文章编号：1004-0609(2014)06-1585-14

南岭中段诸广山复式花岗岩岩石学及其控矿作用

张术根[1,2]，袁　莹[3]，姚翠霞[1,2]

(1. 中南大学 有色金属成矿预测教育部重点实验室，长沙 410083；
2. 中南大学 地球科学与信息物理学院，长沙 410083；
3. 北京矿产地质研究院，北京 100012)

摘　要：南岭中段诸广山复式岩体是地洼激烈期(燕山期)花岗质岩浆多次侵入产物。燕山早期主体与燕山晚期补体分别形成于地洼演化剧烈期的前半期和后半期，为古元古代陆壳物质批式部分熔融的产物，但它们动力学环境、演化过程及控矿作用差异明显。选择仁化县城口—红山地区为重点研究地段，基于地洼学说研究方法，通过现场地质调查、岩相学、岩石地球化学研究，就诸广山燕山早期主体及燕山晚期补体成岩构造环境、岩石学及控矿作用进行较详细的研究。结果表明，两期次花岗岩随构造动力环境演化，表现出不同的岩石学和地球化学特征，岩体含矿性及控矿性也有差异。燕山早期花岗岩产生于岩石圈膨胀伸展环境，以高硅、富碱、$w(K_2O)>w(Na_2O)$、准铝质、∑REE 含量高为特征，成岩物质主要来源于元古代陆壳，且有幔源岩浆的混入，属 A 型花岗岩，与 Pb-Zn-Sb-Ag 矿化有关；燕山晚期花岗岩产生于岩石圈拉张减薄环境，为钙碱性，过铝质，贫 Ba、Sr 和 Eu，属 S 型花岗岩，经历了高度分异演化和岩浆−流体相互作用过程，是 W-Sn-Mo-(Bi)矿床的成矿母岩。

关键词：花岗岩；岩石学；地球化学；构造环境；控矿作用；诸广山
中图分类号：P58　　**文献标志码**：A

Petrology and ore-control of Zhuguangshan composite granitic pluton in middle section of Nanling region

ZHANG Shu-gen[1,2], YUAN Ying[3], YAO Cui-xia[1,2]

(1. Key Laboratory of Metallogenic Prediction of Nonferrous Metals, Ministry of Education, Central South University, Changsha 410083, China;
2. School of Geoscience and Info-Physics, Central South University, Changsha 410083, China;
3. Beijing Institute of Geology for Mineral Resources, Beijing 100012, China)

Abstract: Zhuguangshan composite granitic pluton in the middle section of Nanling region is the intrusive product of poly-stage granitic magma in the intensive activation period (Yanshanian period) of Diwa stage. The main body intruded in the first half intensive reactivation period of Diwa stage (the early Yanshanian period), while the supplementary bodies intruded in the second half intensive reactivation period of Diwa stage (later Yanshanian stage). The main body and the complementary bodies were produced by batch partial melting of the co-source magmatic materials derived from Paleoproterozoic continental crust. The main body and the supplementary bodies suffered different geodynamic settings and evolution paths, and showed different ore-control characteristics. Chengkou—Hongshan area in Renhua county, Guangdong Province, was focused on. Through detailed field study, petrography and rock geochemistry, the generating geodynamic settings, petrology and ore-controlling of the main body and the supplementary bodies in Yanshanian periods were investigated according to the research methodology of Diwa theory. The results show that, with the evolution of tectonic dynamic environment, these granite bodies show different characteristics on petrologic, rock geochemistry,

基金项目：国家“十一五”科技支撑计划项目(2009BAB43B05)
收稿日期：2013-12-24；**修订日期**：2014-04-15
通信作者：张术根，教授，博士；电话：13808429627；E-mail: zhangshugenzsg@163.com

ore-bearing potential and ore-controlling. The main body is generated in the regional expansion spreading environment and its rock-forming materials are mainly derived from the Paleoproterozoic crust and also contaminated by mantle materials, which show the characteristics of A-type granite with high silicon and alkaline contents, $w(K_2O)>w(Na_2O)$, quasi-aluminous property as well as REE enrichment. So, it is related to Pb-Zn-Sb-Ag mineralization. In contrast, the complementary bodies are generated in strong extension thinning environment, and experience the process of high degree differentiation and the interaction between magma and post-magmatic fluid, showing the characteristic of S-type granite with calc-alkaline and per-aluminous property, remarkable Ba, Sr and Eu depletion. So, they are the original source of W-Sn-Mo(Bi) mineralization.

Key words: granite; petrology; geochemistry; tectonic setting; ore-controlling; Zhuguangshan

位于南岭中段的诸广山复式岩体，为南岭成矿带重要的有色金属成矿花岗岩体之一，其周边分布多个有色金属矿床，如仁化凡口超大型、乐昌杨柳塘中型 Pb、Zn、Ag 矿床，汝城将军寨、大浦、大山、走马坪、乐昌龙颈等中小型 W、Sn、Mo、Bi 矿床，岩体内部也有 W、Sn、Mo、Bi 矿床、矿点及矿化点，是长期以来该区基础地质与矿产地质研究的重点对象。但因诸广山岩基巨大，目前各家研究成果零散局限，尤其忽视燕山晚期补体花岗岩提供的成岩成矿信息。

本文作者选择处在诸广山复式花岗岩主体中心部位的仁化县城口－红山地区为研究重点地段，对诸广山燕山早期主体及燕山晚期补体进行了较详细的现场调查(研究区范围及采样位置见图 1)、岩石学及控矿作用研究，试图运用陈国达院士所创立的地洼学说的研究方法[1−2]，结合前人研究成果，揭示两期岩体的形成构造环境及成岩成矿特征，进而为诸广山复式岩体与大规模有色金属(W-Sn-Mo-Bi、Pb-Zn-Sb-Ag)成矿之间的关系提供重要信息。

地洼学说认为岩石圈演化的根本规律是动“定”递进、螺旋式发展，而地幔蠕动和热能聚散状态变化是岩石圈演化运动的力源机制，随着所处地壳发展时期和所处空间部位差异，区域地壳(岩石圈)因为深部地幔蠕动方式、热能聚集与分散状态及与相邻区域地幔的差异，地球动力学状态存在规律性差别，岩石圈物质组成、结构与成熟度、壳幔相互作用、地质作用类型及其时空组合都各具特色[3]。因此，运用地洼学说所倡导的历史−动力综合研究法，从壳体演化运动及其动力学背景来探讨诸广山花岗岩的成岩构造环境、成岩过程及其控矿作用是花岗岩与成矿研究的有益尝试。

1 岩体地质及岩相学特征

南岭中段地区位于印支期开始活化、燕山期处在活化激烈期的华南地洼区东南部，诸广山复式岩体是地洼剧烈期(燕山期)花岗质岩浆多次侵入产物。据产出形态、穿切关系、岩石类型及结构构造，结合大量前人对本区燕山期花岗岩测定的同位素年龄[4−7]及分段频率，研究区可划分为燕山早期岩体和燕山晚期岩体。本文作者重点研究对象为燕山早期首次侵入岩(早侏罗世)和燕山晚期侵入岩(早白垩世)。前者呈岩基状产出，构成诸广山岩体的主体；后者呈小岩株体侵入到燕山早期岩体内部及旁侧(见图 1)。

1.1 燕山早期花岗岩体

岩性为灰白色黑云母二长花岗岩，全晶质中粗粒−不等粒、似斑状结构和块状构造。主要矿物有石英、斜长石、微斜长石和正长石，次要矿物为黑云母、白云母、绿泥石，偶见角闪石，副矿物主要为榍石、绿帘石和磁铁矿。镜下见微斜长石粗晶中包裹微细粒自形钠长石晶粒(见图 2(a))，具环带的低牌号自形斜长石(*An* 为 12~25)被云雾状粗晶碱性长石颗粒包裹(见图 2(b))，偶见钾化边(见图 2(c))。在城口—红山地区，见脉状钨钼多金属矿沿其断裂破碎带产出。

1.2 燕山晚期花岗岩体

岩性为灰红色黑云母碱长花岗岩。岩石为全晶质中细粒−中粗粒、似斑状结构，晶洞状、块状构造，岩体内见伟晶岩脉、长石脉及石英脉，局部萤石脉发育。主要矿物为石英、正长石和微斜长石，次要矿物为斜长石、黑云母和极少量绿泥石，副矿物主要为榍石。与燕山早期岩体相比，斜长石含量明显降低，并发育肖钠长石律双晶(见图 2(d))、钠化(见图 2(e))及微斜长石化等自变质作用显著，黑云母含量较低，绿泥石等蚀变较弱。此外，该期花岗岩局部具晶洞构造，晶洞内石英、长石和云母集中，为岩浆凝固时气相流体逸出的结果。

紧贴燕山晚期侵入体接触部位、构造蚀变带及赋矿断裂破碎带，燕山早期侵入的黑云母二长花岗岩遭

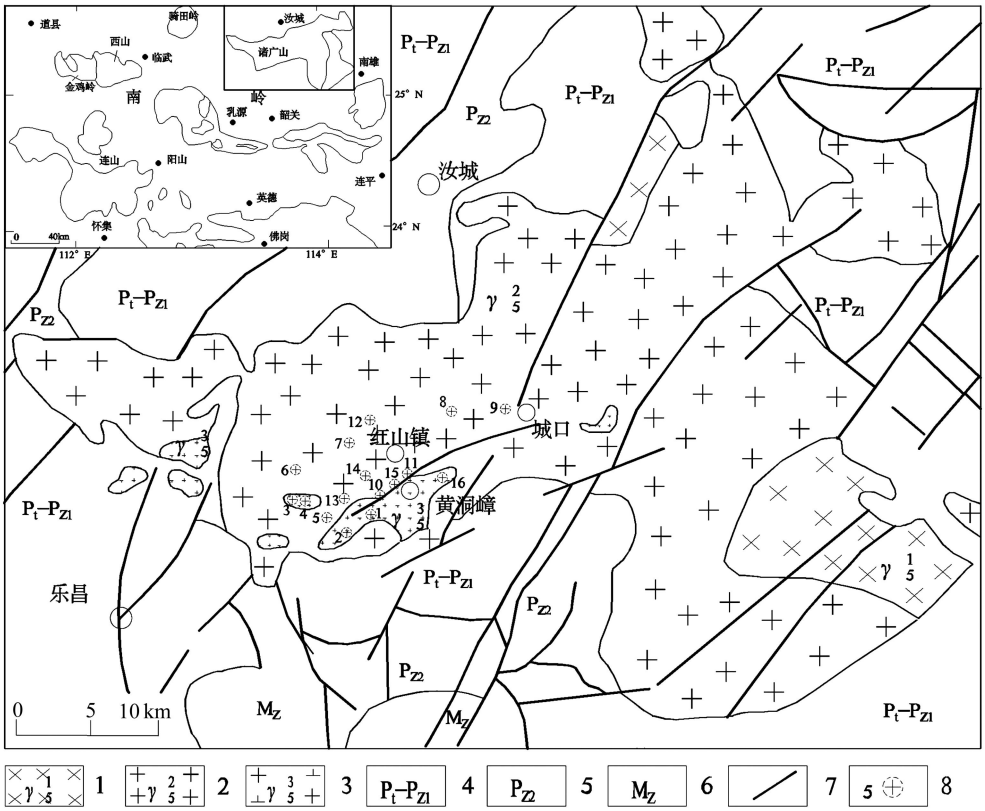


图 1　诸广山复式岩体地质略图(根据 1:700 000 南岭地区地质图修编)：1—印支期花岗岩；2—燕山早期花岗岩；3—燕山晚期花岗岩；4—前泥盆纪；5—晚古生代；6—中生代；7—断裂；8—采样点位置及编号

Fig. 1　Geological sketch map of Zhuguangshan composite pluton (after 1:700 000 geological map of Nanling region): 1—Indosinian granite; 2—Early Yanshanian granite; 3—Later Yanshanian granite; 4—Pre Devonian; 5—Later Paleozoic; 6—Mesozoic; 7—Fracture; 8—Position and number of sampling points

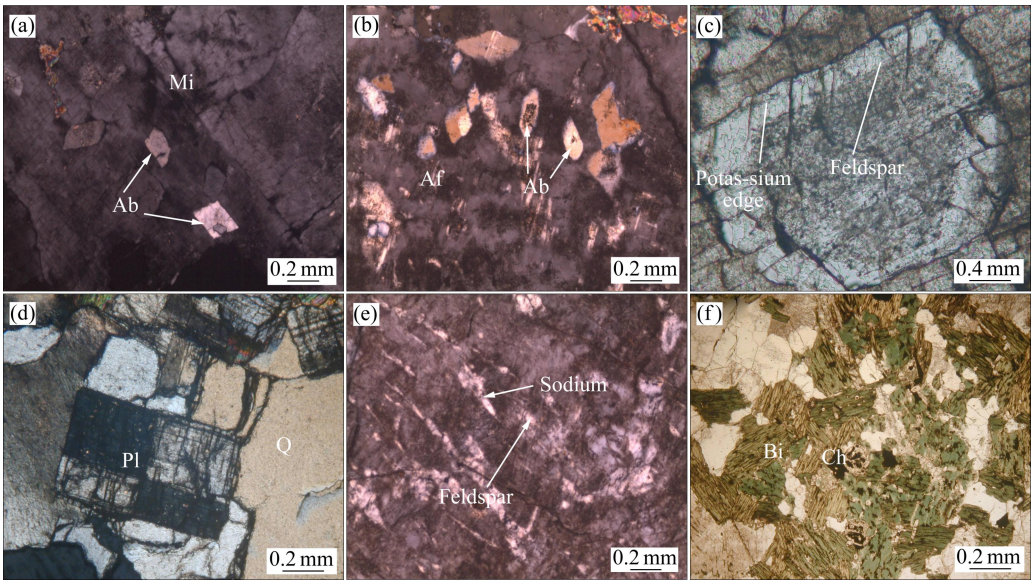


图 2　诸广山燕山期花岗岩体显微镜照片：(a) 钠长石(Ab)晶粒，透射光，+；(b) 粗晶云雾状长石(Af)内的自形钠长石(Ab)，具环带且定向排列，透射光，+；(c) 绿泥石(Chl)化，透射光，+；(d) 长石(Pl)钾化净边，透射光，+；(e) 自形斜长石(Pl)具肖钠长石律双晶(*An*=12)，透射光，+；(f) 长石钠化，透射光，+

Fig. 2　Microscopic photographs for Zhuguangshan Yanshanian pluton: (a) Albite(Ab) grains, transmitted light, +; (b) Euhedral, girdle and directional-alignment acidic Plagioclase(Ab) in coarse-grained and mist-trait Feldspar(Af), transmitted light, +; (c) Chloritization(Chl), transmitted light, +; (d) Orthoclase on edge of feldspar(Pl), transmitted light, +; (e) Euhedral Plagioclase(Pl) with pericline law twin(*An*=12), transmitted light, +; (f) Albitized feldspar, transmitted light, +

受明显蚀变，局部有烘烤现象，钾长石化强烈，黑云母细脉、石英脉、长英质伟晶岩脉及含铁石英脉发育。蚀变岩的矿物组成与本期未蚀变花岗岩相似，局部硅化强烈及萤石化，粗晶长石颗粒(粒径为 8~10 mm 或＞10 mm)广泛发育，黑云母明显增多，多呈片状、局部呈簇状，绿泥石化极为强烈，局部完全被其取代呈鳞片状(见图 2(c))；长石钾化净边亦较黑云母二长花岗岩普遍(见图 2(d))。这些特点均清晰地反映该岩石系燕山晚期岩浆期后气液流体与燕山早期岩体相互作用的蚀变产物。

2 地球化学特征

2.1 主量元素

上述地段所采集的两期花岗岩代表性样品的主量元素含量分析结果如表 1 所列。结果显示其主量元素组成具有以下突出特点。

1) 酸性及分异程度：两期岩体均具有较高的 SiO_2 含量(72.82%~84.99%，质量分数)和分异指数 DI(基本在 90~95 之间)，反映两期花岗质岩浆演化分异充分。且燕山晚期侵入岩 SiO_2 含量(75.2%~84.99%)较燕山早期岩体的(72.82%~73.56%)明显增加，相应基性组分 TFe、MgO、MnO 和 CaO 含量降低。

2) 碱质含量：燕山早期岩体高碱($w(K_2O+Na_2O)$为 7.2%~8.89%)，尤其高钾(K_2O 含量为 4.0%~5.8%)，$w(K_2O)>w(Na_2O)$($w(K_2O)/w(Na_2O)$=1.23~2.06)，燕山早期蚀变岩因受后期岩浆侵入影响，碱质含量(主要为 Na_2O 含量)有所降低($w(K_2O+Na_2O)$为 5.72%~7.43%，$w(K_2O)/w(Na_2O)$为 1.91~1.97)，燕山早期岩体及其蚀变岩“高钾”的岩石化学特征与镜下所见“钾化净边”岩相学特征相互映证，即该岩体受到过后期岩体岩浆期后高钾质热液作用影响。在 AR−SiO_2 图解中(见图 3)，燕山早期花岗岩及其蚀变岩所有数据点均落入碱性系列区域，而燕山晚期岩体钾含量较低(0.6%~4.8%)，钠含量与燕山早期岩体的持平，总碱质 $w(K_2O+Na_2O)$ 为 3.33%~7.79%、$w(K_2O)/w(Na_2O)$ 为 0.24~1.57，AR−SiO_2 图解中显示为碱性−钙碱性系列。结合岩相学特征，初步认为与该期岩浆分异晚期流体带出碱质有关。两期岩体碱质含量的差异具有连续变化性，表现在 AR−SiO_2 图解中两期岩体的数据线性排列。

3) 铝饱合指数 A/CNK：均大于 1，为过铝质，燕山早期侵入岩及蚀变岩属弱过铝质~过铝质(A/CNK 为 1.02~1.2)，而对于燕山晚期侵入岩，该值则明显偏高(1.28~2.01)，为强过铝质。在 A/CNK−A/NK 图解(见图 4[8])中，两期花岗岩体均落于亚碱过铝质区，但燕山早期岩体有靠近过碱准铝质的趋势，而燕山晚期则

表 1 侵入岩主量元素化学成分

Table 1 Major element chemical composition of intrusive rocks

样品编号	岩性	质量分数/%												
		SiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	K_2O	Na_2O	P_2O_5	MnO	TiO_2	CaO	MgO	LOI	TOL
1	燕山晚期黑云母碱长花岗岩	76.52	14.56	0.57	1.01	1.467	5.001	0.1	0.103	0.05	0.38	0.01	0.83	100.60
2		75.2	14.94	0.22	0.42	4.751	3.035	0.05	0.044	0.1	0.3	0.01	0.8	99.87
3		76.98	15.02	0.36	1.02	1.708	3.849	0.05	0.074	0.05	0.3	0.03	1.02	100.46
4		84.99	9.3	0.29	0.68	0.649	2.68	0.05	0.063	0	0.6	0.01	0.72	100.03
5	燕山早期黑云母二长花岗岩	73.42	14.28	1.26	1.98	4.88	2.522	0.1	0.122	0.15	1.06	0.21	0.77	100.75
6		72.82	14.28	0.86	2.18	5.779	3.114	0.12	0.132	0.1	0.6	0.17	0.56	100.72
7		73.6	13.92	1.36	2.03	5.165	3.096	0.12	0.097	0.1	0.6	0.24	0.68	101.01
8		73.56	14.53	1.15	2.1	5.351	2.594	0.15	0.107	0.05	0.75	0.23	0.71	101.28
9		73.7	14.45	1.15	2.24	3.971	3.227	0.1	0.114	0.1	1.13	0.18	0.77	101.13
10	燕山早期蚀变岩	78.1	11.59	1.29	2	3.792	1.923	0.15	0.099	0.05	0.75	0.15	0.95	100.84
11		73.75	14	1.08	1.93	4.874	2.553	0.12	0.093	0.05	1.21	0.15	1.37	101.18

分析单位：湖南建材与非金属测试利用研究所；实验依据：GB/T14506−2010 硅酸盐化学分析方法；分析仪器：ICP6300 电感耦合等离子体发射光谱仪(ICP-AES)；测试时间：2010 年 1 月。

Unit of analysis: Hunan Building Materials and Non-metal Testing and Using Research Institute; Experimental evidence: GB/T14506−2010 silicate chemical analysis methods; Analysis instrument: ICP6300 inductively coupled plasma emission spectrometer(ICP-AES); Test time: January 2010.

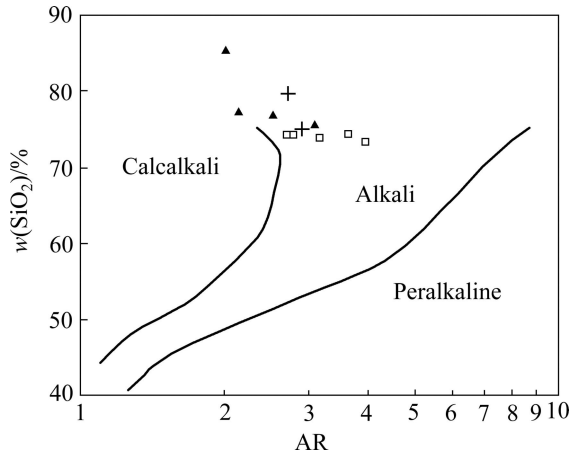


图 3　花岗岩 AR−SiO_2 图解：AR=[Al_2O_3+CaO+(Na_2O+K_2O)]/[Al_2O_3+CaO−(Na_2O+K_2O)] ；▲—燕山晚期岩体；□—燕山早期岩体；＋—燕山早期蚀变岩

Fig. 3　AR−SiO_2 diagrams of granite: AR=[Al_2O_3+CaO+(Na_2O+K_2O)]/[Al_2O_3+CaO−(Na_2O+K_2O)]; ▲—Later Yanshanian rock; □—Early Yanshanian rock; ＋—Early Yanshanian alteration rock

趋向贫碱强过铝质。与 SiO_2−AR 图解相似，两期岩体及蚀变岩数据点虽然分布 A/CNK−NK/A 图解的不同区域，但明显呈线性排列，反映出两期岩体的关联性和演化方向的继承性。

4) 在花岗岩类岩石 Q−A−P 分类三角图解(见图 5[9])中，燕山晚期岩体除一数据点落入富石英花岗岩区(该样品镜下观察石英含量较高)外，其他全部落入碱长花岗岩区；大部分燕山早期岩体及蚀变岩则落入花岗岩区。各样品数据点在 Q−A−P 图解中的投影结果与岩相学特征基本一致。

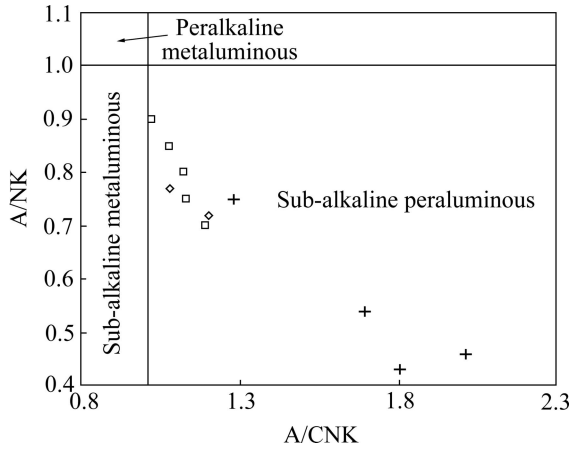


图 4　花岗岩 A/NK−A/CNK 图解[8]：□—燕山早期岩体；◇—燕山早期蚀变岩体；＋—燕山晚期岩体

Fig. 4　A/NK−A/CNK diagrams of granite[8]: □—Early Yanshanian rock; ◇—Early Yanshanian alteration rock; ＋—Later Yanshanian rock

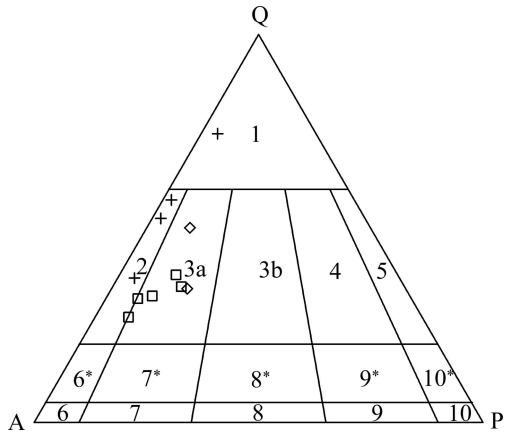


图 5　花岗岩类岩石 Q−A−P 分类三角图解[9]：Q—石英；A—碱性长石；P—斜长石：1—富石英花岗岩；2—碱长花岗岩；3a—花岗岩；3b—二长花岗岩；4—花岗闪长岩；5—英云闪长花岗岩；6*—碱长石英正长岩；7*—石英正长岩；8*—石英二长岩；9*—石英二长闪长岩；10*—石英闪长岩、石英辉长岩和石英斜长岩；6—碱长石英正长岩；7—石英正长岩；8—石英二长岩；9—石英二长闪长岩；10—闪长岩和辉长岩；□—燕山早期岩体；◇—燕山早期蚀变岩体；＋—燕山晚期岩体

Fig. 5　Granitoid rocks Q−A−P classification triangle[9]: Q—Quartz; A—Alkali feldspar; P—Plagioclase: 1—Quartz rich granite; 2—Alkali feldspar granite; 3a—Granite; 3b—Monzonitic granite; 4—Granodiorite; 5—Tonalitic granite; 6*—Alkali feldspar quartz syenite; 7*—Quartz syenite; 8*—Quartz monzonite; 9*—Quartz monzonite diorite; 10*—Quartz diorite, quartz gabbro and quartz-anorthosite; 6—Alkali feldspar quartz syenite; 7—Quartz syenite; 8—Quartz adamellite; 9—Quartz adamellite diorite; 10—Diorite and gabbro; □—Early Yanshanian rock; ◇—Early Yanshanian alteration rock; ＋—Later Yanshanian rock

以上分析表明，本区两期花岗岩体氧化物含量虽具一定差别，但二者主量元素相关性明显，反映两期岩体很可能为同源区岩浆演化的产物。

2.2　稀土元素

两期花岗岩代表性样品的稀土元素含量分析结果列于表 2，具体特征如下。

1) 稀土元素丰度与分馏程度

由表 2 可知，燕山晚期岩体的∑REE 含量(31.62×10^{-6}~115.9×10^{-6})较燕山早期岩体的∑REE 含量(180.51×10^{-6}~351.36×10^{-6})明显偏低，可能与其高分异演化导致富 REE 矿物晶出有关，但因其与燕山早期岩体的关联性，不排除燕山晚期岩体 REE 丰度有继

表 2 侵入岩稀土元素含量及地球化学参数

Table 2 Rare earth element contents of intrusive rocks and geochemical parameters

参数	质量分数/10^{-6}										
	燕山晚期黑云母碱长花岗岩				燕山早期黑云母二长花岗岩					燕山早期蚀变岩	
	样品 1	样品 2	样品 3	样品 4	样品 5	样品 6	样品 7	样品 8	样品 9	样品 10	样品 11
La	2.52	5.82	10.5	2.9	48	34.6	54.5	65.4	46.3	31.7	42.7
Ce	4.5	13.3	37	4.98	94.3	68.4	106	128	91.4	65.1	83.3
Pr	0.813	1.74	4.66	1.08	10.8	7.87	12.4	15	10.5	7.27	9.72
Nd	3.27	6.47	18.5	4.43	38.8	28.5	44.8	54.6	38.4	27.6	34.9
Sm	2.11	2.91	7.24	2.08	8.07	6.03	9.59	11.3	8.75	6.39	7.52
Eu	0.024	0.051	0.034	0.019	0.663	0.543	0.63	0.588	0.634	0.483	0.552
Gd	2.14	2.22	4.29	1.45	6.9	4.94	8.09	9.33	7.43	5.83	6.83
Tb	0.602	0.532	0.785	0.301	1.17	0.79	1.35	1.62	1.35	1.16	1.21
Dy	3.5	2.96	3.93	1.46	6.56	4.17	7.33	8.67	7.91	7.03	6.76
Ho	0.485	0.472	0.559	0.23	1.22	0.698	1.24	1.53	1.46	1.27	1.18
Er	1.6	1.44	1.82	0.797	3.45	1.91	3.7	4.39	4.43	3.88	3.31
Tm	0.443	0.303	0.442	0.187	0.546	0.284	0.576	0.703	0.692	0.646	0.538
Yb	4.76	2.36	4.05	1.74	3.46	1.89	3.52	4.52	4.5	4.26	3.22
Lu	0.892	0.407	0.694	0.316	0.529	0.288	0.578	0.705	0.717	0.683	0.497
Y	23.8	14.5	21.4	9.65	34.7	19.6	38.1	45	43.3	37.2	34
∑REE	51.46	55.49	115.9	31.62	259.17	180.51	292.40	351.36	267.77	200.50	236.24
LREE	13.24	30.29	77.93	15.49	200.63	145.94	227.92	274.89	195.98	138.54	178.69
HREE	14.42	10.69	16.57	6.48	23.84	14.97	26.38	31.47	28.49	24.76	23.55
LR/HR	0.92	2.83	4.70	2.39	8.42	9.75	8.64	8.74	6.88	5.60	7.59
δ(Eu)[1)]	0.04	0.06	0.02	0.03	0.29	0.32	0.23	0.19	0.26	0.26	0.25
δ(Ce)[1)]	0.65	0.87	1.10	0.59	0.84	0.84	0.82	0.83	0.84	0.87	0.83
$(La/Yb)_N$[1)]	0.31	1.46	1.54	0.99	8.24	10.87	9.19	8.59	6.11	4.42	7.87
$(La/Sm)_N$[1)]	0.75	1.25	0.91	0.87	3.72	3.59	3.55	3.62	3.31	3.10	3.55
Eu/Sm[1)]	0.011	0.017	0.005	0.009	0.082	0.090	0.066	0.052	0.072	0.076	0.073

分析单位：核工业 230 研究所分析测试中心；分析方法：DZ/T0223−2001；分析仪器：电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)；分析时间：2010 年 1 月。1)：参数的比值。

Unit of analysis: Test Center Analysis of 230 Nuclear Industry Research; Experimental evidence: DZ/T0223−2001; Analysis instrument: Inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS); Test time: January 2010. 1): Ratio of parameters.

承岩浆源区先成岩浆影响的可能。燕山早期岩体属轻稀土富集型，反映轻重稀土元素分馏程度的几个重要参数值均大于 1：LR/HR 为 5.88~9.75，$(La/Yb)_N$ 为 6.11~10.87，$(La/Sm)_N$ 为 3.11~3.72，而燕山晚期岩体各参数值均有所下降(LR/HR 为 0.92~4.7，$(La/Yb)_N$ 为 0.31~1.54，$(La/Sm)_N$ 为 0.75~1.25)。

2) Eu 负异常

燕山晚期岩体具强烈 Eu 负异常(δ(Eu)为 0.02~0.06)。因燕山晚期岩体经历充分的结晶分异过程，富碱性长石，而富钙斜长石应早于碱性长石结晶，故燕山晚期岩体强负铕异常可能为斜长石晶出所致；而燕山早期岩体具中等负铕异常(δ(Eu)为 0.19~0.32)，表明燕山早期侵入岩未分离的偏基性斜长石较燕山晚期岩体多。这一结论也得到前述岩相学的佐证。

3) 球粒陨石标准化曲线

燕山晚期岩体球粒陨石标准化曲线(见图 6(a))为水平型，呈强过铝质花岗岩特征，并有明显的“四分组”效应，各样品分布曲线相对分散，显示岩石经历了高度分异演化和岩浆−流体相互作用过程；而燕山早期岩体稀土分配模式曲线(见图 6(b))呈平缓右倾斜 V 字

形(铕谷中等)，且在轻稀土一侧为向右陡倾斜曲线，重稀土一侧为近乎平行的曲线，表现出轻稀土分馏明显，重稀土分馏不明显的特征，各曲线相对集中。燕山早期蚀变岩稀土元素特征与未蚀变花岗岩较为一致。

4) 稀土元素协变图

图解法是鉴别岩浆过程各种定量模型的最常用方法。选择特定的坐标变量作出稀土元素的元素−元素(见图 7(a))、比值−元素(见图 7(b))和比值−比值图(见图 7(c))，可以区别各种岩浆过程。

在 Ce/Yb−La/Yb 和 La/Nd 图中，两期岩体及蚀变岩数据点虽然分布于图解的不同区域，但大致沿同一直线分布，具继承演化性；在 Sm/Nd−Nd 图中，各岩石数据则明显沿双曲线一支分布。这不仅反映出两期岩体可能为同源岩浆的产物，而且表明岩浆过程主要受分离结晶和批式熔融过程的控制，并存在混合作用的可能性[10]。

2.3 微量元素

南岭地区两期岩体微量元素含量(见表 3)具有某种程度的相似性，以富集 Rb、Cs、U、Li、Nb、Ta 和 Th，明显亏损 Sr、Ba、P、Ti、Sc、Cr、Co 和 Ni，“峰”和“谷”区别明显为特征。但两期岩体对某些元素的富集和亏损程度有差异。燕山早期岩体更为富集 Li、Zr、Cs、Th 和 U，而基性元素 Cr、Co 和 Ni 及 Ba、Sr 和 Ti 亏损程度也明显偏低；燕山晚期岩体则较富集 Ga、Nb 和 Ta，强烈亏损 Ba、Sr 和 Ti 等元素。

两期花岗岩体原始地幔标准化蛛网图(见图 8[11])也具有某种程度的相似性，同时也显示出不同的模式形态：对于某些微量元素，燕山晚期岩体不同样品之间其含量存在明显差异，分布曲线相对分散，反映其不同程度地遭受岩浆与流体相互作用的影响；而燕山早期侵入岩及蚀变岩体各样品元素含量变化一致，曲线模式相对集中。如上述分析，基性元素的不相容性

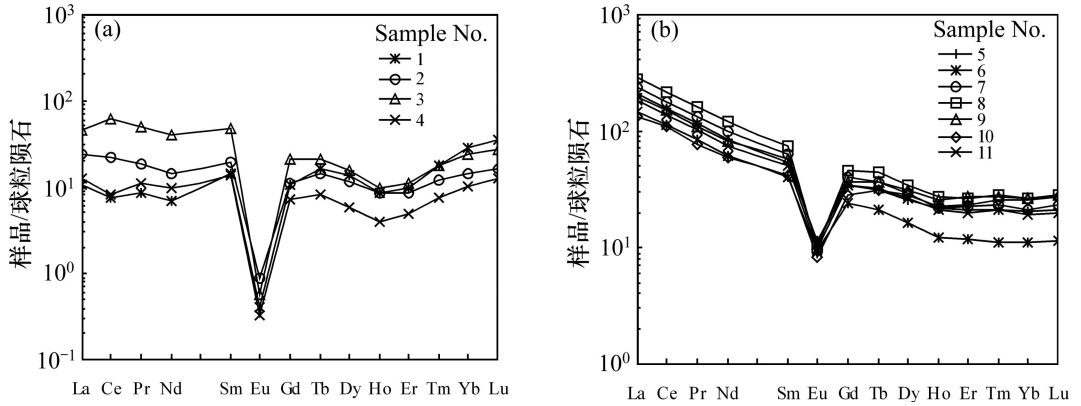


图 6　侵入岩稀土元素球粒陨石标准化分布模式图：(a) 燕山晚期黑云母碱长花岗岩；(b) 燕山早期黑云母二长花岗岩和钾长石化黑云母二长花岗岩

Fig. 6　Chondrite-normalized REE patterns for intrusive rocks: (a) Later Yanshanian biotite alkali feldspar granite; (b) Early Yanshanian biotite monzonitic granite and alteration biotite monzonitic granite

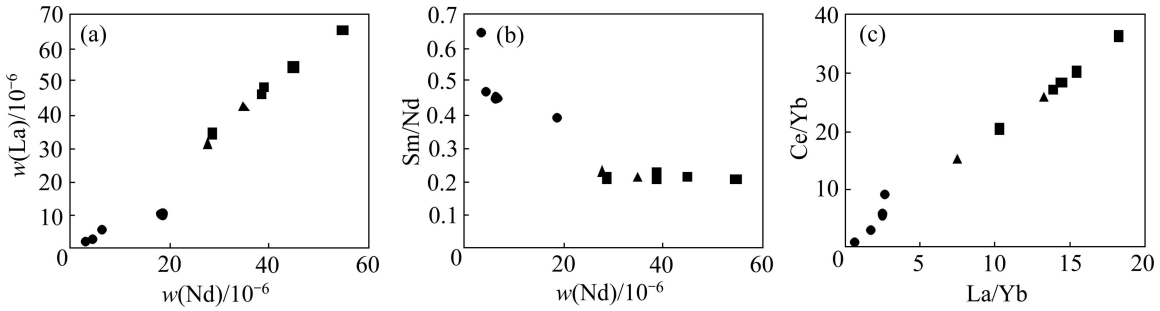


图 7　侵入岩稀土元素协变图：●—燕山早期岩体；▲—燕山早期蚀变岩体；■—燕山晚期岩体

Fig. 7　Harker diagrams of rare earth element for intrusive rocks: ●—Early Yanshanian rock; ▲—Early Yanshanian alteration rock; ■—Later Yanshanian rock

表 3 侵入岩微量元素含量

Table 3 Trace element contents of intrusive rocks

元素	质量分数/10^{-6}										
	燕山晚期黑云母碱长花岗岩				燕山早期黑云母二长花岗岩					燕山早期蚀变岩	
	样品 1	样品 2	样品 3	样品 4	样品 5	样品 6	样品 7	样品 8	样品 9	样品 10	样品 11
Li	96.8	44.7	59.1	39.6	182	172	192	180	187	209	174
Be	9.85	3.73	16.7	8.07	8.63	6.94	8.54	8.75	9.5	4.62	6.51
Sc	3.36	4.07	8.02	3.69	4.45	3.92	4.87	4.7	4.98	7.09	3.64
V	6.2	8.69	7.65	6.26	19.4	18.9	21	20.8	20.5	22.9	18
Cr	3.62	7.49	5.46	8.89	16.3	8.18	8.24	8.77	5.17	13.8	6.02
Co	0.524	0.442	0.457	0.576	2.65	2.61	2.45	2.77	2.6	1.69	2.04
Ni	3.6	1.88	2.05	2.57	3.13	2.62	2.3	2.71	4.16	2.03	1.69
Ga	38.7	21.4	37.1	20.8	20.9	19.7	21.0	21.5	20.8	22.2	18
As	8.29	11.7	8.48	6.57	58.6	9.79	8.65	10.3	8.93	8.05	10.3
Se	0.152	0.163	0.284	0.082	0.2	0.12	0.191	0.174	0.207	0.15	0.279
Rb	466	607	440	207	442	420	440	476	440	430	435
Sr	4.81	6.87	4.6	4.25	63.3	46.2	65.7	68	66.9	31	53
Zr	125	43.6	84.5	32	260	187	246	277	241	208	203
Nb	108	40.9	104	69.5	29.8	28	30.4	34.2	30	53.2	26.6
Cd	0.224	0.094	0.104	0.125	0.118	0.15	0.156	0.088	0.162	0.961	0.149
In	0.448	0.188	0.581	0.283	0.142	0.125	0.137	0.157	0.14	0.481	0.109
Cs	52.9	25.8	37.4	21.9	46.4	42.5	34.7	36.5	35.1	45.7	26.6
Ba	12.3	25.4	7.97	6.3	231	234	191	227	260	156	215
Hf	12.2	4.78	8.76	3.55	7.76	5.46	7.01	8.19	7.83	13.1	6.23
Ta	35.7	11.3	37.7	28	6.2	5.97	5.92	7.35	6.36	8.72	5.3
Tl	1.99	4.02	1.86	0.851	2.98	3.01	2.94	3.05	2.84	2.44	2.86
Th	5.69	11.6	15.5	5.34	42.7	32.6	48.4	65.8	46.8	38.5	39.9
U	10.7	10.8	7.7	5.23	19.6	14.5	12.4	41.9	19.9	23.9	13.0

检测单位：核工业 230 研究所分析测试中心；检测方法：DZ/T0223−2001；时间：2010−01−14。

Unit of analysis: Test Center Analysis of 230 Nuclear Industry Research; Experimental evidence: DZ/T0223−2001; Test time: 2010−01−14.

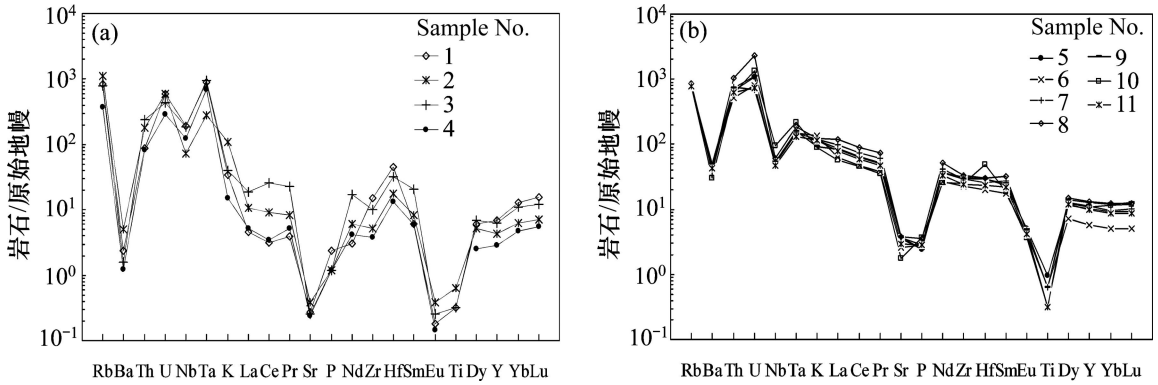


图 8 侵入岩微量元素原始地幔标准化蛛网图(原始地幔标准值据 TAYLOR 等, 1985[11]): (a) 燕山晚期黑云母碱长花岗岩; (b) 燕山早期黑云母二长花岗岩和蚀变化黑云母二长花岗岩

Fig. 8 Primitive mantle-normalized trace element spider grams for intrusive rocks(Primitive mantle data by TAYLOR et al, 1985[11]): (a) Later Yanshanian biotite alkali feldspar granite; (b) Early Yanshanian biotite monzonitic granites and alteration monzonitic granites

和难熔性导致其难在地壳部分熔融过程中进入花岗岩浆，故燕山早期岩体 Cr、Co 和 Ni 等元素亏损程度较低，表明可能存在地幔物质的混染，也正是这种混染使其表现出岩浆混合作用的一系列地质地球化学特征。此外，燕山早期岩体 Zr/Hf 值(30.78~35.09)和 Rb/Ba 值(1.69~2.3)较燕山晚期的明显偏低，接近原幔地幔比值。结合大量前人研究成果，如与南岭地区岩体成因密切联系的多数岩体中暗色铁镁质微粒包体具火成结晶结构、快速淬火结构等岩相学特征[12]，邻区同时期存在与地幔活动有关的碱性岩−正长岩−花岗岩组合[13]、杭州—诸广山—花山高 ε(Nd)花岗岩带[14]等，可以推断燕山早期岩浆有少量地幔物质的参与，且未经历与流体充分的相互作用过程。

燕山晚期岩体部分样品 Ba、Sr 含量接近或低于原始地幔值，属典型的低 Ba-Sr 花岗岩，相似于南岭其他地区的 S 型花岗岩。Zr/Hf 值(9.01~10.25)也明显低于正常花岗岩的 Zr/Hf 值(33~40)；同时岩体高 Rb/Ba 值(23.9~55.21)，结合其稀土配分模式的明显“四分组现象”，可以推断岩浆演化过程中熔体与富含挥发分流体之间具有明显相互作用。

上述研究结果表明，从燕山早期到燕山晚期，侵入岩体在岩相学、岩石化学或稀土微量元素地球化学特征具有明显的规律性差异，既显示它们存在成因关联性，也反映二者在形成构造环境、岩浆成分与性质、结晶演化过程等方面存在差异。

3　讨论

3.1　构造环境

南岭地区构造演化历史较为复杂，因为不同大地构造理论的指导思想和理论方法存在差异，其中生代大地构造性质及其构造动力学背景一直是地学界颇具争议的焦点问题之一[15−20]。

按照陈国达先生创立的地洼学说的观点[3]，基于丰富的区域地质、地球物理和地球化学事实，南岭地区作为古扬子壳块与古华厦壳块结合带经历元古代至早古生代的复杂构造演化实现完全统一后，晚古生代地壳构造活动性总体表现较和缓，深部动力过程、能量及物质转移交换过程表现微弱，构造演化处在地台演化阶段。

中生代随着壳体内部地幔热能聚集、蠕动强度增高，地壳活动性逐渐增强，南岭地区处在地洼演化阶段。但在地洼在初动期和激烈期，因为壳体内部地幔热能聚集和蠕动强度差异及与相邻区域的相互作用机制不同，所以其动力学环境各具特色。

地洼初动期(印支期)，区域地幔热能聚集及蠕动强度尚未达到峰值，而印支壳块因深部热能高度聚集和强烈蠕动，地壳高度膨胀，向北扩展，不仅导致古东特提斯洋关闭，而且使南岭地区处于陆内挤压造山环境，深部动力过程、能量及物质转移交换过程虽然较地台阶段明显增强，出现少量强过铝质花岗岩浆活动[18]，但相对地洼剧烈期则表现仍然较弱。

地洼剧烈期(燕山期)，区域地幔热能聚集及蠕动强度在燕山早期达到顶峰，而东南侧西太平洋壳体向北西方向的挤压汇聚作用也逐渐增强，因而燕山期南岭地区总体表现为岩石圈高度膨胀和强烈侧向挤压的动力学环境，深部动力过程、能量及物质转移交换过程表现强烈。但燕山早期西太平洋壳体与东亚壳体的相互作用较弱，以地幔强烈上拱，岩石圈膨胀伸展取得优势，壳幔相互作用较强，地壳部分熔融所主导、混有少量幔源物质的大规模花岗岩类岩浆活动极为强烈，这就是诸广山复式岩体燕山早期岩基状花岗岩的形成动力学环境。燕山晚期则因前期热能及动能强烈释放，深部热能聚集强度降低，岩石圈由高度膨胀向冷却收缩方向转化，壳幔相互作用减弱，但西太平洋壳体向北西方向的俯冲汇聚作用明显加强，岩石圈动力学环境以大规模拉张减薄取得优势，故燕山晚期岩浆活动主要受拉张减薄动力学环境制约。也正因如此，南岭中段地区燕山晚期同源花岗岩类规模明显不及燕山早期，但出现更深源的低强度中基性岩浆侵入活动。

决定花岗岩地球化学特征的是源区物质组成、熔融相/残留相比例与物质组成、岩浆形成物理化学条件(如温度、压力、挥发分类型及含量)以及岩浆演化过程。因壳幔作用方式和强度、岩石圈结构、温压状态及岩浆演化条件存在差异，不同构造环境形成的花岗岩的地球化学特征必然存在规律性差异，蕴含着其形成构造环境的信息。随着板块构造理论盛行，有些研究者忽视区域地壳演化运动特征所决定的花岗岩形成机制及物质组成特征，试图依赖某些模式化岩石地球化学图解来判别花岗岩的形成构造环境。本文作者认为这种方法是不可取的。因为试图依赖模式化岩石地球化学图解来判别其形成构造环境，显然忽视了相同构造环境岩石圈物质组成非均匀性、花岗岩岩浆源区类型的多样性、熔融相与残留相比例的变化性、岩浆形成物理化学条件及岩浆演化过程的差异性，其判别结果往往难以反映花岗岩实际形成构造环境，尤其在岩石圈结构复杂、壳幔作用方式和强度差异性明显的大陆地区，与花岗岩实际形成构造环境大相径庭。例

如，部分大离子亲石元素及高场强元素，如 Rb、Y、Yb、Nb 及 Ta 等，在岩浆体系的地球化学行为对其构造环境较为敏感，可认为是判别花岗岩构造环境的有效元素[10]。但是，在基于板块构造理论所提出的 Rb−Y+Nb、Rb−Yb+Ta 构造环境图解中(见图 9[21])，燕山早期岩体则处在“同碰撞花岗岩”区域，而燕山晚期岩体大部分落于“板内花岗岩”区域。

从地壳演化及燕山期动力学背景来看，不管“碰撞”是构造事件还是构造环境，燕山早期南岭地区都不具备“碰撞”条件。至于“板内”构造环境，究竟其动力机制如何，显然也并非可用某种固定模式可以解释。如果承认西太平洋壳体与东亚大陆壳体间相互作用在燕山晚期表现更为强烈的事实，那么诸广山岩体的燕山早期花岗岩应该比燕山晚期者更具有“板内”花岗岩的属性。由此可见，目前仍在普遍使用、单纯依赖某些模式化岩石学地球化学图解来判别花岗岩形成构造环境，既难以有效恢复其形成构造环境，也是岩浆岩构造环境研究方法的误区。

本文作者认为，基于壳体(块)及其邻域(相邻壳体)因地幔蠕动、热能聚集分散状态所制约的动“定”递进演化运动及其动力学环境，探索所在区域相应地质历史时期的壳体及其邻域岩石圈结构、演化成熟度、壳幔作用方式与强度、岩石圈温压状态及物质组成，分析岩浆形成与演化的构造环境及地质地球化学条件，才是花岗岩成因及构造环境研究的有效途径。

3.2 岩石类型

南岭地区作为主体的燕山早期岩体与作为补体的燕山晚期岩体侵位时间差远远超过一般花岗岩基的冷凝时间，故诸广山补体不应是主体岩浆分离结晶的产物。同时，二者在矿物学、主量和稀土元素特征等方面存在明显的继承和演化关系，判断主体和补体为同源区批式部分熔融的产物。燕山晚期岩体源区为燕山早期岩体源区部分熔融的残留相。它们各自经历了不同的形成与演化过程，古元古界陆壳的批式部分熔融和岩浆分离结晶决定了二期岩体的地质地球化学特征的差异。

如前述，燕山早期岩体产于壳幔相互作用活跃的膨胀伸展环境，并有幔源物质混合，高稀土总量，富碱、贫钙、弱过铝质、TFeO 大于 1%，均符合 A 型花岗岩的分类指标。在 Zr、Ce、Y、K_2O+Na_2O−Zr+Ce+Nb+Y 图解(见图 10)中，绝大多数燕山早期岩体及蚀变岩落在 A 型花岗岩区域，而燕山晚期岩体则不具备 A 型花岗岩的特征。

目前对于 A 型花岗岩及其相关岩石的岩浆源区仍有不同的认识，如幔源岩浆的分异[22−24]、壳幔物质的混合[25]、壳源物质的部分熔融[26]以及壳源物质的混染作用[27]等机制。根据研究区花岗岩岩石学、岩石化学、稀土微量元素地球化学信息及前述地洼激烈期前半期成岩构造环境，结合前人报道的南岭地区 Sm−Nd、Nd−Sr 同位素测试结果[5−7, 13, 19]，诸广山岩体燕山早期

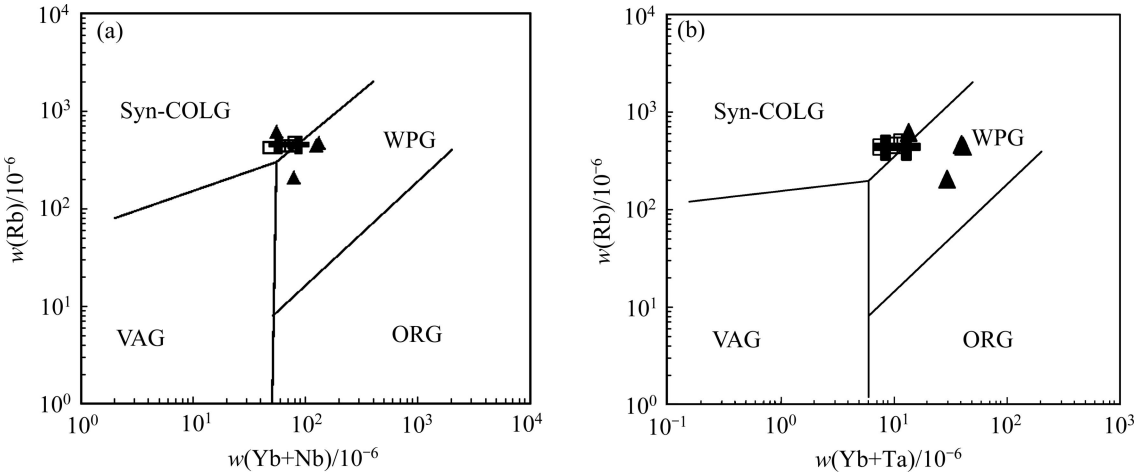


图 9 侵入岩微量元素的 Rb−Y+Nb(a)和 Rb−Yb+Ta 构造环境判别图解[21]：Syn-COLG—同碰撞花岗岩；WPG—板内花岗岩；ORG—洋脊花岗岩；VAG—火山弧花岗岩；▲—燕山早期岩体；＋—燕山早期蚀变岩体；□—燕山晚期岩体

Fig. 9 Discrimination diagrams of trace element Rb−Y+Nb(a) and Rb−Yb+Ta(b) for intrusive rocks[21]: Syn-COLG—Syncollision granite; WPG—Within-plate granite; ORG—Ocean-ridge granite; VAG—Volcanic-arc granite; ▲—Early Yanshanian rock; ＋—Early Yanshanian alteration rock; □—Later Yanshanian rock

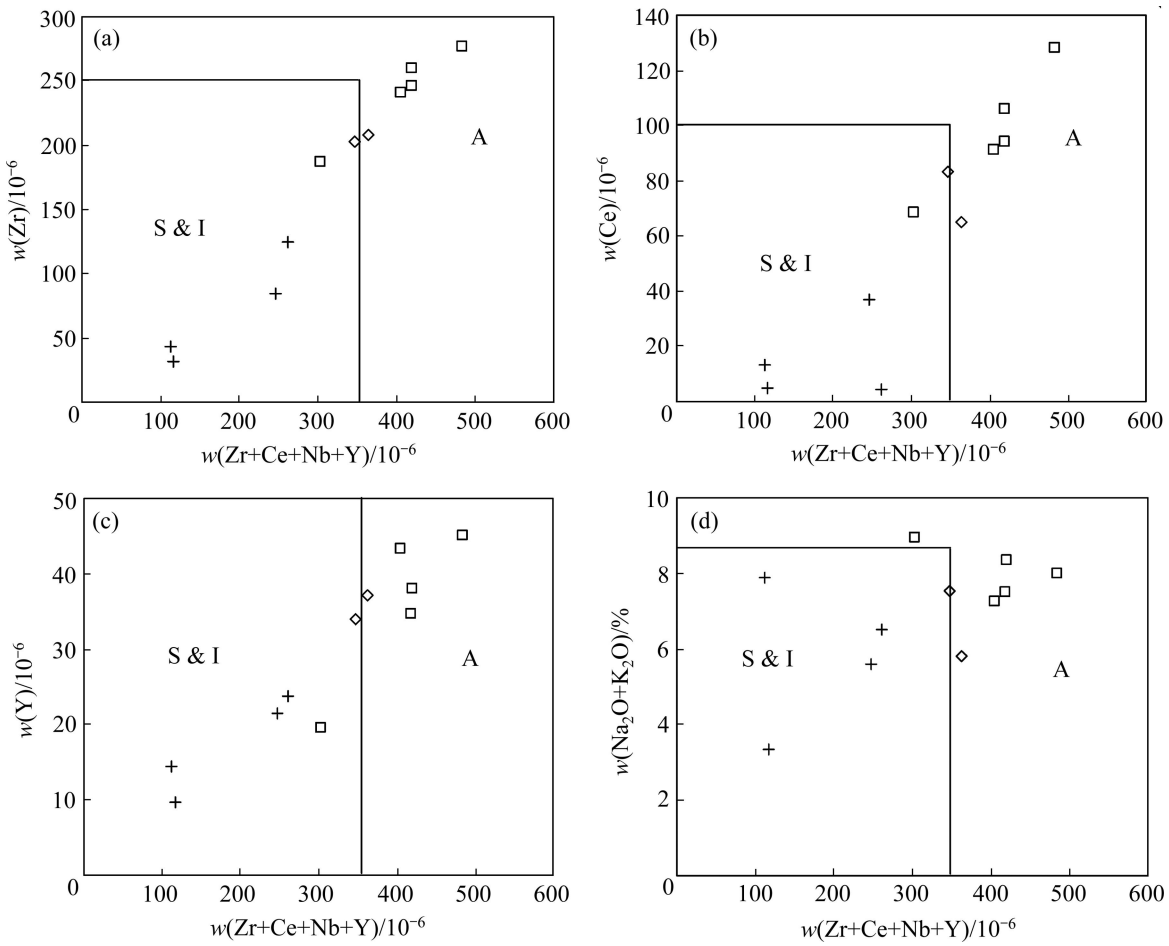


图 10　花岗岩 Zr+Ce+Nb+Y−Zr、Ce、Y、K_2O+Na_2O 图解(S−S 型，I−I 型；A−A 型；□—燕山早期岩体；◇—燕山早期蚀变岩体；＋—燕山晚期岩体)

Fig. 10　Zr+Ce+Nb+Y−Zr, Ce, Y, K_2O+Na_2O diagrams for granites(S−S type, I−I Type; A−A Type; □—Early Yanshanian rock; ◇—Early Yanshanian alteration rock; ＋—Later Yanshanian rock)

主体的 $I_{(Sr)}$(同位素 Sr 的初始比值)为 0.7115~0.72466；$\varepsilon_{Nd}(t)$(钕同位素初始值)为−10~−13.0，t_{DM}(钕模式年龄)为 1.75~2.30 Ga(与广西四堡群和福建麻源群 Sm−Nd 等时线年龄 2.22 和 2.19 Ga 相当)，加之本区燕山早期岩体中暗色铁镁质微粒包体发育的事实，综合判断燕山早期花岗岩是古元古代陆壳部分熔融所主导并经历幔源岩浆混合过程的 A 型花岗岩。

地洼激烈期后半期的燕山晚期，南岭地区地幔蠕动强度和热能聚集强度均逐渐降低，受陆内拉张减薄环境的制约，燕山早期岩浆源区物质再次熔融、上移侵入、定位固结，形成富 SiO_2、高铝饱合指数、Ba、Sr 强亏损的燕山晚期岩体，相似于壳源物质低程度部分熔融成因的花岗岩，这个结论也得到图 10 的支持。结合岩相学及地球化学特征分析，燕山晚期补体应为高分异 S 型花岗岩。

3.3　不同成因类型花岗岩与成矿关系

如成矿元素含量分析结果如表 4 所示。由表 4 可知，燕山晚期岩体中 W、Sn、Bi、Mo 和 Cu 的含量和富集系数较燕山早期岩体的显著偏高，且在因燕山晚期岩浆侵入而蚀变的燕山早期花岗岩中显著富集，这说明燕山早期蚀变花岗岩 W、Sn、Bi、Mo 和 Cu 等成矿元素的富集是燕山晚期岩浆期后热液作用于被侵入围岩的结果，成矿母岩应为燕山晚期花岗岩；而燕山晚期岩体及燕山早期蚀变岩中 Zn、Sb 无明显富集，而在燕山早期岩体中的含量较高。因此，诸广山岩体周边的 Zn 和 Sb 等矿床无论成矿物质来源或成矿事件都与燕山晚期岩体联系较小，而大面积分布的燕山早期主体花岗岩不仅具有 Zn 和 Sb 供给能力，且具强大的热供给能力，可能是这些矿床形成的关键制约因素之一。

表 4 侵入岩成矿元素含量及富集系数

Table 4 Ore-forming element contents and accumulation coefficient of intrusive rocks

岩性	样品编号	质量分数/10^{-6}							
		W	Sn	Bi	Mo	Cu	Pb	Zn	Sb
燕山晚期岩体	1	20.3	154	145	2.1	56.3	120	73.6	0.175
	2	6.24	80.1	17.2	2.31	16.9	76.2	8	0.196
	3	20.1	258	6.86	1.26	45	79.6	27.8	0.119
	4	13.8	112	2.54	2.48	29.8	75.7	18.2	0.162
	平均含量	15.110	151.025	42.900	2.038	37	87.875	31.9	0.163
	富集系数 1)	21.59	75.513	306.43	4.16	7.4	3.38	0.74	1.20
燕山早期岩体	5	4.96	59.1	0.817	0.988	9.39	51.5	44.5	0.456
	6	4.42	55.4	0.794	1.33	16.5	38.3	56.4	0.267
	7	2.54	52.8	0.605	1.06	4.2	52.4	42.4	0.141
	8	5.07	70.7	0.695	2.17	9.63	55.5	52.7	0.205
	9	2.75	55.5	0.594	0.984	6.38	53.9	52.2	0.313
	平均含量	3.948	58.700	0.701	1.306	9.220	50.320	49.640	0.276
	富集系数 1)	5.64	29.35	5.00	2.67	1.84	1.94	1.15	2.10
蚀变岩	10	1131	168	110	688	108	128	34.7	0.309
	11	54.6	44.9	2.68	5.92	41.3	56.8	41.8	0.243
	平均含量	592.800	106.450	56.340	346.960	74.65	92.400	38.25	0.276
	富集系数 1)	846.86	53.23	402.43	708.08	14.93	3.554	0.89	2.1
中国花岗岩平均含量[28]		0.70	2.0	0.14	0.49	5.0	26	43	0.13

检测单位：核工业 230 研究所分析测试中心；检测方法：DZ/T0223−2001；时间：2010−01−14。1)：参数的比值。

Unit of analysis: Test Center Analysis of 230 Nuclear Industry Research; Experimental evidence: DZ/T0223−2001; Test time: 2010−01−14. 1): Ratio of parameters.

南岭地区燕山晚期岩体具备成矿花岗岩的诸多特征，如：富含 W、Sn、Bi、Mo、Cu 等成矿元素，岩浆演化分异程度高，稀土分布曲线“四分组”效应所反映的岩浆－流体相互作用，显著的负 Eu 异常等。同时，岩石形成于拉张减薄环境，矿质易于向周围扩散；强烈的热液活动可使成矿元素活化、转移到岩石裂隙或矿物粒间及裂缝沉淀富集。燕山早期岩体虽欠缺成矿花岗岩特质，但具备铅锌成矿通常伴随的巨量花岗岩侵位、幔源物质向浅部传输及热能传输过程。由此可知，无论来自岩体成矿元素含量及富集程度的证据，还是岩石学、地球化学特征以及研究区钨钼多金属矿化特点，都清晰显示诸广山复式岩体及其周边 W、Sn、Bi、Mo 矿床的成矿母岩应为燕山晚期黑云母碱长花岗岩，同时在成矿形式上，与其岩浆演化过程联系密切[29]；而 Pb、Zn、Sb 和 Ag 等元素的热液成矿则可能与本区燕山早期黑云母二长花岗岩侵入活动有关，后者不仅可直接提供成矿金属元素和岩浆期后热液，更重要的是提供了地下水升温活化成矿所需的充足热能，如诸广山岩体南缘接触带外侧的凡口超大型铅锌矿床、杨柳塘铅锌矿床[3, 30]。

4 结论

1) 诸广山复式花岗岩的燕山早期主体与燕山晚期补体为古元古代陆壳同源母岩浆批式熔融的产物，燕山晚期岩体源区应为燕山早期岩体源区部分熔融的残留相，它们的成岩构造环境及岩浆演化过程存在系统差异。

2) 燕山早期花岗岩以高硅、富碱、$w(K_2O)>w(Na_2O)$、准铝质、∑REE 含量高为特征，产生于地幔强烈上拱、岩石圈膨胀伸展环境，成岩物质主要来源于古元古代陆壳，且有幔源岩浆的混入，属 A 型花岗岩，岩体周边地区的 Pb-Zn-Sb 矿化存在物源及热源联

系。

3) 燕山晚期花岗岩为钙碱性，过铝质，强烈贫 Ba、Sr 和 Eu，属 S 型花岗岩，产生于岩石圈拉伸减薄环境，并经历了高度分异演化和岩浆−流体相互作用过程，为 W-Sn-Mo(Bi)成矿母岩。

4) 基于壳体(块)及其相邻壳体因地幔蠕动、热能聚集分散状态所制约的动“定”递进演化运动及其动力学环境，以历史—动力学综合研究方法探索所在壳体及其邻域岩石圈结构、演化成熟度、壳幔作用方式与强度、岩石圈温压状态与物质组成，是分析岩浆形成与演化构造环境及成矿作用的有效途径，而单纯依赖某些模式化岩石学地球化学图解来判别花岗岩形成构造环境，既难以有效恢复其形成构造环境，也是岩浆岩构造环境研究方法的误区。

REFERENCES

[1] 陈国达. 历史−因果论大地构造学刍议[J]. 大地构造与成矿学, 1992, 16(1): 1−79.
CHEN Guo-da. Historistic−causationist geotectonics[J]. Geotectonica et Metallogenia, 1992, 16(1): 1−79.

[2] 陈国达, 杨心宜, 梁新权. 中国华南活化区历史−动力学的初步研究[J]. 大地构造与成矿学, 2001, 25(3): 228−238.
CHEN Guo-da, YANG Xin-yi, LIANG Xin-quan. Preliminary studies of history-dynamics of the South China mobilized region[J]. Geotectonica et Metallogenia, 2001, 25(3): 228−238.

[3] 张术根, 姚翠霞, 杨汉壮, 原桂强. 粤北凡口式铅锌硫化物矿床关键成矿控制系统及成矿预测研究[M]. 长沙: 中南大学出版社, 2013: 63−67.
ZHANG Shu-gen, YAO Cui-xia, YANG Han-zhuang, YUAN Gui-qiang. Key metallogenic control system and metallogenic prediction research on Fankou type lead and zinc sulfide ore deposits in northern Guangdong province[M]. Changsha: Central South University Press, 2012: 63−67.

[4] 柏道远, 黄建中, 刘耀荣, 伍光英, 马铁球, 王先辉. 湘东南及湘粤赣边区中生代地质构造发展框架的厘定[J]. 中国地质, 2005, 32(4): 557−570.
BAI Dao-yuan, HUANG Jian-zhong, LIU Yao-rong, WU Guang-ying, MA Tie-qiu, WANG Xian-hui. Framework of Mesozoic tectonic evolution in southeastern Hunan and the Hunan—Guangdong—Jiangxi border area[J]. Geology in China, 2005, 32(4): 557−570.

[5] 马铁球, 邝　军, 柏道远, 王先辉. 南岭中段诸广山南体燕山早期花岗岩地球化学特征及其形成的构造环境分析[J]. 中国地质, 2006, 33(1): 119−131.
MA Tie-qiu, KUANG Jun, BAI Dao-yuan, WANG Xian-hui. Geochemical characteristics and tectonic setting of the early Yanshanian South Zhuguangshan granite in the central segment of the Nanling Mountains[J]. Geology in China, 2006, 33(1): 119−131.

[6] 朱　捌, 邓　平, 凌洪飞, 沈渭洲, 谭正中. 粤北红山岩体形成时代及成因研究[J]. 铀矿地质, 2009, 25(6): 321−329.
ZHU Ba, DENG Ping, LING Hong-fei, SHEN Wei-zhou, TAN Zheng-zhong. Research on the age and origin of Hongshan pluton in north Guangdong[J]. Uranium Geology, 2009, 25(6): 321−329.

[7] 邓　平, 任纪舜, 凌洪飞, 沈渭洲. 诸广山南体燕山期花岗岩的锆石 SHRIMPU-Pb 年龄及其构造意义[J]. 地质论评, 2011, 57(6): 881−888.
DENG Ping, REN Ji-shun, LING Hong-fei, SHEN Wei-zhou. Yanshanian granite batholiths of south Zhuguang Mountain: SHRIMP zircon U-Pb dating and tectonic implications[J]. Geological Review, 2011, 57(6): 881−888.

[8] MANIA P D, PICCOLI P M. Tectonic discrimination of granitoids[J]. Geological Society of America Bulletin, 1989, 101: 635−643.

[9] STRECKEISWN A L. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: A provisional attempt[J]. Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Monatshefte, 1976, 1: 1−15.

[10] 赵振华. 微量元素地球化学原理[M]. 北京: 科学出版社, 1997: 37−42, 112−113.
ZHAO Zhen-hua. Principle of trace element geochemistry[M]. Beijing: Science Press, 1997: 37−42, 112−113.

[11] TAYLOR S R, MCLENNAN S M. The continental crust: Its composition and evolution[J]. Oxford: Blackwell, 1985: 1−312.

[12] 徐先兵, 张岳桥, 贾　东, 舒良树, 王瑞瑞. 华南早中生代大地构造过程[J]. 中国地质, 2009, 36(3): 573−593.
XU Xian-bing, ZHANG Yue-xiao, JIA dong, SHU Liang-shu, WANG Rui-rui. Early Mesozoic geotectonic processes in South China[J]. Geology in China, 2009, 36(3): 573−593.

[13] 凌洪飞, 沈渭洲, 孙　涛, 蒋少涌, 姜耀辉, 倪　培, 高剑峰, 黄国龙, 叶海敏, 谭正中. 广东省 22 个燕山期花岗岩的源区特征及成因: 元素及 Nd-Sr 同位素研究[J]. 岩石学报, 2006, 22(11): 2687−2703.
LING Hong-fei, SHEN Wei-zhou, SUN Tao, JIANG Shao-yong, JIANG Yao-hui, NI Pei, GAO Jian-feng, HUANG Guo-long, YE Hai-min, TAN Zheng-zhong. Genesis and source characteristics of 22 Yanshanian granites in Guangdong Province: Study of element and Nd-Sr isotopes[J]. Acta Petrologica Sinica, 2006, 22(11): 2687−2703.

[14] 洪大卫, 谢锡林, 张季生. 试析杭州—诸广山—花山高 ε(Nd)花岗岩带的地质意义[J]. 地质通报, 2002, 21(6): 348−354.
HONG Da-wei, XIE Xi-lin, ZHANG Ji-sheng. Geological significance of the Hangzhou — Zhuguangshan — Huashan high-ε(Nd) granite belt[J]. Geological Bulletin of China, 2002, 21(6): 348−354.

[15] 陈培荣, 华仁民, 章邦桐，陆建均. 南岭燕山早期后造山花岗岩类: 岩石学制约和地球动力学背景[J]. 中国科学: D 辑, 2002, 32(4): 279−289.
CHEN Pei-rong, HUA Ren-min, ZHANG Bang-tong, LU Jian-jun. Early Yanshanian post-Orogenic granitoids in Nanling region: Petrological restriction and geodynamic settings[J]. Science in China: D Series, 2002, 32(4): 279−289.

[16] 毛景文, 谢桂清, 李小峰, 张长清. 华南地区中生代大规模成矿作用与岩石圈多阶段伸展[J]. 地学前缘, 2004, 11(1): 45−55.
MAO Jing-wen, XIE Gui-qing, LI Xiao-feng, ZHANG Chang-qing. Mesozoic large scale mineralization and multiple lithospheric extension in south China[J]. Earth Science Frontiers, 2004, 11(1): 45−55.

[17] 柏道远, 马铁球, 王先辉, 张晓阳. 南岭中段中生代构造−岩浆活动与成矿作用研究进展[J]. 中国地质, 2008, 35(3): 436−455.
BAI Dao-yuan, MA Tie-qiu, WANG Xian-hui, ZHANG Xiao-yang. Progress in the study of Mesozoic tectono-magmatism and mineralization in the central segment of the Nanling Mountains[J]. Geology in China, 2008, 35(3): 436−455.

[18] 周新民. 南岭地区晚中生代花岗岩成因与岩石圈动力学演化[M]. 北京: 科学出版社, 2007: 1−691.
ZHOU Xin-min. Petrogenesis and lithosphere dynamic evolution of Later Mesozoic batholith granite in Nanling region, South China[M]. Beijing: Science Press, 2007: 1−691.

[19] 袁忠信, 张宗清. 南岭花岗岩类岩石 Sm、Nd 同位素特征及岩石成因探讨[J]. 地质论评, 1992, 38(1): 1−14.
YUAN Zhong-xin, ZHANG Zong-qing. Sm-Nd isotopic charecteristics of granitoids in the Nanling region and their pertogenetic analysis[J]. Geological Review, 1992, 38(1): 1−14.

[20] 史长义, 鄢明才, 迟清华. 中国花岗岩类化学元素丰度[M]. 地质出版社, 2008: 1−332.
SHI Chang-yi, YAN Ming-cai, CHI Qing-hua. Abundances of chemical elements in granitoids of China[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2008: 1−332.

[21] PEARCE J A. Source and settings of granitic rocks[J]. Episodes, 1996, 19: 120−125.

[22] PEARCE J A. Trace element discrimination diagram for tectonic interpretation of granitic rocks[J]. Petrol, 1984, 25: 656−682.

[23] EBY G N. The A-type granitiods: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis[J]. Lithos, 1990, 26: 115−134.

[24] HARRIS N B S, BARTLETT J M, SANTOSH M. Neodymium isotope constraints on the tectonic evolution of East Gondwana[J]. Southeast Asian Earth Sci, 1996, 14: 119−125.

[25] DICKIN A P, HALLIDAY A N, BOWDEN P A. Pb, Sr and Nd isotope study of the basement and Mosozoic ring complexes of the Jos piateau, Nigeria[J]. Chemical Geology, 1991, 94: 23−32.

[26] LANDENBERGER B, COLLINS W J. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: Evidence from the Chaelundi complex, Eastern Australia[J]. Petrol, 1996, 37: 145−170.

[27] DICKIN A P. Nd isotope chemistry of Tertiary igneous from Arran, Scotlan: Implications for magma evolution and crustal structure[J]. Geological Magazine, 1994, 131: 329−333.

[28] 鄢明才, 迟清华, 顾铁新, 王春书. 中国火成岩化学元素的丰度与分布[J]. 地球化学, 1996, 25(5): 409−424.
YAN Ming-cai, CHI Qing-hua, GU Tie-xin, WANG Chun-shu. Abundance and distribution of chemical elements of igneous rocks in China[J]. Geochemica, 1996, 25(5): 409−424.

[29] 中国科学院贵阳地球化学研究所. 华南花岗岩类的地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1979: 1−421.
Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences. Geochemistry of granitoids in South China[M]. Beijing: Science Press, 1979: 1−421.

[30] 张术根, 丁存根, 李明高, 刘慎波. 凡口铅锌矿区闪锌矿的成因矿物学特征研究[J]. 岩石矿物学杂志, 2009, 28(4): 364−374.
ZHANG Shu-gen, DING Cun-gen, LI Ming-gao, LIU Shen-bo. A study on some genetic mineralogical properties of sphalerite in the Fankou Pb-Zn ore district[J]. Acta Petrologia et Mineralogica, 2009, 28(4): 364−374.

(编辑　陈卫萍)