

文章编号: 0258-7106 (2012) 06-1211-16

海南省后万岭铅锌矿床控矿因素、矿床成因及成矿模式探讨*

付王伟^{1,2}, 许德如^{1* *}, 傅杨荣³, 杨昌松³, 周迎春³, 杨东生¹, 吴传军^{1,2}, 王智琳^{1,2}

(1 中国科学院广州地球化学研究所 矿物学与成矿学重点实验室, 广东 广州 510640;

2 中国科学院研究生院, 北京 100049; 3 海南省地质综合勘查院, 海南 海口 570206)

摘要 后万岭铅锌矿床是近年来海南省找矿的一项重要进展, 探明的铅锌金属量大于 29 万吨 (Pb 4.4 万吨, Zn 24.6 万吨), 平均品位为锌 2.23%、铅 0.95%。该矿床产于千家超单元岩体内, 后者是中-晚侏罗世在后造山期地壳大面积伸展减薄的构造背景下, 由壳-幔混源岩浆间歇性多期侵入的产物。千家岩体各单元花岗岩属于壳-幔混合型的高钾钙碱性岩石或钾玄岩, 具有明显的成分及结构演化的连续性。其稀土元素总量较高, 但变化范围较大 [$\Sigma\text{REE} = (122.61 \sim 410.58) \times 10^{-6}$], 具有显著至中等的负铕异常 ($\delta\text{Eu} = 0.13 \sim 0.69$), 其稀土元素配分曲线呈右倾型 ($\text{LREE}/\text{HREE} = 6.74 \sim 16.32$), 并强烈亏损 Ba、Nb、Ta、Sr、P、Ti, 相对富集 Rb、K、Pb 等。千家岩体花岗质岩浆演化过程中存在大量的热液流体, 同时, 其造岩矿物中 Pb、Zn 的含量远高于地壳丰度值, 深部热能及浅部放射性生热元素的高含量促使浅部热液对流循环, 在较长时间内不断萃取成矿物质, 有利于在断裂带内富集成矿。后万岭铅锌矿床严格受到千家岩体及发育于其内的 NNW 向-近 SN 向扭张性断裂的控制, 矿体以充填、交代的方式就位于 NNW 向-近 SN 向扭张性断裂带内及附近。矿相学分析和矿区地质资料揭示出该矿床至少经历了 4 期热液成矿作用: ① 成矿早期, 为粗粒黄铁矿形成阶段; ② 成矿中期, 是闪锌矿主要成矿阶段; ③ 成矿中-后期, 是黄铜矿主要形成阶段; ④ 成矿后期, 是方铅矿主要成矿阶段, 其成矿热液可能受到斑岩岩浆的控制。矿区内的 NNW 向-近 SN 向断裂活动过程对应了后万岭铅锌矿的成矿过程, 成矿早期与成矿中期归入左旋张扭性断裂活动阶段, 成矿中-后期和成矿后期归入右旋压扭性断裂活动阶段。据此笔者认为, 后万岭铅锌矿属于燕山晚期后造山环境下严格受 NNW 向-近 SN 向扭张性断裂约束的热液脉型矿床, 就位于千家岩体斑岩成矿系统的顶端或远端, 最终归纳总结出了后万岭铅锌矿床成矿模式图。

关键词 地质学; 地球化学; 控矿因素; 热液脉型矿床; 后万岭铅锌矿; 千家超单元岩体; 海南省

中图分类号: P618.42; P618.43

文献标志码: A

A tentative discussion on ore-controlling factors, ore genesis and metallogenic model of Houwanling Pb-Zn deposit in Hainan Province

FU WangWei^{1,2}, XU DeRu¹, FU YangRong³, YANG ChangSong³, ZHOU YingChun³,
YANG DongSheng¹, WU ChuanJun^{1,2} and WANG ZhiLin^{1,2}

(1 Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

3 Institute of Geology and Exploitation of Hainan, Haikou 570206, Hainan, China)

Abstract

The discovery of the Houwanling Pb-Zn deposit in Ledong County of Hainan Province has been a very im-

* 本文得到海南省资源潜力评价项目(编号: 1212010881625)资助

第一作者简介 付王伟, 男, 1985年生, 在读博士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: msog090@163.com

** 通讯作者 许德如, 男, 1966年生, 博士, 研究员, 主要从事大陆构造边缘构造与成矿学研究。Email: xuderu@gigac.cn

收稿日期: 2011-12-18; 改回日期: 2012-09-16。许德焕编辑。

portant achievement in ore exploration of Hainan Province in recent years. The Houwanling deposit contains proved Pb+ Zn metal reserves of 290 thousand tons with average grades of Zn 2.23% and Pb 0.95%. The deposit is hosted by the Cretaceous Qianjia pluton which had a crust mantle mixed origin due to intermittent magmatic intrusion and was produced in a post-collisional extensional environment in middle-late Jurassic period. This calc-alkaline-dominated pluton, which is extremely depleted in Ba, Nb, Ta, Sr, P and Ti and relatively enriched in Rb, K and Pb, shows a shift from high-K to shoshonite association and is characterized by obvious succession in composition and structure. The Qianjia pluton comprises the monzogranite-granodiorite-syenogranite association and is geochemically characterized by high REE content (ranging from 122×10^{-6} to 411×10^{-6}), moderate to high negative Eu anomalies ($\delta\text{Eu} = 0.13 \sim 0.69$) and relatively high LREE/HREE ratios (6.74~16.32). There existed lots of hydrothermal fluids during the evolution of granitic magmas. Furthermore, the abundances of Pb and Zn in rock-forming minerals of the Qianjia pluton's granites are much higher than those in the earth's crust. Deep heat and high content of radioactive heat-producing elements (such as K, Rb) in the shallow part caused convective circulation of hydrothermal fluids in the shallow part, which continuously extracted metallogenic material in a fairly long time. At last, sphalerite and galena were deposited. The deposit is strictly controlled by both the Qianjia pluton and the NNW-nearly SN trending transtensional faults, whereas the ore bodies are largely hosted in the NNW-nearly SN transtensional fault zones or distributed adjacent to the fault zones. Based on thin section observation, the authors obtained abundant important information: course-grained pyrite and fractured pyrite were filled with chalcopyrite, indicating that some of the course-grained pyrite underwent faulting activities, and course-grained pyrite was generated earlier than chalcopyrite with mesh texture at a temperature of 300~400 °C; skeletal texture resulted from replacement of course-grained pyrite by sphalerite, indicating that sphalerite was generated after course-grained pyrite; corona texture resulted from replacement of chalcopyrite by covellite, indicating that covellite was generated in the shallow part at a low temperature below 300 °C; emulsion texture and grating texture resulted from the separation of chalcopyrite from sphalerite, indicating that chalcopyrite-sphalerite solid solution had a initial temperature of about 550 °C. Geological data reveal that the Houwanling Pb-Zn ore deposit probably underwent multistage mineralization and experienced at least more than four main stages of hydrothermal mineralization: ① the generation of course-grained pyrite at early stage of mineralization; ② the deposition of sphalerite mainly at the middle stage of mineralization; ③ the formation of chalcopyrite mainly at the middle or late stage of mineralization; ④ the generation of galena mainly at the late stage of mineralization. The ore-forming fluid might have been released from fractionating porphyry magma. The authors thus consider that the Houwanling Pb-Zn deposit is a hydrothermal vein-type deposit in peripheral or supergene location of the porphyry system, strictly controlled by NNW-nearly SN transtensional faults and formed in an extensional environment of post-collision in late Cretaceous. On such a basis, a metallogenic model to explain ore genesis of the Houwanling Pb-Zn ore deposit is put forward in this paper.

Key words: geology, geochemistry, ore-controlling factor, hydrothermal vein-type deposit, Houwanling Pb-Zn deposit, Qianjia pluton, Hainan Province

近年来,随着海南省乐东县境内石门山钼多金属矿、看树岭银矿、后万岭铅锌矿等一系列中小型矿床及矿点的发现,国内有关人员和部门对与之成因有密切关系的千家岩体的岩石学和矿物学特征、地球化学和同位素特征、岩体形成时代、岩浆成因和深部地质背景及岩体中主要含矿断裂性质和蚀变带

特征等,开展了多方面的研究,取得了一些重要认识,如认为千家岩体是成矿母岩(陈沐龙等,2008),形成于燕山晚期后造山伸展构造环境(唐立梅,2010),属于壳幔混合型侵入体,具有深源、高温、浅侵位的特征(云平等,2003;2004);含矿断裂以近SN向和NNW向为主(李孙雄等,2004)等等。但对矿

床的控矿因素及矿床成因仍缺乏系统的理解。本文以控矿因素分析为主线, 结合矿相学和千家岩体地球化学特征, 进一步探讨了后万岭铅锌矿的矿床成因及成矿机理。

1 区域地质背景

千家岩体位于海南岛的西南端、近 EW 向九所陵水深大断裂与尖峰-吊罗深大断裂间的西段、琼西 SN 向断裂构造带的南端。该岩体的北西部以 NE 向白沙断裂与白垩纪白沙断陷盆地相连, 东部出露印支期中-酸性岩体。该区经历了印支期-燕山期强烈的构造-岩浆活化, 出露大面积中-酸性岩体, 断裂构造十分发育。与强烈的构造-岩浆作用相伴, 千家岩体及其附近出现大面积的多金属矿化, 广泛分布有钼矿床(点)、铅锌矿床(点)、银矿床(点), 后万岭铅锌矿即赋存于该岩体内。

在研究区北西方向的毫岗岭-峨文岭一带出露有少量中元古界长城系戈枕村组(Chg)黑云斜长片麻岩或混合质黑云斜长片麻岩和长城系顶部峨文岭组(Ch_e)云母石英片岩、石英云母片岩; 其西南沿海地区分布有第四系沉积物; 其南侧为白垩纪火山岩分布区; 东侧有二叠纪二长花岗岩; 北东方向为白沙盆地西南端(图 1)。

2 矿床地质特征

后万岭铅锌矿目前已探明铅锌储量大于 29 万吨, $w(\text{Pb})$ 、 $w(\text{Zn})$ 分别平均为 0.95%、2.23%, 其规模预计可达大型, 甚至超大型。

矿区内未见地层出露。区内断裂发育, 以 NNW 向近 SN 向扭张性断裂、NNE 向压扭性断裂和近 EW 向压扭性断裂为主(图 2)。其中, NNW 向近 SN 向断裂为主要控矿断裂。矿体产于千家岩体中部的保亭单元角闪黑云二长花岗岩和吊罗山单元正长花岗岩中。矿体主要由含矿石英脉、含矿绢英岩和含矿绢云母化碎裂岩组成, 走向为近 SN 向或 NNW 向, 倾向东或北东东, 矿体总体呈向北散开、向南收敛的帚状分布于以后万岭为中心的狭长山脊上。

矿区内的围岩蚀变主要有硅化、绢云母化、绿泥石化和碳酸盐化, 其特点是以矿化石英脉为中心, 向两侧依次出现绢英岩、绢云母化碎裂岩、硅化-绢云

母化二长花岗岩或绢云母化正长花岗岩, 其中, 硅化、绢云母化与铅锌矿化关系密切。矿石矿物以方铅矿、闪锌矿为主, 次为黄铁矿, 有少量黄铜矿, 还有微量辉银矿、磁铁矿、钛铁矿等; 脉石矿物主要为石英, 次为绢云母、绿泥石及残留的长石等; 在近地表处, 原生矿石矿物大部分被氧化成褐铁矿、白铅矿、铅钒、钼铅矿、磷酸氯铅矿等。矿石具有他形-自形晶粒状、交代残余、乳滴状、碎裂和不等粒镶嵌等结构, 具块状、脉状、细脉浸染状和浸染状等构造。

3 控矿因素

3.1 赋矿岩浆岩

后万岭矿区内主要出露晚白垩世侵位的千家岩体超单元花岗岩, 其锆石 U-Pb 年龄为 81.5~87 Ma, Rb-Sr 等时线年龄为 $(93.3 \pm 0.3) \sim (94.4 \pm 0.2)$ Ma(陈沐龙等, 2008)。该岩体各单元的侵位顺序由早至晚依次为阜石斗单元二长花岗岩、加茂单元花岗闪长岩、保亭单元二长花岗岩、吊罗山单元二长-正长花岗岩、大小岭单元正长花岗岩(表 1)。

矿体附近出露有吊罗山正长花岗岩、大小岭正长花岗岩岩瘤以及花岗斑岩脉。吊罗山正长花岗岩和保亭二长花岗岩为容矿岩体, 而加茂花岗闪长岩、阜石斗二长花岗岩、大小岭正长花岗岩及各种岩脉多分布于千家岩体边缘(图 1)。岩石类型主要为角闪黑云二长花岗岩和黑云正长花岗岩。角闪黑云二长花岗岩是容纳矿体最多的岩石, 大面积分布于矿区的北部及东部, 岩石呈肉红色带灰白色, 似斑状结构, 基质为中粒结构; 斑晶粒径以 1~2 cm 为主, 成分为肉红色板状微纹长石和灰白色板柱状斜长石; 基质成分为微纹长石、斜长石、石英、黑云母和角闪石, 副矿物为微量的磁铁矿、榍石、金红石等, 次生矿物为微量的绢云母、绿泥石、高岭土。也有少量矿体赋存于黑云正长花岗岩内, 该类岩石主要出露在矿区的中部和西南部, 岩石呈浅肉红色-灰白色, 中粒花岗结构, 主要矿物成分为斜长石、钾长石、石英、黑云母, 副矿物为微量的榍石、磁铁矿、磷灰石等, 次生矿物为微量的绢云母、绿泥石、高岭土。

3.2 控矿断裂

后万岭矿区内的构造主要表现为千家岩体固结后发育的多组断裂, 按其走向和性质可划分为 NNW 向近 SN 向扭张性断裂及 NE 向压扭性断裂(图 2)。

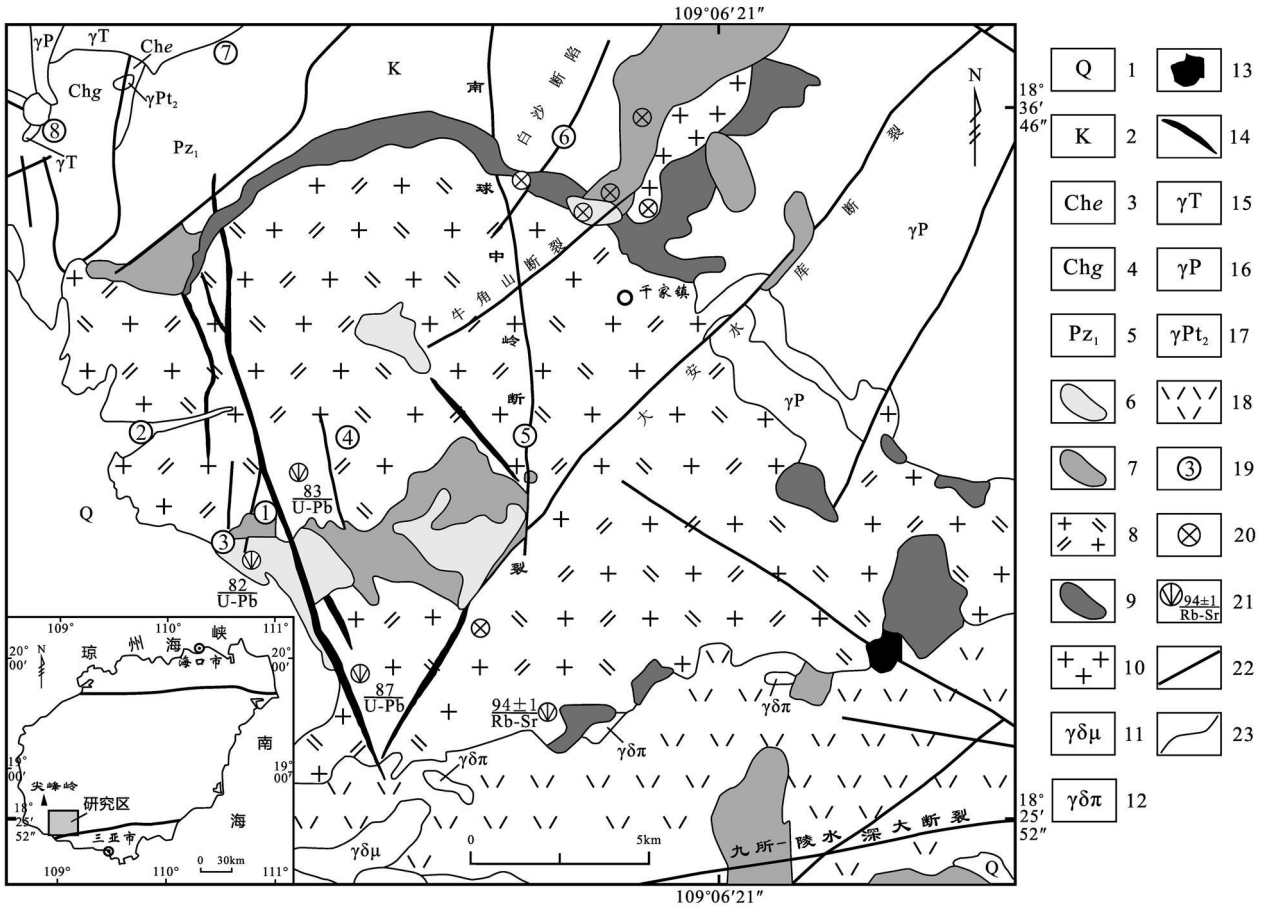


图1 海南省千家岩体地质简图

1—第四系；2—白垩系；3—长城系峨文岭组片岩；4—长城系戈枕村组片麻岩；5—下古生界；6—晚白垩世大小岭单元正长花岗岩；7—晚白垩世吊罗山单元二长-正长花岗岩；8—晚白垩世保亭单元二长花岗岩；9—晚白垩世加茂单元花岗闪长岩；10—早白垩世阜石斗单元二长花岗岩；11—早白垩世花岗闪长岩；12—早白垩世花岗闪长斑岩；13—早白垩世花岗岩斑岩；14—晚白垩世花岗岩斑岩脉；15—三叠纪花岗岩；16—二叠纪花岗岩；17—长城纪花岗岩；18—白垩纪火山岩；19—矿床(点)位置及编号：①石门山铅锌多金属矿床；②石门水库钼矿；③盗公村铅锌铜铀矿；④看树岭银矿；⑤后万岭铅锌矿；⑥胜洪铅矿；⑦南寨铅矿；⑧报告村钼矿；20—地球化学采样点；21—同位素采样点与分析方法；22—断裂；23—地质界线

Fig. 1 Geological schematic map of Qianjia batholith, Hainan Province

1—Quaternary; 2—Cretaceous; 3—Schist of Ewenling Formation in Changcheng System; 4—Gneiss of Gezhencun Formation in Changcheng System; 5—Lower Paleozoic; 6—Late Cretaceous Daxiaoling unit syenogranite; 7—Late Cretaceous Dioluoshan unit monzo-syenogranite; 8—Late Cretaceous Baoting unit monzogranite; 9—Late Cretaceous Jiamao unit granodiorite; 10—Early Cretaceous Fushidou unit monzogranite; 11—Early Cretaceous granodiorite porphyrite; 12—Early Cretaceous granodiorite porphyry; 13—Early Cretaceous granite porphyry; 14—Late Cretaceous granite porphyry vein; 15—Triassic granite; 16—Permian granite; 17—Granite of Changcheng Period; 18—Cretaceous volcanic rocks; 19—Deposit (ores spot) and its serial number: ① Shimenshan Mo-Pb-Zn polymetallic deposit; ② Shimenshuiku Mo deposit; ③ Daogongcun Pb-Zn-Cu-U deposit; ④ Kanshuling Ag deposit; ⑤ Houwanling Pb-Zn deposit; ⑥ Shenghong Pb deposit; ⑦ Nanzhai Pb deposit; ⑧ Baogaocun Mo deposit; 20—Geochemical sampling location; 21—Isotopic sampling location and analytical method; 22—Fault; 23—Geological boundary

NNW 向-近 SN 向扭张性断裂 为南球-中岭断裂的南段,由数条规模较大的 NNW 向-近 SN 向的富含石英脉的绢云母化破碎带组成,曾多次活动,活动强度由强变弱。该组断裂的南段即为近 SN 向的

宝翠山断裂。李孙雄等(2004)认为,宝翠山断裂由数条走向近 SN 向的石英脉破碎带组成,脉体略向北撒开而向南收敛,膨缩变化大,局部见追踪弯曲、分支、左列等现象。破碎石英脉被晚期网脉状细小石英

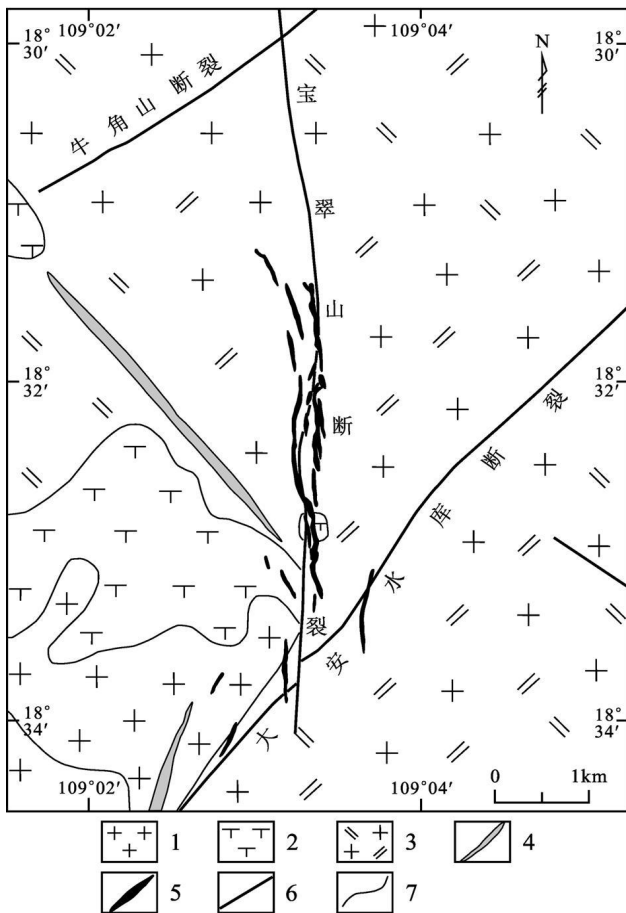


图 2 后万岭铅锌矿矿区地质简图

1—晚白垩世大小岭单元正长花岗岩; 2—晚白垩世吊罗山单元正长花岗岩; 3—晚白垩世保亭单元二长花岗岩; 4—花岗岩斑岩脉; 5—石英绢云母化构造破碎带; 6—断裂; 7—地质界线

Fig. 2 Geological schematic map of the Houwanling Pb-Zn deposit

1—Late Cretaceous Daxiaoling Unit syenogranite; 2—Late Cretaceous Diaokoshan Unit monzo-syenogranite; 3—Late Cretaceous Baoting Unit monzogranite; 4—Granite porphyry vein; 5—Quartz-sericitized structural fracture zone; 6—Fault; 7—Geological boundary

脉充填, 脉体呈右行雁列状分布。反映出该断裂经历过 2 次活动, 早期为左旋张扭性, 晚期为右旋压扭性, 表现为碎裂化、裂隙化脆性变形, 蚀变类型主要为硅化、绢云母化、绿泥石化、黄铁矿化和碳酸盐化。经详查论证, 后万岭铅锌矿矿体的产状与其一致, 且矿体主要赋存于该破碎带及其与围岩的接触部位。断裂带微量元素地球化学特征显示出, Au、Cu、Pb、Ag 等成矿元素主要富集于 NNW 向近 SN 向的次级断裂中(李孙雄等, 2004)。因此, 该组断裂是后万岭铅锌矿床最重要的控矿因素, 不仅为成矿流体提

供了导矿空间, 而且, 其本身又容矿, 严格控制了后万岭铅锌矿的产出。

NE 向压扭性断裂 主要为大安水库断裂和牛角山断裂(图 2), 位于矿区中部, 走向约 30~50°, 倾向南东, 其性质以扭张为主, 错断了 NNW 向近 SN 向具铅锌矿化石英脉带, 应形成于成矿期之后。

由此, NNW 向近 SN 向扭张性断裂不仅是导矿构造, 而且是容矿构造, 对成矿元素的运移、沉淀起到关键作用, 而 NE 向压扭性断裂则形成于成矿期后, 与成矿关系不密切, 但对先期形成的矿体可能造成一定的破坏。

4 千家岩体地球化学特征

4.1 主量元素特征

千家岩体中各单元未蚀变花岗岩的主量元素分析结果及主要地球化学参数见表 2。由表 2 可见, 这些花岗岩 $w(\text{SiO}_2)$ 、全碱 $w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 及 $w(\text{K}_2\text{O})$ 较高, 分别为 64.32%~74.82%、7.11%~8.58%、3.81%~5.96%; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值也比较高, 为 1.12~2.27, 属于钾质岩系; Al_2O_3 的饱和度 ASI 为 0.87~1.27, 多数为偏铝质或弱过铝质; 岩石的里特曼指数 (σ) 为 1.92~2.43, 小于 3.3, 整体上属于弱过铝质的高钾钙碱性岩石系列或钾玄岩系列(图 3a)。 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{TiO}_2)$ 、 $w(\text{P}_2\text{O}_5)$ 较低, 与 $w(\text{SiO}_2)$ 呈显著的负相关关系(图 4); MgO 也表现为相似的演化趋势, 保亭单元(GX VIII9-1)和加茂单元(GX VIII3-1 和 QV4-1)样品的 $w(\text{MgO})$ 较高(图 4)。 $w(\text{K}_2\text{O})$ 随 $w(\text{SiO}_2)$ 增加而增加, $w(\text{Na}_2\text{O})$ 则具有随 $w(\text{SiO}_2)$ 增加而减少的趋势(图 4)。固结指数 SI (2.7~17.1) 与 $w(\text{SiO}_2)$ 呈显著的负相关关系, 表明千家岩体各单元花岗岩的分异程度逐步升高。

4.2 微量元素特征

千家岩体花岗岩的 $w(\sum\text{REE})$ 较高, 变化范围较大 $[(122.61 \sim 410.58) \times 10^{-6}]$, 具有显著到中等的负铈异常 ($\delta\text{Eu} = 0.13 \sim 0.69$), 且铈异常与 $w(\text{SiO}_2)$ 呈显著的正相关关系(图 3b)。轻、重稀土元素($\sum\text{LREE}/\sum\text{HREE}$) 之比为 6.74~16.32, 轻稀土元素富集、重稀土元素亏损, 其球粒陨石标准化稀土元素配分曲线呈右倾模式 $[(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 6.78 \sim 24.55]$ (图 5a)。

表 1 千家岩体各单元同位素年龄
Table 1 Isotopic ages of Qianjia pluton

	保亭单元			大小岭单元	吊罗山单元	加茂单元
	YD1312	YD1308	YD1090	YD959	D3125	122-1
同位素年龄/Ma	94±1	87	83	82	88±1	100.9±1.3
年龄性质	原岩年龄	原岩年龄	原岩年龄	原岩年龄	原岩年龄	原岩年龄
测试方法	Rb-Sr	U-Pb	U-Pb	U-Pb	Rb-Sr	U-Pb
测试单位	宜昌所	宜昌所	海南地矿局	宜昌所	海南地矿局	天津地矿所
测试时间	2003-11-20	2003-11-20	2003-11-20	2003-11-20	2003-11-20	2000
资料来源	①	①	①	①	②	③

注: ① I: 25万乐东县幅区域地质调查报告; ② I: 25万乐东县陵水县幅区域地质调查报告; ③ I: 5万黎母岭、枫木市、琼中县、白马岭幅区域地质调查资料。

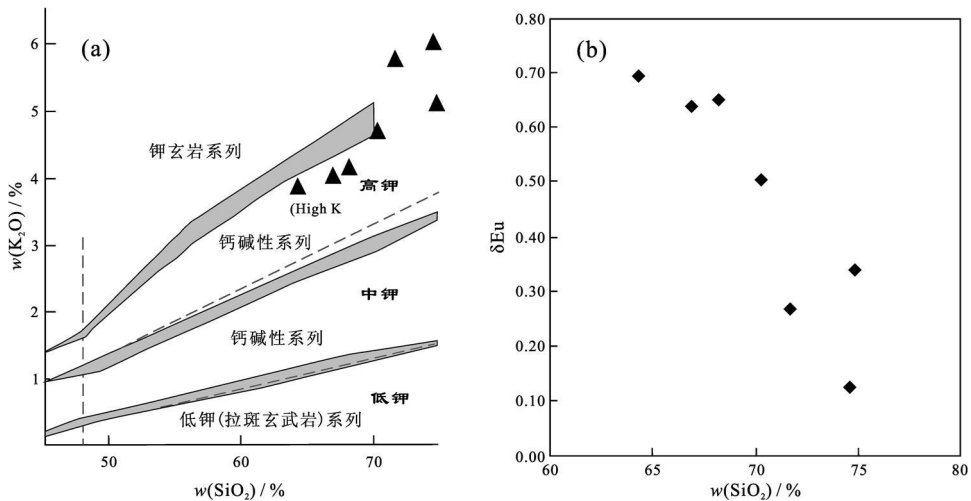


图 3 千家岩体花岗岩类 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 图解 (a) (Morrison, 1980) 和 $\delta\text{Eu}\text{-SiO}_2$ 图解 (b)

Fig. 3 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ diagram (a) (Morrison, 1980) and $\delta\text{Eu}\text{-SiO}_2$ diagram (b) for granitoids of Qianjia pluton

在原始地幔标准化蛛网图中, 花岗岩强烈亏损 Ba、Nb、Ta、Sr、P、Ti, 相对富集 Rb、K、Pb 等 (图 5b)。其中, Sr、Ba 亏损指示了钾长石、斜长石的分离结晶, 因为 Ba^{2+} 、 Sr^{2+} 容易被斜长石、钾长石所容纳; P 亏损指示了磷灰石的分离结晶; Ti 亏损指示了钛铁矿的分离结晶, 也暗示出岩浆物质可能来源于地壳, 因为 Ti 不易进入熔体而残留于源区。Rb/Sr 值为 0.41~3.11, 并且与 $w(\text{SiO}_2)$ 呈正相关关系, 显示出岩浆演化过程中幔源组分逐渐减少, 壳源组分快速增加; K/Rb 值 > 141, Nb/Ta 值 (8.26~35.20) 平均为 18.50, 略高于球粒陨石值 (17.5); Zr/Hf 值 (27.1~36.8) 与其西北侧尖峰岩体的相应值接近 (谢才富等, 2006), 明显低于正常花岗岩的相应值 (36~39) (Taylor et al., 1985; Dostal et al., 2000)。Rb/Nb 值 (11.3~20.4) 略高于尖峰岩体的相应值 (谢才富等, 2006), 明显高于地壳平均值 (5.36) (Rudnick et al., 1995) 及铝质 A 型花岗岩, 而与世界上 S 型花岗岩的

值 (Whalen et al., 1987) 相近, 显示出有大量地壳物质参与岩浆的形成 (Hildreth et al., 1991)。

5 讨论

5.1 岩体与成矿关系

5.1.1 千家岩体侵位构造环境

Jahn 等 (1976) 最早提出中国东部的晚侏罗世—早白垩世岩浆活动与太平洋俯冲有关; 之后, 国内外学者对中生代古太平洋板块对华南地区的影响做了大量阐述 (郭令智等, 1983; Gilder et al., 1996; Lapierre et al., 1997; 谢才富等, 2005; 周新民, 2003; 2007; Li et al., 2007; 吴福元等, 2007; 毛景文等, 2004; 2007)。周新民 (2003; 2007) 发现, 华南印支期花岗岩呈面状大面积出露并为块状构造, 未见有明显的大规模构造痕迹, 因此, 它们不会是地壳挤压推覆的产物, 而是地壳伸展、减薄和减压熔融的产物, 并

表 2 千家岩体各单元花岗岩的主、微量元素

Table 2 Major and trace elements of Qianjia pluton

组分	加茂单元		保亭单元	阜石斗单元	吊罗山单元	大小岭单元	
	花岗闪长岩	花岗闪长岩	二长花岗岩	二长花岗岩	钾长花岗岩	钾长花岗岩	钾长花岗岩
	样品号	GX VIII-1	QV4-1	GX VIII-1	QV10-1	QV13-2	QV8-1
	$w(B) / \%$						
SiO ₂	64.32	68.21	66.92	70.33	74.82	71.67	74.58
TiO ₂	0.70	0.48	0.55	0.35	0.15	0.25	0.12
Al ₂ O ₃	14.88	14.41	14.28	13.99	12.96	13.52	13.12
Fe ₂ O ₃	2.36	1.11	2.56	1.70	1.12	2.06	0.89
MnO	0.07	0.06	0.06	0.06	0.04	0.06	0.03
MgO	2.41	1.88	1.90	0.9	0.31	0.63	0.29
CaO	4.04	3.05	3.23	1.97	0.11	1.22	0.35
Na ₂ O	3.39	2.98	3.35	2.65	2.76	2.62	2.62
K ₂ O	3.81	4.13	4.01	4.65	5.05	5.71	5.96
P ₂ O ₅	0.20	0.14	0.10	0.09	0.04	0.06	0.05
CO ₂	0.03	0.08	0.03	0.27	0	0.04	0.02
LOI	3.66	3.38	1.75	2.92	2.21	1.98	1.81
总和	99.87	99.91	98.74	99.88	99.57	99.82	99.84
	$w(B) / 10^{-6}$						
Ba	500	640	470	294	253	452	124
Rb	154	170	174	131	198	292	351
Sr	380	370	370	211	71	102	113
Zr	140	133	122	163	140	195	136
Nb	12.0	10.7	11.5	11.6	12.3	14.3	18.0
Y	18.0	14.2	15.9	19.6	16.7	42.9	56.0
V	78.0	67.3	59.0	34.0	13.3	17	7.9
Co	10.0	7.9	17.0	4.6	1.7	5.4	1.0
Ni	12.0	10.6	21.0	1.5	0.3	5.2	0.8
Cu	5.0	2.8	9.0	2.7	2	23.5	8.4
Zn	50	37.4	172.0	48.5	23.7	73.0	20.6
La	47.6	44.1	66.4	30.5	23.1	101.4	49.4
Ce	80.6	74.5	83.1	62.6	58.1	141.2	103.0
Pr	9.5	8.6	9.5	7.7	6.2	25.1	13.1
Nd	35.8	25.9	35.9	28.1	19.7	90.7	45.1
Sm	7.0	4.4	6.3	5.7	4.1	16.2	9.1
Eu	1.34	0.84	1.08	0.87	0.41	1.26	0.36
Gd	4.29	3.22	3.55	4.55	3.08	11.51	8.13
Tb	0.78	0.43	0.64	0.68	0.47	1.78	1.55
Dy	4.74	2.58	4.00	4.01	2.95	9.52	9.63
Ho	0.83	0.52	0.70	0.76	0.58	1.69	1.82
Er	2.12	1.37	2.01	1.89	1.63	4.37	5.42
Tm	0.34	0.23	0.31	0.29	0.27	0.69	0.86
Yb	2.08	1.35	1.94	1.53	1.76	4.46	5.23
Lu	0.32	0.22	0.30	0.24	0.26	0.70	0.76
Hf	5.1	4.8	4.5	5.3	3.8	6.2	4.5
Ta	0.80	0.76	0.80	0.33	0.5	0.8	2.18
Pb	24.0	17.5	38.0	26.1	19.5	37.6	36.7
Rb/Sr	0.41	0.46	0.47	0.62	2.79	2.86	3.11
Rb/Nb	12.8	15.9	15.1	11.3	16.1	20.4	19.5
K/Rb	205	202	191	295	212	162	141
Nb/Ta	15.00	14.10	14.40	35.20	24.60	17.90	8.26
Zr/Hf	27.5	27.7	27.1	30.8	36.8	31.5	30.2
(La/Yb) _N	16.42	23.43	24.55	14.30	9.41	16.31	6.78
σ	2.43	2.01	2.26	1.95	1.92	2.42	2.33
δ Eu	0.69	0.65	0.64	0.51	0.34	0.27	0.13
ASI	0.87	0.97	0.91	1.08	1.27	1.06	1.15
SI	17.10	15.20	14.00	7.85	3.03	5.34	2.70
Σ REE	197.34	168.26	215.73	149.42	122.61	410.58	253.46
Σ LRREE/ Σ HREE	11.98	16.32	15.38	9.88	10.39	11.05	6.74

注: 阜石斗单元主、微量元素数据引自陈沐龙等, 2008。

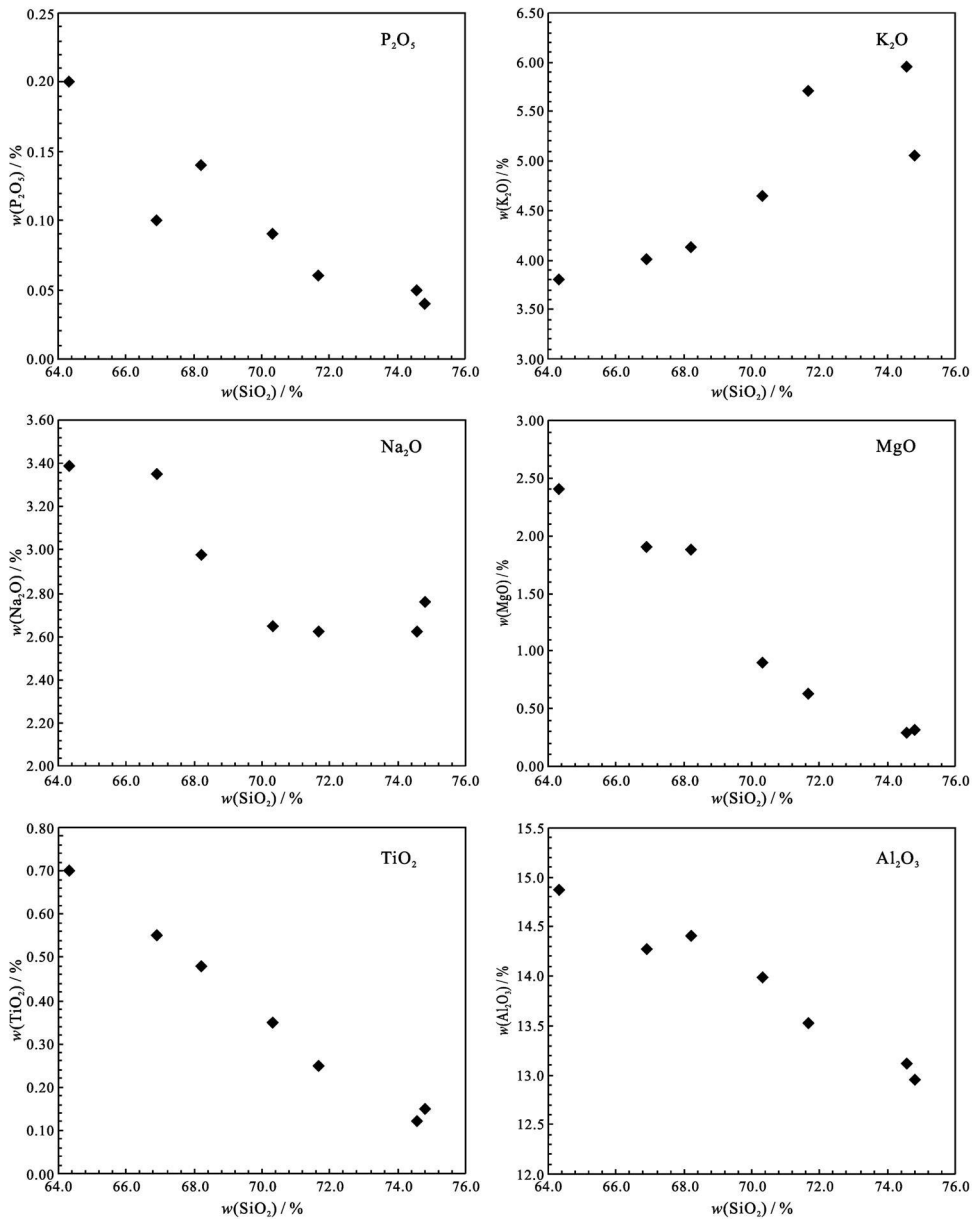


图 4 千家岩体各单元花岗岩哈克图解

Fig. 4 Harker diagrams showing chemical variations of granitoids in Qianjia pluton

认为,燕山早期(J_2 - J_3)属于板内伸展造山、燕山晚期(K_1 - K_2)为岛弧型伸展造山,白垩纪沿海地区活动陆缘的火山岩和侵入岩是燕山期古太平洋板块以中等大小角度向华南俯冲的产物。一些学者(郭峰等, 1997; 汪洋等, 2003; 谢才富等, 2004; 2005; 2006)在综合分析了海南、湘南、湘东北等多处出现拉斑质镁铁超镁铁质岩的特点之后,认为当时华南岩石圈仅厚约 50 km,发生了明显的减薄,是由岩石圈拆沉、热软流圈上涌引起的后造山期岩石圈及地壳的伸展减薄,致使下地壳大规模熔融形成了各类花岗岩。

毛景文等(2004; 2007)认为,中晚侏罗世及白垩纪太平洋板块向华南俯冲及向 NNE 方向走滑造成了武夷山以东的 NE 向壳幔相互作用的强烈伸展带以及大面积花岗岩出露。

上述观点表明,对华南三叠纪以来后造山花岗岩形成的动力学机制虽然存在分歧,但普遍赞同在中晚侏罗世时期已进入后造山期板内伸展造山阶段,地壳拉张减薄,壳幔相互作用强烈。在 Maniar 等(1989)提出的构造环境判别图上,千家岩体各单元花岗岩几乎全都落入后造山花岗岩区域(图6)。在

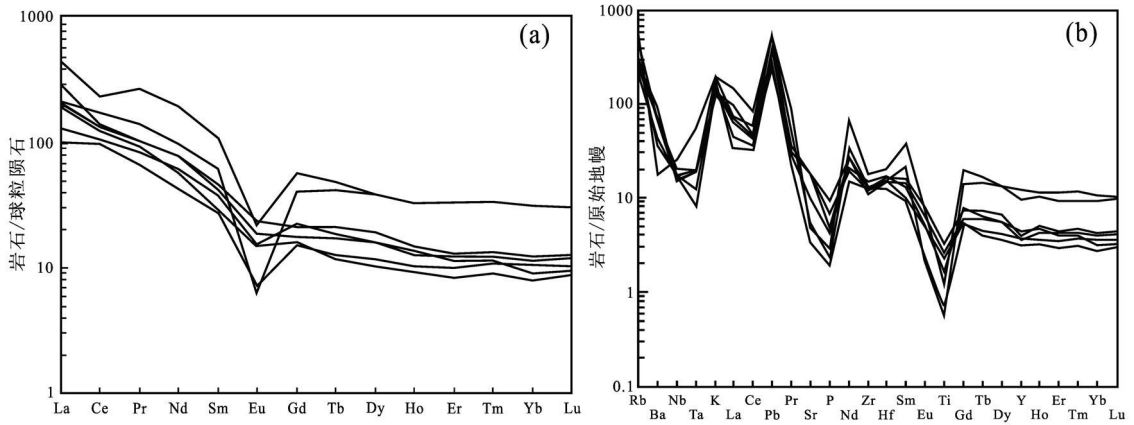


图 5 千家岩体花岗岩稀土元素球粒陨石标准化图解(a)和原始地幔标准化蛛网图(b) (标准化数值依据 Sun et al., 1989)
Fig. 5 REE patterns (a) and incompatible element spidergrams (b) of granitoids in Qianjia pluton (normalized data after Sun et al., 1989)

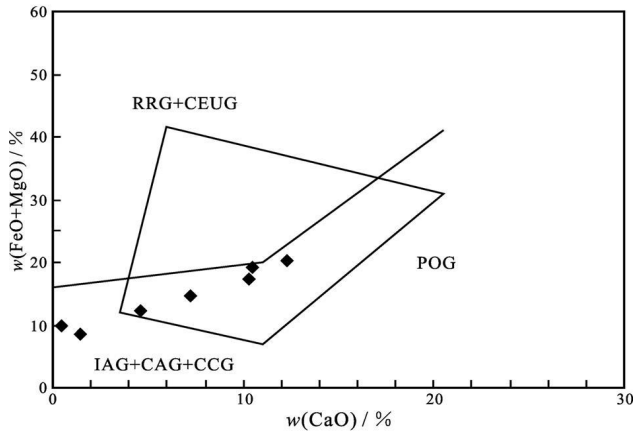


图 6 千家岩体花岗岩构造判别图(Maniar et al., 1989)
POG—后造山花岗岩; RRG—裂谷花岗岩; CEUG—大陆造陆抬升花岗岩; CAG—大陆弧花岗岩; CCG—大陆碰撞花岗岩; IAG—岛弧花岗岩

Fig. 6 Tectonic discrimination diagrams of granitoids in Qianjia pluton (Maniar et al., 1989)

POG—Post-orogenic granitoids; RRG—Rift-related granitoids; CEUG—Continental epeirogenic uplift granitoids; CAG—Continental arc granitoids; CCG—Continental collision granitoids; IAG—Island arc granitoids

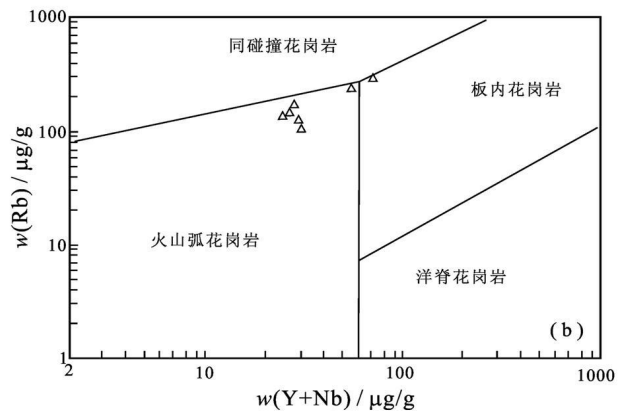
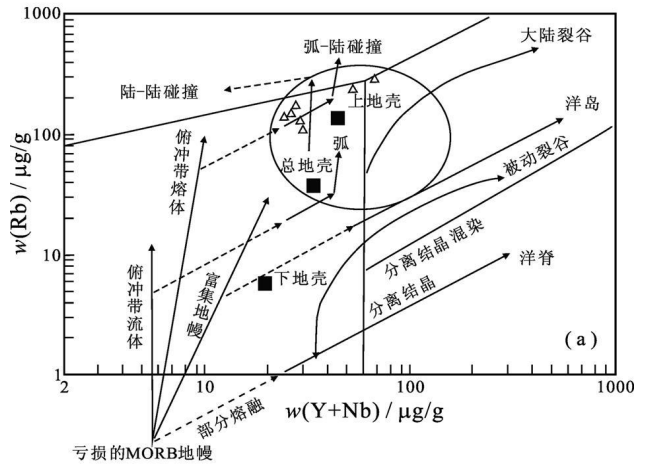


图 7 千家岩体花岗岩源区及构造判别图 (据 Pearce, 1996 修改)

Fig. 7 Rb-(Y+Nb) diagram for the source-dependent petrogenetic pathways of granitoids (a) and discriminating the tectonic setting (b) of Qianjia pluton(modified after Pearce, 1996)

Pearce(1996)的微量元素构造环境判别图上,千家岩体各单元花岗岩均位于火山弧花岗岩与板内花岗岩的相邻处(图7b),与后造山期已开始进入板内的认识(Liogeiset et al., 1998)相一致。图7a表明,千家岩体花岗岩的源区包含了亏损的MORB地幔及整个地壳,具有显著的壳-幔相互作用的特点,同时,可能存在俯冲带流体。因此,千家岩体应形成于后

造山期岩石向圈伸展减薄的构造背景,后万岭铅锌矿区内 NNW-近 SN 向扭张性断裂极有可能亦形成于此阶段。

5.1.2 千家岩体与成矿关系

千家岩体各单元的主、微量元素特征表明,该岩体是后造山期地壳伸展减薄背景下壳-幔混合型岩浆间歇性多次侵入的产物,具有明显的成分与结构演化的连续性。其 Nb/Ta 值变化范围非常大(8.26~35.20),说明在岩浆演化过程中,Nb、Ta 发生了强烈分馏。正常情况下,硅酸盐岩浆系统中,元素的行为主要受控于元素的电荷和离子半径,Nb、Ta 一般不发生分馏。然而,岩浆演化过程中热液流体的作用可能会导致 Nb、Ta 发生分馏,Ta 逐渐富集,Nb/Ta 值逐渐降低。千家岩体的 Nb、Ta 强烈分馏,表明岩浆演化过程中存在大量热液流体。Pearce(1996)的微量元素岩浆源区判别图(图 7b)也表明后造山环境花岗岩岩浆演化过程中流体的存在。

千家岩体中的造岩矿物均含有一定的成矿元素(表 3)。围岩的微纹长石、斜长石中, $w(\text{Pb})$ 分别为 25×10^{-6} 、 20×10^{-6} ,远高于其地壳丰度(12×10^{-6})(黎彤,1976);围岩的黑云母中, $w(\text{Zn})$ 为 150×10^{-6} ,也远高于其地壳丰度(95×10^{-6})(黎彤,

表 3 千家岩体(矿体围岩)造岩矿物的元素含量

Table 3 Element content of rock-forming minerals in Qianjia pluton (wall-rock of orebody)

	$w(\text{B})/10^{-6}$			
	微纹长石	斜长石	石英	黑云母
Sn	< 10	< 10	< 10	< 10
Mo	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Cu	< 10	< 10	< 10	< 10
Pb	25	20	< 10	~ 10
Zn	< 100	< 100	< 100	150
Ag	< 0.2	< 0.2	< 0.2	×
Mn	< 100	100	250	1500
Co	< 10	< 10	< 10	15
Ni	< 10	< 10	< 10	20
Be	× ~ < 10	≤ 1	×	×
Li	× ~ < 100	< 100	< 100	100
Ga	~ 10	20	< 10	20
Ce	< 10	< 10	< 10	< 10
Cr	< 10	< 10	< 10	20
Ti	< 1000~ 2000	< 1000	2000	5000
P	×	×	×	1500
分析样数	2	2	2	2

注: × 为未检出。资料引自 2011 年 5 月《海南省铅锌矿潜力评价报告》。

1976)。千家岩体各单元岩石的 $w(\text{Pb})$ 、 $w(\text{Zn})$ 分别平均为 28.5×10^{-6} 、 60.7×10^{-6} (表 2),其中, $w(\text{Pb})$ 远高于其地壳丰度(12×10^{-6}),而 $w(\text{Zn})$ 则低于地壳丰度(94×10^{-6})(黎彤,1976)。 $w(\text{Zn})$ 低于地壳丰度的原因可能是岩浆期后热液多期循环不断萃取围岩中的 Zn,而在有利部位富集成矿,这为后万岭铅锌矿中锌的储量远高于铅所证实。因此,千家岩体极有可能就是后万岭铅锌矿的成矿母岩。千家岩体随岩浆演化程度的增高,K、Rb 等放射性生热元素的含量逐步升高(表 2)。在地壳伸展减薄、深部壳幔混源岩浆不断上侵的背景下,浅部放射性生热元素的高含量将促使浅部热液对流循环在较长时间内不断萃取成矿物质,直到富集成矿。这种浅部热液对流循环对 Pb、Zn 等低温成矿元素的富集起到至关重要的作用。

5.2 矿床成因

5.2.1 成因矿物学信息

为进一步约束后万岭铅锌矿床的成因,本研究通过矿相学特征开展了矿床成矿阶段的分析。光片鉴定表明,后万岭铅锌矿主要矿石矿物方铅矿、闪锌矿、黄铜矿均为多世代,各世代的特征具有较为显著的差别。根据光片鉴定,结合后万岭铅锌矿的地质特征,将其成矿过程划分为 4 期:①成矿早期,为粗粒黄铁矿形成阶段;②成矿中期,是闪锌矿主要形成阶段;③成矿中-后期,是黄铜矿主要形成阶段;④成矿后期,是方铅矿主要形成阶段。矿区内 NNW 向-近 SN 向断裂活动过程对应了后万岭铅锌矿的成矿过程,依据矿相学特征和矿区地质特征,将成矿早期和成矿中期归入左旋张扭性断裂活动阶段;将成矿中-后期和成矿后期归入右旋压扭性断裂活动阶段。后万岭铅锌矿成矿过程具体论述如下:

燕山晚期,伴随强烈的地壳减薄活动及火山喷发,千家岩体加茂单元花岗闪长岩首先侵入,为该岩体以后的发展奠定了基础(后期侵入岩多叠加其上),其锆石 U-Pb 年龄为(100.9 ± 1.3) Ma(表 1)。岩浆演化晚期,岩浆期后热液沿新华夏系构造带南缘先形成的 NNW 向-近 SN 向断裂运移,主要以充填作用为主,形成了早世代粗粒黄铁矿(图 8a),显示出流体温度为 300~400 °C(寇大明等,2010)。该期黄铁矿呈自形-半自形粒状,主要为立方体晶型,粒径 0.2~1 mm,最大可达 3 mm 左右,显示了黄铁矿的结晶环境良好,热液演化体系处于封闭状态。

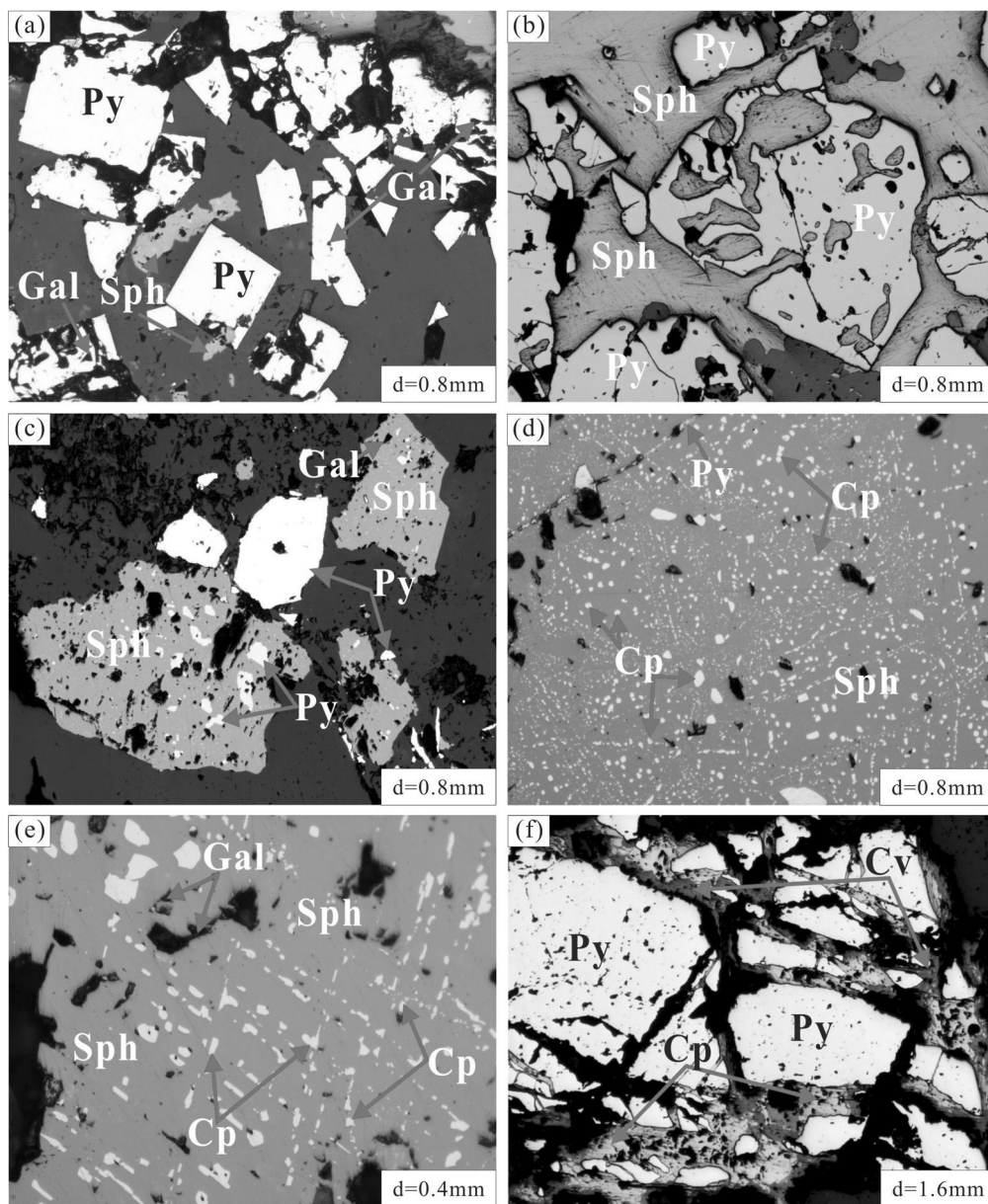


图8 千家岩体的显微照片(1)

(a) 早世代粗粒黄铁矿; (b) 交代骸晶结构; (c) 闪锌矿交代早期粗粒黄铁矿; (d) 黄铜矿在闪锌矿中的固溶体分解结构;
(e) 黄铜矿格子状构造; (f) 早世代碎裂黄铁矿中黄铜矿网脉, 铜蓝交代黄铜矿的反应边结构

Py—黄铁矿; Gal—方铅矿; Sph—闪锌矿; Cp—黄铜矿; Cv—铜蓝

Fig. 8 Microphotographs of Qianjia pluton (1)

(a) Early stage coarse-grained pyrite; (b) Skeletal texture resulting from replacement of pyrite by sphalerite; (c) Sphalerite replacing early stage coarse-grained pyrite; (d) Emulsion texture; (e) Grating texture; (f) Mesh texture resulting from crushed pyrite, and corona texture resulting from replacement of chalcopyrite by covellite

Py—Pyrite; Gal—Galena; Sph—Sphalerite; Cp—Chalcopyrite; Cv—Covellite

第二期热液以富含 Zn、Pb、Cu、S 等成矿元素为特征, 是闪锌矿的重要成矿阶段。此次热液活动与吊罗山单元正长花岗岩的侵入关系密切。在深部热源的驱动下, 富含成矿元素的流体充填于先存的裂隙, 并交代早期形成的粗粒黄铁矿, 光片下可见黄铁矿熔蚀边、交代残余结构和交代骸晶结构(图 8b、c)。

在热动力和构造应力的驱使下, 热液由深部上升至浅部, 热液体系由封闭转为半开放(由构造活动引起), 有天水混入, 大量金属硫化物富集成矿。当热液体系突变、温度骤降时, 黄铜矿与闪锌矿固溶体迅速分解, 形成了乳浊状结构(图 8d); 同时, 当温度下降至一定程度时保持稳定状态, 先分离的黄铜矿乳

滴沿闪锌矿解理薄弱部位定向排列,形成了定向乳浊状结构(图8e)。光片中多见闪锌矿中黄铜矿乳滴,或散乱状,或定向排列,也可见黄铜矿的格子状构造(图8e),显示出该期热液的初始温度为550℃左右(陈正海等,1990)。因此可推测,在断裂深部可见高温蚀变,如云英岩化、强硅化等,同时,有可能伴

生Cu、Mo等元素。

第二期热液演化的后期,受SN向应力场的作用以及深部岩浆的持续上侵,先形成的NNW向近SN向断裂再度活化,致使早世代粗粒黄铁矿呈碎裂状(图8f),刚结晶的方铅矿发生了褶曲(图9b)、赤铁矿弯曲碎裂(图9a)。此后的热液系统中多有天水加

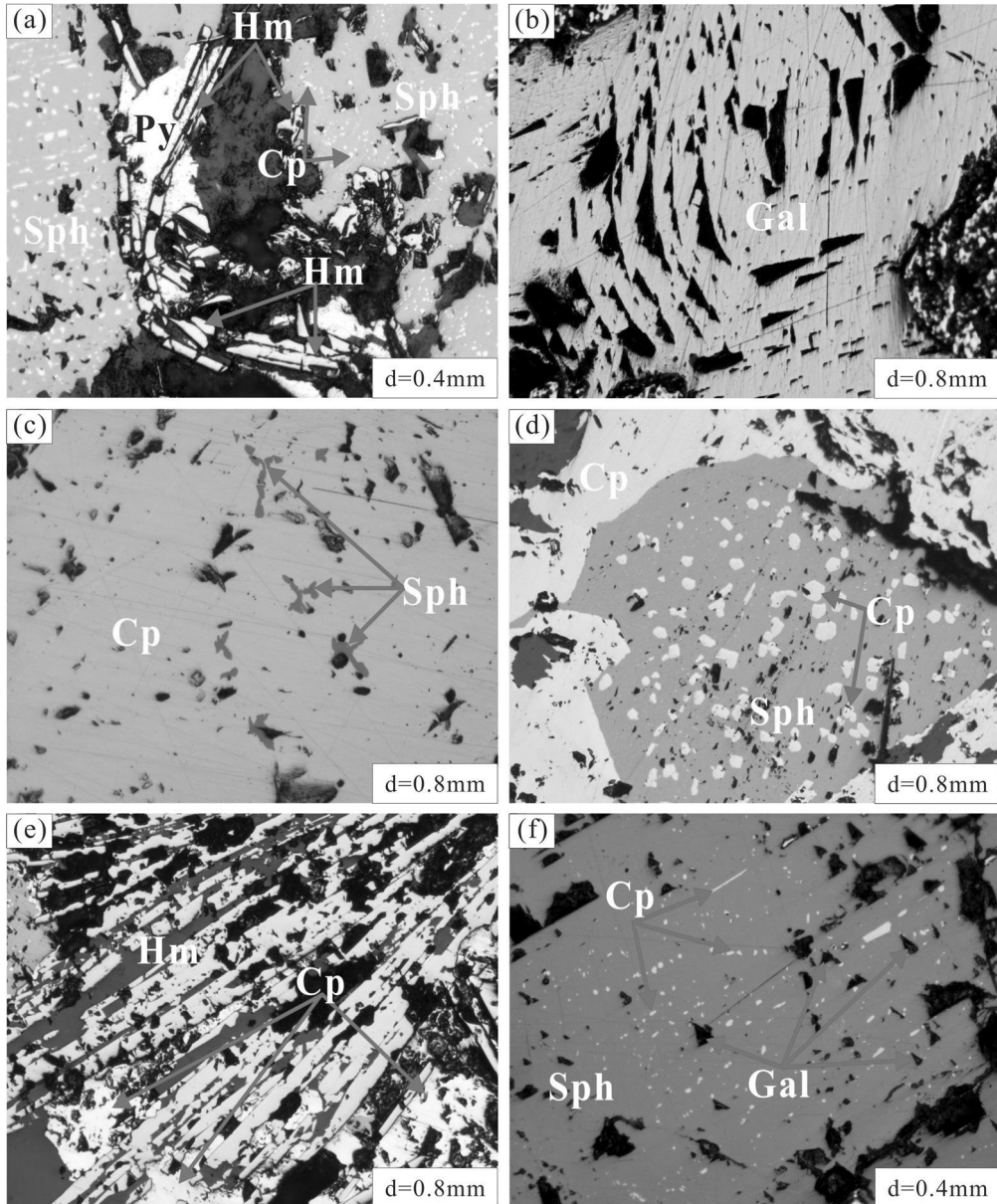


图9 千家岩体的显微照片(2)

(a). 赤铁矿呈弯曲状,被闪锌矿交代;(b). 构造应力致使方铅矿褶曲;(c). 闪锌矿星状结构;(d). 黄铜矿交代闪锌矿;

(e). 黄铜矿交代赤铁矿;(f). 方铅矿交代闪锌矿形成“黑三角”

Py—黄铁矿; Gal—方铅矿; Sph—闪锌矿; Cp—黄铜矿; Hm—赤铁矿

Fig. 9 Microphotographs of Qianjia pluton (2)

(a). Sphalerite replacing curved hematite; (b). Tectonic stress curved galena; (c). Stellated texture; (d). Chalcopyrite replacing sphalerite;

(e). Chalcopyrite replacing hematite; (f). “Black triangle” resulting from replacement of sphalerite by galena

Py—Pyrite; Gal—Galena; Sph—Sphalerite; Cp—Chalcopyrite; Hm—Hematite

入。随后, 保亭单元岩浆大规模上侵, 同时伴随第三期热液活动。

第三期热液流体同样以黄铜矿、方铅矿、闪锌矿为主要金属硫化物, 但以黄铜矿为主体, 闪锌矿与黄铜矿呈固溶体状态。该期流体以充填和交代的形式沿断裂破碎带及裂隙运移, 充填于早世代碎裂黄铁矿的裂隙间, 同时交代闪锌矿和赤铁矿。光片中可见: 黄铜矿内闪锌矿的星状结构(图 9c), 显示出流体的初始温度为 450℃左右(陈正海等, 1990); 黄铜矿强烈交代先形成的闪锌矿呈熔蚀边结构和黄铜矿颗粒中的闪锌矿包体(图 9d); 黄铜矿交代弯曲变形的早期针状赤铁矿(图 9e); 黄铜矿以细脉网脉状充填于碎裂黄铁矿的裂隙中(图 8f)。

保亭单元的岩浆活动规模最大, 持续时间最长, 其 U-Pb 年龄为 87 Ma 和 83 Ma(表 1), 基本上形成

了目前千家岩体各单元的分布格局。

大小岭单元黑云母钾长花岗岩的岩浆侵入活动减弱, 断裂系统打开, 整个岩浆热液系统在天水的参与下演变为浅成低温成矿系统。第四期成矿热液中金属硫化物以方铅矿、闪锌矿为主, 方铅矿占主导地位, 是后万岭铅锌矿铅的最重要成矿期, 成矿温度可能在 300℃以下(陈正海等, 1990), 方铅矿强烈交代闪锌矿和黄铜矿。光片中多见: 黄铜矿、闪锌矿颗粒中有方铅矿 3 组解理形成的黑三角(图 9f); 方铅矿(白色)沿闪锌矿(灰色)的短小交叉状裂隙交代呈尖角状或多角状(图 10a); 方铅矿结晶成颗粒粗大的晶体(图 10d); 同时, 可见晚世代细粒黄铁矿以脉状充填于闪锌矿裂隙中(图 10b)、早期碎裂的粗粒黄铁矿裂隙中及周围(图 10c); 先形成的黄铜矿多被铜蓝交代, 呈反应边结构(图 8f), 其交代过程可能为: CuFeS_2

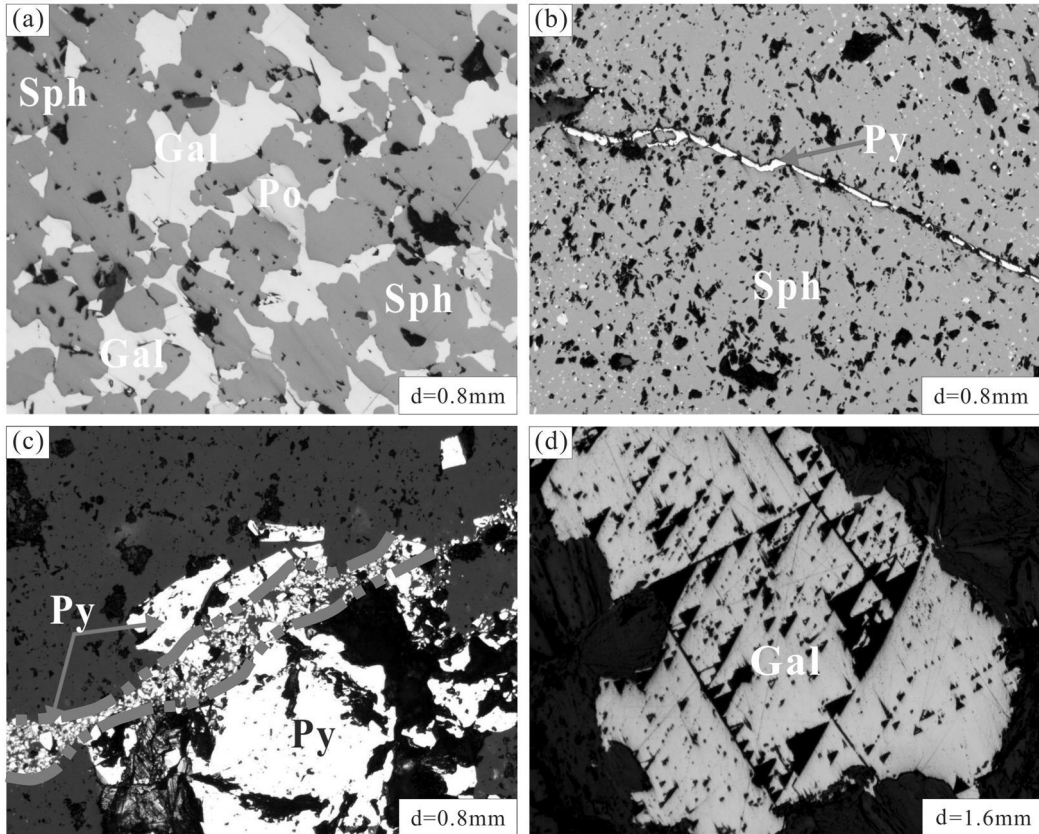


图 10 千家岩体的显微照片(3)

- (a). 方铅矿交代闪锌矿形成尖角或多角状; (b). 闪锌矿内晚期细粒黄铁矿细脉; (c). 晚期细粒黄铁矿呈细脉充填于早期粗粒碎裂黄铁矿中; (d). 晚阶段结晶颗粒粗大的方铅矿

Py—黄铁矿; Gal—方铅矿; Sph—闪锌矿; Po—磁黄铁矿

Fig. 10 Microphotographs of Qianjia pluton (3)

- (a) Tip-horn metasomatic texture resulting from replacement of sphalerite by galena; (b) Late stage fine grained pyrite in sphalerite; (c) Late stage fine grained pyrite vein filled in early stage Cataclastic coarse-grained pyrite; (d) Late stage coarse-grained galena

Py—Pyrite; Gal—Galena; Sph—Sphalerite; Po—Pyrrhotite

(黄铜矿) + $\text{CuSO}_4 \rightarrow 2\text{CuS}$ (铜蓝) + FeSO_4 。

5.2.2 矿床成因与成矿模式

千家岩体形成于燕山晚期后造山期地壳大面积伸展减薄的构造背景下,成矿作用强烈,其内产出一系列的钼、银、铅锌矿床(矿化点),大致以石门山斑岩型钼多金属矿为中心向东,依次分布有看树岭银矿、后万岭铅锌矿、盗公村铅锌铜钼矿(图1),构成明显的由中-高温到低温矿化的水平分带性(李孙雄等,2004;陈沐龙等,2008)。千家岩体北约5 km处为抱伦大型金矿(丁式江等,2001;谢才富等,2006),矿体多呈脉状、似透镜状、透镜状赋存于下志留统陀烈组下段绢云母石英千枚岩、绢云母粉砂岩中,可能

是该成矿系统远接触带浅成低温热液型金矿(许德如等,2011)。因此,千家岩体以钼为中心,周边依次分布有银、铅锌、金矿化,极可能构成一个完整的斑岩成矿系统(Sillitoe,2010)。

由此可推测,后万岭铅锌矿应位于斑岩成矿系统的顶端或者远端,其流体可能来自斑岩岩浆的结晶分异。成矿流体在千家岩体各单元花岗岩不断上侵的动力作用及岩浆高热的驱动下沿断裂破碎带运移,在迁移过程中不断与围岩发生水-岩反应,致使流体中铅、锌等元素不断富集,随着温度的降低以及天水的参与,铅、锌等成矿元素最终就位于破碎带。其成矿模式示意图如图11所示。

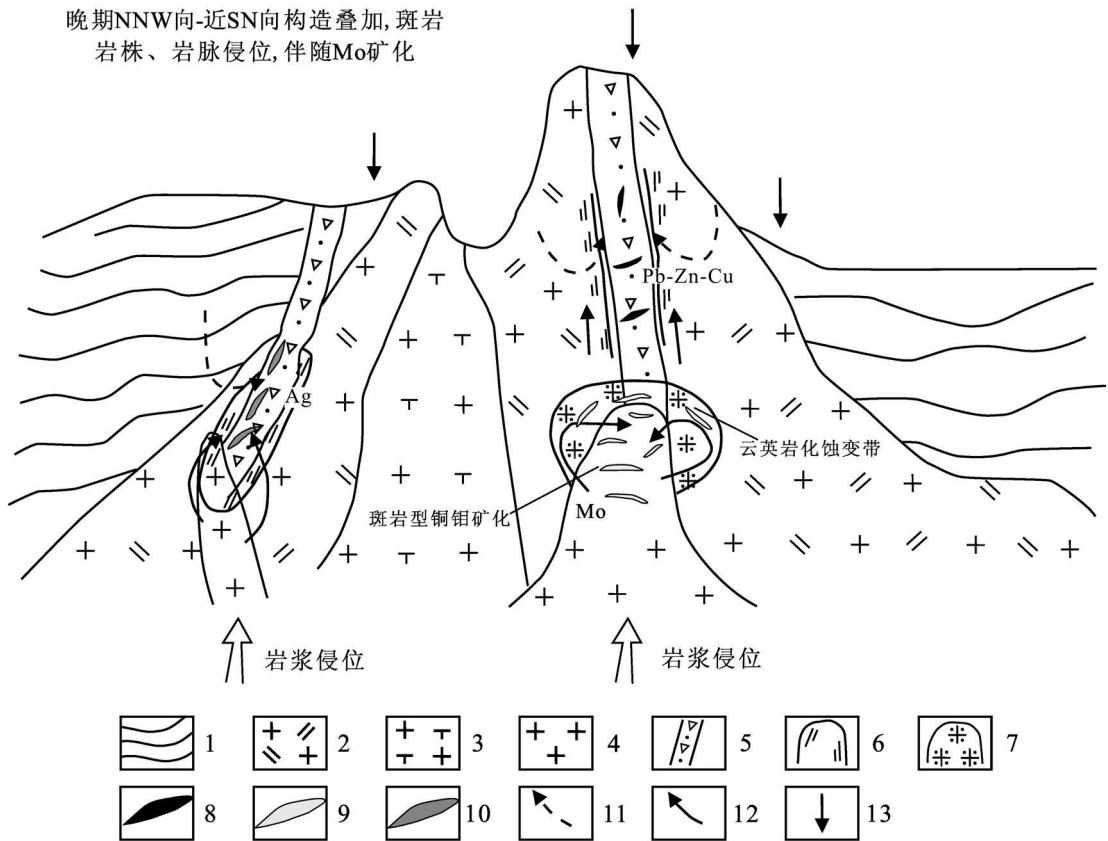


图 11 后万岭铅锌矿成矿模式示意图

- 1—前泥盆系沉积变质岩(戈枕村组和陀烈组); 2—晚白垩世二长花岗岩; 3—晚白垩世正长花岗岩; 4—晚白垩世花岗斑岩;
5—构造破碎带; 6—绢云母化蚀变带; 7—云英岩化蚀变带; 8—铅锌矿体(伴生铜银矿); 9—钼矿体; 10—银矿体; 11—混合热液;
12—岩浆热液; 13—大气降水

Fig. 11 Schematic diagram of metallogenetic model for the Houwanling Pb-Zn deposit

- 1—Pre Devonian metasedimentary rocks (Gezhencun Formation and Tuolie Formation); 2—Late Cretaceous monzogranite; 3—Late Cretaceous syenogranite; 4—Late Cretaceous granite porphyry; 5—Structural fracture zone; 6—Sericitized zone; 7—Greisenized zone; 8—Pb-Zn orebody; 9—Mo orebody; 10—Ag orebody; 11—Mixed hydrothermal solution; 12—Magmatic hydrothermal solution; 13—Atmospheric water

6 结 论

(1) 千家岩体形成于燕山晚期中-晚侏罗世后造山期地壳大面积伸展减薄的构造背景下, 各单元花岗岩属于壳-幔混合型的高钾钙碱性岩石或钾玄岩。

(2) 后万岭铅锌矿至少经历了4次热液成矿作用, 并以充填、交代的方式就位于NNW向-近SN向扭张性断裂中及附近, 成矿流体的温度变化于550℃至小于300℃。

(3) 后万岭铅锌矿可能属于千家岩体以石门山斑岩型钼多金属矿为中心, 周边分布有银、铅、金等矿床(点)的斑岩成矿系统, 该矿床位于该成矿系统的远端或者顶端。

(4) 后万岭铅锌矿属于燕山晚期后造山环境下严格受NNW向-近SN向扭张性断裂约束的热液脉型矿床, 形成时代为晚白垩世。

参考文献/References

陈沐龙, 李孙雄, 曾雁玲, 周进波. 2008. 海南岛白垩纪千家岩体岩石地球化学特征及其成矿作用分析[J]. 矿产与地质, 22(1): 36-42.

陈正海, 王大伟. 1990. 闪锌矿-黄铜矿密切共生体的实验研究和成因判别[J]. 中南矿冶学院学报, 21(6): 567-571.

郭峰, 范蔚茗, 林舸, 林源贤. 1997. 湘南道县中生代辉长岩包体的Sm-Nd定年和岩石成因[J]. 科学通报, 42(17): 1661-1663.

郭令智, 施央申, 马瑞士. 1983. 西太平洋中、新生代活动大陆边缘和岛弧构造的形成及演化[J]. 地质学报, 57(1): 11-21.

寇大明, 黄菲, 杨大勇, 李光禄, 王岳松, 谭伟, 郭耀宇. 2010. 热硫化条件下温度对黄铁矿结晶生长的影响[J]. 吉林大学学报(地球科学版), (1): 104-108.

丁式江, 黄香定, 李中坚, 傅杨荣, 董法先, 舒斌, 张小文. 2001. 海南抱伦金矿地质特征及其成矿作用[J]. 中国地质, 28(5): 28-34.

李孙雄, 莫位明, 云平, 范渊. 2004. 海南千家地区主要断裂带特征和控岩控矿作用分析[J]. 地质力学学报, 10(2): 137-145.

黎彤. 1976. 化学元素的地球丰度[J]. 地球化学, (3): 168-174.

毛景文, 谢桂青, 李晓峰, 张长青, 梅燕雄. 2004. 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): 45-55.

毛景文, 谢桂青, 郭春丽, 陈毓川. 2007. 南岭地区大规模钨锡多金属成矿作用: 成矿时限及地球动力学背景[J]. 岩石学报, 23(10):

唐立梅. 2010. 海南岛中生代两期构造伸展作用的岩浆记录及其大陆动力学意义(博士学位论文)[D]. 导师: 陈汉林, 董传万. 杭州: 浙江大学. 104页.

汪洋, 邓晋福. 2003. 广西南部三叠纪强过铝质火成岩岩石学特征的动力学意义[J]. 地质地球化学, 31(4): 35-41.

谢才富, 朱金初, 丁式江, 付太安, 李志宏, 张业明. 2004. 海南岛晚二叠世-中三叠世镁铁质-超镁铁质侵入岩: 后碰撞阶段岩石圈减薄的证据[A]. 2004年全国岩石学与地球动力学研讨会论文集摘要集[C]. 2004年全国岩石学与地球动力学研讨会, 海口: 中国矿物岩石地球化学学会. 308-309.

谢才富, 朱金初, 赵子杰, 丁式江, 付太安, 李志宏, 张业明, 徐德明. 2005. 三亚石榴霓辉石正长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄: 对海南岛海西-印支期构造演化的制约[J]. 高校地质学报, 11(1): 47-57.

谢才富, 朱金初, 丁式江, 张业明, 陈沐龙, 付杨荣, 付太安, 李志宏. 2006. 海南尖峰岭花岗岩体的形成时代、成因及其与抱伦金矿的关系[J]. 岩石学报, 22(10): 2493-2508.

吴福元, 李献华, 杨进辉, 郑永飞. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题[J]. 岩石学报, 23(6): 1217-1238.

许德如, 傅杨荣, 杨昌松, 王智琳, 张小文, 吴传军, 付王伟. 2011. 海南抱伦金矿床主要研究进展与关键科学问题研究[J]. 矿物学报, S1(增刊): 984-985.

云平, 范渊, 莫位任, 周进波. 2003. 海南岛晚中生代壳幔岩浆混合作用——来自闪长质淬冷包体的证据[J]. 华南地质与矿产, (2): 30-35.

云平, 吴育波, 谢盛周. 2004. 海南岛燕山晚期典型侵入岩成因矿物学研究及其地质意义[J]. 华南地质与矿产, (4): 1-8.

周新民. 2003. 对华南花岗岩研究的若干思考[J]. 高校地质学报, 9(4): 556-565.

周新民. 2007. 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. 691页.

Dostal J and Chatterjee A K. 2000. Contrasting behaviour of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton Nova Scotia, Canada [J]. Chemical Geology, 163: 207-218.

Gilder S A, Gil J, Coe R S, Zhao X X, Liu Z W, Wang G X, Yuan K R, Liu W L, Kuang G D and Wu H R. 1996. Isotopic and paleomagnetic constrains on the Mesozoic tectonic evolution of South China [J]. Journal of Geophysical Research, 101: 16137-16154.

Hildreth W H, Halliday A N and Christiansen R L. 1991. Isotopic and chemical evidence concerning the genesis and contamination of basaltic and rhyolitic magma beneath the Yellowstone Plateau volcanic field [J]. J. Petrol., 32: 63-138.

Jahn B M, Chen P Y and Yen T P. 1976. Rb-Sr ages of the granitic rocks in Southeastern China and their significance [J]. Geol. Soc. Am. Bull., 86: 763-776.

Lapierre H, Jahn B M, Charvet J and Yu Y W. 1997. Mesozoic felsic

- arc magmatism and continental olivine tholeiites in Zhejiang Province and their relationship with tectonic activity in southeastem China [J]. *Tectonophysics*, 274: 321-338.
- Liogiois et J P, Nabez J, Hertogen J and Black R. 1998. Constraiting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids[J]. *Lithos*, 45: 1-28.
- Li Z X and Li X H. 2007. Fomation of the 1300 km² wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat slab subduction model[J]. *Geology*, 35: 179-182.
- Maniar P D and Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids [J]. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101: 635-643.
- Morrison G W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association[J]. *Lithos*, 13: 97-108.
- Pearce J A. 1996. Source and settings of granitic rocks[J]. *Episodes*, 19: 120-125.
- Rudnick R L and Fountain D M. 1995. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective[J]. *Rev. Gelpphys.*, 33: 267-309.
- Sillitoe R H. 2010. Porphyry copper systems[J]. *Econ. Geol.*, 105: 3-41.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: Implications for mantle composition and processes [A] In: Saunders A D and Norry M J, eds. *Magmatism in the ocean basins* [M]. London: Geological Society of London. Special Publications, 42: 528-548.
- Taylor S R and Mclelland S M. 1985. The continental crust: Its composition and evolution[M]. Blackwell: Oxford Press. 312p.
- Whalen J B, Carrie K L and Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis [J]. *Contrib. Mineral Petrol.*, 95: 407-419.