

文章编号: 0258-7106(2007)05-0487-14

区域构造体制对湘东南印支期与燕山早期花岗岩成矿能力的重要意义*

——以千里山岩体和王仙岭岩体为例

柏道远^{1,2}, 贾宝华³, 李金冬³, 王先辉², 马铁球², 张晓阳², 陈必河²

(1 中国地质大学, 湖北 武汉 430074; 2 湖南省地质调查院, 湖南 湘潭 411100;

3 湖南省地质矿产勘查开发局, 湖南 长沙 410011)

摘要 湘东南是华南重要的中生代有色金属矿集区。区内, 印支期王仙岭岩体与燕山早期千里山岩体紧密相邻, 前者成矿差, 后者则发育多个大型、超大型矿床。两岩体的地层及构造地质条件相近, 都具有 W、Sn 多金属成矿花岗岩的岩石地球化学特征。王仙岭岩体内蚀变作用明显比千里山岩体普遍且强烈, W、Sn 含量总体上明显高于千里山岩体。千里山岩体边缘有较多岩脉发育, 岩体与碳酸盐岩围岩接触带矽卡岩化强烈, 而王仙岭岩体边缘岩脉缺乏, 岩体与碳酸盐岩围岩接触带以大理岩化为主。基于以上地质、地球化学表现, 以及地球化学图解和区域构造演化背景分析, 确定千里山岩体与王仙岭岩体的成矿差异, 主要是由于两者侵位时的构造体制(应力场特征)不同所致: 千里山岩体形成于后造山环境下的伸展构造体制, 岩浆或岩体中的成矿物质能随流体沿断裂裂隙向周围有效扩散并于局部聚集、沉淀而成矿; 王仙岭岩体则形成于后碰撞环境下的弱挤压构造体制, 侵位时断裂裂隙构造不发育, 流体与成矿物质被封闭在岩体内部, 因此未发生有效的成矿作用。据此推断, 构造体制差异可能是造成湘东南印支期与燕山早期花岗岩成矿能力悬殊的关键原因之一。文章最后简单阐述了上述认识对区域找矿工作的启示意义。

关键词 地质学; 印支期; 燕山早期; 花岗岩成矿能力; 构造体制; 王仙岭岩体; 千里山岩体; 湘东南
中图分类号: P611 **文献标识码**: A

Important significance of regional tectonic regime to metallogenic capacity of Indosinian and Early Yanshanian granites in southeastern Hunan: A case study of Qianlishan and Wangxianling plutons

BAI DaoYuan^{1, 2}, JIA BaoHua³, LI JinDong³, WANG XianHui², MA TieQiu², ZHANG XiaoYang² and CHEN BiHe²

(1 China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China; 2 Hunan Institute of Geology Survey, Xiangtan 411100, Hunan, China; 3 Hunan Bureau of Geology and Mineral Resources Exploration and Development, Changsha 410011, Hunan, China)

Abstract

Southeastern Hunan is a nonferrous metal mineralized concentration area in South China. All the chief deposits are related to Early Yanshanian granites, whereas only very few Indosinian granites have formed large-sized ore deposits. The Indosinian Wangxianling pluton is close to the Early Yanshanian Qianlishan pluton, and the geochemical diagrams and regional tectonic evolutionary settings suggest that Wangxianling granites were

* 本文得到中国地质调查局区域地质调查项目(200213000035)和湖南省“湘东南中生代构造演化与成矿”项目(2003-3)的联合资助
第一作者简介: 柏道远, 男, 1967年生, 高级工程师, 主要从事构造学、岩石学、成矿学研究。
收稿日期: 2006-09-14; 改回日期: 2007-04-20。许德煊编辑。

formed in a post-collisional tectonic setting while Qianlishan granites were formed in a post-orogenic tectonic setting. Wangxianling granites have poor mineralization, while Qianlishan granites have formed several large or superlarge deposits. These two plutons have similar stratigraphic and structural conditions, and show characteristics of W-Sn-polymetallic granites. Wangxianling granites evidently have more widespread and strong alteration and higher contents of W and Sn than Qianlishan granites. Lots of rock veins occur on the margin of Qianlishan pluton, and skarnization is very intensive at the contact zone between the rock body and the carbonate wall rock. By contrast, there are only very few rock veins on the margin of Wangxianling pluton, and marbleization is the dominant alteration at the contact zone between the rock body and the carbonate wall rock. Based on the above geological and geochemical characteristics, the authors consider that the metallogenic differences between Qianlishan and Wangxianling granites are mainly attributed to the differences in tectonic setting and tectonic regime. Qianlishan granites were formed in an extensional post-orogenic setting, and the ore-forming elements in the magma and rocks spread effectively with the liquids along faults and fractures, resulting in precipitation and mineralization. Wangxianling granites were formed in a weakly compressional post-collisional setting with poorly-developed faults and fractures, and the liquids and ore-forming elements were confined in the pluton with no effective mineralization. Therefore, the difference of tectonic settings is one of the principal factors causing the metallogenic difference between the Indosinian and Early Yanshanian granites in southeastern Hunan. This paper also deals in brief with the significance of the above recognitions to regional ore prospecting.

Key words: geology, Indosinian, Early Yanshanian, metallogenic capacity of granite, tectonic regime, Wangxianling pluton, Qianlishan pluton, southeastern Hunan

湘东南地处南岭中段北部,中生代花岗质岩浆活动强烈,形成了柿竹园钨锡多金属矿、黄沙坪铅锌矿、水口山铅锌金多金属矿、骑田岭芙蓉锡矿、瑶岗仙钨矿等一大批大型、超大型金属矿床,其成岩成矿作用长期来一直是地质工作者的研究重点(贵阳地球化学研究所,1979;莫柱孙等,1980;南京大学地质系,1981;地质矿产部南岭项目花岗岩专题组,1989;毛景文等,1995a;1995b;1996;刘义茂等,1997;王昌烈等,1987;王立华等,1988;庄锦良等,1988;史明魁等,1993;董潜明等,1986;1995),尤其是近年来骑田岭超大型锡矿的发现(陈民苏等,2000;许以明等,2000;魏绍六等,2002)。已有研究表明,该区内有色金属矿床的形成与中生代花岗质岩体密切相关,且大中型以上矿床几乎全与燕山早期花岗岩有关,印支期花岗岩周围极少形成规模矿床。通常认为,在南岭地区,燕山期的花岗岩比印支期的更利于成矿,这是由于前者具有更高的演化程度和更高的成矿元素丰度所致(南京大学地质系,1981;地质矿产部南岭项目花岗岩专题组,1989)。近年来,部分研究者从区域大地构造背景和深部地球动力学过程的角度探讨了燕山早期大规模成矿的机理,认为与该时期壳-幔作用及岩石圈伸展等所导致的深源物质能量的参与有关(赵振华等,2000;毛景文等,2004a;

2004b),但对于深源成矿物质及流体的参与程度目前尚无足够确凿的证据,而更多的是基于现代地学概念所进行的一种理论推测。笔者最近对湘东南王仙岭岩体和千里山岩体的地质及成矿特征进行了较全面的研究,认识到区域构造体制(本文“构造体制”的含义与构造地质学构造体制的概念一致,即指伸展、挤压、走滑等构造应力场特征)的差异可能是燕山早期花岗岩相对印支期花岗岩具有更强成矿能力的关键原因之一。本文就这一认识予以介绍,以便为华南和南岭地区燕山期大规模成矿作用的研究提供新的线索。

1 地质矿产概况

王仙岭岩体和千里山岩体位于茶陵—郴州断裂东侧,两者相距仅2~3 km,地表出露面积分别约为16 km²和11 km²,均为小岩体。前者形成于晚三叠世(柏道远等,2006a),后者形成于晚侏罗世(毛景文等,1995a;1995b;刘义茂等,1997)。区内地层主要为南华系和泥盆系—二叠系(图1),在区域上,前者为褶皱基底,后者为沉积盖层(柏道远等,2005a)。该区北部和西部发育第四系冲积层。南华系正园岭组分布在千里山岩体以东,为长石岩屑杂砂岩夹粉

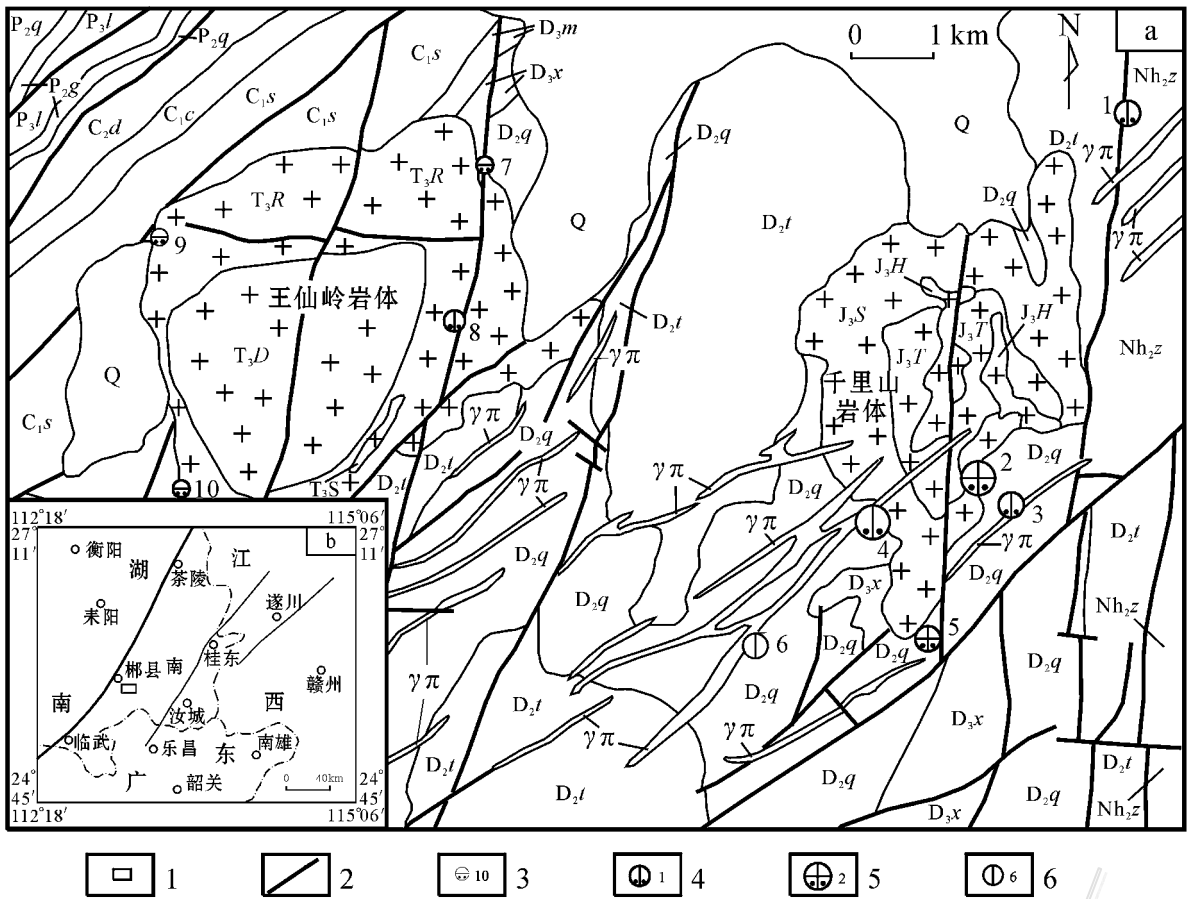


图 1 王仙岭—千里山一带地质矿产略图(据本项目及 1:5 万郴县幅区域地质调查报告)

1—示图 a 在图 b 中位置；2—断裂；3—钨矿及编号；4—钨、铋、多金属矿及编号；5—钨、钨、钨、钨、钨、钨多金属矿及编号；6—铅、锌矿及编号

代号说明：Q—第四系冲积物；P₃l—上二叠统龙潭组砂岩、页岩；P₂g—中二叠统孤峰组硅质岩、硅质页岩、钙质页岩；P₂q—中二叠统栖霞组灰岩夹白云质灰岩；C₂d—上石炭统大埔组白云岩；C₁c—下石炭统测水组砂岩、页岩；C₁s—下石炭统石碛子组灰岩夹白云质灰岩；D₃m—上泥盆统孟公坳组粉砂岩、页岩夹泥灰岩；D₃x—上泥盆统锡矿山组灰岩夹白云质灰岩；D₂q—中泥盆统棋桥组灰岩夹泥质灰岩和白云质灰岩；D₂t—中泥盆统跳马涧组砂岩、页岩、砾岩；Nh₂z—南华系正园岭组砂岩夹粉砂岩、板岩；J₃H—晚侏罗世红旗岭单元中细粒少斑状黑云母二长花岗岩；J₃T—晚侏罗世太平里单元中细粒黑云母二长花岗岩；J₃S—晚侏罗世神合堂单元中细粒斑状黑云母二长花岗岩；T₃S—晚三叠世松树板单元微细粒斑状二云母二长花岗岩；T₃D—晚三叠世邓家石单元粗中粒少斑状二云母二长花岗岩；T₃R—晚三叠世人形岭单元中粒斑状黑云母二长花岗岩；γπ—花岗斑岩脉。矿产地名称：1—红旗岭钨多金属矿；2—柿竹园钨、钨、钨、钨、钨、钨多金属矿；3—野鸡尾锡多金属矿；4—金船塘钨、钨、钨、钨、钨、钨多金属矿；5—岔路口钨、钨、钨、钨、钨、钨多金属矿；6—蛇形坪铅、锌矿；7—人形岭钨矿；8—野鸡窝锡多金属矿；9—茶场钨矿；10—围子湾钨矿

Fig. 1 Geological sketch map of Wangxianling-Qianlishan area, showing distribution of mineral resources (based on this project and 1:50 000 Regional Geological Surveying Report of Chenxian Sheet)

1—Location of Fig. a in Fig. b；2—Fault；3—Tungsten deposit and its serial number；4—Tin or tin-bismuth-polymetallic deposit and its serial number；5—Tungsten-tin-molybdenum-bismuth-polymetallic deposit and its serial number；6—Lead-zinc deposit and its serial number

Explanation of symbols：Q—Quaternary alluvium；P₃l—Sandstone and shale of Upper Permian Longtan Formation；P₂g—Siliceous rock, siliceous shale and calcareous shale of Middle Permian Gufeng Formation；P₂q—Limestone intercalated with dolomitic limestone of Middle Permian Qixia Formation；C₂d—Dolomite of Upper Carboniferous Dapu Formation；C₁c—Sandstone and shale of Lower Carboniferous Ceshui Formation；C₁s—Limestone intercalated with dolomitic limestone of Lower Carboniferous Shidengzi Formation；D₃m—Siltstone, shale intercalated with marlite of Upper Devonian Menggongao Formation；D₃x—Limestone intercalated with dolomitic limestone of Upper Devonian Xikuangshan Formation；D₂q—Limestone intercalated with marlite and dolomitic limestone of Middle Devonian Qiziqiao Formation；D₂t—Sandstone, shale and conglomerate of Middle Devonian Tiaomajian Formation；Nh₂z—Sandstone intercalated with siltstone and slate of Nanhuan Zhengyuanling Formation；J₃H—

Medium-fine-grained phenocryst-rare biotite monzogranite of Late Jurassic Hongqiling Unit ; J_3T —Fine-medium-grained biotite monzogranite of Late Jurassic Taipingli Unit ; J_3S —Fine-medium-grained porphyritic biotite monzogranite of Late Jurassic Shenhetang Unit ; T_3S —Micro-fine-grained porphyritic monzogranite of Late Triassic Songshuban Unit ; T_3D —Coarse-medium-grained phenocryst-rare dimicaceous monzogranite of Late Triassic Dengjiashi Unit ; T_3R —Medium-grained porphyritic biotite monzogranite of Late Triassic Renxinling Unit ; $\gamma\pi$ —Granitic porphyry vein. Ore deposits : 1—Hongqiling tin-polymetallic deposit ; 2—Shizhuyuan W-Sn-Mo-Bi-polymetallic deposit ; 3—Yejiwei tin-polymetallic deposit ; 4—Jinchuantang tin-bismuth-polymetallic deposit ; 5—Chalukou W-Sn-Mo-Bi-polymetallic deposit ; 6—Shexingping lead-zinc deposit ; 7—Renxing-ling tungsten deposit ; 8—Yejiwo tinpolymetallic deposit ; 9—Chachang tungsten deposit ; 10—Weiziwan tungsten deposit

砂岩、板岩。古生界自下而上为泥盆系跳马涧组为石英砂岩、粉砂岩、页岩,底部发育石英质砾岩,棋梓桥组主要为灰岩夹泥质灰岩和白云质灰岩,锡矿山组为灰岩夹白云质灰岩,孟公坳组为石英粉砂岩、粉砂质页岩、页岩夹泥灰岩。石炭系石碇子组总体为一套灰岩夹白云质灰岩、含燧石结核灰岩,测水组为石英砂岩、粉砂岩、(碳质)页岩夹煤层,大埔组为巨厚层状白云岩。二叠系栖霞组为含燧石结核灰岩夹白云质灰岩,孤峰组为含铁锰硅质岩、硅质页岩夹钙质页岩,龙潭组为长石石英砂岩、粉砂岩、粉砂质页岩、黑色页岩及碳质页岩。上述地层中的碳酸盐岩是区内砂卡岩型矿床的主要围岩,南华系及泥盆系跳马涧组的砂岩中也可发育热液充填型的锡钨多金属矿床。

区内断裂主要有 NNE—近 SN 向、NE 向、EW 向 3 组。NNE—近 SN 向断裂控制了王仙岭和千里山岩体的就位,NE 向断裂则控制了晚期 NE 向花岗岩斑岩脉的就位。

千里山岩体周围发育大量有色金属矿床(图 1),具代表性的有红旗岭锡多金属矿床、柿竹园钨锡钼铋多金属矿床、野鸡尾锡多金属矿床、金船塘锡钨多金属矿床、岔路口钨锡钼铋多金属矿床、蛇形坪铅锌矿床等,其中,柿竹园和金船塘矿床达超大型规模,其他为大型和中型规模。矿床类型以产于岩体与围岩(碳酸盐岩)接触带的砂卡岩型为主,另有热液充填型、云英岩型等。

王仙岭岩体周围的成矿情况较差,主要有野鸡窝锡多金属矿、人形岭钨矿、茶场钨矿、围子湾钨矿等几处(图 1),其中,野鸡窝矿床为断裂热液充填型和云英岩型,达小型规模,其他以砂卡岩型为主,均为规模很小的矿点。

2 岩体地质、地球化学特征

千里山岩体从早至晚主要由神合堂、太平里和

红旗岭等 3 个岩石单元组成(图 1)。神合堂单元分布在岩体外围,以中细粒斑状黑云母二长花岗岩为主,具不同程度的蚀变,主要为绢云母化、云英岩化,次为钠长石化、绿泥石化等。岩体南部蚀变较强,岩体边缘见有较多岩脉,计有细粒花岗岩脉、花岗细晶岩脉、钾长石细晶岩脉、长石石英脉等,脉宽一般为几厘米至几十厘米。太平里单元分布在岩体中央偏东南缘,为中细粒(斑状)黑云母二长花岗岩,具等粒状结构,局部具似斑状结构,有的岩石具弱的钠化和绢云母化。红旗岭单元规模小,切穿神合堂单元和太平里单元,为中细粒少斑状二云母二长花岗岩,白云母多为黑云母变质而成,有云英岩化、绢云母化、黄铁矿化。各单元岩石中普遍发育铁镁质微粒包体。据前人分析资料(118 个样品)^①,神合堂单元的微量元素平均含量($w_B/10^{-6}$,下文微量元素含量单位同此)为:W 56, Sn 37, Mo 13, Bi 26;太平里单元为:W 24, Sn 19, Mo 5, Bi 13;红旗岭单元为:W 9, Sn 14, Mo 4, Bi 3。可见岩体的成矿元素含量总体很高,并具有从早期向晚期降低的趋势。在岩体与碳酸盐岩围岩接触带,普遍发育强烈的砂卡岩化,所形成的砂卡岩型锡多金属矿床是区内的主要矿床,包括柿竹园钨锡钼铋多金属矿床、野鸡尾锡多金属矿床、金船塘锡钨多金属矿床、岔路口钨锡钼铋多金属矿床等(图 1)。砂卡岩化大致可分为 2 期:早期形成以石榴子石、透辉石、符山石、硅灰石等矿物组合为主的简单砂卡岩,伴有弱的钨、锡、铋矿化,晚期形成的角闪石、钠长石、绿帘石等矿物叠加在早期砂卡岩之上,构成复杂砂卡岩,伴有较强的钨、锡、钼、铋矿化和磁铁矿化。

王仙岭岩体自早至晚主要由人形岭、邓家石和松树板等 3 个岩石单元组成(图 1)。人形岭单元分布于岩体外围,为中粒斑状黑云母二长花岗岩,常因热液蚀变使部分黑云母转变为白云母而成为二云母二长花岗岩。岩石大多呈块状构造,但在岩体南部

① 湖南省地质矿产局湘南地质队. 1983. 1:5 万郴县幅区域地质调查报告. 内部资料.

水头电站一带,可见到流面构造,由大量长石斑晶定向排列所组成,流面倾向 155°,倾角 48°,暗示岩体就位时为弱挤压构造体制,并大致反映出受倾向 SE 的 NNE—近 SN 向断裂的控制。邓家石单元分布于岩体中央,为粗中粒少斑状二云母二长花岗岩。松树板单元分布在该岩体的东南部,规模小,呈 NE 向展布,为微细粒斑状二云母二长花岗岩。人形岭单元和邓家石单元内白钨矿化较普遍,且内蚀变作用非常强烈,有钠长石化、云英岩化、白云母化、电气石化、硅化、绿泥石化、绢云母化、高岭石化等,尤其是

云英岩化在整个岩体中较突出,其强度总体上明显高于千里山岩体,而且岩体中央的邓家石单元较外围的人形岭单元更强烈。云英岩化蚀变与钨锡矿化关系密切。据前人分析资料(103 个样品)^①,人形岭单元的微量元素平均含量($w_B/10^{-6}$)为:W 28, Sn 37, Mo 3.3, Bi 20, 邓家石单元为:W 102, Sn 53, Mo 2.3, Bi 36.5, 可见其 W、Sn 含量极高,但含量变化趋势不明显。岩体的外蚀变作用有大理岩化、矽卡岩化、角岩化及硅化等。其中,大理岩化较普遍,一般产于外接触带的碳酸盐岩中,矽卡岩化在地表仅零

表 1 王仙岭岩体与千里山岩体的主量元素与微量元素组成

Table 1 Major and trace element analyses of Wangxianling granites and Qianglishan granites

组分	王仙岭岩体							千里山岩体				千里山岩体	
	W1	W2	W3	W4	C14	C15	平均	C8	C9	C10	平均	M1	M2
	$w_B/\%$												
SiO ₂	73.05	70.99	72.18	72.76	72.16	73.17	72.39	75.85	75.83	75.59	75.757	75.78	76.33
Al ₂ O ₃	14.80	15.06	14.7	14.18	13.57	16.00	14.72	11.91	11.61	12.20	11.91	12.74	12.87
Fe ₂ O ₃	0.73	0.72	1.08	0.78	0.13	0.34	0.63	0.75	0.49	0.23	0.49	1.50	0.91
FeO	1.28	1.78	1.15	1.68	2.57	1.52	1.66	1.43	2.47	2.18	2.03		
MgO	0.46	0.61	0.55	0.52	0.58	0.35	0.51	0.30	0.22	0.17	0.23	0.15	0.03
CaO	1.10	1.17	1.00	1.23	1.12	0.37	1.00	1.38	0.61	0.75	0.91	0.81	0.96
Na ₂ O	2.34	2.50	2.53	2.71	3.08	0.60	2.30	2.76	0.58	3.13	2.17	2.54	2.94
K ₂ O	3.82	4.37	4.16	3.82	4.44	4.50	4.19	4.71	6.45	4.81	5.32	4.91	4.43
	$w_B/10^{-6}$												
Th	10.0	10.5	11.1	11.4	25.6	9.8	13.1	41.0	68.6	37.4	49.0	65.3	22.6
U	29.9	29.2	43.9	29.2	18.2	19.3	28.3	14.8	27.4	18.7	20.3	37.4	19.9
F	3954	2732	2036	2577	918	6127	3057	3981	3455	1375	2937		
Li	129.3	92.5	100.3	128.4	229.1	551.8	205.2	162.4	16.3	52.9	77.2	33.3	188.3
Be	17.2	10.3	18.3	17.9	8.1	19.0	15.1	8.2	3.2	11.8	7.7	29.5	13.8
Rb	569	642	567	554	339	848	587	601	749	463	604	685	903
Sr	16.9	21.8	28.1	25.2	97.0	13.0	33.7	67.0	11.0	22.0	33.3	46.3	23.3
Ba	108	126	537	114	233	60	196	137	93	82	104	138	54
Nb	27.5	29.7	26.9	30.2	22.4	45.0	30.3	34.8	39.6	40.1	38.2	63.1	23.0
Ta	12.6	13.7	13.1	12.9	4.1	14.7	11.9	8.8	5.0	7.6	7.1		
Y	10.81	11.15	12.87	11.79	17.02	10.65	12.38	110.5	69.20	65.31	81.67		
Yb	1.10	1.00	1.25	1.13	1.32	1.14	1.16	11.80	7.62	8.01	9.14	11.6	18.8
W	378	378	179	200	16.4	72.7	204.0	7.1	11.9	11.5	10.2	29.1	44.6
Sn	42.5	510.0	53.4	70.7	15.1	3.9	115.9	21.4	22.3	15.5	19.7	25.6	30.8
ACNK	1.48	1.37	1.40	1.31	1.14	2.44	1.52	0.98	1.28	1.04	1.10	1.16	1.13
NKA	0.54	0.59	0.59	0.61	0.73	0.37	0.57	0.81	0.69	0.85	0.78	0.78	0.79
ALK	6.16	6.87	6.69	6.53	7.52	5.10	6.48	7.47	7.03	7.94	7.49	7.45	7.37
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.57	0.40	0.94	0.46	0.05	0.22	0.44	0.52	0.20	0.11	0.28		
Rb/Sr	33.7	9.4	20.2	22.0	3.5	65.3	29.0	8.97	68.1	21.0	32.7	15.4	83.0
Th+U	39.9	39.7	55.0	40.6	43.8	29.1	41.4	55.8	96.0	56.1	69.3	102.7	42.5
(La/Yb) _N	6.1	7.2	6.6	9.0	14.1	6.2	8.2	1.9	7.9	2.3	4.0	2.3	1.1
δEu	0.29	0.27	0.27	0.28	0.38	0.23	0.29	0.07	0.08	0.23	0.14	0.20	0.05

注: M1 和 M2 引自毛景文等(1996),分别为似斑状黑云母花岗岩和等粒黑云母花岗岩之平均值,其他数据源于本文,分析方法见柏道远等(2006a)。ACNK = Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O)以及 NKA = (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃ 中比值为摩尔比;ALK = Na₂O + K₂O。

① 湖南省地质矿产局湘南地质队, 1983. 1:5 万郴县幅区域地质调查报告, 内部资料。

星出露,经钻探揭示,在岩体西部和北部的深部内接触带或外接触带,一般有矽卡岩存在,但均为以石榴子石、透辉石、符山石、硅灰石等矿物组合为主的简单矽卡岩。

本次研究对王仙岭岩体和千里山岩体进行了岩石化学、微量元素及稀土元素的分析测试工作。表1列出了部分元素含量及有关参数,并统计了毛景文等(1996)有关千里山岩体的分析数据,在一定程度上弥补了本文千里山岩体样品数量偏少的不足。本文所测得的千里山岩体的有关元素含量和特征参数值总体上与毛景文等(1996)的资料一致(表1)。表1中本文所测得之数据显示:①千里山岩体的酸性程度较高, SiO_2 含量平均为75.75%,王仙岭岩体平均为72.39%;千里山岩体的 K_2O 与全碱(ALK)含量相对较高,平均分别为5.32%、7.48%,王仙岭岩体分别为4.19%、6.48%;碱度指数(NKA),千里山岩体平均为0.78,明显高于王仙岭岩体的0.57。②千里山岩体的Th、U含量之和平均为69.3,明显高于王仙岭岩体的41.4。③千里山岩体的F平均值为2 937, Li为77.2, Be为7.7, Rb为604;王仙岭岩体的F平均值为3 057, Li为205.2, Be为15.1, Rb为587。两者的F、Rb含量非常相近,而Li、Be含量则后者显著高于前者。④王仙岭岩体的主要成矿元素W、Sn的含量远远高于千里山岩体,前者平均分别为204.0、115.9,后者平均分别为10.2、19.7。尽管千里山岩体的样品有限(3个),王仙岭岩体样品的特高值也可能与取样和局部蚀变有一定关系,但结合前人资料来看,王仙岭岩体的W、Sn含量远高于千里山岩体当无疑问。⑤千里山岩体的氧化程度相对较低, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比值平均为0.28,而王仙岭岩体平均为0.44,但均明显低于成锡花岗岩的上限值[当 SiO_2 为70%时,其 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 比值约为0.6(汪雄武等,2002)]。此外,有研究表明,千里山岩体的 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值小于王仙岭岩体(柏道远等,2006a),前者平均为4.0,后者平均为8.2;千里山岩体的 δEu 值平均为0.14,明显小于王仙岭岩体(0.29)。这些都暗示千里山岩体经历了更高层次的斜长石和富轻稀土元素副矿物的分离结晶过程。

综上所述,总体上,千里山岩体与王仙岭岩体在地质和地球化学特征方面存在以下显著差异:①千里山岩体边缘有较多岩脉发育,而王仙岭岩体则缺乏。②王仙岭岩体的内蚀变作用尤其是云英岩化明显比千里山岩体普遍且强烈,普遍的云英岩化伴

有明显的钨锡矿化。③在千里山岩体与碳酸盐岩围岩接触带,通常发育非常强烈的矽卡岩化,且矿物组合复杂,在王仙岭岩体与碳酸盐岩围岩接触带,则以大理岩化为主,矽卡岩化仅在局部发育,且为简单矽卡岩。④王仙岭岩体的W、Sn含量总体上明显高于千里山岩体。

3 花岗岩形成的构造环境

在20世纪90年代后期,随着后碰撞构造环境和相关术语的提出,花岗岩构造环境的研究取得重要进展。1997年在法国召开的“后碰撞岩浆作用”国际花岗岩会议,将“后碰撞作用”单独划分出来,专指时间比碰撞作用晚,但仍与碰撞作用有关系的构造作用。根据该会议对碰撞作用、后碰撞作用、后造山作用、板内环境的涵义所作的新规定,理想的造山演化过程为:同造山→后造山→非造山(板内裂谷),其中的同造山阶段经历了活动边缘(大洋板块的俯冲)→同碰撞(陆块初始主碰撞)→后碰撞(常为陆内环境,但有地块的大规模相对运动)演化过程(肖庆辉等,2002)。下文对花岗岩构造环境的讨论中将引用这些概念。

3.1 王仙岭岩体形成的构造环境及构造体制

在Maniar等(1989)提出的多组主元素构造环境判别图解中,王仙岭岩体除极少数样品落入RRG+CEUG一侧外,绝大部分样品落入IAG+CAG+CCG区(图2),且有较多样品位于与POG重叠区之外,因此,该岩体应属于IAG+CAG+CCG组类型。IAG和CAG的ACNK一般小于1.15,而CCG的ACNK一般大于1.15(肖庆辉等,2002)。王仙岭岩体样品的ACNK值平均达1.52,绝大多数大于1.15(表1),因而可判断其为大陆碰撞花岗岩类(CCG)。

以Pearce等(1984)多组微量元素构造环境判别图解(图3)进行判别,图3a、b和d总体显示为同碰撞花岗岩类,在图3c中则大多落入板内区,暗示王仙岭岩体形成于碰撞的后期。

上述构造环境地球化学判别结论可得到下述区域构造发展背景和岩体构造特征等资料的支持。

中三叠世后期为印支运动陆内俯冲造山作用的主要时期,造成区内泥盆纪—中三叠世早期地层褶皱回返,海洋盆地封闭,在NWW向挤压构造体制下产生强烈陆内俯冲汇聚作用,形成大量以NNE向为主逆冲断裂与褶皱,构成区内主体构造格架。其中的茶陵—郴州断裂(茶永盆地)为区域性主断裂,

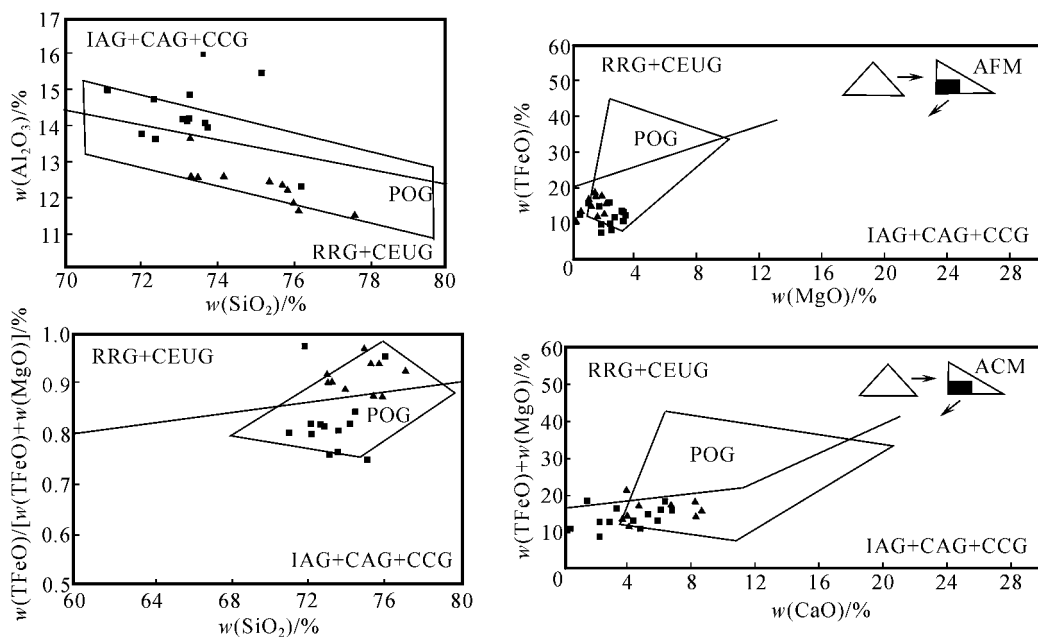


图 2 花岗岩形成的构造环境判别图(据 Maniar 等,1989)

王仙岭岩体投点样品同表 1 ;千里山岩体投点样品除表 1 中本文的 3 个样品外,其他样品引自 1:5 万郴县幅区域地质调查报告
 IAG—岛弧花岗岩 ;RRG—与裂谷有关的花岗岩 ;CAG—大陆弧花岗岩 ;CEUG—大陆的造陆抬升花岗岩 ;CCG—大陆碰撞花岗岩 ;
 POG—后造山花岗岩 ;■—王仙岭岩体 ;▲—千里山岩体

Fig. 2 Diagrams for discrimination of structural environments of granites (after Maniar et al. , 1989)

Samples of Wangxianling pluton as for Table 1 ;Three samples of Qianlishan pluton as for Table 1 ,other samples from 1:50 000 Regional Geological Surveying Report of Chenxian Sheet

IAG—Island-arc granite ;RRG—Granite related to rift ;CAG—Continent-arc granite ;CEUG—Continent-forming uplift granite ;
 CCG—Continent-collision granite ;POG—Post-orogenic granite ;■—Wangxianling pluton ;▲—Qianlishan pluton

其西盘向东俯冲于东盘之下,使得该断裂东侧因板片叠置而强烈增厚并隆起,断裂西侧则相对拗陷,从而形成“东隆西拗”的构造格局(柏道远等,2005a;2007a)。在东南隆起区,由于褶皱基底的收缩而发育由泥盆系跳马涧组与前泥盆系褶皱基底间的不整合面所表现的隔槽式褶皱,在西面拗陷区,主要发育由沉积盖层组成的受不同层位软弱层顺层滑脱作用控制的类侏罗山式褶皱(柏道远等,2006b;2006c)。在 NW 向强烈挤压下,沿大义山—郴州一线(柏道远等,2006e)及衡阳盆地东—五峰仙岩体一线(柏道远等,2005b),还分别形成了 NW 向隐伏基底左旋走滑断裂,即郴州—邵阳断裂、常德—安仁断裂。以上事实证明,在印支运动早期,湘东南发生了强烈的陆内挤压造山运动。该区印支期花岗岩的具体时限为中三叠世—晚三叠世后期(244~210 Ma)(柏道远等,2005a;王岳军等,2005),明显晚于上述挤压峰期。因此,从该区印支期构造发展过程来看,包括王仙岭岩体在内的印支期花岗岩是在挤压峰期之后才形成和侵位的(柏道远等,2005a;2007a)。

此外,王仙岭岩体的岩石主要具块状构造,仅局部(南部)见定向组构,岩体长轴方向为 NNE 向,与主断裂方向一致,暗示岩体侵位时区域性挤压作用并不太强烈,但受区域性断裂控制(图 1),岩体是在以被动侵位机制为主和弱挤压或挤压应力松弛的环境下侵位的。而从岩体形成机制来看,印支期花岗岩应是在峰期变形之后,挤压作用减弱、应力相对松弛、深部压力降低及相对开放的环境下侵位成岩的(柏道远等,2007b)。以现代花岗岩理论看,强过铝质花岗岩在不同造山带中多数是由后碰撞作用形成的。湘东南印支期花岗岩体多数由黑云母二长花岗岩和二云母二长花岗岩组成,其 ASI 值为 1.01~2.60,平均达 1.30;少数岩体由角闪石黑云母花岗闪长岩、角闪石黑云母二长花岗岩和黑(二)云母二长花岗岩等组成,其 ASI 值为 0.96~1.29,平均为 1.08(柏道远等,2007b)。可见,湘东南印支期花岗岩以强过铝质为主(柏道远等,2007b),因此,形成于后碰撞环境的可能性较大。

总之,区域构造发展过程、岩体构造特征、岩体

形成机制及强过铝质花岗岩的成因环境等,均表明王仙岭岩体形成于陆内造山峰期之后的挤压应力松弛的构造环境,与由构造环境地球化学判别图解得出的结论一致。

3.2 千里山岩体形成的构造环境及构造体制

千里山岩体的样品在图2各判别图解中均落入后造山花岗岩区,显示为板内后造山环境,在图3中总体上也清楚显示形成于板内环境,因此,其形成的构造环境与王仙岭岩体存在明显差别。这与湘东南其他燕山早期岩体的研究结论一致。笔者通过上述主元素与微量元素构造环境判别图解对湘东南其他燕山早期花岗岩体分别进行了构造环境判别,一般也明确显示为“后造山”环境,如骑田岭岩体(柏道远等,2005c)、宝峰仙岩体(江西根等,2006)、诸广山岩体(马铁球等,2006a)、大东山岩体(马铁球等,

2006b)、川口岩体(柏道远等,2007c)。前述地球化学特征表明千里山岩体较王仙岭岩体具更强烈的结晶分异作用,亦暗示千里山岩体更接近于稳定板内环境。值得强调指出的是,王仙岭岩体与千里山岩体的地球化学性质及构造环境判别结果迥然不同,而两者相距仅2~3 km,强烈暗示两岩体各自形成时期的构造环境确实存在显著差别。

此外,岩体就位构造特征、暗色铁镁质微粒包体的广泛发育、Nd同位素组成特征等也表明,湘东南燕山早期花岗岩形成于伸展构造环境(柏道远等,2005a),与其他有关研究得出的结论(张敏等,2003;付建明等,2005;陈志刚等,2003;范春方等,2001)相一致。笔者通过多种地质要素对中生代构造发展背景进行的详细研究(柏道远等,2005a;2007a)表明,湘东南经历了由中三叠世后期陆内俯冲汇聚高峰→

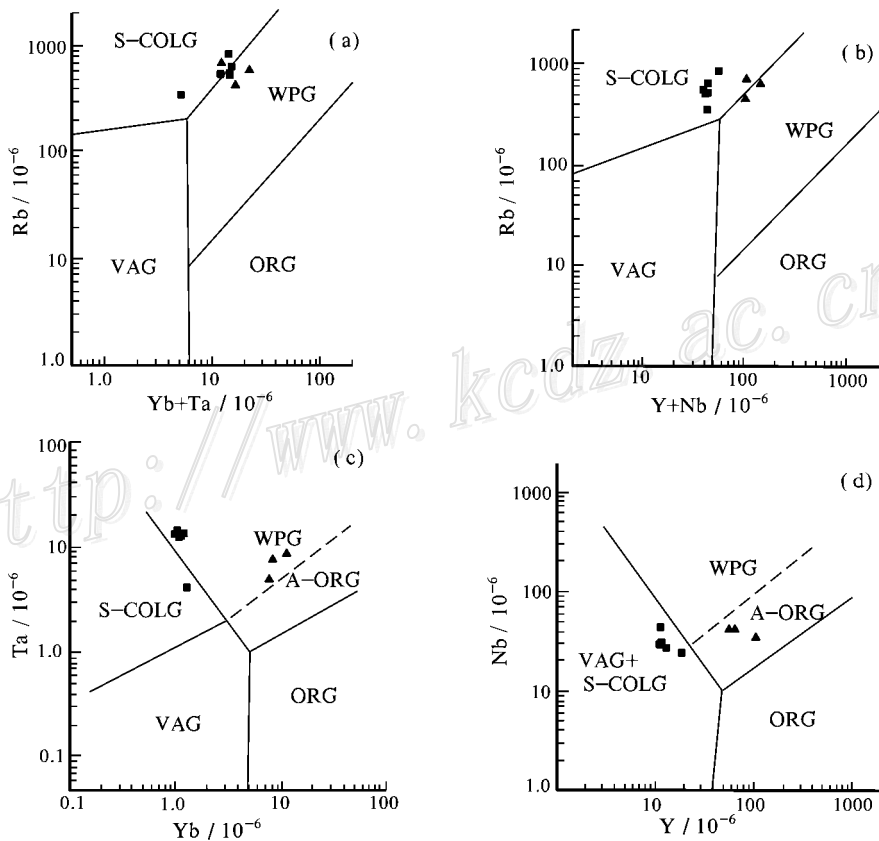


图3 花岗岩 Rb-Yb+Ta、Rb-Y+Nb、Ta-Yb、Nd-Y 判别图(据 Pearce 等,1984)

VAG—火山弧花岗岩;WPG—板内花岗岩;S-COLG—同碰撞花岗岩;ORG—洋中脊花岗岩;A-ORG—异常洋中脊花岗岩;

■—王仙岭岩体;▲—千里山岩体

Fig. 3 Rb versus Yb+Ta, Rb versus Y+Nb, Ta versus Yb, and Nd versus Y discrimination diagrams for granites (after Pearce et al., 1984)

VAG—Volcanic-arc granite; WPG—Intraplate granite; S-COLG—Syncollision granite; ORG—Ocean-ridge granite; A-ORG—Anomaly ocean-ridge granite ■—Wangxianling pluton; ▲—Qianlishan pluton

中三叠世末—晚三叠世后期挤压相对松弛、花岗岩浆形成侵位→晚三叠世末—早侏罗世同造山上隆伸展(柏道远等 2006f)→中侏罗世初期山前冲断收缩盆地发育→中侏罗世早期—晚侏罗世后造山花岗岩形成侵位→白垩纪板内裂谷拉张的一个完整的演化过程。这一过程符合造山带一般演化规律,而燕山早期花岗岩是在上隆伸展之后侵位的。

综上所述,包括千里山岩体在内的湘东南燕山早期花岗岩形成于后造山构造环境下的区域伸展构造体制。

4 构造体制对王仙岭岩体和千里山岩体成矿能力的重要制约

如前所述,千里山岩体的主要岩石单元均为成矿花岗岩;王仙岭岩体虽总体成矿较差,但各主要岩石单元均能形成矿化。鉴此,本节在探讨两岩体成矿能力形成机制时对各岩体进行了整体分析,而未对各岩石单元进行单独讨论。

4.1 岩体成矿能力差异与地质构造条件关系的分析

由前述可知,千里山岩体与王仙岭岩体在空间上紧密相邻,均位于茶陵—郴州深大断裂的东侧,王仙岭岩体甚至更靠近茶—郴断裂带。两岩体及其周边均发育较多的不同方向和规模的断裂,围岩均主要为晚古生代地层,且都有大量有利于成矿的碳酸盐岩与岩体接触(图 1)。由此看来,围岩地层及断裂特征等基本地质构造条件不大可能是造成两岩体成矿差异的主要原因。

4.2 岩体成矿能力差异与岩体地球化学特征关系的分析

就钨锡多金属成矿花岗岩本身而言,其成矿能力及成矿专属性主要取决于与成矿作用直接相关的成矿元素、挥发分和生热元素等组分的含量,以及氧化状态(Fe_2O_3/FeO)和酸碱度等。从王仙岭岩体和千里山岩体的地球化学特征来看,两者的酸碱度、分异演化程度、生热元素(Th、U)含量及氧化程度等相差并不悬殊;其 F、Rb 含量相近, Li、Be 含量则前者显著高于后者, W、Sn 含量更是前者远远高于后者。因此,从挥发分及成矿元素这两项最为关键的影响成矿作用和指示岩体成矿能力的因素来看,王仙岭

岩体理应具有更好的成矿条件。地球化学判别图解也清楚显示这 2 个岩体同样具有成矿花岗岩的特征(图 4、图 5)。

由此可见,岩体本身的地球化学特征也不大可能是造成王仙岭岩体与千里山岩体成矿现状如此悬殊的主要原因。

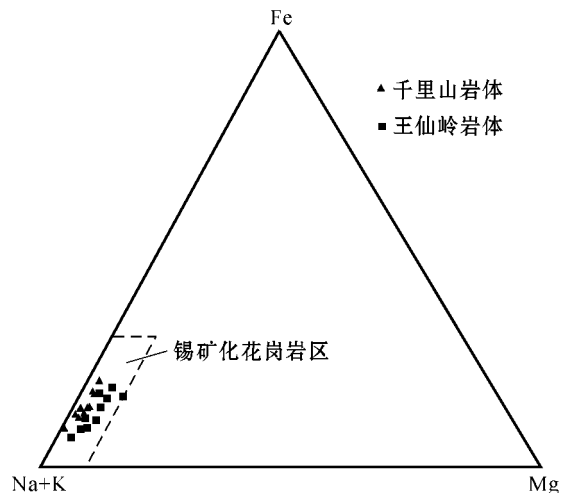


图 4 成矿岩体 Fe-(Na+K)-Mg 图解

底图转引自邱家骥等(1991),数据引自表 1 及资料①

Fig. 4 Fe-(Na+K)-Mg diagram of metallogenic granites after Qiu et al., 1991; data from Table 1 and References①

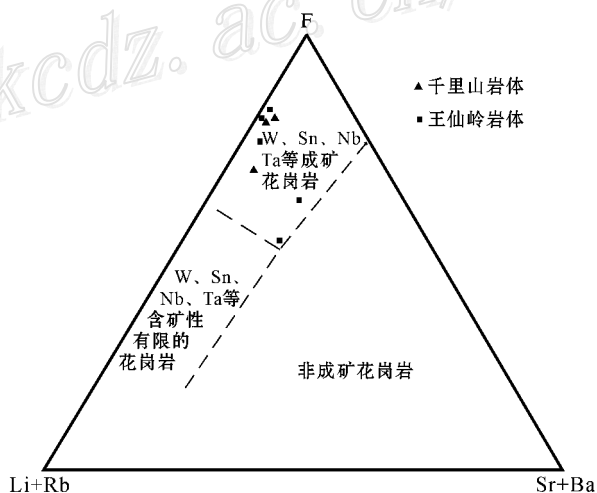


图 5 成矿岩体 F-(Li+Rb)-(Sr+Ba) 图解

底图转引自邱家骥等(1991),数据引自表 1 及资料①

Fig. 5 F-(Li+Rb)-(Sr+Ba) diagram of metallogenic granites

after Qiu et al., 1991; data from Table 1 and Reference①

① 湖南省地质矿产局湘南地质队, 1983. 1:5 万郴县幅区域地质调查报告, 内部资料。

4.3 构造体制差异是造成岩体成矿能力差异的关键

上述分析业已表明,基本地质构造条件及岩体本身的地球化学特征,都不是造成王仙岭岩体与千里山岩体成矿能力相差如此悬殊的主要原因。那么,造成此种状况的关键因素究竟是什么?各种迹象与证据表明,关键因素很可能是岩体形成时的不同构造环境暨构造体制。

Plimer(1987)在研究花岗岩与锡矿床的关系时提出,出熔水流体的活动特性及相关成矿作用与熔体内部的剩余压力($p_{内}$)、区域最小主剪应力(σ_3)及冷凝壳和上覆围岩的抗张强度(t)三者之间存在着密切关系。当 $p_{内} > \sigma_3 + t$ 时,水流体可使冷凝壳和上覆岩石破裂,形成席状脉系;或水流体爆炸性释放,形成角砾岩筒;或水流体使冷凝壳破裂,沿构造上升并与多孔隙且透水的活泼岩石(如碳酸盐岩)反应形成砂卡岩矿床。当 $p_{内} < \sigma_3 + t$ 时,水流体则被封闭在岩体内,很久后流体释放出来,与花岗岩起反应(内蚀变),形成席状云英岩矿床。

结合前述千里山岩体及王仙岭岩体的成岩成矿构造环境来看,Plimer的这一概念模式可以很好地解释这2个岩体间存在的几个特征差异。尽管王仙岭岩体形成于挤压应力减弱或挤压松弛的条件,但这种松弛是相对于先期的印支运动峰期强烈的陆内挤压造山作用而言,岩体形成时的构造体制总体仍为挤压。在总体挤压的构造体制下,较高的 σ_3 值使得 $p_{内} < \sigma_3 + t$,因此,水流体被封闭在岩体内,并与花岗岩发生较充分的反应,产生普遍且强烈的内蚀变作用,尤其是云英岩化作用,同时相伴产生钨锡矿化。另一方面,由于 $p_{内} < \sigma_3 + t$,冷凝壳和上覆围岩未产生足够的破裂,因而缺乏脉体的发育,也未能在围岩中产生普遍的砂卡岩化,即使局部发生砂卡岩化,也只形成简单砂卡岩,碳酸盐岩围岩更多发生的是较单纯的热蚀变作用(大理岩化)。由于缺乏沟通的断裂裂隙构造,熔体或花岗岩中高含量的W、Sn等成矿物质未得到有效扩散。这应该就是王仙岭岩体内W、Sn含量虽高,但却未发生良好成矿作用的根本原因。

千里山岩体的情况则恰好相反。在后造山构造环境的伸展构造体制下,低的 σ_3 值使得 $p_{内} > \sigma_3 + t$,冷凝壳和围岩产生了足够的破裂,从而在岩体边部形成较多的脉体。流体沿断裂和裂隙构造上升,并与碳酸盐岩反应而形成超大型规模的砂卡岩矿

床。与此同时,由于水流体未被很好地封闭在岩体内,因而,内蚀变作用较王仙岭岩体弱。由于相对开放的环境及良好的沟通构造条件,熔体或花岗岩中丰富的W、Sn等成矿物质被大量萃取、运移,并于接触带附近沉淀而形成矿床,从而使现今岩体的W、Sn含量低于王仙岭岩体。如结合千里山岩体比王仙岭岩体具有更高演化程度来看,甚至可推断,在各自岩浆中成矿物质成分尚未向外或向围岩大量扩散的岩体侵位后期,千里山岩体熔浆中的成矿物质浓度很可能高于王仙岭岩体。

综上所述,有理由认为,千里山岩体与王仙岭岩体成矿差异的主要原因,是由于不同区域构造环境下构造体制或区域应力场不同所致,即前者形成于后造山环境下的伸展构造体制,而后者则形成于后碰撞环境下的弱挤压构造体制。不同构造体制所导致的岩体中成矿物质向外扩散与沉淀过程的不同,是造成成矿差异的关键环节。

需要指出的是,构造体制虽是两岩体成矿差异的主要原因,但上覆地层的厚度、壳幔相互作用过程等也可能起到一定作用。由前述可知,湘东南地区在中三叠世末—晚三叠世后期的印支期花岗岩形成之后,经历过晚三叠世末—早侏罗世同造山上隆伸展(柏道远等,2006f)和剥蚀过程(柏道远等,2006d),尔后才是燕山期花岗岩侵位。因此,千里山岩体形成时上覆围岩的厚度应小于王仙岭岩体形成之时。前者相对较细的粒度组成也表明其侵位深度较小:千里山岩体的岩石主要具中细粒—细中粒结构,主要造岩矿物粒度一般为1~3.5 mm,而王仙岭岩体主体单元的岩石则具中粒—粗中粒结构,粒度一般为3~6 mm。显然,较小的围岩厚度意味着更小的静岩压力,从而使熔体内部的剩余压力($p_{内}$)更大,故也是造成千里山岩体 $p_{内} > \sigma_3 + t$ 的原因之一。相反,王仙岭岩体形成时上覆围岩的厚度相对较大,则应是造成其 $p_{内} < \sigma_3 + t$ 的原因之一。

5 讨论

据上所述,在当前将华南燕山期成矿与深部或地幔物质来源紧密联系的大趋势下,本文关于构造体制(挤压或拉张)对岩体成矿起到关键控制作用的认识,对进一步深入研究和全面认识该地区中生代成矿作用无疑具有重要启示意义。

本文通过对千里山岩体和王仙岭岩体的研究,

揭示出构造体制在成矿过程中的突出作用,发现岩体中成矿物质向外有效扩散对矿床形成的重要性,这对地质找矿具有现实指导意义,具体主要体现在于以下两点:

(1) 总体而言,岩体就位时构造体制的伸展性越强、侵位深度越小(但深度不能过小,深度的下限应保证能量不过快散失和矽卡岩化等矿化作用能够发生)越有利于 W、Sn 多金属矿床的形成。与之相关的可能地质标志有:岩体边缘脉体发育,整体性的普遍且强烈的内蚀变作用相对不发育,碳酸盐岩围岩矽卡岩化强烈且矿物组合复杂,大理岩化等单纯热变质相对较弱等。需要注意的是,确定岩体侵位构造体制特征时,在印支期弱挤压、燕山期伸展这一总体框架下,应作更细致的具体分析,因为受构造边界条件复杂性的控制,整体挤压应力场中可存在局部拉张,而整体伸展拉张应力场中亦可存在局部挤压。

(2) 应辩证看待岩体中成矿元素含量与成矿的关系。一般情况下,岩体内成矿元素含量越高对成矿越有利,找矿前景越好。但现今岩石(指作为岩体主体岩性的正常岩石)中成矿元素的含量是岩浆中初始含量减去扩散至围岩或围岩接触带以及强蚀变矿化带(如岩体内部破碎蚀变型矿床)中含量之后的剩余量。因此,在岩浆与岩体中的成矿物质尚未向围岩和接触带及局部强矿化带有效扩散的条件下,岩体的成矿元素含量会相对偏高,在此情况下,高含量反而表明没有发生过良好的成矿作用。相反,在岩浆与岩体中的成矿物质向围岩和接触带及局部强矿化带充分扩散,并于局部聚集成矿的条件下,岩体的成矿元素含量有可能并不太高。鉴此,在根据岩体成矿元素含量确定找矿方向和评价找矿潜力时,还应结合其他地质背景资料(如内蚀变、外蚀变、岩脉等),尽量查明岩浆与岩体中成矿物质向外围和局部地带扩散的可能性以及扩散程度。

6 结 论

(1) 对印支期王仙岭岩体和燕山早期千里山岩体及其成矿特征所进行的解剖研究表明,不同构造环境下的不同构造体制(即印支期后碰撞环境下的弱挤压构造体制,燕山早期后造山环境下的伸展构造体制),是造成湘东南印支期与燕山早期花岗岩成矿能力悬殊的关键。

(2) 岩体就位时构造体制的伸展性越强越有利

于 W、Sn 多金属矿床的形成,应辩证看待岩体中成矿元素含量与成矿的关系。

References

- Bai D Y, Huang J Z, Liu Y R, Wu G Y, Ma T Q and Wang X H. 2005a. Framework of Mesozoic tectonic evolution in southeastern Hunan and the Hunan-Guangdong-Jiangxi border area[J]. *Geology in China*, 32(4): 557~570 (in Chinese with English abstract).
- Bai D Y, Xiong Y W, Wang X H and Ma T Q. 2005b. "y"-type structure in Anren county, Hunan, and the sinistral strike-slip of Changde-Anren NW-trending fault[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 29(4): 435~442 (in Chinese with English abstract).
- Bai D Y, Chen J C, Ma T Q and Wang X H. 2005c. Geochemical characteristics and tectonic setting of Qitianling A-type granitic pluton, Southeast Hunan[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 24(4): 255~272 (in Chinese with English abstract).
- Bai D Y, Chen J C, Ma T Q and Wang X H. 2006a. Sinistral strike-slip motion of the NW-trending Saoyang-Chenzhou fault and genesis of the N-S-trending Shuikoushan-Xianghualing tectonic zone in Hunan[J]. *Geology in China*, 33(1): 56~63 (in Chinese with English abstract).
- Bai D Y, Chen J C, Meng D B, Wang X H, Ma T Q, Zhang X Y and Chen B H. 2006b. Forming mechanism of Indosinian trough-like folds in Yanling region, Hunan[J]. *Journal of Earth Science and Environmental*, (4): 10~14 (in Chinese with English abstract).
- Bai D Y, Wang X H, Ma T Q, Zhang X Y and Chen B H. 2006c. Characteristics and forming mechanism of Indosinian folds in the southeast Hunan[J]. *Geology and Mineral Resources of South China*, (4), in press (in Chinese with English abstract).
- Bai D Y, Huang J Z, Meng D B, Ma T Q, Wang X H, Zhang X Y and Chen B H. 2006d. Meso-Cenozoic thermochronological analysis of the uplift process of mountains in southeast Hunan[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 27(6): 525~536 (in Chinese with English abstract).
- Bai D Y, Huang J Z, Wang X H, Ma T Q, Zhang X Y and Chen B H. 2006e. Geochemical characteristics of Wangxianling granitic pluton and its constraints on Late Indosinian tectonic setting of Southeast Hunan[J]. *Geochimica*, 35(2): 113~125 (in Chinese with English abstract).
- Bai D Y, Wang Y Q, Wang X H, Ma T Q and Zhang X Y. 2006f. The nature of the Rucheng Basin in southeastern Hunan and its significance to the tectonic setting of South China during the early Yanshanian[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 26(1): 47~54 (in Chinese with English abstract).
- Bai D Y, Huang J Z, Li J D, Wang X H, Ma T Q, Zhang X Y and Chen B H. 2007a. Multiple geological elements constraint on the Mesozoic tectonic evolution of south China: Apocalypse of the Mesozoic geological evolution in Southeastern Hunan and the Hunan-Guangdong-Jiangxi border area[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 31(1): 1~13 (in Chinese with English abstract).

- Bai D Y, Zhou L, Ma T Q and Wang X H. 2007b. Genesis and tectonic setting of Indosinian granites in southeast Hunan [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 26(3): 197~212 (in Chinese with English abstract).
- Bai D Y, Wang Y Q, Wang X H, Ma T Q and Zhang X Y. 2007c. Geochemistry, genesis and tectonic setting of Early Yanshanian Chuankou strong peraluminous granites, Hengyang Hunan [J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 27(2): 49~59 (in Chinese with English abstract).
- Chen M S and Liu X H. 2000. Metallogenic model and resource general capacity forecast of Furong Sn field in Chenzhou [J]. *Hunan Geology*, 19(1): 43~47 (in Chinese with English abstract).
- Chen Z G, Li X H, Li W X and Liu D Y. 2003. SHRIMP U-Pb zircon age of the Quannan syenite, southern Jiangxi: Constraints on the early Yanshanian tectonic setting of SE China [J]. *Geochimica*, 32(3): 223~229 (in Chinese with English abstract).
- Fan C F and Chen P R. 2001. Geochemical characteristics and tectonic implication of Beitou A-type granitic intrusive in south Jiangxi Province [J]. *Geochimica*, 29(4): 358~366 (in Chinese with English abstract).
- Fu J M, Ma C Q, Xie C F, Zhang Y M and Peng S B. 2005. Ascertainment of the Jinjiling aluminous A-type granite, Hunan Province and its tectonic settings [J]. *Geochimica*, 34(3): 215~226 (in Chinese with English abstract).
- Geology Department of Nanjing University. 1981. Granitoids of different ages in south China and their metallogenetic relations [M]. Beijing: Science Press. 1~395 (in Chinese).
- Granitoid Research Group of Nanling Project. 1989. Geology of granitoids of Nanling range and their petrogenesis and mineralization [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~471 (in Chinese).
- Guiyang Institute of Geochemistry. 1979. Geochemistry of Granitoids in South China [M]. Beijing: Science Press. 1~421 (in Chinese).
- Jiang X G, Bai D Y, Chen J C, Xiong Y W, Ma T Q and Wang X H. 2006. Geochemical characteristics and tectonic setting of Baofengxian Early Yanshanian granites, southeast Hunan [J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 30(2): 206~219 (in Chinese with English abstract).
- Liu Y M, Dai T M and Lu H Z. 1997. Isotopic date of ^{40}Ar - ^{39}Ar and Sm-Nd for diagenesis-metallogenesis of the Qianlishan granite [J]. *Science in China (Series D)*, 27(5): 425~430 (in Chinese).
- Ma T Q, Kuang J, Bai D Y and Wang X H. 2006a. Geochemical characteristics and tectonic setting of the early Yanshanian South Zhuguangshan granite in the central segment of the Nanling Mountains [J]. *Geology in China*, 33(1): 119~131 (in Chinese with English abstract).
- Ma T Q, Bai D Y, Kuang J, Peng X J and Wang X H. 2006b. ^{40}Ar - ^{39}Ar dating and Geochemical Characteristics of the granites in north Dadongshan pluton, Nanling Mountains [J]. *Geochimica*, 35(4): 346~358 (in Chinese with English abstract).
- Maniar P D and Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids [J]. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101: 635~643.
- Mao J W, Li H Y and Pei R F. 1995a. Nd-Sr isotopic and petrogenetic studies of the Qianlishan granite stock, Hunan Province [J]. *Mineral Deposits*, 14(3): 235~242 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Li H Y and Pei R F. 1995b. Geochemistry and mineralization of Qianlishan rock body in Hunan province [J]. *Mineral Deposits*, 14(1): 12~24 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Li H Y, Song X X, Rui B, Xi Z Y, Wang D H, Lan X M and Zhang J K. 1996. Geology and geochemistry of the Shizhuyuan W-Sn-Mo-Bi-polymetallic deposits, Hunan, China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~215 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Li X M, Bernd L, Chen W, Lan X M and Wei S L. 2004a. ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of tin ores and Related granite in Furong tin ore-field Hunan Province, and its geodynamic significance [J]. *Mineral Deposits*, 23(2): 164~174 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Xie G Q, Li X F, Li C Q and Mei Y X. 2004b. Mesozoic large-scale mineralization and multiple lithospheric extension in South China [J]. *Earth Science Frontiers*, 11(1): 45~54 (in Chinese with English abstract).
- Mo Z S and Ye B D. 1980. Geology of Granite in Nanling range [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~363 (in Chinese).
- Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks [J]. *J. Petrol.*, 25(4): 956~983.
- Plimer I R. 1987. Fundamental parameters for the formation of granite-related tin deposits [J]. *Geologische Rundschau*, 79: 23~40.
- Qiu J X and Lin J Q. 1991. Petrochemistry [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~173 (in Chinese).
- Shi M K, Xong C Y and Jia D Y. 1993. The nonferrous metal to lie low the deposits to synthesize the estimate in the region of Hunan, Guangxi, Guangdong and Jiangxi [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 3~18 (in Chinese).
- Tong Q M, Jiang S Z, Li R Q, Gong M Y, Wang S M and Huang R M. 1986. A study of geological characteristics and ore forming process of the Huangshaping lead-zinc ore deposit, Hunan [J]. *Hunan Geology*, (Supp. 2): 1~162 (in Chinese with English abstract).
- Tong Q M, Wu R H and Peng J L. 1995. Metallogeny of W, Sn, Pb, Zn, Au and Ag deposits in the Chengxian-Guiyang area, South Hunan, China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~98 (in Chinese).
- Wang C L, Luo S H, Xi Y Z, Sun Y H, Xie C G, Zhang C M, Xu W G and Ren X M. 1987. Geology of Shizhuyuan W-Sn-Mo-Bi polymetal deposit [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1~173 (in Chinese).
- Wang L H and Zhang D Q. 1988. Geological characteristics and ore-forming mechanisms of the Xianghualing tin deposits, Hunan [M]. Beijing: Beijing Science and Technology Press. 1~152 (in Chinese).
- Wang X W and Wang X D. 2002. Some diagnostic criteria for mineralized granite [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 21(2): 119~130 (in Chinese with English abstract).
- Wang Y J, Fan W M, Liang X Q, Peng T P and Shi Y R. 2005. SHRIMP U-Pb zircon age of Indosinian granitoids in Hunan Province and its petrogenetic apocalypses [J]. *Chinese Science Bulletin*, 50(12):

- 1259~1266 (in Chinese).
- Wei S L, Zeng Q W, Xu Y M, Lan X M, Kang W Q and Liao X Y. 2002. Characteristics and ore prospects of tin deposits in the Qitianling area, Hunan [J]. *Geology in China*, 29(1): 67~75 (in Chinese with English abstract).
- Xiao Q H, Deng J F and Ma D Q. 2002. The ways of investigation on granitoid [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 21~36, 257~275 (in Chinese).
- Xu Y M, Hou M S, Liao X Y, Liao X Y and Ao Z W. 2000. Deposit types and prospect for prospecting of Sn deposits in Furong ore field, Chenzho [J]. *Hunan Geology*, 19(2): 95~100 (in Chinese with English abstract).
- Zhang M, Chen P R, Zhang W L, Chen W F, Li H M and Zhang M Q. 2003. Geochemical characteristics and petrogenesis of Dadongshan granite pluton in mid Nanling range [J]. *Geochimica*, 32(6): 530~539 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Z H, Bao Z W, Zhang B Y and Xiong X L. 2000. The crust-mantle interaction setting of the Shizhuyuan W-polymetallic deposit [J]. *Science in China (Series D)*, 30(Supp.): 161~168 (in Chinese).
- Zhuang J L, Liu Z W and Tan B X. 1988. Relation of the small rock bodies in southern Hunan to the formation of ore deposits and prognosis of concealed deposit [J]. *Hunan Geology (Supp. 4)*: 1~98 (in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 柏道远, 黄建中, 刘耀荣, 伍光英, 马铁球, 王先辉. 2005a. 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*, 32(4): 557~570.
- 柏道远, 熊延望, 王先辉, 马铁球. 2005b. 湖南常德-安仁 NW 向断裂左旋走滑与安仁“y”字型构造 [J]. *大地构造与成矿学*, 29(4): 435~442.
- 柏道远, 陈建超, 马铁球, 王先辉. 2005c. 湘东南骑田岭岩体 A 型花岗岩的地球化学特征及其构造环境 [J]. *岩石矿物学杂志*, 24(4): 255~272.
- 柏道远, 陈建成, 马铁球, 王先辉. 2006a. 王仙岭岩体地质地球化学特征及其对湘东南印支晚期构造环境的制约 [J]. *地球化学*, 35(2): 113~125.
- 柏道远, 陈建成, 孟德保, 王先辉, 马铁球, 张晓阳, 陈必河. 2006b. 湖南炎陵印支期隔槽式褶皱形成机制探讨 [J]. *地球科学与环境学报*, (4): 10~14.
- 柏道远, 王先辉, 马铁球, 张晓阳, 陈必河. 2006c. 湘东南印支期褶皱特征及形成机制 [J]. *华南地质与矿产*, (4): 50~57.
- 柏道远, 黄建中, 孟德保, 马铁球, 王先辉, 张晓阳, 陈必河. 2006d. 湘东南地区中-新生代山体隆升过程的热年代学研究 [J]. *地球学报*, 27(6): 525~536.
- 柏道远, 黄建中, 王先辉, 马铁球, 张晓阳, 陈必河. 2006e. 湖南邵阳-郴州北西向左旋走滑暨水口山-香花岭南北向构造成因 [J]. *中国地质*, 33(1): 56~63.
- 柏道远, 汪永清, 王先辉, 马铁球, 张晓阳. 2006f. 湘东南汝城盆地性质及其对华南燕山早期构造环境的启示 [J]. *沉积与特提斯地质*, 26(1): 47~54.
- 柏道远, 黄建中, 李金冬, 王先辉, 马铁球, 张晓阳, 陈必河. 2007a. 华南中生代构造演化过程的多地质要素约束——湘东南及湘粤赣边区中生代地质研究的启示 [J]. *大地构造与成矿学*, 31(1): 1~13.
- 柏道远, 周亮, 马铁球, 王先辉. 2007b. 湘东南印支期花岗岩成因及构造背景 [J]. *岩石矿物学杂志*, 26(3): 197~212.
- 柏道远, 汪永清, 王先辉, 马铁球, 张晓阳. 2007c. 湖南衡阳燕山早期川口过铝花岗岩地球化学特征、成因与构造环境 [J]. *沉积与特提斯地质*, 27(2): 49~59.
- 陈民苏, 刘星辉. 2000. 郴州芙蓉锡矿田成矿模式及资源总量预测 [J]. *湖南地质*, 19(1): 43~47.
- 陈志刚, 李献华, 李武显, 刘敦一. 2003. 赣南全南正长岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其对华南燕山早期构造背景的制约 [J]. *地球化学*, 32(3): 223~229.
- 地质矿产部南岭项目花岗岩专题组. 1989. 南岭花岗岩地质及其成因和成矿关系 [M]. 北京: 地质出版社. 1~471.
- 范春方, 陈培荣. 2001. 赣南陂头 A 型花岗岩的地质地球化学特征及其形成的构造背景 [J]. *地球化学*, 29(4): 358~366.
- 付建明, 马昌前, 谢才富, 张业明, 彭松柏. 2005. 湖南金鸡岭铝质 A 型花岗岩的厘定及构造环境分析 [J]. *地球化学*, 34(3): 215~226.
- 贵阳地球化学研究所. 1979. 华南花岗岩类的地球化学 [M]. 北京: 科学出版社. 1~421.
- 江西根, 柏道远, 陈建超, 熊延望, 马铁球, 王先辉. 2006. 湘东南宝峰仙地区燕山早期花岗岩地球化学特征及其构造环境 [J]. *大地构造与成矿学*, 30(2): 206~219.
- 刘义茂, 戴童璋, 卢焕章. 1997. 千里山花岗岩成岩成矿的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 和 Sm-Nd 同位素年龄 [J]. *中国科学 (D 辑)*, 27(5): 425~430.
- 马铁球, 邝军, 柏道远, 王先辉. 2006a. 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*, 33(1): 119~131.
- 马铁球, 柏道远, 邝军, 彭学军, 王先辉. 2006b. 南岭大东山岩体北部 ^{40}Ar - ^{39}Ar 定年及地球化学特征 [J]. *地球化学*, 35(4): 346~358.
- 毛景文, 李红艳, 裴荣富. 1995a. 湖南千里山花岗岩体的 Nd-Sr 同位素及岩石成因研究 [J]. *矿床地质*, 14(3): 235~242.
- 毛景文, 李红艳, 裴荣富. 1995b. 千里山花岗岩体地质地球化学及与成矿关系 [J]. *矿床地质*, 14(1): 12~24.
- 毛景文, 李红艳, 宋学信, 芮柏, 胥友志, 王登红, 蓝晓明, 张景凯. 1996. 湖南柿竹园钨锡钼多金属矿床地质与地球化学 [M]. 北京: 地质出版社. 1~215.
- 毛景文, 李晓峰, Bernd Lehmann, 陈文, 蓝晓明, 魏绍六. 2004a. 湖南芙蓉锡矿床锡矿石和有关花岗岩的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年龄及其地球动力学意义 [J]. *矿床地质*, 23(2): 164~174.
- 毛景文, 谢桂青, 李晓峰, 李长青, 梅燕雄. 2004b. 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*, 11(1): 45~54.
- 莫柱孙, 叶伯丹. 1980. 南岭花岗岩地质学 [M]. 北京: 地质出版社. 1~363.
- 南京大学地质系. 1981. 华南不同时代花岗岩类及其与成矿的关系

- [M]. 北京:科学出版社. 1~395.
- 邱家骧,林景仟. 1991. 岩石化学[M]. 北京:地质出版社. 1~173.
- 史明魁,熊成云,贾德裕. 1993. 湘桂粤赣地区有色金属隐伏矿床综合预测[M]. 北京:地质出版社. 3~18.
- 童潜明,姜胜章,李荣清,龚茂杨,王世明,黄日明. 1986. 湖南黄沙坪铅锌矿床地质特征及成矿规律研究[J]. 湖南地质(增刊第2号):1~162.
- 童潜明,伍仁和,彭寄来. 1995. 郴桂地区钨锡铅锌金银矿床成矿规律[M]. 北京:地质出版社. 1~98.
- 王昌烈,罗仕徽,胥友志,孙一虹,谢慈国,张重铭,徐文光,任湘眉. 1987. 柿竹园钨锡钼铋多金属矿床地质[M]. 北京:地质出版社. 1~173.
- 王立华,张德全. 1988. 湖南香花岭锡矿床地质特征及成矿机理[M]. 北京:北京科学技术出版社. 1~152.
- 汪雄武,王晓地. 2002. 花岗岩成矿的几个判别标志[J]. 岩石矿物学杂志,21(2):119~130.
- 王岳军,范蔚茗,梁新权,彭头平,石玉若. 2005. 湖南印支期花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其成因启示[J]. 科学通报,50(12):1259~1266.
- 魏绍六,曾钦旺,许以明,蓝晓明,康卫清,廖兴钰. 2002. 湖南骑田岭地区锡矿床特征及找矿前景[J]. 中国地质,29(1):67~75.
- 肖庆辉,邓晋福,马大铨. 2002. 花岗岩研究思维与方法[M]. 北京:地质出版社. 21~36,257~275.
- 许以明,侯茂松,廖兴钰,敖宗伟. 2000. 郴州芙蓉锡矿类型及找矿远景[J]. 湖南地质,19(2):95~100.
- 张敏,陈培荣,张文兰,陈卫锋,李惠民,张孟群. 2003. 南岭中段大东山花岗岩体的地球化学特征和成因[J]. 地球化学,32(6):530~539.
- 赵振华,包志伟,张伯友,熊小林. 2000. 柿竹园大型钨多金属矿床的壳幔相互作用背景[J]. 中国科学(D辑),30(增刊):161~168.
- 庄锦良,刘钟伟,谭必祥. 1988. 湘南地区小岩体与成矿关系及隐伏矿床预测[J]. 湖南地质(增刊第4号):1~98.

<http://www.kcdz.ac.cn/>