

文章编号:0258-7106 (2007) 03-0265-12

# 广西新路—水岩坝钨锡矿田的成因探讨\*

顾晟彦<sup>1</sup>, 华仁民<sup>1#</sup>, 戚华文<sup>1, 2</sup>

(1 南京大学成矿作用研究国家重点实验室, 花岗岩火山岩及成矿理论研究所, 江苏 南京 210093;

2 中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002)

**摘要** 广西新路—水岩坝钨锡矿田位于广西平桂地区、燕山中期姑婆山花岗岩的西南接触带, 为南岭钨锡多金属成矿带的重要组成部分。文章在前人成果基础上, 进行了岩石地球化学、石英流体包裹体成分及 Rb-Sr 同位素定年等研究, 结果表明, 该区成矿作用(约 151 Ma)与姑婆山花岗岩主体(161~165 Ma)存在较大的年龄差, 因此没有直接的成因联系。姑婆山花岗岩形成后, 由于进一步的断裂活动和幔源物质上升在姑婆山南缘形成了晚期花岗质小岩体, 伴随的深源流体活动造成了 W、Sn 等成矿物质的活化、运移和富集, 才形成了以六合坳、烂头山为代表的矿床。矿床受晚期成矿花岗岩、有利赋矿层位及断裂构造等因素的综合控制, 成矿物质主要来源于花岗岩。激光拉曼探针分析显示, 该区矿床流体包裹体的成分主要为 CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub> 和 H<sub>2</sub>O, 结合其他特征, 显示可能有较多幔源成分参与, 其中新路六合坳矿床流体包裹体极富 CH<sub>4</sub>, 而水岩坝烂头山矿床流体包裹体富 CO<sub>2</sub>, 反映了两者在流体来源、形成机制、成矿深度等方面的差异。

**关键词** 地质学; 钨锡矿田; 成矿流体; 矿床成因; 新路—水岩坝; 广西**中图分类号**: P618.67; P618.44**文献标识码**: A

## A genetic study of Xinlu-Shuiyanba W-Sn orefield, northeast Guangxi

GU ShengYan<sup>1</sup>, HUA RenMin<sup>1</sup> and QI HuaWen<sup>1, 2</sup>

(1 State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, Jiangsu, China; 2 Institute of Geochemistry, CAS, Guiyang 550002, Guizhou, China)

### Abstract

Situated at the southwestern outer contact zone of the Middle Yanshanian Guposhan granite pluton in Pinggui area of Guangxi, the Xinlu-Shuiyanba W-Sn deposit is one of the representative W-Sn-polymetallic orefields in the Nanling Range, South China. Based on the data obtained from previous researches, this paper has studied systematically petrochemistry, Rb-Sr isotopic age dating and fluid inclusion compositions of the quartz, and the results show that the ages of the ore deposits are about 136 Ma, quite different from the age of the host granite of Guposhan, which was dated at (161~165) Ma. It is thus considered that there is no direct relationship between the granite emplacement and the ore formation. There occurred an intrusion of a late small granite body at about 151Ma in the southern part of Guposhan granite pluton, which was probably caused by the further rupture of the crust and the upwelling of mantle material. The activity of associated mantle-derived fluids stimulated the mobilization, transportation and enrichment of W, Sn and other ore-forming elements and resulted in the formation of the Liuheao and Lantoushan ore deposits as representative ones. It is suggested that the ore deposits are

\* 本文得到国家自然科学基金项目(40572057)和国家重点基础研究发展规划项目(1999CB403209)的联合资助

第一作者简介 顾晟彦, 女, 1979年生, 南京大学地球科学系矿物岩石矿床学博士研究生。

# 通讯作者: 华仁民, 南京大学地球科学系。E-mail: huarenmin@nju.edu.cn

收稿日期 2006-09-01; 改回日期 2006-12-31。李岩编辑。

controlled by late granite as well as favorable strata and structures, and the ore materials were mainly derived from late granite. Researches on oxygen, hydrogen and sulfur isotopes show that  $\delta^{18}\text{O}$  values are 8.1‰ ~ 13.38‰ and 10.2‰ ~ 12.35‰ for Liuheao and Lantoushan ore deposits, respectively, and  $\delta^{34}\text{S}$  values are -2.09‰ ~ 1.7‰ and 0.95‰ ~ 3.6‰, respectively, indicating that ore-forming elements were dominantly derived from the granite. Laser Raman microprobe analyses show that  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  and  $\text{H}_2\text{O}$  constitute the dominant part of the fluid inclusions in these ore deposits. Combined with other characteristics, it is suggested that ore-forming fluids were dominantly derived from the mantle. In addition, the fluid inclusions in the Liuheao ore deposit have rich  $\text{CH}_4$ , while those of the Lantoushan ore deposit have abundant  $\text{CO}_2$ , probably implying the differences of their fluid source, ore-forming process and mineralization depth.

**Key words:** geology, W-Sn orefield, ore-forming fluid, ore genesis, Xinlu—Shuiyanba, GuangXi

新路—水岩坝钨锡矿田位于广西东北部平桂地区,沿姑婆山花岗岩岩基西南接触带产出,是南岭钨锡多金属成矿带的重要组成部分。在成矿类型上,新路矿田以六合坳矽卡岩型脉状锡石硫化物矿床为典型代表,而水岩坝矿田以烂头山石英脉型钨锡矿床为代表。前人工作普遍认为,该矿田的成矿作用与姑婆山花岗岩直接相关,但对于两类矿床矿化特征差异的原因、与围岩的关系、成矿流体和成矿物质的来源等问题,还存在着一些不同的认识(洗柏琪, 1984;罗年华, 1989;刘文龙等, 1989;董子成, 1989;谢国源等, 1994),对于成矿年龄的测定尤其缺乏。在前人大量研究成果的基础上,笔者近年来对姑婆山花岗岩的地球化学特征、形成时代及成因等进行了研究,获得了一些新的成果和认识(顾晟彦等, 2006a; 2006b)。本文通过对六合坳和烂头山矿床的地球化学特征、包裹体特征和石英流体包裹体 Rb-Sr 同位素定年等研究,对新路-水岩坝钨锡矿田的成因、成矿流体特征、成矿时代、成矿物质来源,以及成矿作用与姑婆山花岗岩的关系等问题进行了探讨。

## 1 花岗岩体及矿床概况

### 1.1 姑婆山岩体概况

姑婆山花岗岩位于北纬  $24^{\circ}32' \sim 24^{\circ}45'$ 、东经  $111^{\circ}30' \sim 111^{\circ}40'$ ,主要分布在广西壮族自治区贺州市西北部,部分在钟山县东北角和湖南省江华县境内,出露面积约  $678 \text{ km}^2$ 。岩体呈浑圆形,西南到西北缘侵入中-上泥盆统地层中,东南部和东北部侵入寒武系与下泥盆统地层中,东部与大宁岩体接触。姑婆山花岗岩为燕山期的复式岩基,所包含的各岩体的岩性有较明显差异,可大致分为里松角闪石黑云母二长花岗岩、姑婆山东体中粗粒似斑状黑云母

钾长花岗岩和姑婆山西体中细粒斑状黑云母花岗岩,三者的侵位年龄为  $160.8 \sim 165 \text{ Ma}$ ,说明它们形成时间相近,是燕山中期华南大规模花岗岩浆活动的产物(顾晟彦等, 2006a; 华仁民等, 2005),而位于岩基南侧的细粒黑云母花岗岩小岩体年龄为  $151 \text{ Ma}$ (朱金初等, 2006)(图 1),侵入的时间较晚。

### 1.2 新路矿田和水岩坝矿田概述

新路矿田和水岩坝矿田分别位于姑婆山花岗岩体南缘接触带凹陷部位和西南边缘处,出露地层主要为中上泥盆统及下石炭统。区内断裂构造极为发育,与新路矿田有关的断裂主要为近南北向的观音山—三八岭—茂冲顶大断裂、白面山—南竹斗断裂和金鸡岭—黄金坪断裂,以及六合坳东西向断裂带;水岩坝矿田的主干断裂格架由北西向的沙子冲断裂、大庙山断裂及北东向的枫木冲断裂、鸡婆塘断裂组成(图 2)。

新路矿田的主要矿化类型为:锡石硫化物矽卡岩型矿床(六合坳)、脉状-似层状锡锌硫化物型矿床(白面山、石门)、脉状锡石石英岩型矿床(金鸡岭)、脉状钨锡萤石型矿床(黄金坪)及锡石磁铁矿矽卡岩型矿床(石灰冲)。水岩坝矿田的矿床类型主要为:钨锡石英脉型矿床(烂头山)、锡石硫化物矽卡岩型矿床(大庙山)及锡石角砾岩型矿床(董家坳)。其中六合坳的锡石硫化物矽卡岩型和烂头山的钨锡石英脉型矿床工业价值较大。

### 1.3 六合坳和烂头山矿床地质特征

与新路矿田空间分布关系较密切的花岗岩为晚期细粒黑云母花岗岩小岩体。在六合坳矿床坑道里可以直接观察到花岗岩与锡矿体直接的接触关系,矿体附近的花岗岩体发生钾长石化、钠长石化、矽卡岩化、电气石化等蚀变,矿石含磁黄铁矿、黄铁矿、毒砂、闪锌矿、锡石及萤石等矿物,其中锡石与石英

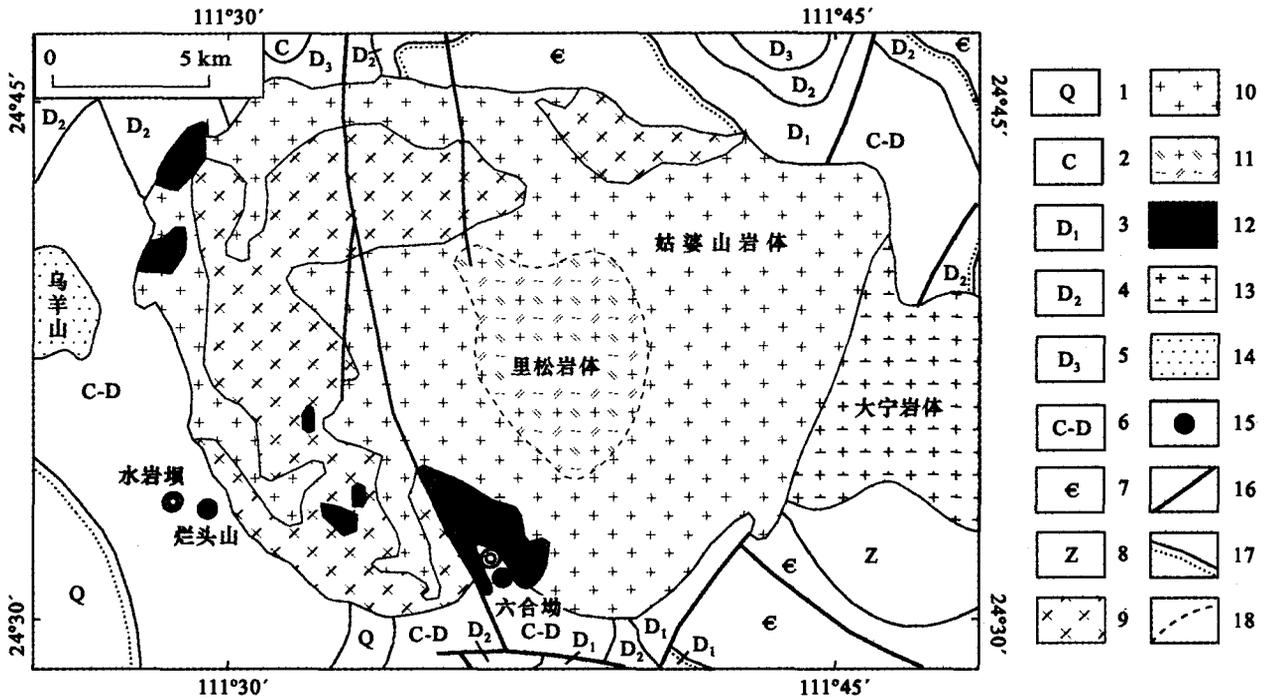


图1 新路—水岩坝矿田地质略图(据张德全等,1985;冯佐海等,2002;顾晟彦等,2006a 资料改编)

1—第四系砂泥岩;2—石炭系灰岩;3—泥盆系下统灰岩;4—泥盆系中统灰岩;5—泥盆系上统灰岩;6—石炭系-泥盆系灰岩、砂页岩;7—寒武系砂页岩;8—震旦系变质砂岩;9—中细粒斑状黑云母花岗岩(姑婆山西体);10—中粗粒似斑状黑云母钾长花岗岩(姑婆山东体);11—角闪黑云母二长花岗岩(里松岩体);12—细粒黑云母花岗岩(晚期小岩体);13—花岗闪长岩;14—花岗岩;15—矿床(点);16—断裂;17—不整合地质界线;18—推测地质界线

Fig. 1 Simplified regional geological map of the Xinlu-Shuiyanba ore district (modified from Zhang et al., 1985; Feng et al., 2002 and Gu et al., 2006a)

1—Quaternary sand-mudstone; 2—Carboniferous limestone; 3—Lower Devonian limestone; 4—Middle Devonian limestone; 5—Upper Devonian limestone; 6—Carboniferous-Devonian limestone and sand-shale; 7—Cambrian sand-shale; 8—Sinian metamorphic sandstone; 9—Fine and medium-grained porphyritic biotite granite (West Guposhan unit); 10—Coarse and medium-grained porphyroid biotite K-feldspar granite (East Guposhan unit); 11—Lisong porphyroid hornblende-biotite monzo-granite (Lisong unit); 12—Fine-grained biotite granite (Late small unit); 13—Granodiorite; 14—Granite; 15—Ore deposits or spots; 16—Fault; 17—Unconformity; 18—Inferred geological boundary

等矿物共生,呈似层状、浸染状或脉状产出。水岩坝矿田虽然与姑婆山花岗岩的西体相距很近,但烂头山矿床周围没有直接与其接触的花岗岩,围岩蚀变主要为云英岩化、硅化、萤石化,矿石含黑钨矿、白钨矿、锡石、黄铁矿、毒砂、阳起石、石英及萤石等矿物,呈脉状或细脉状产出。上述矿床基本地质特征详见表1。

## 2 样品及分析方法

本文的样品主要采自六合坳(LH)230 坑道中的锡石硫化物矽卡岩矿石及烂头山(LT)露天采场的黑钨石英矿脉,其中 LH-2 和 LH-3 为含黄铜矿矿石, LH-4、LH-5 和 LH-9 为毒砂矿石, LH-7 为石英硫化物矿石; LT-1、LT-2、LT-3、LT-4 为含萤石石英

脉, LT-5 为含黑钨矿石英脉, LT-6 为含阳起石石英脉。笔者对上述矿石和脉石样品进行了微量元素、稀土元素、石英流体包裹体 Rb-Sr 同位素和流体包裹体激光拉曼光谱的测定工作。

微量和稀土元素分析样品在中国科学院矿床地球化学重点实验室完成前处理,在南京大学成矿作用研究国家重点实验室 Finnigan Element 2 高分辨率等离子质谱仪上测试。稀土元素全流程测试空白小于  $0.1 \times 10^{-9}$ ,分析精度优于 5%;微量元素除 Nb 分析精度为 9% 外,其余均优于 5%。石英流体包裹体分析样品的制备采用李华芹等(1993)所报道的流程。Rb、Sr 同位素分析在中国地质科学院同位素地质研究与测试中心 MAT-261 可调多接收型质谱仪上完成;分析过程中采用国际标准样品 NBS-987 监控仪器工作状态,用 NBS-607 和 Rb-Sr 测年国家一级

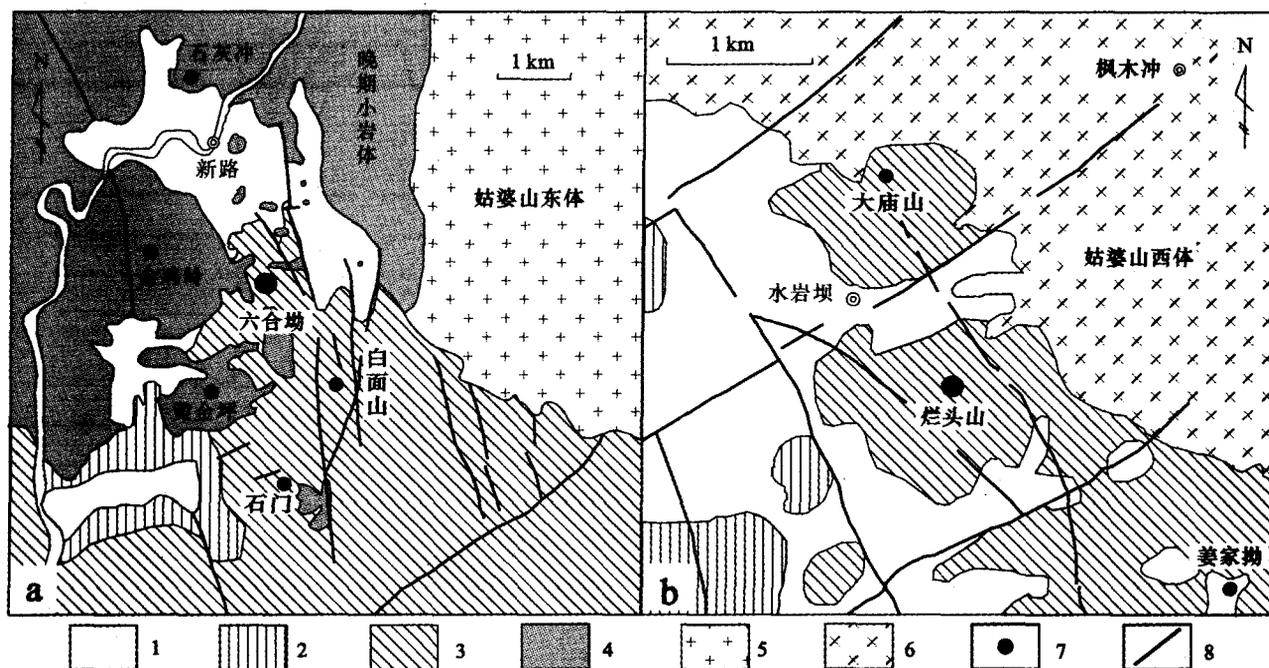


图2 广西新路(a)和水岩坝(b)矿田地质简图(据董子成,1991;谢国源等,1994 资料改编)

1—第四系;2—石炭系;3—泥盆系;4—细粒黑云母花岗岩(晚期小岩体);5—中粗粒似斑状黑云母钾长花岗岩(姑婆山东体);6—中细粒斑状黑云母花岗岩(姑婆山西体);7—矿床(点);8—断裂

Fig. 2 Geological sketch map of the Xinlu (a) and Shuiyanba (b) ore districts, Guangxi (modified from Dong, 1991 and Xie et al., 1994)

1—Quaternary; 2—Carboniferous; 3—Devonian; 4—Guposhan fine-grained biotite granite (Late small unit); 5—Coarse and medium-grained porphyroid biotite K-feldspar granite (East Guposhan unit); 6—Fine and medium-grained porphyritic biotite granite (West Guposhan unit); 7—Ore deposit or spot; 8—Fault

表1 六合坳和烂头山矿床基本地质特征

Table 1 Basic Geologic Characters of Liuheao and Lantoushan ore deposits

矿床	成因类型	矿种	与成矿有关岩浆岩	围岩		矿体形态产状	主要矿物组合	
				岩性	蚀变		金属矿物	脉石矿物
六合坳	砂卡岩型	锡多金属	细粒黑云母花岗岩	灰岩、大理岩、砂页岩	钾长石化、砂卡岩化、电气石化	产于岩体外接触带,多呈层状、似层状产出,偶见脉状矿体	锡石、闪锌矿、毒砂、磁黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿	石英、方解石、萤石
				砂页岩、灰岩、大理岩	云英岩化、硅化、萤石化		黑钨矿、白钨矿、黄铁矿、锡石、毒砂	石英、萤石、阳起石、白云母
烂头山	石英脉型	钨、锡	细粒黑云母花岗岩	砂页岩、灰岩、大理岩	云英岩化、硅化、萤石化	呈脉状、细脉带状产于岩体内或外接触带断裂处	黑钨矿、白钨矿、黄铁矿、锡石、毒砂	石英、萤石、阳起石、白云母

标准物质 GBW04411 监控分析流程。样品的全流程测试空白都在 0.3 ng 左右,  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  和  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  的测定精度分别高于 1%~2% 和 0.008%~0.02%。流体包裹体的成分是利用南京大学壳幔演化及成矿作用国家重点实验室包裹体室的 Ranishaw RM2000 型激光拉曼光谱仪进行分析的,其激光光源为 514 nm 的  $\text{Ar}^+$  激光器,所测光谱的计数时间为 10 秒,每  $1\text{ cm}^{-1}$ (波数)计数一次,  $1\ 000\sim 4\ 000\text{ cm}^{-1}$  全波段一次取峰。激光束斑大小约为  $1\ \mu\text{m}$ ,光谱分辨率 2

$\text{cm}^{-1}$ 。

### 3 岩石及矿床地球化学特征

系统的岩石化学、微量及稀土元素研究(表 2)表明,姑婆山花岗岩各岩体间差异较明显。与姑婆山东体和里松花岗岩体相比,姑婆山西体花岗岩和晚期小花岗岩体的  $\text{SiO}_2$  和  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  含量较高,而  $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{TFe}_2\text{O}_3$  较低,  $\text{Rb}$ 、 $\text{Sn}$ 、 $\text{W}$  含量及  $\text{Rb}/\text{Sr}$

表2 姑婆山花岗岩、六合坳和烂头山矿床矿石化学成分

Table 2 Chemical composition of Guposhan granites and ores from Liuheao and Lantoushan ore deposits

成分	姑婆山花岗岩			六合坳					烂头山			
	I	II	III	LH-2	LH-3	LH-4	LH-5	LH-9	LT-1	LT-2	LT-3	LT-4
SiO <sub>2</sub>	72.67	75.7	76.78									
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	9.31	9.91	8.26									
MgO	0.39	0.15	0.08									
CaO	1.38	0.89	0.79									
TFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.64	1.47	1.19									
F	1558	1940	1839									
Cl	500	330	114									
Li	78.04	71.25	38.7	36.15	18.03	18.53	16.28	33.9	7.16	4	3.79	12.55
Ti	2094	643	453	530.9	302	421.9	166.8	489.8	9.13	11.45	11.44	8.16
Rb	447	653	467	51.88	24.43	496	241.8	603.7	17.53	46.9	4.14	43.19
Sr	133.9	28.37	24	6.25	2.98	1.95	0.81	3.77	1.92	2.41	1.81	0.95
Y	58.98	111	91.9	2.13	5.52	1.32	0.63	0.51	0.85	0.41	0.62	0.31
Zr	314.02	152.9	106	16.63	10.54	10.45	3.88	15.8	0.27	0.25	0.31	0.3
Nb	46.88	60.84	41.3	1.28	0.77	1.14	0.56	1.36	0.26	0.3	0.09	0.13
Sn	8.02	16.15	11.6	1992	1093	273	229.2	69.14	2.31	3.11	1.25	2.42
Ba	474	75.78	49	11.77	3.32	7.18	7.99	9.93	1.5	2.85	0.17	1.99
La	83.31	36.34	30.3	0.439	1.15	0.502	0.066	0.56	0.089	0.124	0.074	0.046
Ce	169.85	81.83	70.4	0.955	1.895	0.889	0.118	1.024	0.194	0.24	0.217	0.077
Pr	18.59	10.2	8.9	0.136	0.235	0.101	0.018	0.114	0.031	0.028	0.047	0.012
Nd	67.05	40.42	35.6	0.673	1.067	0.453	0.09	0.424	0.167	0.11	0.251	0.046
Sm	12.92	11.8	10.55	0.218	0.305	0.112	0.054	0.097	0.132	0.062	0.098	0.031
Eu	1.1	0.3	0.24	0.05	0.046	0.018	0.011	0.015	0.015	0.011	0.011	0.002
Gd	12.33	14.21	12	0.292	0.449	0.166	0.076	0.096	0.135	0.058	0.104	0.037
Tb	1.78	2.61	2.16	0.051	0.073	0.028	0.016	0.012	0.031	0.014	0.023	0.009
Dy	11.64	19.3	15.58	0.4	0.507	0.209	0.12	0.083	0.202	0.09	0.144	0.061
Ho	2.5	4.45	3.46	0.088	0.114	0.047	0.027	0.023	0.034	0.014	0.023	0.009
Er	7.25	13.73	9.94	0.282	0.311	0.142	0.079	0.072	0.107	0.042	0.063	0.028
Tm	1.1	2.23	1.56	0.05	0.041	0.024	0.012	0.011	0.017	0.008	0.014	0.006
Yb	6.93	15	10.37	0.396	0.268	0.178	0.095	0.097	0.16	0.064	0.115	0.049
Lu	1.05	2.31	1.42	0.078	0.049	0.036	0.02	0.018	0.023	0.008	0.014	0.006
Hf	9.75	8.63	3.97	0.427	0.28	0.286	0.117	0.457	0.002	0.005	0.002	0.004
Ta	6.19	19.17	7.07	0.065	0.05	0.089	0.047	0.132	0.132	0.024	0.009	0.012
W	10.28	17.33	3.155	8.056	0.894	1.26	0.554	1.787	1.392	1.119	1.39	
Th	59.9	51.14	43.2	2.78	1.22	1.61	0.43	1.8	0.06	0.06	0.06	0.02
Co	2.12	3.84	4.4	2.9	13.27	5.51	4.57	7.91	1.23	0.92	0.89	0.57
Ni	11.28	8.71	23.38	36.62	29.68	35.13	36.39	105.7	77.82	106.3	64.68	
∑REE	397.4	254.7	212.5	4.11	6.51	2.9	0.8	2.65	1.34	0.87	1.2	0.42
LREE/HREE	7.91	2.41	2.76	1.51	2.59	2.5	0.8	5.41	0.88	1.93	1.4	1.05
Rb/Sr	3.34	29.18	19.46	8.3	8.19	254.7	299.5	160.1	9.15	19.49	2.29	45.4
Ba/Sr	3.54	2.67	2.04	1.88	1.11	3.69	9.9	2.63	0.78	1.18	0.09	2.1
δEu	0.266	0.072	0.065	0.607	0.38	0.398	0.507	0.458	0.344	0.579	0.324	0.206
δCe	1.039	1.009	1.032	0.94	0.877	0.948	0.828	0.974	0.894	0.972	0.881	0.789
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub>	0.7066	0.7170	0.7120									
TE <sub>1,3</sub>	0.97	1.01	1.02	0.95	0.88	0.91	0.93	0.85	1.05	1.14	1.15	1.15
资料来源	文献A	文献A	文献B	本文								

注: I—姑婆山东体和里松花岗岩; II—姑婆山西体花岗岩; III—晚期花岗岩小岩体。文献A: 顾晟彦等, 2006a, 2006b; 文献B: 刘文龙等, 1989和朱金初等, 2006。主量元素单位为%, 微量和稀土元素单位为 $10^{-6}$ ; 地球化学参数单位为1。

比值较高, 而∑REE、LREE/HREE、Ba/Sr和δEu值较低, 而且F含量高, Cl含量低。以上特征表明: 与矿床关系较密切的晚期花岗岩小岩体可能是姑婆山西体花岗岩演化的产物; 姑婆山西体花岗岩和晚期花岗岩小岩体具有华南成钨锡花岗岩的一般特点。

六合坳和烂头山矿床样品的稀土元素总量很低, 仅为 $(0.80\sim 6.51)\times 10^{-6}$ , 钕负异常明显( $\delta\text{Eu}=0.21\sim 0.61$ )。两矿床样品与姑婆山西体花岗岩、晚期花岗岩小岩体的稀土元素球粒陨石标准化曲线十分相似, 都近于“V”形(图3a), 表明两者有密切的成

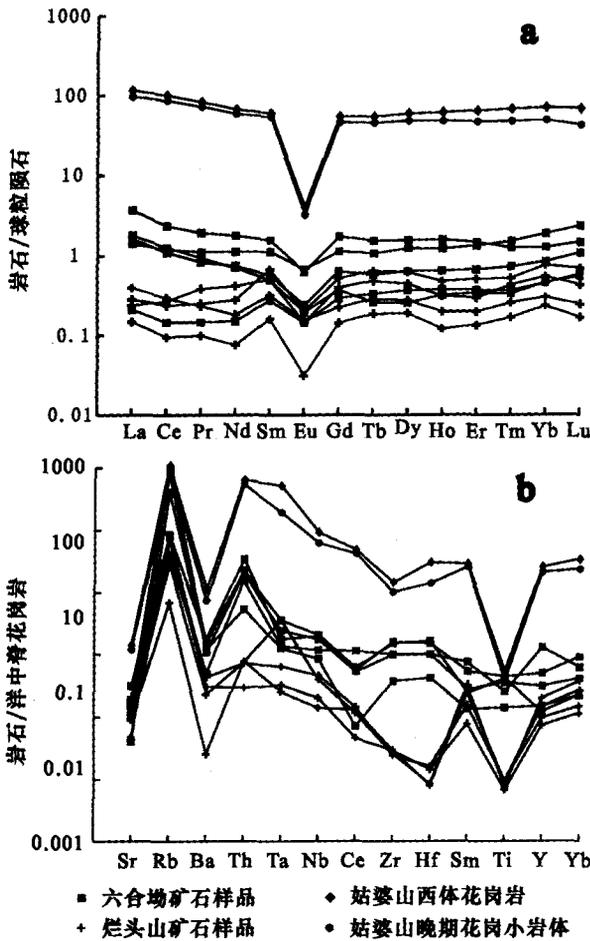


图3 六合坳矿石、烂头山矿石、姑婆山西体花岗岩及晚期花岗岩小岩体的REE配分图(a)和不相容元素的洋中脊花岗岩标准化蛛网图(b)  
球粒陨石标准化值据 Taylor 等(1985);ORG 值据 Pearce (1982;1983)

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns (a) and ORG-normalized spider diagram (b) of the Liuheao-Lantoushan ore deposits and West Guposhan unit as well as Late small unit  
Chondrite REE value from Taylor et al. , 1985; ORG standard value from Pearce, 1982, 1983

因联系。其中烂头山样品具有较为明显的M型四分组效应( $TE_{1,3}$ 平均值 $>1.1$ )和微弱的铈负异常( $\delta Ce=0.789\sim 0.972$ )。铈负异常的出现,与体系的氧化条件有关,无铈负异常的岩石比有铈负异常的岩石可能形成于更低的氧化条件下(赵振华,1985),因此与六合坳矿床相比,烂头山矿床可能形成于相对氧化的环境中。

在不相容元素的洋脊花岗岩标准化蛛网图上(图3b),六合坳矿床样品和姑婆山西体花岗岩及晚期花岗岩小岩体较为相似,微量元素特征表现为大离子亲石元素(Rb、Th、Ce)的强富集和高场强元素

(Y、Ta、Nb、Zr、Hf)的弱富集。而烂头山矿床样品与之相比,Th元素富集不明显,Zr、Hf元素则明显亏损。

#### 4 石英流体包裹体 Rb-Sr 同位素定年

笔者对烂头山的5个样品进行了石英流体包裹体 Rb-Sr 同位素测定(表3),其  $I_{Sr}$  值在 0.72015 ~ 0.72735 范围内,Rb-Sr 同位素年龄为  $(136.1 \pm 2)Ma$  (图4),可作为烂头山矿床成矿年龄的上限,它与姑婆山花岗岩主体的年龄(161 ~ 165 Ma)相差较大(顾晟彦等,2006a)。如前所述,烂头山矿床周围没有直接与其接触的花岗岩,但前人工作显示其深部有花岗岩体存在(谢国源,1994),笔者推测,该岩体可能类似于在六合坳矿床所见的晚期细粒黑云母花岗岩小岩体;如此,烂头山矿床的成矿年龄与该细粒花岗岩小岩体的锆石 LA-ICPMS 年龄 151 Ma (朱金初等,2006) 较相近,可认为烂头山矿床与该小岩体有成因上的密切关系。

#### 5 流体包裹体激光拉曼分析

六合坳和烂头山矿石样品中的矿物包裹体可以分为流体包裹体和熔融包裹体(图5a)2大类。其中流体包裹体至少可以被划分出早、中、晚3期,本文所研究的与成矿作用相关的早期流体包裹体形态有卵形、不规则状和管状,包裹体直径在 2 ~ 10  $\mu m$  之间;而中、晚期包裹体与流体在成矿晚期沿裂隙贯

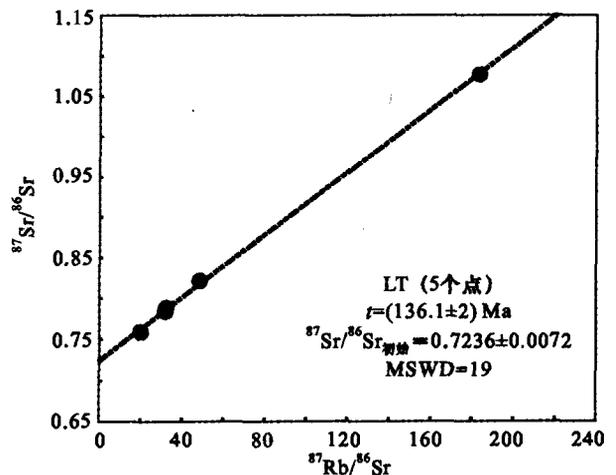


图4 烂头山钨锡矿床石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线  
Fig. 4 Rb-Sr isochron of quartz fluid inclusions in the Lantoushan W-Sn deposit

表 3 烂头山钨锡矿床石英流体包裹体 Rb-Sr 同位素组成

Table 3 Rb-Sr isotopic compositions of quartz fluid inclusions in the Lantoushan W-Sn deposit

样品	Rb/ $10^{-6}$	Sr/ $10^{-6}$	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (\pm 2\sigma)$	$I_{\text{Sr}}$
LT-1	2.696	0.1618	16.663	48.59	$0.82135 \pm 0.00006$	0.727353
LT-2	2.537	0.2281	11.122	32.33	$0.78811 \pm 0.00008$	0.725568
LT-3	0.972	0.1412	6.882	19.94	$0.75872 \pm 0.00007$	0.720146
LT-5	1.871	0.1698	11.019	32.01	$0.78415 \pm 0.00008$	0.722227
LT-6	5.848	0.0953	61.396	183.40	$1.07686 \pm 0.00003$	0.722075

入事件有关,包裹体小(直径大多 $< 2 \mu\text{m}$ ),产状以条带状为特征(图 5b)。显微镜下包裹体呈无色或淡棕色,常温下单相、2 相和 3 相包裹体均可见(图 5c~g)。

显微激光拉曼光谱是对单个流体包裹体进行非破坏性测定的最为有效的方法(徐培苍等, 1996; Burke, 2001; Yamamoto et al., 2002),对流体包裹体及其气泡成分的分析,可以探测各种成岩和成矿流体以及岩浆的来源和源区组成。笔者对矿石样品的 6 个流体包裹体的 11 种流体组分,包括  $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{CO}$ 、 $\text{H}_2\text{S}$ 、 $\text{SO}_2$ 、 $\text{N}_2$ 、 $\text{H}_2$ 、 $\text{CH}_4$ 、 $\text{C}_2\text{H}_4$ 、 $\text{C}_2\text{H}_6$  和  $\text{C}_3\text{H}_6$  的特征频率进行了扫描,所测定流体成分的摩尔百分含量列入表 4,图 6 显示了 6 个包裹体中所含流体的拉曼谱图。

包体成分激光拉曼光谱分析表明:六合坳成矿流体的气相主要以  $\text{CH}_4$  为主,具有较高的 2 914 峰值,并含少量  $\text{CO}_2$ (1 383~1 387, 1 283)及  $\text{H}_2\text{O}$ ,其余成分含量甚微;液相成分主要为  $\text{H}_2\text{O}$  或  $\text{H}_2\text{O} + \text{CH}_4$  组合。烂头山成矿流体的气相以  $\text{CO}_2$ (较高的 1 387

峰值和次峰值 1 284)、 $\text{CH}_4$ (2 916)和  $\text{H}_2\text{O}$  为主,并含少量  $\text{N}_2$ (2 328);液相成分主要为  $\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$  或  $\text{H}_2\text{O} + \text{CH}_4 + \text{CO}_2$ 。

从表 3 的  $\text{CO}_2/\text{CH}_4$  参数可以看出,六合坳成矿流体的该参数小,表明矿床成矿环境具有较强的还原性,有利于流体中还原出  $\text{S}^{2-}$  或  $\text{HS}^-$ ,便于伴生矿物黄铁矿、毒砂的形成。同时,六合坳的微量有机质中  $\text{CH}_4$  的含量明显偏高,反应了有机质演化程度较高。有机质向高成熟度方向演化,可造成一定的还原性热液环境,利于金属元素以硫化物形式沉淀富集(任云生等, 2004; 赵财胜等, 2005)。这也解释了六合坳锡矿床金属矿物以硫化物为主,硫酸盐矿物很少的现象。而烂头山成矿流体的  $\text{CO}_2/\text{CH}_4$  参数相对较大,表明其矿床成矿环境具有较强的氧化性。

## 6 成矿流体和物质来源探讨

### 6.1 成矿流体来源探讨

许多作者认为流体中  $\text{CO}_2$  和  $\text{H}_2\text{O}$  含量高揭示

表 4 六合坳和烂头山矿床流体包裹体激光拉曼分析结果

Table 4 Laser Raman microprobe scanning of fluid compositions of the Liuheao and Lantoushan deposits

样品		流体成分 $x(\text{B})$ (摩尔分数)/%			$\text{CO}_2/\text{CH}_4$	备注
		$\text{CH}_4$	$\text{CO}_2$	$\text{N}_2$		
六合坳						
LH-7-1	气相	大量*				含少量 $\text{H}_2\text{O}$
LH-7-2	液相					全部为 $\text{H}_2\text{O}$
LH-7-3	气相	0.778	0.222		0.286	
LH-7-4	液相	大量				含少量 $\text{H}_2\text{O}$
烂头山						
LT-1-1	气相	0.023	0.936	0.041	40.551	含大量 $\text{H}_2\text{O}$
LT-1-2	液相		大量			含大量 $\text{H}_2\text{O}$
LT-2-1	气相	0.131	0.869		6.640	含少量 $\text{H}_2\text{O}$
LT-2-2	液相					全部为 $\text{H}_2\text{O}$
LT-4-1	气相	0.149	0.851		5.702	
LT-4-2	中间相	0.136	0.864		6.359	
LT-4-3	液相	0.103	0.759	0.138	7.401	含少量 $\text{H}_2\text{O}$
LT-5-1	气相	0.102	0.898		8.766	含大量 $\text{H}_2\text{O}$

注:“大量”表示在该相中占绝大比例。

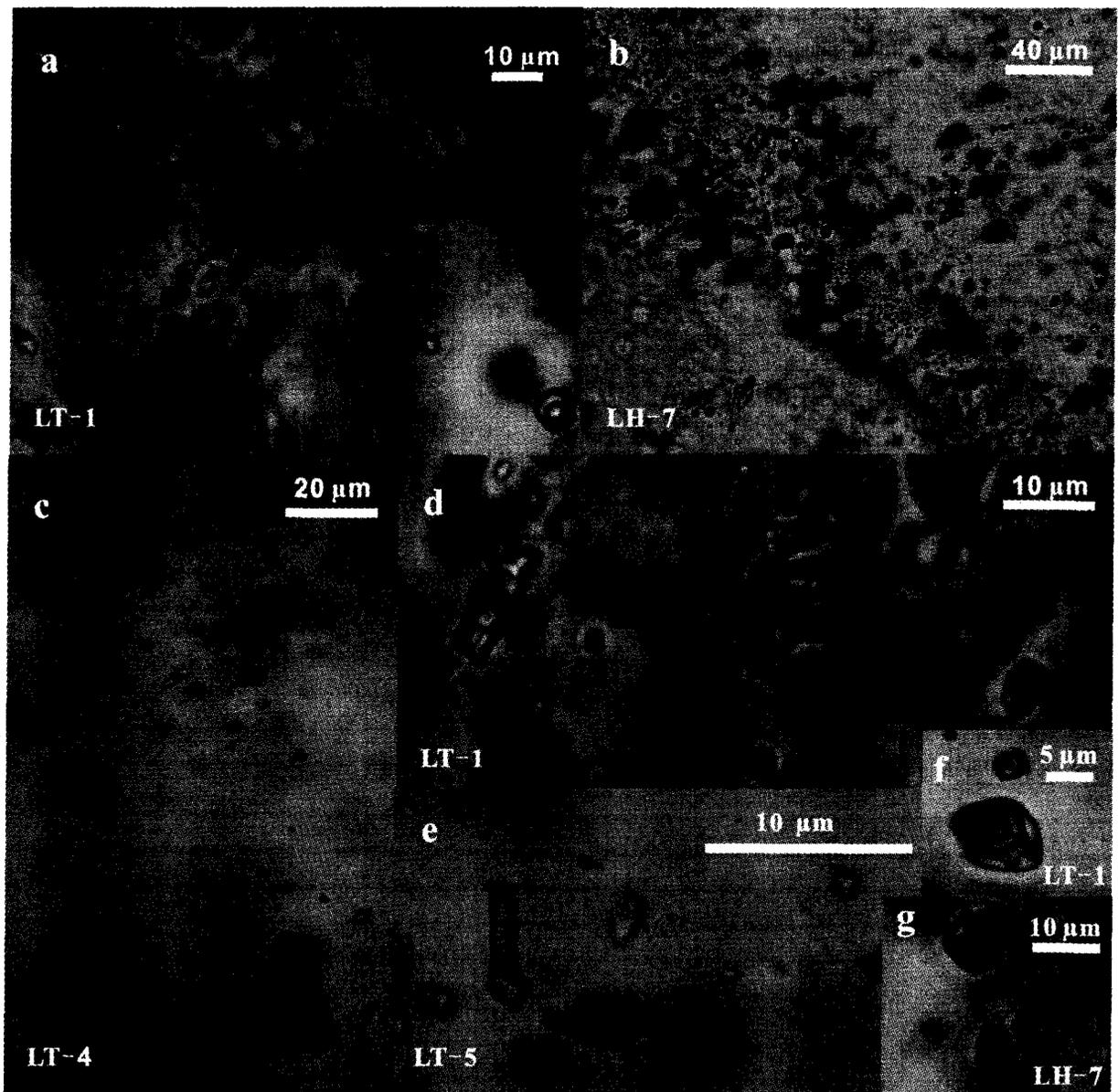


图5 六合坳和烂头山矿石包裹体照片

a. 熔融包裹体和流体包裹体共存; b. 晚期包裹体呈条带状产出; c~e. 各种形态包裹体; f和g. 三相包裹体

Fig. 5 Microphotograph of inclusions in the Liuheao and Lantoushan ore deposits

a. Coexistence of melt inclusions and fluid inclusions; b. Banded late-stage inclusions; c~e. Inclusions of various shapes; f and g. Three-phase inclusions

了有幔源流体参与成矿(Lloyd, 1987; 毛景文等, 1998), C-H-O组合可能为幔源流体成矿的一种指示(Schneider et al., 1984; Eggler, 1987; Spera, 1987; 杜乐天, 1996)。六合坳和烂头山成矿流体包裹体气相成分中 $H_2O$ 、 $CO_2$ 和 $CH_4$ 占绝对优势, 因此, 以 $CO_2$ 和 $H_2O$ 为主要成分的烂头山矿床成矿流体可能来源于地幔, 而六合坳包裹体出现大量 $CH_4$ , 说明它的成矿流体可能来源于含大量单质碳和氢的深部地

幔。

六合坳矿石样品和烂头山钨锡石英脉中都可以观察到熔融包裹体和熔-流包裹体, 这就说明成矿流体是与花岗岩共存的。前人对矿石样品的氢氧同位素和硫同位素测定结果表明, 六合坳矿床 $\delta^{18}O$ 值为 $8.1\text{‰} \sim 13.38\text{‰}$ ,  $\delta^{34}S$ 值为 $-2.09\text{‰} \sim 1.7\text{‰}$ ; 烂头山矿床 $\delta^{18}O$ 为 $10.2\text{‰} \sim 12.35\text{‰}$ ,  $\delta^{34}S$ 为 $0.95\text{‰} \sim 3.6\text{‰}$ (刘文龙等, 1989), 显示两矿床的成矿流体均

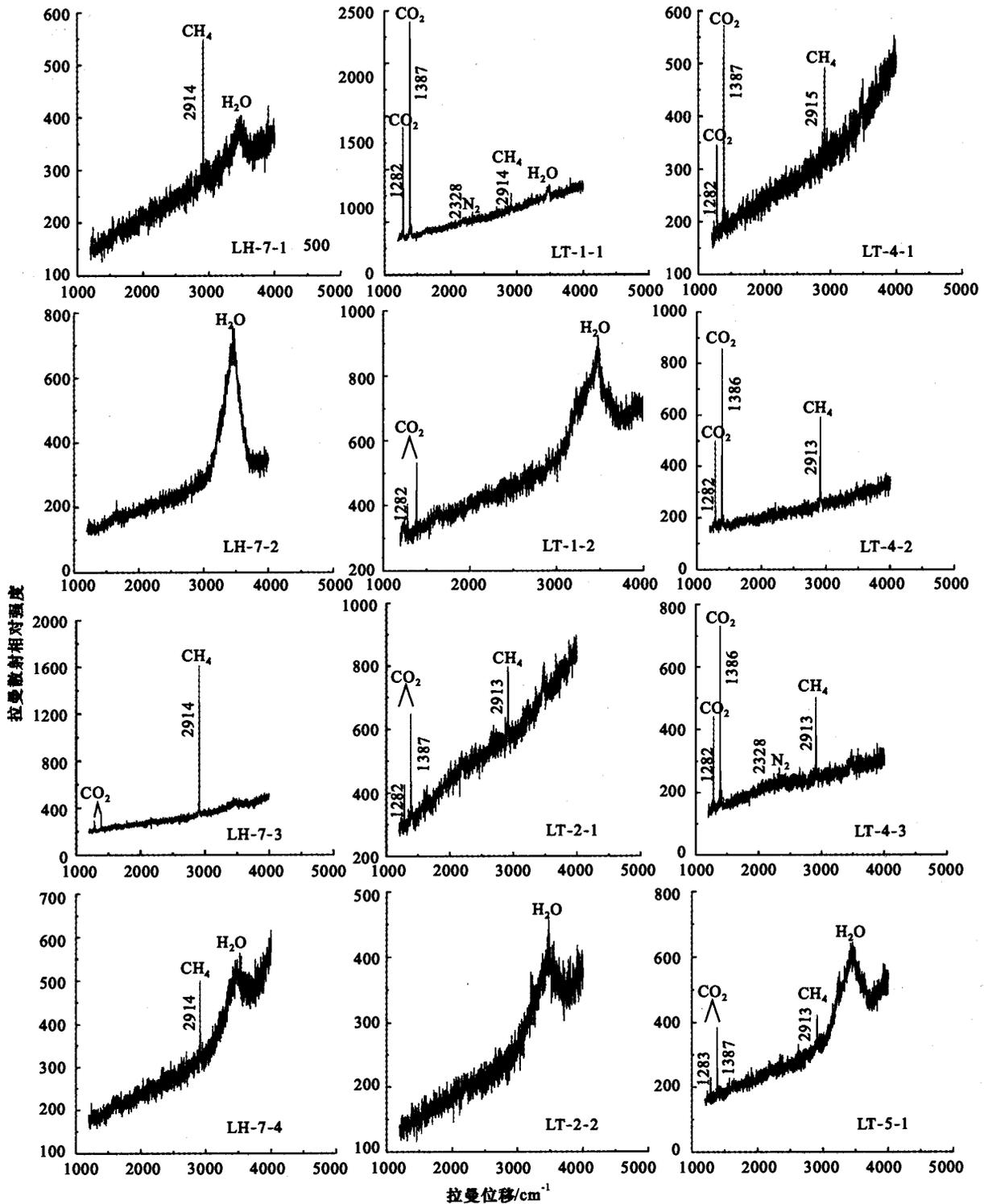


图 6 六合坳和烂头山矿床流体包裹体的激光拉曼光谱

Fig. 6 Laser Raman spectra of fluid inclusions from the Liuheao and Lantoushan deposits

以岩浆水为主。另据研究,岩浆体系在不出现流体和硫化物相时 Cu、Zn 为相容元素,而在出现 Cl 和/或 S 时 Cu、Zn 等被认为是流体活化元素 (Noll et

al., 1996), 所以本矿床所富集的亲硫元素 Zn 与 W-Sn 元素组合,表明成矿物质可能来源于岩浆流体 (季宏兵等,1998)。

## 6.2 成矿物质来源探讨

平桂地区老地层(震旦系和寒武系)W、Sn元素含量高(表5),W高出克拉克值21~60倍,Sn高出6~8倍(罗年华等,1989)。该区构造运动频繁,经历了四堡、雪峰、加里东、海西、印支、燕山期等构造运动,其中雪峰、加里东和燕山期形成了与锡矿成矿有关的重熔型花岗岩(叶绪孙等,1999)。据统计,整个广西地区各时代花岗岩中Sn的丰度,除海西-印支期外,呈现由老到新递增的变化规律:雪峰期为20 μg/g,加里东期28 μg/g,海西期7 μg/g,印支期≤12.98 μg/g,燕山早期47 μg/g,燕山晚期57 μg/g,Sn呈现继承性积累(严云秀等,1982)。姑婆山各岩体钨锡成矿元素的含量并不太高,但与矿床密切伴生的晚期细粒花岗岩小岩体的补充侵入体或枝状伸出体的锡钨含量较高,如水岩坝烂头山隐伏花岗岩的锡、钨含量分别为 $139 \times 10^{-6}$ 和 $60 \times 10^{-6}$ ,六合坳簸箕岭小岩体的锡、钨含量分别为 $33.5 \times 10^{-6}$ 和 $83.3 \times 10^{-6}$ (董子成,1989),说明了成矿元素在晚期花岗岩中得到不断富集。

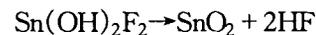
一些作者认为亲铁元素Co、Ni是深源元素(季宏兵等,1998),六合坳和烂头山矿石样品中该组元素含量与姑婆山花岗岩各岩体有一定的差异,尤其是烂头山矿石样品的Ni含量大大高于姑婆山花岗岩的Ni含量(见表1),表明可能与深源作用有关。

## 7 六合坳和烂头山矿床成因与形成机制探讨

前人普遍认为,位于姑婆山花岗岩南-西南缘的新路—水岩坝矿田的成矿作用与姑婆山花岗岩直接相关,笔者的工作表明事实可能并非如此。烂头山矿床石英流体包裹体的Rb-Sr年龄为 $(136.1 \pm 2)$  Ma,新路矿区的白面山矿床的全岩K-Ar法年龄为138.6 Ma和151 Ma(董子成,1991),都与姑婆山花岗岩主体的年龄(顾晟彦等,2006a)相差较大,但与晚期花岗岩小岩体的成岩年龄151 Ma(朱金初等,

2006)较接近,而且该晚期小岩体的W、Sn含量远远高于姑婆山花岗岩。因此笔者认为,新路—水岩坝矿田的成矿作用与姑婆山花岗岩并没有直接的成因联系,仅可能是在姑婆山花岗岩生成时,汲取了地层中较丰富的成矿元素。在姑婆山花岗岩演化的晚期,由于深断裂活动,幔源物质上隆,导致了花岗岩小岩体在姑婆山西南缘的侵位,并伴随来自深部的流体活动,最终形成了相关的矿床。这说明,本区的W、Sn成矿是在姑婆山花岗岩主体侵位约10 Ma后的另一次构造-热事件的产物。

新路—水岩坝矿田的成矿流体是与晚期花岗岩小岩体活动有关的流体,富含C、H、F、OH等组份;它们溶解、萃取了地层和小岩体中的W、Sn等成矿元素,并主要以钨的氧化物、氟-羟基锡酸盐络合物或氟酸锡络合物的形式运移。当成矿流体遇到中上泥盆统灰岩时,便会使这些络合物分解,导致金属沉淀。例如新路矿田锡石的生成可能包含了以下反应:

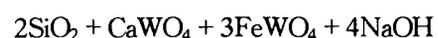
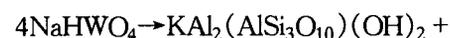
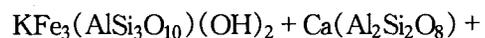


同时,溶液中 $\text{S}^{2-}$ 离子浓度逐渐加大,超过 $\text{FeS}_2$ 、 $\text{ZnS}$ 等矿物的溶度积,从而沉淀出大量的硫化矿物。

与之同时,烂头山的围岩蚀变以云英岩化为主导,其反应方程式可表示为:



该反应导致成矿流体的盐度增加、碱性增强。而这一过程又将大大增强成矿流体对 $\text{WO}_4^{2-}$ 的萃取和搬运能力(恭庆杰等,2004)。此时黑云母(例如姑婆山晚期黑云母花岗岩小岩体)发生白云母化,反应如下:



该反应生成黑钨矿和白钨矿的有效沉淀富集,形成了烂头山石英脉型钨锡矿床。

成矿流体处于较深的部位时,由于环境缺氧,因而CO和 $\text{CH}_4$ 比较多。而越往浅处,一方面因为游离氧增加,有利于CO向 $\text{CO}_2$ 转换;另一方面富含 $\text{Cl}^-$ 和 $\text{F}^-$ 的成矿流体遇到灰岩发生反应,使流体中

表5 平桂地区若干地层钨锡元素平均含量

Table 5 Average contents of W-Sn elements in strata of certain ages in Pinggui area

	震旦系	寒武系	泥盆系	石炭系
样品个数	40	80	213	48
$w_w/10^{-6}$	13.55	4.77	1.87	1
$w_{sn}/10^{-6}$	2.97	2.29	1.25	1

CO<sub>2</sub> 含量增加。所以上部脉型的烂头山钨锡矿床矿物包裹体中 CO<sub>2</sub> 含量相对较高。

## 8 结 论

新路—水岩坝钨锡矿田位于广西平桂地区。燕山中期该区在拉张减薄的构造动力学背景下,幔源物质上涌和热流值增大,导致大规模的地壳熔融,形成了姑婆山花岗岩基。在此基础上,进一步的断裂活动和幔源物质上升在姑婆山南缘形成晚期花岗质小岩体,伴随的深源流体活动造成了 W、Sn 等成矿物质的活化、运移和富集,形成了以六合坳、烂头山为代表的矿床。

**致 谢** 本文野外调研工作得到原平桂矿务局许多同志的支持和帮助,实验室工作得到倪培教授、丁俊英博士的指导,在此表示谢意。

## References

- Burke E A J. 2001. Raman microspectrometry of fluid inclusion[J]. *Lithos*, 55: 139~158.
- Dong Z C. 1989. The relationship of Bojiling granites of Guangxi to the Liuheao tin deposit[J]. *J. Guilin College of Geology*, 9(1): 35~44(in Chinese with English abstract).
- Dong Z C. 1991. The REE geochemical characteristics in the Xinlu tin ore field, Guangxi[J]. *J. Guilin College of Geology*, 11(3): 277~286(in Chinese with English abstract).
- Du L T. 1996. Geochemical principles of hydrocarbon alkali-fluids: Reconstruction of hydrothermalism and magmatism theory[M]. Beijing: Sci. Press. 436~437 (in Chinese with English abstract).
- Eggler D H. 1987. Solubility of major and trace elements to mantle metasomatic fluids: Experimental constraints [A]. In: Menzies, ed. *Mantle metasomatism*[C]. 21~39.
- Feng Z H, Liang J C, Zhang G L, Li X F and Deng J X. 2002. On the lithodemic units of Mesozoic granitoid in east Guangxi[J]. *J. Guilin Institute of Technology*, 2(3): 333~340 (in Chinese with English abstract).
- Gong Q J, Yu C W and Zhang R H. 2004. Physical chemistry study on the ore-forming process of Shizhuyuan tungsten-polymetallic deposit [J]. *Earth Science Frontiers*, 11(4): 617~625(in Chinese with English abstract).
- Gu S Y, Hua R M and Qi H W. 2006a. Zircon LA-ICP-MS U-Pb dating and Sr-Nd isotope study of the Guposhan granite complex, Guangxi, China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(4): 543~553 (in Chinese with English abstract).
- Gu S Y, Hua R M and Qi H W. 2006b. Geochemistry and petrogenesis of the Yanshanian Huashan-Guposhan granites in Guangxi[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 25(2): 97~109(in Chinese with English abstract).
- Hua R M, Chen P R, Zhang W L, Yao J M, Lin J F, Zhang Z S and Gu S Y. 1995. Metallogenesis and their geodynamic settings related to mesozoic granitoids in the Nanling range[J]. *Geological Journal of China Universities*, 11(3): 291~304(in Chinese with English abstract).
- Ji H B, Li C Y and Wen J M. 1998. Source material and ore-forming time of Zheboshan gold deposit, West Sichuan[J]. *Chinese Science Bulletin*, 43(8): 870~876 (in Chinese).
- Li H Q, Liu J Q and Wei L. 1993. Study on fluid inclusion chronology of hydrothermal deposits and its geological application[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 10~27 (in Chinese).
- Liu W L and Yuan K R. 1989. On the source of ore-forming materials and tin enrichment mechanism of Xinlu-Shuiyanba tin deposits, Guangxi[J]. *J. Guilin College of Geology*, 9(3): 283~291 (in Chinese with English abstract).
- Lloyd F E. 1987. Characterization of mantle fluids in spinel ilmenite and alkali clinopyroxenites from the West Eifel and South West Uganda [A]. In: Menzies, ed. *Mantle metasomatism*[C]. 91~120.
- Luo N H. 1989. The relation between characteristics of stratum-geochemistry and mineralization in Pinggui area, Guangxi[J]. *Journal of Guilin College of Geology*, 9(2): 209~218(in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Zhang Z H, Yang J M, Zhang Z C, Wang Z L and Ye D J. 1998. Geology and metallogenic geochemistry of the Yingzuishan gold deposit, Gansu Province[J]. *Mineral Deposits*, 17(4): 297~305(in Chinese with English abstract).
- Noll Jr P D, Newsom H E and Lee M W P. 1996. The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: Evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60(4): 587~611.
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries[M]. In: Thorpe R S, ed. *Andesites*[C]. Chichester: Wiley. 525~548.
- Pearce J A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins[M]. In: Hawkesworth C J and Norry M J, ed. *Continental basalts and mantle xenoliths* [C]. Nantwich: Shiva. 230~249.
- Ren Y S, Liu L D, Zhang H H and Huang J Y. 2004. The characters of ore-forming fluid of Jinjishan gold deposit in Chizhou area, Anhui Province[J]. *J. Jilin University(Earth Science Edition)*, 34(4): 522~526 (in Chinese with English abstract).
- Schneider M E and Eggler D H. 1984. Compositions of fluids in equilibrium with peridotite: Implication for alkaline magmatism metasomatism[J]. In: Kornprobst, ed. *Kimberlites*[C]. 383.
- Spera F J. 1987. Dynamics of trans-lithosphere migration of metasomatic fluid and alkaline magma[J]. In: Menzies, ed. *Mantle metasomatism*[C]. 1~18.
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. *The continental crust: Its composition and evolution*[M]. Blackwell: Oxford Press. 312.
- Xi B Q. 1984. A discussion on the ore-forming conditions and distributional regularity of tin ore deposits of Guangxi[J]. *Acta Geologica Sinica*, 1: 49~61(in Chinese with English abstract).
- Xie G Y and Hu H Y. 1994. On evolution of metallotectonics and the

- mechanism of structures controlling vein deposit at the Shuiyanba ore field, Guangxi[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 18(1): 75~83(in Chinese with English abstract).
- Xu P C, Li R B and Wang Y Q. 1996. Raman spectroscopy in geosciences[M]. Xi'an: Shaanxi Science & Technology Press. 78 (in Chinese with English abstract).
- Yamamoto J, Kagi H, Kaneoka I, Lai L, Prikhodko VS and Arai S. 2002. Fossil pressures of fluid inclusions in mantle xenoliths exhibiting rheology of mantle minerals; Implications for the geobarometry of mantle minerals using micro-Raman spectroscopy [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 198: 511~519.
- Yan Y X and Ye X S. 1982. A preliminary study on the origin and metallogenetic characteristics of Mesozoic granites in Guangxi Province [J]. *Geochimica*, 2: 173~181(in Chinese with English abstract).
- Ye X S, Yan Y X and He H Z. 1999. The mineralization factors and tectonic evolution of Dachang superlarge tin deposit, Guangxi, China[J]. *Geochimica*, 28(3): 213~221(in Chinese with English abstract).
- Zhang D Q, Wang X Y and Sun G Y. 1985. Cooling history and emplacement ages of the Guposhan-Lisong granite masses, Guangxi [J]. *Geological Review*, 31(3): 232~239 (in Chinese with English abstract).
- Zhao C S, Sun F Y, Mao J W, Ding Q F, Zhao J W and Li S J. 2005. Fluid inclusion characteristics of Dachang gold deposit, Qinghai Province and their geological significance[J]. *Mineral Deposits*, 24(3): 305~316(in Chinese with English abstract).
- Zhao Z H. 1985. Calculational methods and its geochemistry significance of the parameter of some common rare-earth elements[J]. *Geology-Geochemistry*, (Supp.): 11~14(in Chinese).
- Zhu J C, Zhang P H, Xie C F, Zhang H and Yang C. 2006. The Huashan-Guposhan A-type granitoid belt in the western part of Nanling mountains: Petrology, geochemistry and genetic interpretations [J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(4): 529~542(in Chinese with English abstract).
- 董子成. 1989. 广西簸箕岭花岗岩及其与六合坳锡矿床的关系[J]. *桂林冶金地质学院学报*, 9(1): 35~44.
- 董子成. 1991. 广西新路锡矿田的稀土元素地球化学特征[J]. *桂林冶金地质学院学报*, 11(3): 277~286.
- 杜乐天. 1996. 烃碱流体地球化学原理——重论热液作用和岩浆作用[M]. 北京: 科学出版社. 436~437.
- 冯佐海, 梁金城, 张桂林, 李晓峰, 邓继新. 2002. 论广西东部中生代花岗岩类岩石谱系单位[J]. *桂林工学院学报*, 2(3): 333~340.
- 龚庆杰, 於崇文, 张荣华. 2004. 柿竹园钨多金属矿床形成机制的物理化学分析[J]. *地质前缘*, 11(4): 617~625.
- 顾晟彦, 华仁民, 戚华文. 2006a. 广西姑婆山花岗岩单颗粒锆石 LA-ICPMS U-Pb 定年及全岩 Sr-Nd 同位素研究[J]. *地质学报*, 80(4): 543~553.
- 顾晟彦, 华仁民, 戚华文. 2006b. 广西花山—姑婆山燕山期花岗岩的地球化学特征及成因研究[J]. *岩石矿物学杂志*, 25(2): 97~109.
- 华仁民, 陈培荣, 张文兰, 姚军民, 林锦富, 张展适, 顾晟彦. 2005. 南岭与中生代花岗岩类有关的成矿作用及其大地构造背景[J]. *高校地质学报*, 11(3): 291~304.
- 季宏兵, 李朝阳, 文锦明. 1998. 川西哲波山金矿床的成矿物质来源及成矿时代[J]. *科学通报*, 43(8): 870~876.
- 李华芹, 李家齐, 魏林. 1993. 热液矿床流体包裹体年代学研究及其地质应用[M]. 北京: 地质出版社. 10~27.
- 刘文龙, 袁奎荣. 1989. 广西新路-水岩坝锡矿床的矿质来源与锡的萃取机制[J]. *桂林冶金地质学院学报*, 9(3): 283~291.
- 罗年华. 1989. 广西平桂地区地层地球化学特征与成矿的关系[J]. *桂林冶金地质学院学报*, 9(2): 209~218.
- 毛景文, 张作衡, 杨建民, 张招崇, 王志良, 叶得金. 1998. 甘肃鹰嘴山金矿床地质和成矿地球化学[J]. *矿床地质*, 17(4): 297~305.
- 任云生, 刘连登, 张辉煌, 黄景源. 2004. 安徽池州地区金鸡山金矿床成矿流体特征[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 34(4): 522~526.
- 洗柏琪. 1984. 论广西锡矿的成矿条件及分布规律[J]. *地质学报*, 1: 49~61.
- 谢国源, 胡火炎. 1994. 广西水岩坝矿田成矿构造演化及脉型矿床的构造控矿机制研究[J]. *大地构造与成矿学*, 18(1): 75~83.
- 徐培苍, 李如壁, 王永强. 1996. 地学中的拉曼光谱[M]. 西安: 陕西科学技术出版社. 78.
- 严云秀, 叶绪孙. 1982. 广西中生代花岗岩成因及其成矿专属性的初步探讨[J]. *地球化学*, 2: 173~181.
- 叶绪孙, 严云秀, 何海洲. 1999. 广西大厂超大型锡矿成矿条件与历史演化[J]. *地球化学*, 28(3): 213~221.
- 张德全, 王雪英, 孙桂英. 1985. 关于广西姑婆山-里松岩体的定(侵)位年龄和冷凝历史的探讨[J]. *地质论评*, 31(3): 232~239.
- 赵财胜, 孙丰月, 毛景文, 丁清峰, 赵俊伟, 李世金. 2005. 青海大场金矿床流体包裹体特征及其地质意义[J]. *矿床地质*, 24(3): 305~316.
- 赵振华. 1985. 某些常用稀土元素地球化学参数的计算方法及其地球化学意义[J]. *地质地球化学(增刊)*: 11~14.
- 朱金初, 张佩华, 谢才富, 张辉, 杨策. 2006. 南岭西段花山-姑婆山 A 型花岗岩杂岩带: 岩石学、地球化学和岩石成因[J]. *地质学报*, 80(4): 529~542.

#### 附中文参考文献