocks[M]. London: Longman, 1985: 1–266.
[30] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42(1): 313–345.
[31] Li Q, Santosh M, Li S R, et al. Petrology, geochemistry and zircon U–Pb and Lu–Hf isotopes of the Cretaceous dykes in the central North China Craton: Implications for magma genesis and gold metallogeny[J]. Ore Geology Reviews, 2015, 67: 57–77.
[32] Li S R, Santosh M, Zhang H F, et al. Inhomogeneous lithospheric thinning in the central North China Craton: Zircon U-Pb and S-He-Ar isotopic record from magmatism and metallogeny in the Taihang Mountains[J]. Gondwana Research, 2013, 23(1): 141–160
[33] 罗照华, 邓晋福, 韩秀卿. 太行山造山带岩浆活动及其造山过程反演[M]. 北京: 地质出版社, 1999, 1–124.
[34] Shen J F, Li S R, Santosh M, et al. Zircon U–Pb geochronology of the basement rocks and dioritic intrusion associated with the Fushan skarn iron deposit, southern Taihang Mountains, China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2015, 113: 1132–1142.
[35] 申志超, 侯增谦, 于枫, 等. 太行山北段王安镇杂岩体中酸性岩锆石SHRIMP U-Pb定年、Hf同位素组成及其地质意义[J]. 岩石学报, 2015, 31(5): 1409–1420.
[36] 王佳慧, 胡建中, 宋扬. 太行山北段王安镇岩体锆石U-Pb年代学研究及其地质意义[J]. 地质论评, 2015, 61(S1): 733–734.

[37] 董明明. 河北省大河南岩体的岩石地球化学、年代学及其成因探讨[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2014.
[38] Chen B, Jahn B M, Arakawa Y, et al. Petrogenesis of the Mesozoic intrusive complexes from the southern Taihang orogen North China craton: elemental and Sr–Nd–Pb isotopic constraints[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2004, 148: 489–501.
[39] Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere[J]. Nature, 1990, 347(6294): 662–665.
[40] Martin H, Smithies R H, et al. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite(TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution[J]. Lithos, 2005, 79, 1–24.
[41] 蔡剑辉, 阎国翰, 常兆山, 等. 王安镇岩体岩石地球化学特征及成因探讨[J]. 岩石学报, 2003, 19(1): 81–92.
[42] 许文良, 杨德彬, 裴福萍, 等. 太行山南段符山高镁闪长岩的成因: 拆沉陆壳物质熔融的熔体与地幔橄榄岩反应的结果[J]. 岩石学报, 2009, 25(8): 1947–1961.
[43] CHEN B, TIAN W, JAHN B M, et al. Zircon SHRIMP U-Pb ages and in-situ Hf isotopic analysis for the Mesozoic intrusions in South Taihang, North China craton:evidence for hybridization between mantle-derived magmas and crustal components[J]. Lithos, 2008, 102(1/2), 118–137.
[44] Gao Y F, Santosh M, Hou Z Q, et al. High Sr/Y magmas generated through crystal fractionation: Evidence from Mesozoic volcanic rocks in the northern Taihang orogen, North China Craton[J]. Gondwana Research, 2012, 22(1): 152–168.
[45] Gao Y F, Santosh M, Wei R H, et al. Origin of high Sr/Y magmas from the northern Taihang Mountains: Implications for Mesozoic porphyry copper mineralization in the North China Craton[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2013, 78 (12), 143–159.
[46] Li J, Wang C W, Song M C, et al. Petrogenesis of the Laoshan suite in the Jiaodong Peninsula (Eastern China): An Oxidized Low Ba–Sr A1-Type Granite[J]. Minerals, 2023, 13(8), 1012.
[47] Guan Q, Zhu D C, Zhao Z D, et al. Crustal thickening prior to 38 Ma in southern Tibet: Evidence from lower crust-derived adakitic magmatism in the gangdese batholith[J]. Gondwana Research, 2012, 21(1): 88–99.
[48] 翟明国. 华北克拉通中生代破坏前的岩石圈地幔与下地壳[J]. 岩石学报, 2008, 24(10): 2185–2204.
[49] 张亚雄, 胡祥昭. 麻棚岩体特征及其与金矿成因关系研究[J]. 中南矿冶学院学报, 1994, 25(3): 275–281.
[50] JIA S X, ZHANG XK. Crustal structure and structure and composition of different tectonic blocks in North China[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2005, 48(3): 672–683.
[51] 邱瑞照, 邓晋福, 周肃, 等. 华北地区岩石圈类型: 地质与地球物理证据[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 2004, 34(8): 698–711.
[52] 邓晋福, 魏文博, 邱瑞照, 等. 中国华北地区岩石圈三维结构及演化[M]. 北京: 地质出版社, 2007.
[53] 毛景文,李晓峰. 深部流体及其与成矿成藏关系研究现状[J]. 矿床地质, 2004, 23(4): 520–532.
[54] 毛景文, 李厚民, 王义天, 等. 地幔流体参与胶东金矿成矿作用的氢氧碳硫同位素证据[J]. 地质学报, 2005, 79(6): 839–857.
[55] 朱日祥, 孙卫东. 大地幔楔与克拉通破坏型金矿[J]. 中国科学: 地球科学, 2021, 51(9): 1444–1456.
[56] 李胜荣, 申俊峰, 李林, 等. 华北地区金成矿物源、过程与机制差异性的矿物学标志[C]//中国矿物岩石地球化学学会第17届学术年会论文摘要集. 中国矿物岩石地球化学学会, 2019: 2.