

目 次

(上 册)

前 言

第一章 大规模成矿作用与地球动力学背景	(1)
第一节 中国东部中生代大规模成矿作用的地球动力学背景	(1)
第二节 中国造山带内生金属矿床类型、特点和成矿过程	(25)
主要参考文献	(47)
第二章 大规模成矿时代年龄精测与成矿谱系	(58)
第一节 大规模成矿作用年龄精测方法研究	(58)
第二节 中国某些重要成矿区/带成矿作用年龄精测	(68)
第三节 我国某些重要区域矿床成矿谱系	(103)
主要参考文献	(115)
第三章 中国东部中生代构造大转折、岩石圈减薄与大规模成矿作用	(117)
第一节 中国东部中生代构造大转折时空演化及其动力学机制	(117)
第二节 华北克拉通岩石圈减薄作用的 Re-Os 同位素研究	(133)
第三节 华北岩石圈地幔交代作用的时间和机制：中生代下地壳拆沉榴辉岩熔体对地幔 的改造	(139)
第四节 中生代基性火山岩对华北克拉通不同构造分区岩石圈地幔性质的地球化学示踪	(141)
第五节 下地壳拆沉作用的研究	(147)
第六节 华北克拉通 157 ~ 97 Ma 玄武岩浆底侵作用及其热效应	(158)
第七节 华南中生代岩石圈地幔的研究	(163)
第八节 华南和扬子中生代富碱侵入岩研究	(170)
第九节 中国东部中生代下地壳拆沉和岩石圈减薄的初步模型	(173)
主要参考文献	(176)
第四章 西南三江地区新生代大陆动力学过程与大规模成矿	(180)
第一节 三江地区区域地质与成矿	(180)
第二节 三江新生代大规模成矿作用与主要地质事件的耦合关系	(193)
第三节 三江新生代富碱岩系与铜金大规模成矿	(202)
第四节 幔源(煌斑)岩浆活动及其成矿效应	(214)
第五节 西南三江地区新生代大陆动力学过程与大规模成矿	(218)
第六节 西南三江新生代大规模成矿作用特点及成矿规律	(219)
主要参考文献	(227)
第五章 大陆地幔柱剖析及成矿作用	(232)
第一节 峨眉山玄武岩的同位素年代学	(232)
第二节 峨眉山 LIP 岩石地球化学	(239)
第三节 峨眉山 LIP 的相关岩浆作用	(248)

第四节 峨眉山 LIP 成因与地幔柱动力学	(255)
第五节 峨眉山大火成岩省的成矿作用	(265)
主要参考文献	(275)
第六章 长江中下游地区铜陵和宁芜大型矿集区	(278)
第一节 铜陵及宁芜矿集区以往研究工作总结	(278)
第二节 区域构造变形演化与构造应力场转换	(283)
第三节 岩石圈层圈结构与构造分层成矿作用	(301)
第四节 铜陵矿集区壳幔相互作用与成矿过程	(307)
第五节 宁芜矿集区壳幔相互作用与成矿过程	(319)
第六节 成矿流体系统特征及其演化动力学过程	(326)
第七节 埃达克岩与铜金等成矿作用的关系	(342)
第八节 关于铜陵矿集区似层状硫化物矿床成矿作用的讨论	(349)
第九节 大型矿集区典型特征及构造-岩浆-成矿系统演化模式	(358)
第十节 铜陵及宁芜矿集区成矿预测	(380)
主要参考文献	(382)
第七章 胶东-小秦岭大型矿集区	(391)
第一节 胶东矿集区金矿类型及特征	(391)
第二节 胶东金矿成矿时代	(397)
第三节 胶东地区金矿床成矿物质来源	(403)
第四节 胶东地区花岗岩的形成时代及其地球化学特征	(408)
第五节 胶东地区中基性脉岩的时代及其地球化学特征	(416)
第六节 小秦岭大型矿集区	(425)
第七节 华北克拉通金矿床成矿地球动力学背景	(430)
主要参考文献	(439)
第八章 兰坪盆地铅锌多金属大型矿集区	(443)
第一节 兰坪盆地矿产分布及金顶-白秧坪大型矿集区	(443)
第二节 兰坪盆地岩石圈三维结构	(447)
第三节 兰坪盆地演化与成矿的关系	(470)
第四节 岩浆活动与成矿的关系	(494)
第五节 基底变质岩-混合岩中新成因类型锡矿床	(498)
第六节 大型矿集区的成矿时代	(500)
第七节 大规模成矿流体形成、运移和卸载的动力学机制	(504)
第八节 金顶-白秧坪大型矿集区成矿的动力学模式	(528)
主要参考文献	(531)

(下 册)

第九章 与不同源花岗质岩浆有关的成矿系统	(535)
第一节 对华南中生代地球动力学背景、花岗岩类及有关成矿作用的总体认识	(535)
第二节 永梅会地区中生代岩浆活动与大规模成矿作用	(548)
第三节 江西德兴和安徽冬瓜山花岗质岩浆活动与铜金成矿作用	(560)
第四节 湘东南花岗闪长质岩石成因、构造意义及有关的成矿作用	(570)
第五节 “三江”地区新生代富碱侵入岩及铜、金成矿作用	(583)
主要参考文献	(595)

第十章 扬子地块西南缘大面积低温成矿作用	(597)
第一节 区域地质背景	(597)
第二节 下寒武统热水沉积成矿作用	(601)
第三节 加里东期中低温成矿作用	(626)
第四节 燕山期大面积低温成矿作用	(649)
主要参考文献	(675)
第十一章 深部流体成矿系统	(684)
第一节 地幔岩、地幔流体和成藏成矿作用	(684)
第二节 地球深部流体化学动力学	(707)
第三节 岩石圈减薄过程中的深部流体与胶东金矿成矿作用	(722)
第四节 江南古陆南缘某些金矿床形成过程与地幔流体	(741)
第五节 华南中生代热液铀矿与地幔流体关系	(758)
第六节 冀西北地区金矿成矿作用与地幔流体	(771)
主要参考文献	(786)
第十二章 深穿透地球化学与隐伏大矿巨矿的识别	(799)
第一节 国内外研究现状	(799)
第二节 深穿透地球化学理论基础	(801)
第三节 深穿透地球化学信息获取方法	(815)
第四节 大型矿床地球化学定量识别模型与方法	(820)
第五节 深穿透地球化学方法对比试验与应用	(827)
主要参考文献	(840)
第十三章 地球化学块体方法技术与大型矿集区预测	(843)
第一节 地球化学块体的概念与研究意义	(843)
第二节 大型矿集区成矿系统的研究基础	(852)
第三节 地球化学块体方法技术研究	(855)
第四节 基于地球化学资源量预测方法	(869)
第五节 基于地球化学圈定大型矿集区的 GIS 技术	(878)
第六节 区域地球化学数据处理	(893)
第七节 中国主要矿产矿集区圈定及找矿远景区预测	(895)
第八节 结论与建议	(940)
主要参考文献	(942)
第十四章 多元信息集成与大型矿集区分布规律和预测	(945)
第一节 大型矿集区的定义与中国大陆主要的大型矿集区	(945)
第二节 地球化学边界研究的新进展	(947)
第三节 地球化学边界的古特提斯洋-峨眉山-地幔柱过渡带火山作用	(953)
第四节 滇东北地球化学边界峨眉山玄武岩地球化学研究	(981)
第五节 滇黔地球化学边界层控型自然铜矿床的发现	(990)
第六节 地幔柱成矿系统	(1011)
第七节 秦岭地区矿集区分布规律和综合预测	(1021)
主要参考文献	(1027)

第九章 与不同源花岗质岩浆有关的成矿系统

第一节 对华南中生代地球动力学背景、 花岗岩类及有关成矿作用的总体认识

一、南岭燕山早期花岗岩类形成于后碰撞的地球动力学背景

前人一般认为,晚中生代华南地区的地球动力学背景与 Kula 或 Izanagi 板块的俯冲作用有关,属安第斯型大陆边缘。晚白垩世时俯冲作用终止,岩石圈才开始伸展,诱发了浙闽沿海地区双峰式火山岩和 A 型花岗岩的喷发和侵位。因此,他们提出我国东南大陆中生代最早的裂解作用发生在燕山晚期,距今 120 ~ 140 Ma 左右。本项工作的研究工作则证实,华南地区在燕山早期就出现了伸展-裂解的后碰撞环境;而南岭燕山早期花岗岩类形成于后碰撞的地球动力学背景。

(一) 南岭地区燕山早期岩浆岩套是典型的后碰撞岩石组合

以南岭为中心的华南地区,花岗质岩石的分布占绝对优势,伴有少量玄武质岩石出露。从南到北,有三条横贯东西的花岗岩带,影响到湘、桂、赣、粤、闽五个省区。

据史明魁等(1993)对湘桂粤赣及其邻区花岗岩类出露面积的统计研究,燕山早期花岗岩类主要由花岗闪长岩、二长花岗岩、钾长花岗岩和正长岩构成,伴有少量碱长花岗岩出露,其中二长花岗岩和钾长花岗岩占绝对优势。这种岩石组合类型完全可与典型的后造山花岗岩套类,例如与泛非造山运动有关的阿尔及利亚 Hoggar Taourirt 后造山岩套和欧洲中西部华力西造山运动有关的 Mont-Blanc-Aar-Gotthard 岩套。

南岭地区还存在燕山早期的 A 型花岗岩。现已查明在南岭东段的赣南地区存在燕山早期的 A 型花岗岩类,如定南县寨背岩体和龙南县陂头岩体,后者含有碱性暗色矿物霓石和钠铁闪石,它们的 Rb-Sr 等时线年龄分别为 178 和 176 Ma。该两岩体主要由钾长花岗岩构成,准铝质 ($AN/KC = 0.94 \sim 1.08$, 平均 0.98), 富硅 ($SiO_2 = 71.06\% \sim 76.74\%$), 富碱 ($Na_2O + K_2O = 7.93\% \sim 9.80\%$), FeO^T/MgO (%) 较高 (9.60 ~ 145.00), CaO 和 MgO 含量低 (分别为 0.10% ~ 1.16% 和 0.01% ~ 0.25%), 富含稀土元素 ($\Sigma REE = 271.37 \sim 724.97 \text{ mg/g}$) 和高场强元素 (Y、Zr、Nb 等)。其地球化学特征与 A 型花岗岩类相同,而与本区 I 型和 S 型花岗岩有明显差别 (图 9-1)。

在南岭东段,赣南寻乌县的菖蒲盆地和白面石盆地、龙南县的东坑盆地和临江盆地、闽西南永定县潘坑盆地中存在燕山早期的双峰式火山岩系,基性端员玄武岩的同位素年龄变化在 158 ~ 179 Ma 之间,酸性端员流纹岩的 Rb-Sr 等时线为 165 ~ 178 Ma (3 条等时线)。在寨背 A 型花岗岩体 (178 Ma) 中存在大量辉长岩小岩体,如车步岩体,其岩石地球化学特征与双峰式火山岩套中的基性端员玄武岩相同,它们是同源不同相的产物,与寨背 A 型花岗岩构成双峰式侵入岩。赣南和闽西南地区的双峰式火山岩组合中,玄武岩富集不相容元素,特别是富集高场强元素 Nb, Ta, Ce, Zr, Hf, Sm, Ti 等,为板内拉斑玄武岩 (图 9-2)。流纹岩为准铝质 (平均 0.99), 富集高场强元素 Zr, Hf, Ti, Y 和稀土元素 La, Ce, Nd, Sm, Tb, Yb 等,具有 A 型花岗岩类的地球化学特征 (图 9-1)。

此外,在湘南汝城县、道县、宁远县和宜章县一带亦存在燕山早期的玄武岩类,其 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 同位素年龄为 175 ~ 178 Ma, 它们的地球化学特征与板内拉斑玄武岩和板内碱性玄武岩类同 (图 9-2)。

上述二长花岗岩和钾长花岗岩组合、A 型花岗岩、双峰式火山岩系和玄武岩类构成的南岭地区燕

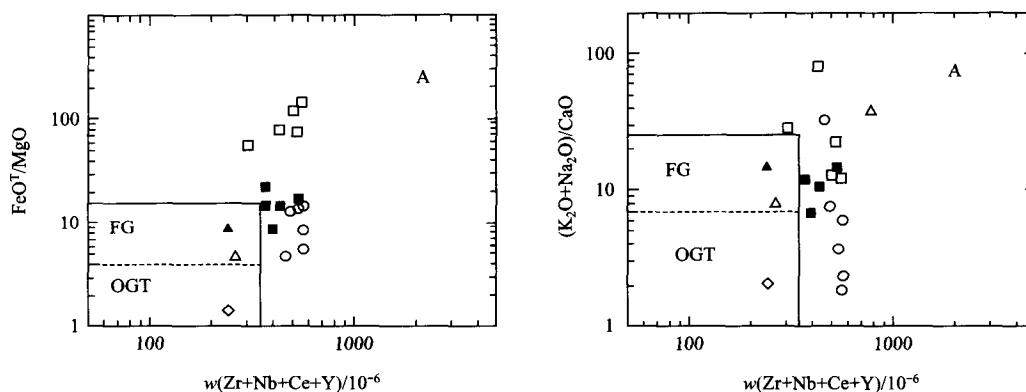


图 9-1 Zr + Nb + Ce + Y 对 FeO^T/MgO 和 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ 判别图

A: A 型花岗岩区; FG: 分异的长英质花岗岩区; OGT: 没分异的 M, I 和 S 型花岗岩区。
空心正方形代表寨背岩体; 黑正方形为陂头岩体; 空心圆为双峰式火山岩组合中的流纹岩;
菱形为本区 I 型花岗岩; 空心三角形为本区 S 型花岗岩; 黑三角形为本区分异的 S 型花岗岩

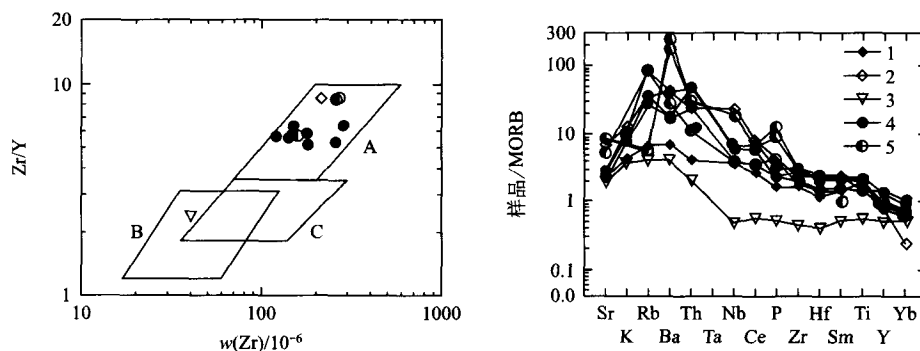


图 9-2 Zr-Zr/Y 和不相容元素 MORB 标准化图

A—板内玄武岩; B—岛弧玄武岩; C—洋中脊玄武岩。1—板内拉斑玄武岩;
2—板内碱性玄武岩; 3—火山弧拉斑玄武岩; 4—赣南玄武岩; 5—湘南玄武岩

山早期的岩浆岩套, 无疑是碰撞事件结束后大陆开始裂解的标志。因此可以认为在印支造山运动结束以后, 南岭地区从燕山早期开始, 就处于一种挤压与伸展-裂解共存的地球动力学背景, 局部出现板内裂谷环境。

(二) 南岭地区燕山早期出现板内裂谷环境, 与软流圈的上涌有关

在南岭东段赣南地区存在燕山早期正长岩-花岗岩组合, 陂头-塔背杂岩体是其典型代表, 它是一个由正长岩和钾长花岗岩构成的杂岩体, 前者称为塔背岩体, 后者称为陂头岩体。正长岩-花岗岩组合是洋岛、大陆裂谷和后造山环境的标志性岩石组合, 通常与地幔热点或地幔柱的活动有关。

对陂头岩体和塔背岩体中的单颗粒锆石进行了 U-Pb 定年, 获得塔背岩体的侵位年龄为 $(188.6 \pm 2.2) \text{ Ma}$; 陂头岩体为 $(186.3 \pm 1.1) \text{ Ma}$ 。

塔背岩体主要岩性为正长岩, 次为石英正长岩, 中粒至中粗粒结构, 块状构造, 主要造岩矿物为条纹长石 77% ~ 88%, 钠钙质角闪石和钠闪石 5% ~ 7%, 黑云母 1%。石英正长岩中含石英 3% ~ 11%。副矿物见锆石、榍石、磷灰石、独居石和磁铁矿。

陂头岩体主要岩性为黑云母钾长花岗岩, 局部出露有含角闪石的黑云母钾长花岗岩。岩石呈中粒似斑状结构, 块状构造, 主要造岩矿物为石英 20% ~ 39%、钾长石 58% ~ 66%、斜长石 (An 为 10 ~ 15) 12% ~ 22% 和黑云母 1% ~ 3%, 局部出现钠钙质角闪石 0 ~ 4%。副矿物主要为磁铁矿、钛铁矿、

锆石、萤石、电气石和少量磷灰石、独居石和钛石。黑云母和角闪石的结晶明显晚于长石和石英，呈填隙物充填于它们的颗粒之间。

塔背岩体的 SiO_2 含量变化在 62.40% ~ 68.75% 之间；富含碱质， $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 10.56\% \sim 11.96\%$ ；钠大于钾， $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.56 \sim 0.93$ ；高铝， $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.28\% \sim 18.07\%$ ；铁高而镁低， $\text{FeO}^T/\text{MgO} = 7.82 \sim 65.86$ ；铝饱和指数 (A/CNK) 变化在 0.80 ~ 1.00 之间。因此而具有碱性和准铝质的主元素化学特征 (图 9-3)。塔背岩体富含大离子亲石元素 Rb、Ba、K 和高场强元素 Th、U、Nb、Ta、Zr 等，而 Sr、P 和 Ti 较低 (图 9-4)。稀土元素以富集轻稀土、Eu 亏损较弱到 Eu 正异常为特征 (图 9-4)，其 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值为 11.07 ~ 18.01， δEu 值为 0.63 ~ 1.82。稀土总量 (ΣREE) 变化在 197.13 ~ 362.30 $\mu\text{g/g}$ 之间。

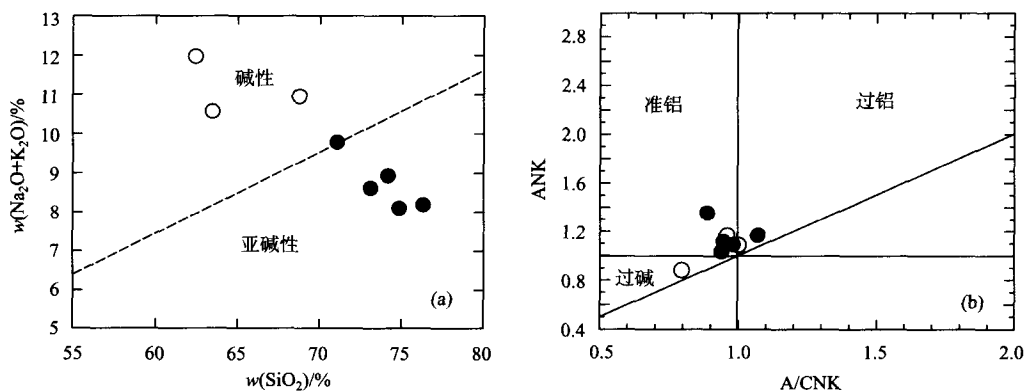


图 9-3 陂头-塔背杂岩体 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 对 SiO_2 和 ANK 对 ACNK 图解
○ 塔背岩体；● 陂头岩体；(a) 据 Irvine et al. 1971；(b) 据 Maniar et al., 1989

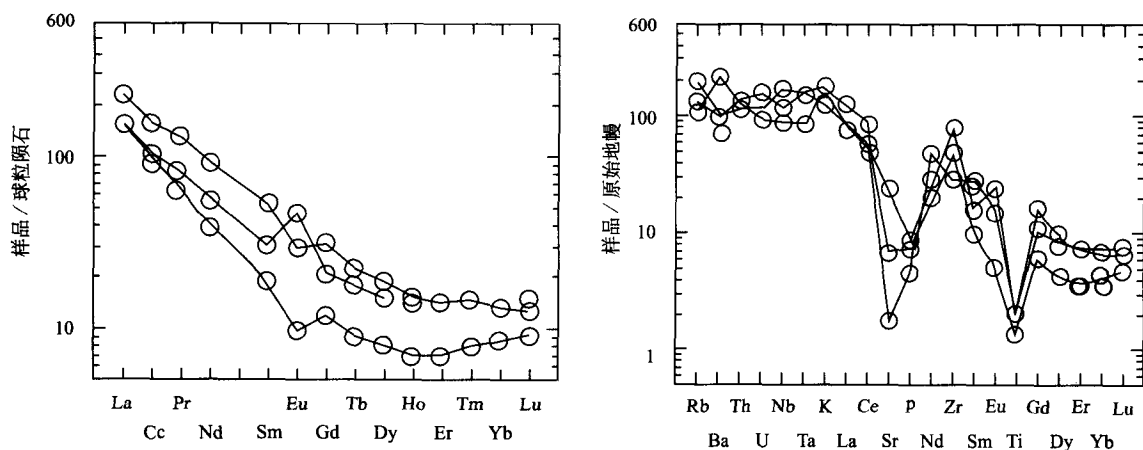


图 9-4 塔背岩体微量元素原始地幔标准化和稀土元素球粒陨石标准化图解
原始地幔数据引自 Sun and McDonough (1989)，球粒陨石数据引自 Taylor et al. (1985)

陂头岩体富含硅质， $\text{SiO}_2 = 71.06\% \sim 76.28\%$ ；偏碱， $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 8.10\% \sim 9.80\%$ ；钾大于钠， $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.22 \sim 1.94$ ；低铝， $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11.50\% \sim 13.63\%$ ；铁高而镁低， $\text{FeO}^T/\text{MgO} = 8.60 \sim 22.00$ ；铝饱和指数 (A/CNK) 变化在 0.94 ~ 1.07 之间。因此而具有亚碱性和准铝质的主元素化学特征 (图 9-3)。在不相容元素蛛网图上 (图 9-5)，陂头岩体的 Rb、Th (U)、K、La、Ce、Nd、Sm、Gd 构成峰，Ba、Nb、Ta、Sr、P、Zr、Ti 构成谷。富集轻稀土元素 (图 9-5)， $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值为

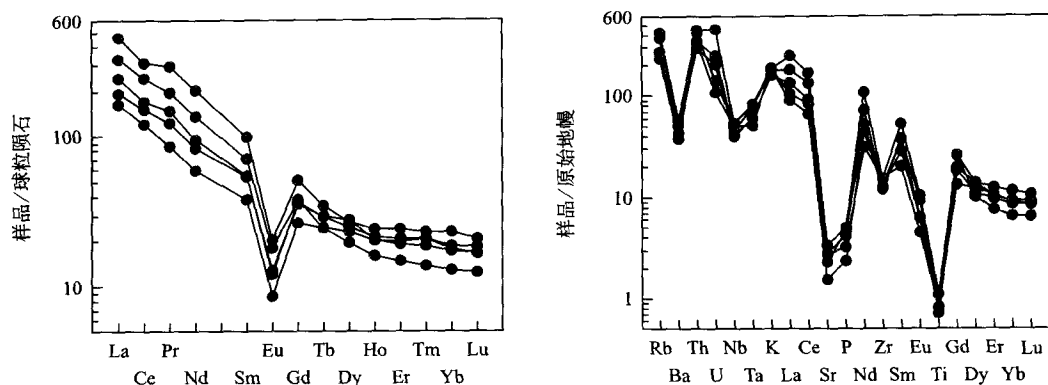


图 9-5 陂头岩体微量元素原始地幔标准化和稀土元素球粒陨石标准化图解

原始地幔数据引自 Sun and McDonough (1989),

球粒陨石数据引自 Taylor et al. (1985), 图例同图 9-3

8.42 ~ 26.84; Eu 亏损强烈, δEu 值为 0.27 ~ 0.33; 稀土总量 (ΣREE) 较高, 变化在 271.36 ~ 717.75 $\mu\text{g/g}$, 平均达 451.09 $\mu\text{g/g}$ 。

塔背和陂头岩体代表性样品的 Sr 和 Nd 同位素分析结果表明, 塔背岩体的初始锶同位素组成较低, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值分别为 0.70412 和 0.70543, 初始钕同位素组成较高, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 3.14 和 3.52。这表明塔背岩体是由地幔物质衍生的。陂头岩体的初始锶同位素组成较高, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值分别为 0.70912 和 0.70805, 初始钕同位素组成较低, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 -6.29 和 -5.35。反映该岩体地壳的成分较高。

前已论述, 塔背岩体以富含大离子亲石元素和高场强元素为特征, 除 P、Ti 和 Sr 较低外, 其他元素与洋岛玄武岩类同 (图 9-6)。P、Ti 和 Sr 偏低可能与磷灰石、钛铁氧化物和斜长石的结晶分异有关, 某些样品出现 Eu 正异常表明发生了斜长石的堆晶作用。据研究 A 型花岗岩套的结晶分异作用对高场强元素对 Y/Nb 的比值影响很小, 该比值可被作为识别源区的标志, 即 $\text{Y/Nb} < 1.2$ 的 A 型花岗岩与 OIB 同源。塔背岩体的 $\text{Y/Nb} = 0.16 \sim 0.51$, 与洋岛玄武岩一致, 在图 9-7 中落在 OIB 区。该岩体的 Sr 和 Nd 同位素组成亦具有洋岛玄武岩的特征, 在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解中落在 OIB 区 (图 9-8)。因此, 可以认为塔背岩体与洋岛玄武岩具有相似的岩浆源区, 可能是软流圈地幔的衍生物。

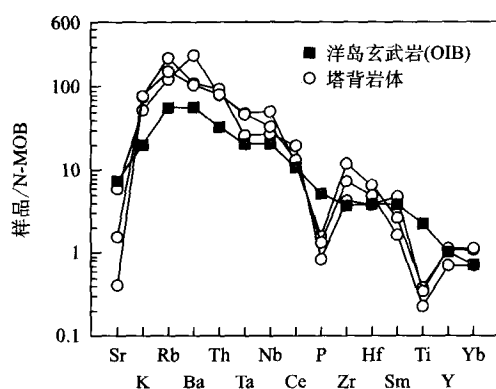


图 9-6 塔背岩体和洋岛玄武岩 (OIB) 的微量元素原始地幔标准化图解

OIB 和 N-MORB 数据引自

Sun and McDonough (1989)

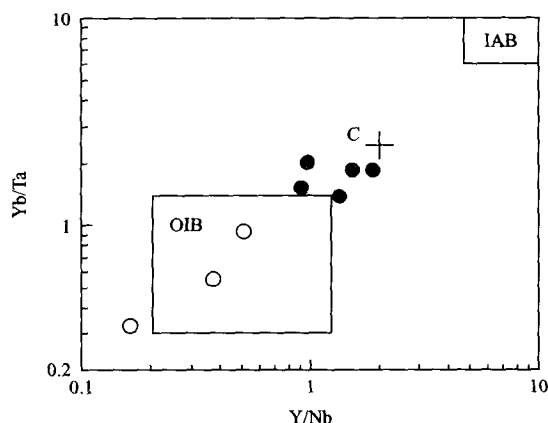


图 9-7 塔背和陂头岩体 Y/Nb-Yb/Ta 图解

(据 Eby, 1990)

OIB: 洋岛玄武岩区; IAB: 岛弧玄武岩区;

C: 地壳平均值; 图例同图 9-3

陂头岩体的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 为 0.70912 和 0.70805。 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值小于 0, 为 -5.35 和 -6.29, 计算得到两阶段 Nd 同位素模式年龄 ($T_{2\text{DM}}$) 为 1.40 Ga 和 1.48Ga, 与华南地区壳-幔混合型花岗岩的值十分相似。在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解中分布在 OIB 和 华南中地壳壳源花岗岩区之间 (图 9-8)。陂头岩体的 Y/Nb 值为 0.91 ~ 1.87, 在 Y/Nb-Yb/Ta 图解中投影在 OIB 源和地壳成分点之间 (图 9-7)。因此, 陂头岩体的岩浆是壳-幔的混合物。由于陂头岩体和塔背岩体几乎在同时、同空间侵位, 因此我们推测形成塔背岩体的幔源正长岩浆亦可能卷入了陂头岩体的形成。

塔背和陂头岩体同属 A 型花岗岩类, 并构成了正长岩-花岗岩组合, 该组合是大陆裂谷带的标型岩套, 在 Oslo 地堑、东非裂谷、中亚裂谷等裂谷中经常发育正长岩-花岗岩组合。因此, 南岭地区在燕山早期时 (早侏罗世末) 已出现一种类似裂谷的环境, 其间发生的大规模的岩浆活动和成矿作用可能与软流圈地幔的上涌有关。

二、华南地区与不同源花岗质岩浆有关的 3 个成矿系统

以南岭为中心的华南地区是我国重要的有色、稀有和贵金属矿产资源产地, 矿种多, 储量大, 其中尤其以与花岗岩类有关的钨、锡、锂、铍、铌、钽、铋、钼、金、银、铅、锌、锑、铜、稀土、铀等金属的大规模成矿作用具有重要的意义, 拥有许多大型、超大型矿床, 例如世界最大的锑矿床, 若干个世界级钨矿床, 我国最大的三个锡矿床 (大厂、个旧、柿竹园), 我国目前开采的最大斑岩铜矿床等, 以及许许多多的金、银、铜、铅锌、稀土、铀、锂、铍、铌、钽、铋等矿床。华南地区与花岗岩类有关的矿产不仅在我国矿业经济中占有重要地位, 而且充分体现了我国大陆成矿作用的特色, 因而长期受到国内外地学界的广泛关注。前人大量研究表明, 华南地区的金属成矿作用、包括与各种花岗岩类有关的成矿作用, 主要发生在中生代, 尤其是燕山期, 是中国东部大规模成矿作用或“成矿大爆发”的重要组成部分。此外, 华南地区与花岗岩类有关的新生代成矿作用也有明显的表现, 如东部的台湾地区和西部的“三江”地区等。

本项工作研究华南地区与不同源花岗质岩浆有关的成矿系统。成矿系统是当前矿床学研究的重要领域之一。根据翟裕生院士的定义, 成矿系统是指在一定的地质时空域中, 控制矿床形成、变化和保存的全部地质要素和成矿作用动力过程, 以及所产生的矿床系列、异常系列构成的整体, 它是具有成矿功能的一个自然系统。本项工作在归纳大量研究成果和最新认识的基础上, 将华南地区中、新生代 (以中生代为主) 与不同构造环境、不同来源、不同性质花岗岩类有关的成矿作用及其产物划分为 3 个主要的成矿系统, 并总结和讨论了它们的主要特征。限于研究程度, 本项工作所划分的成矿系统主要考虑了控制矿床形成的地质要素和动力过程, 而未涉及矿床形成后的变化和保存。

(一) 与钙碱性 (花岗质) 火山-侵入活动有关的成矿系统

这一类岩浆活动及其产物主要分布在华南的两个地区, 一是东部地区, 属于中国东部中生代火山-侵入岩带的一部分, 构造环境主要是大陆边缘及大的断裂带; 二是华南腹地的赣东北、湘东南地区, 属古陆缘或陆内构造环境。

这一类岩浆活动的产物以钙碱性的中-中酸-偏酸性岩石为主, 如石英闪长岩、花岗闪长 (斑) 岩、花岗斑岩、英安斑岩、流纹英安斑岩等, 同时也包括一部分富钾的钙碱性岩石甚至橄榄安粗质岩石。这类岩浆活动的重要特征之一就是火山岩与浅成侵入岩的密切共生。与它们有关的成矿作用包括

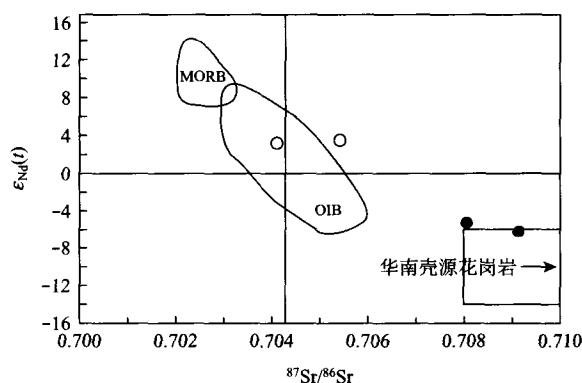


图 9-8 塔背和陂头岩体的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解

华南壳源花岗岩的 Sr-Nd 同位素组成为:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.708 \sim 0.720, \epsilon_{\text{Nd}}(t) = -6 \sim -14,$$

相当于华南内陆大部分地区中地壳的同位素组成;

OIB 和 MORB 区转引自 Sobel and Arnaud (2000)

斑岩型铜（金）及银多金属矿床、浅成热液金（铜）矿床，以及介于二者之间的“中成热液”（mesothermal）多金属矿床，以及其他一些被称为“陆相火山岩型”的矿床。笔者将与这类岩浆活动有关的成矿系统称为“斑岩-浅成热液金-铜成矿系统”。这类岩浆活动的产物还常形成一些矽卡岩型矿床，或对某些（火山和/或喷流）沉积成因的矿床进行叠加改造，形成新的矿床。它们也可以归入本成矿系统内。

这一成矿系统中的典型矿床有江西德兴铜厂、富家坞、福建中寮、钟腾、广东大宝山等斑岩型铜（多金属）矿床，江西冷水坑银铅锌矿床、江西银山金铜多金属矿床，广东钟丘洋铜铅锌矿床，浙江冶岭头金矿床，以及福建紫金山、碧田、台湾金瓜石等浅成热液金矿床。岩浆叠加改造的则以安徽铜陵冬瓜山铜矿为代表。除台湾金瓜石金矿床形成于新生代、与活动板块边界的火山岩浆作用有较直接的关系外，其他矿床都形成于中生代燕山期，其中位于扬子板块（及江南造山带）边缘的江西德兴等地的岩浆活动主要为燕山早期，而闽西南紫金山地区的岩浆活动为燕山晚期。它们的岩浆作用看起来并不直接与活动板块边界有关，而主要是受陆内深断裂的控制；但由于许多深断裂是继承了古俯冲带、古拼接带等板块边界构造，如德兴地区的赣东北深大断裂带可能沿袭了新元古代的板块俯冲带；或是在后来发生的部分熔融事件中，新生岩浆继承了早先形成的与俯冲和碰撞有关的含有较多幔源物质的特征，因此有关的岩石在地球化学方面仍然显示出幔源组分参与的特征（如具有较低的 TDM 等）。

研究表明，这一成矿系统（尤其是斑岩型矿床）的成矿物质主要来源于岩浆岩本身；然而，总体来说，本系统的成矿流体是以环流的大气降水起着主导作用，并有来自岩浆的挥发组分不同程度地参与成矿；即使对于被认为是典型岩浆热液矿床的斑岩铜矿来说，大气降水在成矿晚阶段（往往也是工业铜矿体形成的阶段）的作用也是不可忽视的。

本项工作以江西德兴铜矿、福建紫金山地区金铜矿床、安徽铜陵冬瓜山铜矿为这一成矿系统的主要研究对象，具体成果见本报告的相关部分。

板内的（高钾）钙碱系列岩石以湘东南地区的花岗闪长质小岩体为代表，岩性上相对偏中性，岩石侵位稍深，且缺少伴生的同源火山岩。它们与铜铅锌多金属成矿作用关系密切，并且形成了一批重要的多金属矿床，如水口山、宝山、黄沙坪、铜山岭等。本项工作王岳军等研究了湘南地区这类岩石的常量和微量元素地球化学特征，认为它们属板内钾质岩石，其成因与该地区在中生代岩石圈伸展-减薄背景下，由于软流圈上涌导致幔源岩浆底侵，与中下地壳物质混合后发生部分熔融有关。他们还利用单颗粒锆石 U-Pb 法测定了湘南地区若干花岗闪长质小岩体的年龄值都在 175 Ma 左右，属于燕山早期。

（二）与陆壳重熔型花岗岩类有关的成矿系统

华南尤其是南岭地区存在大量的中生代陆壳重熔型花岗岩类，相当于徐克勤等提出的“改造型”花岗岩、莫柱孙归纳的“转化型”花岗岩、王联魁等提出的“Li-F 花岗岩”中的系列 I 花岗岩等，它们与 W、Sn、Bi、Mo、Li、Be、Nb、Ta、REE 以及 U 等金属的大规模成矿作用有密切的成因关系，前人在这方面已经有大量的研究成果。本项工作从总体上把与陆壳重熔型花岗岩类有关的矿床归结为一个成矿系统。

与陆壳重熔型花岗岩类有关的成矿系统的基本特征，早在 20 世纪 80 年代初就有较为系统的研究成果。一般来说，陆壳重熔型花岗岩类是多阶段的复式岩体，而与成矿作用有关的是演化到晚阶段的小岩体。但是，由于构造背景不同（基底性质、隆起或拗陷、深断裂的影响等）、形成深度及幔源物质参与程度不同，以及其他成岩条件的差异，陆壳重熔型花岗岩类包含了几种不同的情形，而与其有关的成矿系统也可以进一步划分出几个不同的类型。

第一种情形是当岩石主体相的二长花岗岩或黑云母花岗岩中的一部分经过结晶分异作用而形成晚阶段过铝质的小岩体（与典型的 S 型花岗岩较一致）时，往往与 W、Sn、Bi、Mo（Nb、Ta）等矿化有关，前人曾称之为（含）钨锡花岗岩。例如，赣南西华山、漂塘、湘南瑶岗仙、粤北红岭等矿床就属于这种情况，这也是华南与陆壳重熔型花岗岩类有关的成矿系统的主体类型，我们称之为主体（S 型）花岗岩型。

第二种情形是在一些特定的区域地球化学背景条件下，重熔型花岗岩浆的演化（结晶分异-液态

分离) 可以导致更富集 H_2O 和 Li 、 F 、 B 、 P 等组分, 从而形成所谓“ Li - F 花岗岩”, 或富氟花岗岩, 它与 Li 、 Rb 、 Cs 、 Be 、 Ta 、 Nb (Sn 、 W) 等稀有金属矿化有关, 如广西栗木、湖南香花岭、江西雅山等。不少研究者把前述第一种情形的岩体也归入这一类型内, 有些人则把这两种情况的花岗岩统称为稀有金属花岗岩。确实, 这两种类型的岩石及成矿作用有着许多基本的共同特征, 如酸性、铝过饱和、相对富碱 (尤其是钾)、富含挥发组分 (尤其是 F) 等, 因此, 也可以把二者合并成为一个类型。但是, 至少是由于二者的演化程度不同吧, 这两类岩石的确有一些不同之处, 例如, 大部分 (含) 钨锡花岗岩的 $K_2O > Na_2O$, 而一些典型的 Li - F 花岗岩相对来说是富钠的; 陈毓川在总结桂北地区花岗岩类特征时, 就曾指出栗木矿田花岗岩 (属 Li - F 花岗岩) 的 $Na_2O > K_2O$, 而其他含锡花岗岩都是 $K_2O > Na_2O$ 。此外, 它们在 P_2O_5 和 REE 含量等方面也有一定的差异, 第一种情形的 (含) 钨锡花岗岩含较低的 P_2O_5 和较高的 REE , 而第二种情形的 Li - F 花岗岩相对来说含较高的 P_2O_5 和较低的 REE 。因此, 本项工作仍把它分出来, 并称之为 Li - F 花岗岩型。显然, 本文的 Li - F 花岗岩与王联魁等提出的 Li - F 花岗岩相比, 要狭义得多, 而可能更接近于刘昌实等总结的陆内 S 型花岗岩中的富氟高磷类型。

第三种情形是岩浆的来源可能更深、但其侵位却更浅, 从而形成一些“次火山岩相”的花岗质岩浆活动产物, 有的甚至与火山岩共生, 构成花岗质火山-侵入杂岩, 有些还伴有中心式 (塌陷) 火山机构, 王德滋等称之为“ S ”型火山岩。它们中的许多岩体与斑岩锡矿有关, 有些则与铀矿化有关, 如江西的岩背、相山、石城, 广东的银岩、西岭、塌山, 浙江的洋滨等。对于这类岩石的成因类型, 一些研究者认为应属于“同熔型”, 岩浆来源于“上地幔至下地壳”; 但由于它们都是富铝的, 有些火山岩 (如江西相山、东乡) 中含有红柱石、石榴子石等富铝矿物, 并具有较高的铈同位素初始比值等特征, 因此大部分研究者认为它们属于陆壳重熔型花岗岩类或陆壳重熔型火山-侵入杂岩或 S 型花岗质火山-侵入杂岩。显然, 这类岩石主要分布在华南的东南部, 基本上出露于赣江断裂以东地区; 而且在时代上相对年青, 以 $<150\text{ Ma}$ 为主。本项工作称之为火山-侵入杂岩型。

现分别以产于赣南的漂塘、大吉山、岩背为例, 将上述三种情形 (三个类型) 的陆壳重熔型花岗岩类某些岩石化学方面的特征作一对比 (表 9-1)。

表 9-1 华南陆壳重熔型花岗岩类三种不同类型花岗岩岩石化学特征对比表^①

	主体(S 型)花岗岩——漂塘(5)	Li - F 花岗岩——大吉山(4)	火山-侵入杂岩——岩背(8)
$w(SiO_2)/\%$	76.43	73.31	75.92
Fe_2O_3/FeO	0.43	1.93	0.36
$w(Na_2O + K_2O)/\%$	8.02	8.98	8.05
Na_2O/K_2O	0.76	1.15	0.59
A/NKC	1.06	1.16	1.02
Rb/Sr	44.79	39.4	41.62
Zr/Hf	15.24	3.13	19.59
$Nb(\mu g/g)$	31.69	63.32	74.74
$Ta(\mu g/g)$	11.19	142.43	Not detected
$\Sigma REE(\mu g/g)$	219.15	46.03	390.52
$\Sigma Ce/\Sigma Y$	0.41	0.99	1.46

①漂塘、大吉山样品的主量元素分析由南京大学现代分析中心完成 (X 荧光光谱), 微量元素分析由中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放实验室完成 (ICP-MS); 岩背的数据引自刘昌实等 (2002)。括号内为样品数。

从表 9-1 可见, 这三种类型花岗岩都是高硅富碱, 有相似的较高的 Rb/Sr 比值, 这些也是陆壳重熔型花岗岩的共同特征。三者之中的第一和第三种岩石似乎在某些特征方面更相近一些, 它们都属弱过铝质, 有较低的 Fe_2O_3/FeO 和 Na_2O/K_2O 比值、较高的 Zr/Hf 比、较低的 Ta 含量和较高的 REE 含量; 而第二种岩石的这些特征则与它们大不一样, 表现为中等过铝质, $Na_2O > K_2O$, Ta 含量较高而 REE 含量很低。而在轻、重稀土的比值上, 上述第一、二、三类花岗岩却呈现出轻稀土逐渐富集的趋势。

华南与花岗岩有关的铀矿床的定位,常受控于燕山期不同源岩浆活动在印支期的过铝质花岗岩之上的叠加改造,由于印支期过铝质花岗岩主要是陆壳重熔型花岗岩,因此本项工作把它归结为第四种情形,并称之为晚期叠加型。常见的不同源岩浆活动叠加有:粗安质岩浆活动叠加(例如赣南的猫尖洞)、花岗质岩浆活动叠加(如粤北诸广山、下庄)、流纹质岩浆活动叠加(如闽北毛洋头)、基性岩浆活动叠加(如赣南隘高、粤北下庄)、双峰式岩浆活动叠加(如赣南白面石)等。当燕山期不同源、不同性质岩浆活动叠加时,不仅提供了热量驱动流体运动,促使较早期花岗岩中的铀活化富集,而且还提供深源挥发组分(主要是 CO_2 、F)直接参与铀的成矿作用。具体情况将在本报告的其他有关部分中述及。

(三) 与富碱(钾)质花岗岩类有关的成矿系统

在华南某些地区不同程度地发育着中、新生代的富碱(尤其是富钾)的花岗质岩浆岩,它们在化学成分上以富钾为特征,在成因上则不是陆壳重熔型花岗岩类。在关于岩石系列划分的 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图上,它们都超出了正常的钙碱系列岩石范围,其中有些属于高钾钙碱系列岩石,有的属于富钾的碱性花岗岩,有的属于钾玄质系列中的偏酸性成员,有的则属于A型花岗岩。这一类岩石的成因、背景、性质比较复杂,我们把与这类富钾的花岗质(中-酸性)岩浆活动有关的成矿作用归入一个成矿系统。

在华南西部的“三江”地区,沿哀牢山-金沙江深断裂带,分布着长达1800 km的新生代富碱侵入岩带。其岩石种类较多,既有超基性、基性岩,也有中性、酸性岩,后者主要有石英二长斑岩、二长花岗斑岩、正长花岗斑岩、正长(斑)岩、碱性花岗岩。与该富碱侵入岩有关的金属矿产资源十分丰富,尤其以斑岩型铜(钼)矿床最为重要,如著名的藏东玉龙斑岩铜矿带以及云南的马厂箐等。张玉泉等认为玉龙和扎拉尕、莽总、多霞松多、马拉松多等斑岩铜矿的岩体应属于钾玄岩系列。

在华南存在着不同时代的A型花岗岩类,它们或形成于大陆边缘的伸展构造环境,或形成于板内的拉张环境。涂光炽等较早指出了华南存在着两个大型富碱侵入岩带,即浙闽沿海带和哀牢山-金沙江带,并认为前者在主量和微量元素含量方面都与澳大利亚Lachlan褶皱带的A型花岗岩很类似。王德滋等认为,我国东部晚中生代的先后两期A型花岗岩,分别是在陆-陆剪切造山导致的剪切拉张以及板块俯冲导致的弧后扩张这样两种不同的拉张背景下形成的。魏春生等通过岩石形成时代特征及物质来源的Nd-Sr-O同位素地球化学特征研究,认为中国东部A型花岗岩起源于俯冲洋壳。根据目前的资料,华南东部地区的中生代A型花岗岩主要分布于浙闽沿海、赣南、粤北等地,其中,浙闽沿海的晚中生代A型花岗岩类较早就得到肯定并有大量研究成果,如福建魁岐花岗岩,其年龄数据多在109~90 Ma之间。而赣南等地的某些A型花岗岩体则是近几年来才界定的,如定南的寨背岩体、龙南的陂头岩体、佛冈的恶鸡脑岩体等。

赣南一些准铝质的A型花岗岩与稀土矿化的关系比较密切,这些岩体一般富含REE,平均在 500×10^{-6} 以上,尤其富重稀土。赣南地区不仅存在A型花岗岩,而且存在双峰式火山岩,其中的酸性端员流纹岩和A型花岗岩一样具有板内花岗质岩石的地球化学特征,可称为A型火山岩。赣南地区广泛分布的大规模风化淋积型稀土矿床往往与这些A型花岗质岩石关系密切。

分布于云南“三江”地区、哀牢山-金沙江带的新生代富碱侵入岩中的一部分可能类似于A型花岗岩。本项工作毕献武等最近的研究认为姚安和马厂箐岩体在成分上类似于A型花岗岩,为富集地幔部分熔融的产物,其中姚安岩体为典型的碱性系列,马厂箐岩体为碱性-亚碱性系列;他们还初步探讨了富碱侵入岩演化过程中铜、金和挥发分的地球化学行为,具体成果将在本报告第五部分详述。

因此,就目前掌握的资料来看,华南与A型花岗岩有关的成矿系统主要是稀土和铜、金成矿作用。

在湘南地区花岗闪长质小岩体向南西延伸方向的桂东南地区,也出露一批富钾的侵入岩,其中既有基-中性的岩石,也有偏酸性的岩石,如花山岩体等。李献华等研究了它们的岩石学和地球化学特征,发现它们具有与板内玄武岩相似的微量元素组成特征,并称之为桂东南钾玄质侵入岩带。郭新生等研究了桂东南罗容、马山富钾岩浆杂岩的Nd同位素组成,也认为它们是形成于板内拉张构造环境的钾玄质侵入岩。与这一类岩石有关的成矿作用主要有稀土、稀有与钨、锡等。本项工作对花山、姑婆山等花岗岩体进行了研究,初步认为它们不属于钾玄质侵入岩,而更类似于I型花岗岩。

值得一提的是，在世界范围内，与中、新生代钾玄质侵入岩及其他富钾岩石有关的金铜多金属成矿作用正在受到越来越多的关注，因此对这类岩石及其成矿作用的研究尚须进一步加强。

上述 3 个主要成矿系统的概要情况见表 9-2。

表 9-2 华南与中、新生代花岗岩类有关的三个成矿系统

成矿系统	亚系统或矿床类型	主要成矿金属	典型矿集区或矿床
与钙碱性（花岗质）火山-侵入活动有关的成矿系统	斑岩-浅成热液金铜成矿系统、矽卡岩型	Cu-Au Au-Ag-Cu	福建紫金山、江西铜厂、安徽冬瓜山
	板内（高钾）钙碱系列	Pb-Zn, Cu	湘南水口山、黄沙坪
与陆壳重熔型花岗岩类有关的成矿系统	1. 主体（S 型）花岗岩	W-Sn	江西西华山、漂塘
	2. Li-F 花岗岩	Nb-Ta	江西大吉山
	3. 火山-侵入杂岩	Sn, U	江西背锡矿、相山铀矿
	4. 晚期叠加型	U	粤北下庄铀矿
与富碱（钾质）花岗岩类有关的成矿系统	钾玄质及其他富钾岩石	Cu	藏东玉龙铜矿带
	A 型花岗岩类	REE, Cu-Au	云南姚安金矿

三、华南地区中生代岩石圈演化、花岗岩类活动及大规模成矿作用

华南地区中生代花岗岩类及有关的大规模成矿作用都是该地区岩石圈演化的产物。因此，搞清华南地区中生代的大地构造背景与岩石圈演化过程，是正确认识该时期华南花岗岩类产出和成矿作用特征的关键所在。华南地区经历了复杂的地质构造演化史。华南褶皱系是在中元古代全球性拉张裂解作用背景下开始形成的，这一拉张裂解作用在华南古陆块或扬子-华夏古陆上形成了古华南海，即包括浙赣湘桂滇越的广大的华南地槽系，或华南裂谷带；在其后的发展过程中，曾经过多次局部的挤压与拉张，直至早古生代后期，这一华南地槽系才最终完成褶皱造山作用，形成华南加里东褶皱系。后来，由于古特提斯洋的打开，整个华南地区又呈现出以扬子和华夏两个古陆为核心的多岛洋格局，直至印支构造运动的发生。

（一）印支造山运动及印支期花岗质岩浆活动

华南的地质构造是与中南半岛的地质构造有密切联系的。任纪舜等（1999）把扬子板块以东的华南地区（包括华夏陆块）及中南半岛一起划归“北特提斯印支-燕山造山系”。华南的印支运动，就是由于受到来自中南半岛的挤压而发生的。（ 258 ± 6 ）Ma ~ （ 243 ± 5 ）Ma 发生了以 Sibumasu 地块与印支板块-华南板块的碰撞增生为代表的印支构造运动，并造成 245 Ma 左右的东特提斯洋关闭（Carter A et al. , 2001）。它不仅使华南内部发生了以碰撞-挤压-推覆-隆升为主的印支造山运动，而且，也推动了华北板块和华南板块在印支期完成碰撞拼合、并形成中国大陆；任纪舜等（1999）将其称为“陆-陆叠覆造山运动”。华南地区印支构造运动的主碰撞期为 250 ~ 230 Ma。

如同世界上其他在造山带发生的大量地壳拉张一样，华南印支造山运动在造山期和造山期后都有强烈的拉张构造发生。目前还缺少对具体的拉张事件及有关的动力学机制的研究，但拉张引起的陆内伸展构造及花岗岩类的形成已受到广泛重视。

华南印支期花岗岩的数量较少、分布较零散，主要分布在西部的雪峰隆起带、东部的武夷隆起带，以及湘中-粤西-桂南一带。在造山运动导致地壳加厚最显著的地段，如赣北的庐山、德安、幕阜山一带及赣中的武功山，出现了代表与重力滑塌有关的变质核杂岩，其中武功山变质核杂岩中 4 个花岗片麻岩的云母 Ar/Ar 年龄（刘昌实等，2002）反映了伸展变形主要发生于 233 ~ 225 Ma。

华南大部分印支期花岗岩的年龄为 235 Ma 到 205 Ma，比主碰撞期明显滞后，因此实际上印支期花岗岩是形成于“后碰撞”（post-collision）的动力学环境。此时已经有规模较小的 220 Ma $\pm$ 的镁质岩浆活动产物，如在道县发育的辉长岩包体，表明在主碰撞期之后岩石圈已经有初始的拉张-伸展发生，造成地幔上涌、基性岩浆底侵。当然，该时期的拉张-伸展和地幔物质上涌是十分局部和有限的，

对花岗岩的成因并没有太大的控制意义,因此印支期花岗岩形成过程中地幔物质的参与较少。

华南印支期花岗岩大多是过铝质的,成岩物质来源于基底岩石的重熔作用;但也有一些铝不饱和,甚至是含角闪石的I型花岗岩。湖南的印支期花岗岩在地球化学上呈现出明显的铕负异常($\delta\text{Eu} = 0.18 \sim 0.56$), $\delta\text{O}^{18} = 9.27\text{‰} \sim 17.36\text{‰}$, $\text{Rb}/\text{Sr} > 1$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{(i)} = 0.7136 \sim 0.7264$, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -11 \sim -17$, 类似华南地区片麻岩类岩石的同位素组成,被认为是中上地壳物质重熔的产物。

华南印支期大地构造演化及印支期花岗岩的形成机制长期以来有着不同的理解。如早中生代碰撞造山作用模式视印支期花岗岩为岛弧环境的产物,但是越来越多的资料不支持华南内部存在早中生代洋盆或洋陆俯冲事件;印支期陆内俯冲造山模式则认为印支期花岗岩分布的赣湘桂一带自古生代以来为一长期发育的裂陷槽,带内冲褶构造发育,变形强烈,印支期花岗岩可能是陆壳叠置加厚作用的结果。也有研究者认为早中生代以来的岩石圈伸展减薄和基性岩浆底侵可能也是华南印支期花岗岩形成的动力学机制之一。本项工作成员(王岳军等,2002)在合理构建华南印支期地质-物理模型的基础上,利用FLAC软件模拟了该区印支期过铝质富钾花岗岩形成与“基性岩浆底侵”以及“陆壳变形叠置加厚”两种动力学背景的可能联系。模拟结果表明,(220 Ma $\pm$)的基性岩浆底侵能导致中下地壳含水矿物相岩石的深熔,但其热效应持续时间和热效应波及范围有限,除非印支期该区存在大规模基性岩浆的底侵作用,否则基性岩浆底侵事件难以成为印支期花岗岩形成的主导因素。而在陆壳叠置加厚模型中,当加厚因子达到1.2时,在槽形区底部中下地壳界面温度升高可达700℃,引起片麻岩类岩石熔融;当陆壳叠置加厚因子达1.3时,白云母矿物脱水引起片麻岩类岩石熔融产生的熔体可达到熔体流动临界比例($\geq 20\%$),从而形成花岗岩基。这一模型也吻合于该区所观察到的同期构造形变。因此,陆壳变形叠置加厚可能是华南印支期构造岩浆作用形成的主导机制。

总体上来说,印支期花岗岩岩浆活动没有造成大规模的金属成矿作用。但是,印支期花岗岩与某些金属有着特殊的关系,例如它们有较高的铀含量(一般大于 $10 \times 10^{-6}\text{m}$),因而常常是花岗岩型铀矿的矿源岩;在燕山期与拉张背景有关的各种岩浆活动叠加而提供了热源、矿化剂和动力条件的情况下,印支期花岗岩中的铀便活化转移、富集成矿。有关的具体研究成果将在后文叙述。

(二) 燕山早期岩浆活动及成矿作用构造背景

在经历了200~185 Ma的调整期(岩浆活动相对沉寂)之后,从“燕山期”开始,华南内部尤其是南岭地区进入一个岩石圈“伸展-减薄”的地球动力学环境,这也是一个岩浆作用及相关的金属成矿作用丰富多彩的新时期。

前人一般将华南地区的燕山期分为早、晚两期。对燕山早晚期各进一步划分为两个阶段,即第一阶段和第二阶段;也有人将燕山早期分为三个阶段。但这些划分方案的年代界限各家并不一致。本项工作主要从花岗岩类的成矿学特征及大陆动力学背景出发,把燕山期划分为早、中、晚三期,而将燕山中、晚两期再各划分为两个阶段;本书中的燕山早、中期大致相当于前人的燕山早期第一、第二阶段。

南岭地区燕山早期的较大规模岩浆活动大约从185 Ma开始,并集中在180~170 Ma间。本项工作总结了该期岩浆活动主要有4种类型。第一是玄武质岩浆活动,主要分布在湘东南的汝城、道县、宁远、宜章等地,年龄主要为178~175 Ma。第二是双峰式岩浆活动,主要分布在赣南,如寻乌县的白面石和菖蒲,临江县的东坑,以及闽西南永定县的潘坑等盆地,其中的基性端元(玄武岩)的年龄主要在179 Ma和158 Ma之间。第三是A型花岗岩及相关的正长岩-花岗岩岩套,如赣南的寨背和陂头,其Rb-Sr等时线年龄分别为176 Ma和178 Ma。上述三种岩浆活动的情况已经在本总结报告的第一部分第一章中进行了详细介绍。第四是板内高钾钙碱性岩浆活动,主要是分布在湘东南水口山、宝山、江华、江永等地的花岗闪长质小岩体,地球化学特征显示它们形成于岩石圈伸展-减薄的背景,它们的单颗粒锆石U-Pb年龄为181~172 Ma。这类岩浆活动的详细情况将在本文的其他部分中阐述。

研究表明,双峰式火山-侵入杂岩和A型花岗岩类及其有关的碱性杂岩是软流圈上升、岩石圈减薄、大陆地壳开始拉张裂解的最直接证据,因此,南岭地区上述燕山早期岩浆岩套的确立,显然对前人关于华南东部大陆最早的裂解作用发生在燕山晚期以及南岭花岗岩形成于区域挤压应力作用等传统认识提出了质疑,也为我国东南大陆的地球动力学演化和南岭地区构造-岩浆-成矿作用的大地构造背

景研究提供了新的思路。人们不得不重新考虑南岭地区广泛分布的晚中生代花岗岩和丰富的矿产资源的地球动力学背景。

总的来说,上述这几类岩石的分布范围还不广,只限于局部地区,主要是南岭中段的湘东南-赣南地区,向东延伸至闽西南,恰处于印支构造域的中间部位。本项工作认为,它们大致上呈近 EW 的展布方向,很可能反映了在印支运动 SN 向挤压应力消失后,岩石圈发生了同一(SN)方向的伸展-拉张作用。因此,可以确定南岭地区燕山早期的动力学背景是造山后的“局部伸展-拉张裂解”。

与燕山早期岩浆活动相关的成矿作用主要是赣东北地区 and 湘东南地区与(高钾)钙碱性岩石伴生的铜铅锌金多金属成矿作用,形成一批超大型和大、中型矿床,如铜厂、富家坞、银山、水口山、宝山、黄沙坪、铜山岭等。与此相伴随的金矿化也颇具规模,除了德兴铜厂、银山都有数量可观的金以外,还有在水口山铅锌矿田发现的康家湾 Au-Ag-Pb-Zn 矿床;在宝(山)-黄(沙坪)成矿带西部发现的大坊金矿,其矿体产在花岗闪长斑岩体内及其与灰岩的接触带上;在湘南地区还有砂卡岩型(江永剪叉湾)、浅成热液型(常宁仙人岩)、隐爆角砾岩型(老鸦窠)等与花岗岩类有关的金矿床。本项工作认为,赣东北和湘东南地区与(高钾)钙碱性岩石伴生的铜铅锌金多金属成矿作用是华南地区中生代大规模金属成矿作用的第一次高潮。

此外,赣南一些准铝质的 A 型花岗岩与稀土矿化的关系比较密切,这些岩体一般富含稀土元素,尤其是重稀土,ΣREE 平均在 500×10^{-6} 以上。赣南地区广泛分布的大规模风化淋积型稀土矿床往往与这些 A 型花岗质岩石关系密切。

(三) 燕山中期岩浆活动、成矿作用及构造背景

本项工作提出的燕山中期的时限大致为 170 ~ 140 Ma,并将该期进一步划分为两个并非截然分开的阶段。

燕山中期第一阶段的时限大致为 170 ~ 150 Ma。这一阶段的特征是挤压和伸展的共存,而南岭地区的岩石圈全面减薄造成地幔上涌,产生的玄武质岩浆底侵引发了大规模的地壳熔融,导致大量的以黑云母二长花岗岩为主体的“改造型花岗岩”在南岭及其周边地区出现,其年龄尤其集中于 160 Ma 前后。

在湘南,与柿竹园超大型矿床有关的千里山岩体目前已发表的年龄数据主要为 163 ~ 152 Ma;本项目其他课题组最近用锆石 SHRIMP 法得到的年龄(未发表)也与后者类似。湘南另一个著名的花岗岩体骑田岭,近年来发表的用 Rb-Sr 等时线、锆石 U-Pb、黑云母 Ar/Ar 等方法测定的一批年龄数据(161 ~ 157 Ma)也都落在燕山中期第一阶段范围内。

在赣南,这一阶段的代表是著名的西华山花岗岩。其早年的 K-Ar 法年龄数据跨度较大,多在 184 ~ 139 Ma 范围内;而 20 世纪 80 年代中期以来的大量 Rb-Sr、U-Pb 年龄数据集中在 157 ~ 150 Ma 间,显然以燕山中期第一阶段为主。相邻的漂塘和木梓园花岗岩,本项工作最近研究测定的单颗粒锆石 U-Pb 年龄分别为 161 Ma 和 153 Ma。赣南另一个著名的大吉山钨矿,相关的两个阶段花岗岩侵入体年龄分别为 161 Ma 和 159 Ma。

在粤北,佛岗、贵东、九峰、红岭、司前等大小不等的花岗岩体的年龄也基本上在这一阶段。在桂北,花山、姑婆山、里松、栗木等花岗岩的年龄值在 165 Ma 到 148 Ma 之间,也都是这一阶段的产物。

值得注意的是,该阶段花岗岩虽然是在地幔物质上涌导致玄武质岩浆底侵的背景下形成的,且分布范围广、面积大,但是这些花岗岩的成因主要是地壳物质的部分熔融,属陆壳重熔型花岗岩,其中的地幔物质参与仍然较少,所以这些花岗岩总体上显示出明显的壳源岩石地球化学特征。

该阶段的成矿作用以湘南、赣南等地的部分 W (Mo) 多金属等为主,如柿竹园、漂塘等;且主要发生在该阶段的后期(150 Ma 左右);而 Sn 的大规模成矿作用似乎尚未开始。以著名的赣南西华山钨矿为例,大量前人资料显示西华山花岗岩可划分为三个阶段,分别为斑状中粒黑云母花岗岩、中粒黑云母二长-碱长花岗岩和斑状中细粒黑云母二长花岗岩。与主矿化关系最密切的是第二阶段的晚期含石榴子石花岗岩。西华山花岗岩年龄测定数据很多,但由于缺乏成矿年龄数据,只能根据岩体和矿体的相互切穿关系基本上推断成矿时间为 150 Ma 左右,属燕山早期第二阶段第一子阶段的末尾。然而,如后文将述及,较直接的成矿年龄测定却显示西华山钨矿主要形成于 139 Ma 左右。因此目前

看来,燕山中期第一阶段虽然是南岭地区壳源型花岗岩类大规模侵位的时期,但还不是 W-Sn-Nb-Ta 等金属的大规模成矿期;而这一大规模成矿作用,是开始于燕山中期第一阶段的末尾,全盛于紧接着的燕山中期第二阶段。

燕山中期第二阶段的时间大致为 149 ~ 139 Ma,这一阶段是南岭地区主体改造型花岗岩充分演化,并有晚阶段补体相或补充侵入相、尤其是一些来源更深、侵位更浅的小岩体(如花岗斑岩等)广泛发育的阶段。它反映了地壳的进一步伸展-拉张。这一阶段的特征是地壳热流值的明显升高、地幔物质的较多参与,以及火山活动的频繁发生,基性岩脉、煌斑岩等与幔源密切相关的岩石也较发育。第二阶段也是 W、Sn(尤其是 Sn)等有色-稀有金属矿化大规模发生的阶段,这可能与深部或幔源流体的大量参与有关。

以湘南为例,虽然前文所述的千里山花岗岩、骑田岭花岗岩有多个第一阶段的年龄数据,但并不意味着有关的成矿作用都发生于该阶段。对于与千里山花岗岩密切相关的柿竹园矿床来说,目前的成矿年龄数据多为 158 ~ 150 Ma,但陈毓川等新近尚未发表的柿竹园 Sm-Nd 等时线成矿年龄数据为 149 Ma,已经到了第一阶段的末期。而对于骑田岭花岗岩,近年来刘义茂等(2002)、赵振华等(2003)发表的一批长石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄却为 139 ~ 144 Ma,邻近的杉山岭正长岩为 (141.30 ± 2.83) Ma,显示骑田岭花岗岩应属燕山早期第二阶段的第二子阶段;与前文的骑田岭花岗岩年龄 157 ~ 161 Ma 不同。这些数据与切穿千里山花岗岩的、广泛发育的 NE 向花岗斑岩脉的年龄倒是十分一致的,其 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄为 (144.41 ± 2.83) Ma,等时线年龄为 (142.34 ± 2.85) Ma,而辉绿玢岩脉的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 坪年龄为 (142.34 ± 2.85) Ma(刘义茂等,1997)。鉴此,本项工作认为与骑田岭花岗岩有关的美蓉锡矿的成矿时代应该是燕山中期的第二阶段。这也有本书项目 01 课题陈毓川等最近未发表的美蓉花岗岩及 10 号矿脉等年龄数据所证实。

前面提到的赣南西华山钨矿,其成矿母岩花岗岩的年龄数据主要是 150 多 Ma,但可靠的成矿年龄数据很少。李华芹等(1993)所测定的萤石 Sm-Nd 等时线年龄为 (137.4 ± 3) Ma,黑钨矿 Sm-Nd 等时线年龄为 (139.2 ± 2.8) Ma,而石英中流体包裹体的 Rb-Sr 等时线年龄则为 (139.8 ± 4.5) Ma,三者相当一致,表明西华山钨矿的成矿年龄应在 139 Ma 左右,比花岗岩的成岩年龄晚了 10 个 Ma,已经是燕山中期的第二阶段了。

对大吉山补体花岗岩(即所谓的 69 号岩体)进行的锆石 U-Pb 法年龄测定结果为 147 Ma,这表明,大吉山与成矿作用关系最密切的补体花岗岩已经属于燕山中期的第二阶段了。本次研究还对大吉山的成矿年龄进行了测定,采自黑钨矿石英脉中的两件云母的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 快中子活化法测年结果分别为 144 Ma 和 147 Ma,进一步证实了与高度分异演化的大吉山花岗岩有关的 W-Nb-Ta 成矿作用发生于燕山中期第二阶段。

因此,本项工作认为燕山中期第二阶段发生于 150 ~ 139 Ma 的 W-Sn-Nb-Ta 等有色、稀有金属矿化是华南中生代第二次大规模成矿期。

(四) 燕山晚期花岗岩岩浆活动与大规模成矿作用

华南地区岩石圈的大规模拉张发生于燕山晚期,并引发了大规模的火山-侵入活动,这已经是地质工作者的共识。据李武显(1999)对中国东南部 206 个花岗岩、火山岩的同位素年龄的统计,以早白垩世(139 ~ 97 Ma)为最多,占 57.2%。

与燕山早期、中期不同的是,华南地区燕山晚期的动力学背景比较复杂。华南腹地包括南岭中段(赣南、湘南、粤北)的拉张作用并不十分广泛,但岩石圈进一步减薄,地幔物质进一步上涌;表现为火山活动很少,而基性岩脉则比较发育。但在华南的东部,包括南岭东端至整个东南沿海地区,燕山晚期已经不是造山后的伸展作用占主导作用,而更多的是受库拉-太平洋板块运动的影响,属于板块俯冲带及其弧后扩张体系。正因为如此,华南地区燕山晚期的大规模火山-侵入活动主要发生在距板块俯冲带较近的赣江断裂带以东至沿海地区这一范围。

1. 南岭东段燕山晚期构造-岩浆-成矿作用

燕山晚期在南岭东段及邻近地区(陆内)主要发育一些侵位较浅的或“次火山岩相”的花岗岩

类,有的甚至与火山岩共生,构成花岗质火山-侵入杂岩,有些还伴有中心式(塌陷)火山机构,对于这类岩石的成因类型,一些研究者认为应属于“同熔型”,岩浆来源于“上地幔至下地壳”(陈惜华等,1986);但由于它们都是富铝的,有些火山岩(如江西相山、东乡)中含有红柱石、石榴子石等富铝矿物,并具有较高的锆同位素初始比值等特征,因此大部分研究者认为它们属于陆壳重熔型花岗岩类或陆壳重熔型火山-侵入杂岩或“S”型花岗质火山-侵入杂岩,或称之为“S”型火山岩。

它们中的许多岩体与斑岩锡矿有关,如江西的岩背锡矿,相关的岩背花岗斑岩年龄为128~104 Ma,花岗岩还有广东的银岩、塌山(117 Ma),浙江的洋滨(101.7 ± 32.1 Ma)等。事实证明,燕山晚期是华南地区锡矿化的一个高峰期。除上述岩背等锡矿外,还有更东南方的中甲锡矿以及粤东的厚婆埗等若干锡矿,向北的曾家垅和尖峰岭锡矿,其西南的阳春锡矿等。而广西的超大型大厂锡矿也是燕山晚期花岗质岩浆活动的产物。

有些花岗质火山-侵入杂岩体则与铀矿化有关,并成为华南东部沿浙-皖-赣-粤呈NE向展布的火山岩型铀矿带的重要组成部分,例如江西的相山,其火山岩-花岗斑岩时代为141~126 Ma。

在南岭的一些地区,燕山晚期的基性岩脉相当发育,当它们侵位到印支期富铀的花岗岩体中,其所携带的深部流体及热能,促使印支期花岗岩中的铀活化迁移并富集成矿。例如粤北下庄铀矿田的许多矿床都属于这一成矿模式,即在印支期花岗岩的基础上,由于燕山晚期的多次酸性和基性-中基性岩浆活动的叠加而形成的早、晚两期多阶段的铀矿化(邓平等,2000)。

2. 中国东南部燕山晚期构造-岩浆-成矿作用

中国东南部燕山晚期可以分为先(总体)挤压、后拉张的两个阶段。

燕山晚期第一阶段的时间大致是139~100 Ma,该阶段的动力学背景总体上是以太平洋板块的俯冲挤压为主,形成大陆边缘广泛分布的钙碱性火山系列。浙闽沿海地带所受的影响尤其明显。周新民等(2002)提出了自140 Ma以来这一地区花岗质火山-侵入杂岩的成因模式是“洋壳消减-脱水作用-地幔楔湿熔融-玄武岩浆底侵-中下地壳部分熔融”。而在中国东部一些受深断裂控制的地带,如郯庐断裂带、长江中下游断裂带,则发育一套橄榄安粗岩系列的火山岩。燕山晚期第二阶段是100 Ma以后,随着板块俯冲带-火山弧的东移,浙闽沿海地带成为弧后拉张带,该带的A型花岗岩主要年龄是100~90 Ma(邱检生等,2002),双模式火山岩则在91 Ma之后。因此从100 Ma开始是浙闽沿海地带真正的拉张背景。

上述燕山晚期第一阶段的钙碱系列和橄榄安粗岩系列火山-侵入杂岩与Au-Cu-PbZn-Ag-Fe-S等的成矿作用密切相关,但是它们主要发育在浙闽粤沿海地带,在南岭地区并不重要。典型实例有江西的冷水坑(Ag-PbZn)、浙江的五部(PbZn)、大岭口(Ag)、治岭头(Ag-Au)、福建的钟腾(Cu)等;而在福建上杭紫金山地区,燕山晚期的花岗闪长斑岩-英安质火山岩在105 Ma左右活动,造成了大规模的斑岩-浅成热液铜金成矿作用。

因此,燕山晚期的139~98 Ma是华南地区中生代第三次大规模金属成矿作用。值得注意的是,这一时期也是中国东部其他地区最重要的金属成矿作用发生期,如:长江中下游的大规模Cu-Fe-Au-S成矿作用年龄集中于135~125 Ma间,胶东的金成矿高峰在120 Ma左右;郯庐断裂带中南段的沙溪、七宝山、东溪、天投山等Au-Cu矿床也是这一时期的产物,因而这一时期应该是中国东部燕山期大规模成矿作用的高潮。

四、印支期花岗岩与铀成矿关系及华南铀矿找矿新思路

华南尤其是南岭地区的花岗岩型铀矿床在我国铀资源总量中占有重要地位。通常认为该类型热液铀矿床受控于燕山期、特别是燕山晚期的岩浆-热液作用,并认为岩浆的多期次分异为铀成矿提供了物质来源和热源。鉴此,以往对成矿有利条件的判别和远景区的预测常致力于对燕山早期晚阶段或燕山晚期岩体和火山岩的研究,而忽视了印支期花岗岩对铀成矿的制约作用。

本项工作对华南大型花岗岩型铀矿床宏观地质条件的深入研究表明,印支期花岗岩在铀矿床形成过程中可能起了更为关键的作用。因为大型热液铀矿床的基底往往都由印支期花岗岩构成,例如福建

毛洋头铀矿床, 盖层火山岩为南园组 (K) 的英安质至流纹质火山岩, 基底是印支期高溪黑云母花岗岩; 江西猫尖洞铀矿床, 矿化发生在白垩纪粗安岩火山管道的周围, 而其基底大富岩体为印支期二云母花岗岩; 江西白面石铀矿床, 火山盖层为燕山早期玄武岩-流纹岩构成的双峰式火山岩组合, 基底白面石岩体为印支期二云母花岗岩; 诸广山岩体中的长江、澜河、鹿井等铀矿田, 矿区范围内均有大面积分布的印支期花岗岩作为燕山期小岩体和矿体的围岩。最近徐夕生等 (2003) 对贵东岩体东部与众多铀矿床有关的下庄岩体进行了单颗粒锆石 U-Pb 定年, 测得年龄为 226 ~ 230 Ma, 属印支期。上述众多实例表明, 与南岭地区大型铀矿床相关的燕山期火山岩或侵入岩的岩性是多变的, 有酸性的花岗岩或火山岩, 也有中性甚至是基性的火山岩或侵入体, 但是它们的基底或围岩却都是印支期黑云母或二云母花岗岩。显然, 南岭地区的燕山期岩浆作用并没有明显的铀成矿专属性, 而印支期花岗岩与铀成矿的关系甚为密切。

本项工作对白面石岩体中 6710 矿田 6 种围岩的微量元素聚类谱系分析表明, 取 $SP = 4$ 为阈值, 则 6 种围岩明显分成两个群组: 花岗岩和含矿砂岩为一群组; 而双峰式火山岩和基底变质岩 (片麻岩) 为另一群组。这表明矿区的含矿砂岩与花岗岩具有更为相似的地球化学特征, 花岗岩为铀成矿提供了铀源。该花岗岩 (印支期) 的活动铀浸出率高达 56.3%, 平均为 33.7%, 双峰式火山岩组合的活动铀浸出率仅为流纹斑岩 7.8% ~ 玄武岩 2.1%。根据铅同位素计算, 基底印支期花岗岩中 12% ~ 23.9% 的铀已被迁移带出。

鉴此, 可以初步得出结论性认识: 印支期花岗岩具有明显的铀成矿专属性, 可能是铀源体。燕山期构造-岩浆热事件主要是提供了热源、矿化剂和动力条件。印支期花岗岩作为基底或围岩, 在燕山期构造-岩浆热事件叠加后, 有利形成大型热液铀矿床。

因此, 在华南开展铀矿预测研究, 首先应聚焦于印支期岩浆作用与铀成矿的关系, 然后再着手于晚阶段构造-岩浆热事件的叠加作用。现在有必要重新厘定华南印支期花岗岩的分布格局, 缩小靶区, 在以印支期花岗岩作为基底或围岩、有燕山期岩浆活动叠加和断裂构造发育的地区, 开展铀矿找矿工作。

第二节 永梅会地区中生代岩浆活动与大规模成矿作用

一、地质构造演化与花岗质岩浆活动

(一) 地质构造演化

永梅会地区位于南岭东端, 是近 EW 向的南岭构造-岩浆-成矿带与 NE 向的东南沿海构造-岩浆-成矿带的交汇处, 也是我国东南部重要的 Cu-Au-Pb-Zn-Sn-W 矿集区。总体而言, 永梅会地区的区域地质构造演化分为以下 4 个主要历史时期。

1) 陆 (扬子陆块)-陆 (华夏陆块) 碰撞, 形成晋宁期 (1000 ~ 800 Ma) 结晶基底: 早前寒武系基底为新太古代古老陆核及古元古代麻源群等共同组成古老的陆内或陆缘沉积-火山复理石建造。

2) 加里东期变质褶皱基底形成阶段 (670 ~ 400 Ma): 震旦纪和早古生代形成地槽型沉积, 加里东造山作用使其形成变质褶皱基底, 并伴随有壳源型花岗岩形成, 从而构成本区双基底的上基底层。

3) 海西-印支期沉积盖层形成阶段 (390 ~ 195 Ma): 在加里东褶皱基底之上, 广泛发育海西-印支期裂陷槽, 即所谓的永 (安) 梅 (州) 坳陷, 晚泥盆世至早三叠世形成巨厚的海相沉积, 其中以中石炭世和晚二叠世沉积更为明显, 并成为主要的区域赋矿层。在石炭纪伴随有基性海相火山活动。早三叠世晚期, 海盆闭合, 印支造山作用导致碰撞型花岗岩形成。

4) 燕山期活动大陆边缘 (195 ~ 100 Ma): 研究区从以特提斯构造域为主体转变为以环太平洋活动大陆边缘为主的构造格局, 以强烈的构造变形和岩浆-成矿作用为特征, 形成一系列由断陷盆地组成的中酸性火山-侵入岩带。燕山运动基本上奠定了现今的构造格局。其中, 195 Ma ± 和 120 ~ 95 Ma 的两次双峰式火山岩或 A 型花岗质岩浆作用, 以及基性岩墙群的出现, 表明了两次区域 (可能有一定地域局限性) 拉伸过程的存在, 而广泛出露的晚侏罗世火山岩-花岗岩, 主要是该时期的区域挤压