赣南崇义—大余—上犹矿集区不同类型含矿石英中白云母$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄及其地质意义

刘善宝[1)], 王登红[2)], 陈毓川[1)], 李建康[2)], 应立娟[2)], 许建祥[3)], 曾载淋[3)]
1) 中国地质科学院, 北京, 100037; 2) 中国地质科学院矿产资源所, 北京, 100037;
3) 江西省赣南地质调查大队, 江西赣州, 341000

内容提要: 崇义—大余—上犹矿集区是世界著名的黑钨矿床集中区, 本文选择钨锡-多金属硫化物石英脉型(柯树岭和漂塘矿床)和锡钨石英脉型(仙鹅塘矿床)3个矿床石英中的白云母开展$^{40}Ar/^{39}Ar$年代学研究, 测得坪年龄分别是: 钨锡-多金属硫化物石英脉型是158.9±1.4 Ma(漂塘)、158.8±1.2 Ma(柯树岭); 钨锡石英脉型的是231.4±2.4 Ma(仙鹅塘), 在反等时线图上, 其对应的截距年龄分别是158.8±1.6 Ma、158.7±1.9Ma和232.5±2.4 Ma。由此表明, 在崇余犹矿集区内存在两个不同成矿时期, 即以黑钨矿为主的多金属硫化物石英脉型矿床形成于中侏罗世, 集中于160~150Ma之间, 与南岭地区钨锡矿床的主成矿期是一致的; 而以锡石为主的, 并含有大量白钨矿的石英脉型矿床可形成于印支期。

关键词: $^{40}Ar/^{39}Ar$年代学; 白云母; 钨锡矿床; 赣南; 南岭

南岭近年来在钨锡、金、铀、铅锌等方面取得了地质找矿的新进展(王登红等, 2007), 崇义—大余—上犹(崇余犹)矿集区就是其中最为突出的矿集区之一。该地区位于赣南西部, 东以大余—兴国深断裂与赣南的于山成矿带相隔, 西邻诸广山—万洋山岩浆岩带, 隶属于南岭构造带东段的西端。该区是赣南钨矿床(点)分布最集中的地区, 已发现钨锡矿床(点)180余处, 西华山、漂塘、茅坪等大型钨矿床4处, 中型矿床11处, 探明资源/储量(WO_3)60多万吨[❶](图1)。前人对该区花岗岩与成矿的关系进行了系统研究(陈毓川等, 1989; 王德滋等, 1994; 华仁民等, 2003; 2005; 毛景文等, 2004), 表明南岭地区的有色、稀有金属矿产在成因上与花岗岩类有紧密的联系, 尤其与中生代花岗岩类联系更为密切。近年来在该区内取得了一些高精度测年数据, 张天堂岩体单颗粒锆石的U-Pb年龄为(155.9±3.6) Ma(孙涛等, 2003), 红桃岭岩体锆石SHRIMP U-Pb年龄(151.4±3.1) Ma(丰成友等, 2006)[❷], 九龙脑岩体补体锆石SHRIMP U-Pb年龄154.9Ma(陈郑辉, 2006)[❶], 天门山岩体和花岗斑岩的锆石SHRIMP U-Pb年龄分别为(152±2) Ma、(150.8±1.8) Ma(刘善宝等, 2007); 在成矿年龄方面, 赣南淘锡坑钨矿中辉钼矿Re-Os等时线年龄为(154.4±3.8) Ma(陈郑辉等, 2006), 漂塘钨石英脉白云母的$^{40}Ar/^{39}Ar$的坪年龄为(153.63±1.5) Ma(陈郑辉, 2006)[❶], 摇蓝寨云英岩中辉钼矿的Re-Os等时线年龄与岩体的成岩年龄相一致, 樟斗钨矿中辉钼矿Re-Os等时线年龄(149.1±7.1) Ma(丰成友等, 2006)与天门山和红桃岭岩体的成岩年龄一致。上述研究结果表明, 崇余犹矿集区内钨锡矿床的成矿年龄及其成矿母岩的成岩年龄均集中在150~160Ma。本文选择了3个矿物组合不同的钨锡矿床(漂塘、柯树岭和仙鹅塘)石英脉中白云母, 进行$^{40}Ar/^{39}Ar$年代学研究, 结果表明: 以黑钨矿为主的多金属硫化物石英型矿床(漂塘和柯树岭)形成于中侏罗世, 与赣南地区钨锡矿床的主成矿期是一致的; 而以锡石为主的并含有大量白钨矿的石英脉型矿床(仙鹅塘)则形成于印支期, 表明南岭地区也存在印支期的成矿作用, 这为进一步认识南岭地区钨锡矿床的成矿动力学背景提供了新的证据。

1 矿床基本特征

1.1 柯树岭—仙鹅塘矿区

崇义县仙鹅塘—柯树岭矿区位于崇义县城西南

注: 本文为国家科技支撑计划"南岭地区有色-贵重金属成矿潜力及综合探测技术示范研究"课题、中国地质调查局"中国成矿体系综合研究"项目、"我国重要矿产和区域成矿规律研究"项目资助的成果。
收稿日期: 2008-01-30; 改回日期: 2008-03-20; 责任编辑: 郝梓国。
作者简介: 刘善宝, 男, 1970年生。博士研究生, 工程师, 矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: Liubaoshan7002@163.com。
© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

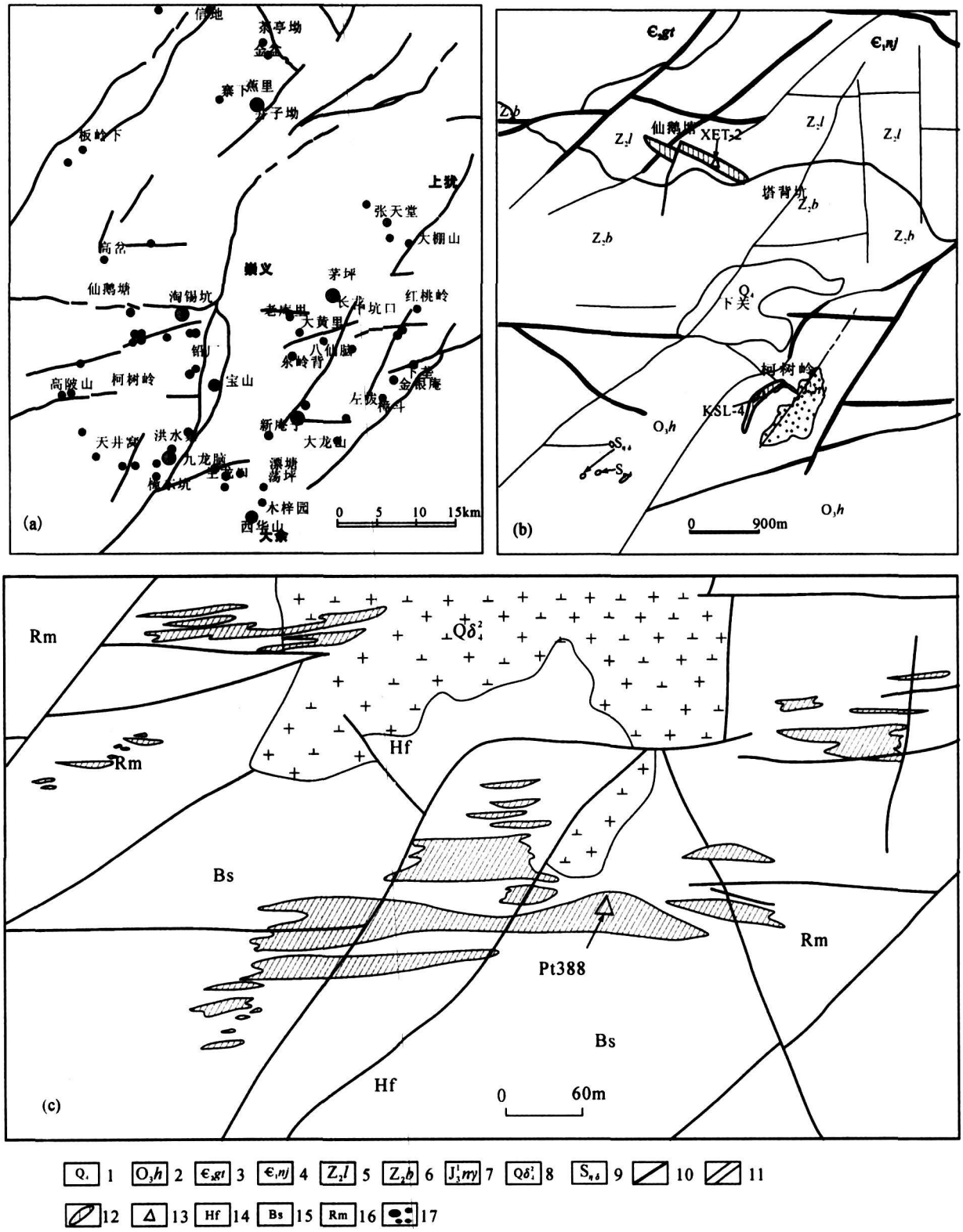


图 1　崇义-大余-上犹矿集区矿床分布图(a)、仙鹅塘、柯树岭(b) 和漂塘(c) 矿区地质简图

Fig. 1　Geological maps of Xian' etang (a) , Keshuling (b) and Piaotang (c) tungsten deposits in Chongyi-Dayu-Shangyou area

1—第四系; 2—奥陶系上统; 3—寒武系中统; 4—寒武系下统; 5—震旦系上统老虎塘组; 6—震旦系上统坝里组; 7—侏罗纪晚侵入岩; 8—二叠纪侵入岩; 9—志留纪侵入岩; 10—断层/ 地质界线; 11—硅化破碎带; 12—矿脉带; 13—采样位置; 14—白云母、黑云母角岩; 15—黑云母斑点板岩; 16—变质砂岩, 17—矿床/ 矿点

1—Quarternary; 2—Upper Ordovician; 3—Middle Cambrian; 4—Lower Cambrian; 5—Laohutang group of upper Sinian; 6—Bali group of upper Sinian; 7—Late Jurassic intrusive rock; 8—Permian intrusive rock; 9—Silurian intrusive rock; 10—fault/ line of geological limitation; 11—silicated zone of fracture; 12—zone of Veins; 13—sampling place; 14—muscovite-biotite hornfels; 15—biotite spotted slate; 16—metamorphsoed sandstone; 17—deposits

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

约 16km 处, 属崇义县关田乡管辖, 处北北东向九龙脑-营前隆起带与东西向古亭—赤土断裂构造带交汇部位。出露地层主要为震旦系-奥陶系基底地层, 另有少量泥盆系—二叠系盖层分布。本区构造变形强烈, 褶皱断裂发育。其中褶皱构造主要为关田背斜, 呈东西向展布, 在矿区内出露其北翼的一部分, 即矿区南部的奥陶系地层为该背斜北翼的组成部分, 属宽缓直立倾伏背斜(图 1b)。

矿区内岩浆岩主要为出露于矿区南部的柯树岭岩体, 呈近北东向长条形产出, 侵入于上震旦统坝里组及上奥统黄竹洞组中, 岩石类型主要为中细粒斑状二云母花岗岩, 灰白色, 中-中细粒结构, 主要矿物成分为: 钾长石 20%~ 30%、微斜长石 15%~ 20%、石英 35%~ 40%、黑云母 5%、白云母 5%, 副矿物有磷灰石、金红石、榍石、萤石。此外, 花岗闪长岩脉在矿区南部较大范围内零星出露, 呈岩脉状侵入于奥陶系黄竹洞组, 岩石类型为细粒斑状花岗闪长岩, 斑晶主要为钾长石, 次为斜长石, 基质为石英、钾长石、斜长石、黑云母、角闪石等, 副矿物为锆石、磷灰石、榍石、钛铁矿等, 主要表现为弱黄铁矿化。

柯树岭矿体位于矿区的南部, 柯树岭岩体的西侧, 赋存在奥陶系变质岩中, 正处在柯树岭背斜的南翼, 矿脉成组平行密集产出, 分布大小石英脉 54 条, 其中具有工业价值的 13 条, 矿脉呈北东、北东东走向, 倾向南东, 倾角 60°~ 65°, 矿脉长 100~ 300 m, 脉幅地表一般 0. 05~ 0. 25m, 平均品位 WO_3 0. 769%、Sn 1. 405%, 矿化深度 350~ 450 m。

矿石类型为黑钨矿-锡石-硫化物-黄玉-石英型。主要金属矿物有黑钨矿、锡石、毒砂、闪锌矿, 伴生黄铜矿、方铅矿、黄铁矿, 脉石矿物有石英、黄玉、萤石、方解石。锡石的富集与黄玉及毒砂有密切关系, 故脉内黄玉, 毒砂多, 则锡品位较好。矿石结构最普遍的有交代结构、交代残留结构、乳滴状交代结构, 其次是半自形粒状—交代结构和嵌晶结构; 矿石构造常见的有致密块状构造, 少量的线状—条带状构造, 角砾状, 扁豆状构造和晶洞构造。

仙鹅塘钨锡矿体位于矿区北部, 出露地层为震旦系变质岩, 岩性为石英质砂岩、板岩及二者之互层, 矿体赋存在于震旦系变质岩中, 呈脉状产出, 共有宽 5cm 以上矿脉 77 条, 具有工业价值的 14 条, 矿脉走向延长一般 200~ 400m, 幅宽 0. 10~ 0. 30m, 平均品位 WO_3 0. 404%、Sn 0. 587%, 工业矿化深度 100~ 450m, 工业类型属锡石黑钨矿-石英脉型矿床(图 1b)。

仙鹅塘锡钨矿体是一个以锡石、黑钨矿、白钨矿为主的金属矿床, 可供工业利用的矿物主要为锡石、白钨矿和黑钨矿, 其它伴生矿物如毒砂、黄铜矿、黄铁矿等, 含量低微; 脉石矿物为石英、条纹长石、叶蜡石、云母等。从手标本中观察, 黑钨矿有两期生成, 晚期晶体穿插于早期晶体中, 一般均聚集于矿脉中部或近边部, 多被石英包围, 并见完整晶体被石英穿截。锡石的生成也有两期, 早期锡石产于矿脉边缘, 粒小, 结晶完整, 与白云母共生。晚期锡石产于矿脉中部, 多呈大块状, 晶体不够完整, 与黑钨矿和白钨矿共生, 或分布黑钨板状晶体之间, 有互相溶触替代现象。白钨矿为淡黄色, 呈不规则的粒状集合体, 集合体大小为 2. 8×2. 5cm, 常与锡石相伴生。

1. 2 漂塘矿区

漂塘是一个处于岩体接触带外带型黑钨矿-石英细脉-大脉型矿床。位于木梓园—棕树坑复向斜的中段, 受北北东向西华山—张天堂构造-岩浆带及东西向断裂控制。地层属中晚寒武世浅变质岩系, 为一套类复理石建造, 岩性多为砂、板岩。矿区为一由中、上寒武统的一套浅变质的类复理石建造碎屑岩组成的北北东向、向西倒转的复式向斜构造(图 1c)。印支-燕山期以断裂构造为主, 主要有东西向、北东至北北东向、北西向, 是矿区主要控岩控矿构造, 并具有多期活动的特点。岩浆岩有石英闪长岩, 呈岩株状出露于矿区北部, 受早期的北西向、北东向构造控制, 属海西期产物。燕山早期侵入的花岗岩为隐伏体, 赋存标高在 200~ 300m, 总体呈东西向延伸。岩石主要为细粒似斑状花岗岩和中细粒似斑状黑云母花岗岩, 两者呈渐变关系。

矿体主要赋存在变质岩中, 矿区内共有石英细脉带 16 条, 大脉 47 条, 已知具工业价值的细脉带 15 条, 大脉 5 条。细脉带的平均宽度 4~ 22m, 延长 100~ 1230m, 延深 220~ 720m, 近东西走向, 向北陡倾斜。其中以 III 号带规模最大, 平均带宽 21m, 最宽处 78m, 长 1300m, 最大延深达 800m, 储量占矿区总储量的 72%。细脉带主要由 3~ 20cm 宽的不同脉动期的石英脉平行密集带构成。脉体形态一般比较规整, 但分枝复合、膨胀收缩, 尖灭侧现, 网络交错现象常见。

漂塘钨锡矿享有赣南钨矿矿物“宝库”之称, 已发现的矿物 68 种。主要工业矿物有黑钨矿、锡石, 次为绿柱石、辉钼矿、黄铜矿、闪锌矿、铁闪锌矿、方铅矿、辉铋矿、自然铋、白钨矿、铁锂云母等。脉石矿物有石英、白云母、黄玉、萤石、方解石、易等。主要

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

围岩蚀变类型为云英岩化、黑云母化、硅化等。矿石中除富含钨、锡外, 尚伴生有 Cu、Pb、Zn、Mo、Bi、Be、Nd、Ta 等, 并均可供综合利用, 为一含多种金属的大型钨锡矿床。细脉带型矿体矿石中各种元素平均品位为, WO_3: 0. 154%, Sn: 0. 115%, Cu: 0. 049%, Pb: 0. 029%, Zn: 0. 094%, Mo: 0. 006%, Bi: 0. 004%, BeO: 0. 008%, Li_2O: 0. 006%。

综上所述, 由仙鹅塘矿床、柯树岭矿床到漂塘矿床, 其矿物组合呈现出由简单到复杂, 成矿期次由少到多, 其中, 仙鹅塘区段存在独立的白钨矿—锡石—石英脉体, 而其他两矿床未发现。同时, 随着矿脉中矿物组合的不同, 成矿元素的富集程度也存在明显差异, 其对应矿床的规模也不同, 仙鹅塘脉体的矿物组成最为简单, 为小型钨矿床; 柯树岭脉体的矿物组合较为复杂, 为中型钨矿床, 漂塘矿床脉体的矿物最为复杂, 矿物种类多, 为大型黑钨矿床。此变化趋势与区域上花岗岩的演化类似(地矿部南岭项目花岗岩专题组, 1989), 即由海西-印支期到燕山期, 花岗岩的矿物组合也是由简单到复杂的变化趋势, 岩浆活动强度逐渐增强, 花岗岩内 W、Sn 等成矿元素的含量的分布逐渐偏离正态分布, 变异系数增大, 说明花岗岩内成矿元素由早期的均匀到燕山期分布最不均匀, 在局部富集形成工业矿床。

表 1　赣南地区仙鹅塘、柯树岭和漂塘石英脉中白云母 Ar 同位素测定结果及表面年龄

Table 1　$^{40}Ar/^{39}Ar$ analytical data of muscovite from Xianetang, Keshuling and Piaotang deposits in Southern Jiangxi province

样品编号	t(℃)	$^{40}Ar/^{39}Ar$	$^{36}Ar/^{39}Ar$	$^{37}Ar/^{39}Ar$	$^{38}Ar/^{39}Ar$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar$	^{39}Ar (10^{-14}mol)	^{39}Ar(%)	表面年龄(Ma)	±1σ(Ma)
XET-2	500	88. 0128	0. 2705	0. 2349	0. 1108	8. 0951	9. 75	0. 06	164	21
	600	137. 0042	0. 4369	0. 1274	0. 1011	7. 8924	21. 11	0. 2	160	20
	700	78. 5645	0. 242	0. 1022	0. 0142	7. 0709	25. 32	0. 36	144	16
	860	24. 5663	0. 0511	0. 0226	0. 0256	9. 4615	202. 85	1. 64	190. 8	5. 5
	960	24. 1099	0. 0462	0. 0067	0. 0229	10. 4659	1488. 27	11. 09	209. 8	5. 2
	1010	11. 5113	0. 0014	0. 0029	0. 0132	11. 0936	3484. 06	33. 21	221. 7	2. 2
	1060	11. 4966	0. 0011	0. 0022	0. 013	11. 1638	3021. 41	52. 39	230	2. 2
	1110	12. 0786	0. 0014	0. 005	0. 0163	11. 6699	2484. 61	68. 17	232. 5	2. 4
	1200	11. 8836	0. 0009	0. 0052	0. 0152	11. 6193	2793	85. 9	231. 6	2. 3
	1300	11. 8561	0. 0006	0. 01	0. 0126	11. 6731	1849. 21	97. 64	232. 6	2. 4
	1400	13. 3595	0. 0063	0. 0249	0. 0126	11. 4864	371. 6	100	229. 1	2. 3
KSL-4	500	75. 2453	0. 1992	0. 1343	0. 0784	16. 3779	24. 17	0. 17	318	13
	600	252. 6218	0. 8277	0. 1764	0. 1882	8. 0436	15. 04	0. 28	163	50
	700	81. 9834	0. 2579	0. 132	0. 075	5. 7904	33. 19	0. 52	119	11
	800	25. 1593	0. 0577	0. 062	0. 0403	8. 1039	123. 78	1. 41	164. 6	3. 8
	900	29. 9154	0. 075	0. 0266	0. 0306	7. 7632	526. 43	5. 18	158	2. 4
	1000	11. 0653	0. 0114	0. 0034	0. 0148	7. 6922	1988. 22	19. 42	156. 6	1. 9
	1050	8. 2416	0. 0017	0. 0011	0. 0128	7. 7446	3909. 2	47. 43	157. 6	1. 6
	1100	8. 4057	0. 0021	0. 0014	0. 013	7. 7813	3612. 57	73. 31	158. 3	1. 6
	1200	8. 4408	0. 0021	0. 0017	0. 0129	7. 8031	1523. 17	84. 22	158. 8	1. 6
	1300	8. 3729	0. 0017	0. 0023	0. 0116	7. 8583	1476. 38	94. 8	159. 8	1. 6
	1400	9. 3337	0. 0048	0. 0026	0. 0151	7. 8998	726. 36	100	160. 6	1. 7
PT 388	500	254. 7804	0. 8329	0. 1127	0. 2008	8. 6672	69. 25	0. 41	175	31
	600	222. 4217	0. 7505	0. 3773	0. 1269	0. 6857	21. 14	0. 54	14	14
	700	113. 7542	0. 378	0. 1759	0. 1005	2. 0682	37. 67	0. 76	43	10
	800	63. 5046	0. 1934	0. 0636	0. 0496	6. 3559	128. 87	1. 52	130	5. 7
	900	262. 7776	0. 8612	0. 0311	0. 1824	8. 2954	299. 69	3. 3	168	13
	1000	30. 954	0. 0778	0. 008	0. 0273	7. 9556	2082. 8	15. 64	161. 2	3. 7
	1050	8. 7175	0. 003	0. 0058	0. 0099	7. 8399	3224. 15	34. 75	159	1. 6
	1100	8. 6133	0. 0027	0. 0097	0. 0136	7. 8078	3875. 9	57. 72	158. 3	1. 7
	1150	8. 6709	0. 003	0. 0145	0. 0136	7. 7709	3024. 9	75. 65	157. 6	2. 1
	1200	8. 7829	0. 0028	0. 0284	0. 0136	7. 958	2027. 37	87. 66	161. 2	2. 1
	1300	8. 5516	0. 0027	0. 2174	0. 0129	7. 7617	1402. 88	95. 98	157. 4	1. 9
	1400	9. 0157	0. 004	0. 5337	0. 0136	7. 8721	678. 63	100	159. 5	1. 8

注: 样品量: 45mg; J= 0. 011789, 由中国地质科学院地质研究所陈文等完成测试。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

2 分析方法及结果

用于$^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素测年的样品 PT388(漂塘)、KSL-4(柯树岭)和 XET-2(仙鹅塘)均采自含矿的石英脉中,石英多为自形晶,部分为不规则状,具有强的油脂光泽,白云母为片状,部分为鳞片状。测试样品破碎至 40~60 目后磁选和镜下手选,白云母单纯度达 99% 以上。测试样品在北京原子能研究所反应堆 H8 通道内进行中子照射,中子通量检测标准样品为 ZBH-25 黑云母国内标样,其标准年龄为 132.7Ma,K 含量为 7.6%。样品的阶段升温加热使用电子轰击炉,每一个阶段加热 30 分钟,净化 30 分钟。质谱分析是在 MM-1200B 质谱计上进行的,每个峰值均采集 8 组数据。所有的数据在回归到时间零点值后再进行质量歧视校正、大气氩校正、空白校正和干扰元素同位素校正。中子照射过程中所产生的干扰同位素校正系数通过分析照射过的 K_2SO_4 和 CaF_2 来获得,其值为:$(^{36}Ar/^{37}Ar_o)_{Ca}=0.0002389$,$(^{40}Ar/^{39}Ar)_K=0.004782$,$(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca}=0.000806$。$^{37}Ar$ 经过放射性衰变校正;^{40}K

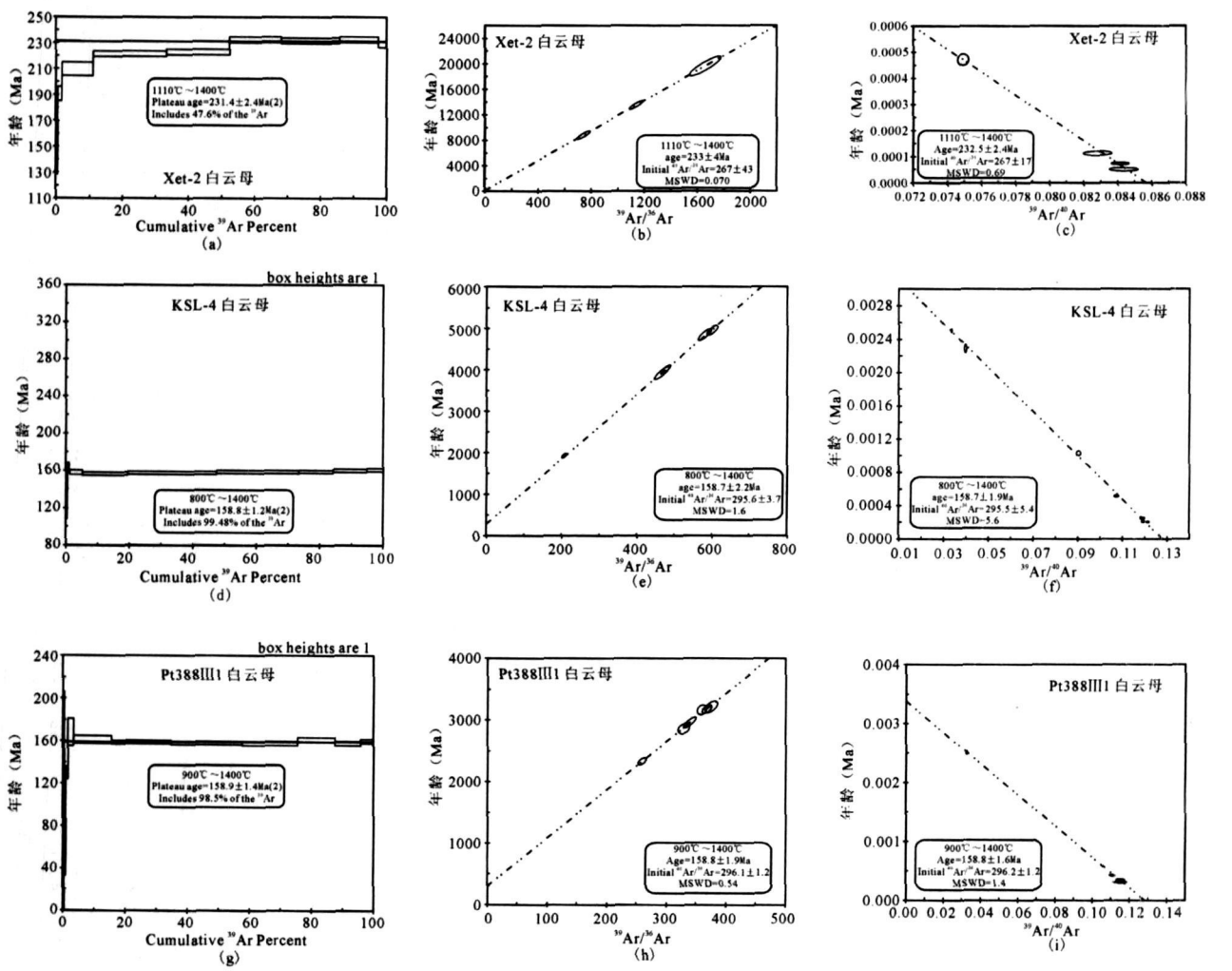


图 2 仙鹅塘、柯树岭和漂塘矿床中白云母样品的$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄谱图

Fig. 2 Apparent age spectrum, isochron and reverse isochron for muscovite from Xianetang, Keshuling and Piaotang deposits, in Sothern Jiangxi

a—仙鹅塘白云母坪年龄,b—仙鹅塘白云母等时线年龄图,c—仙鹅塘白云母反等时线年龄图,d—柯树岭白云母的坪年龄图,e—柯树岭白云母等时线年龄图,f—柯树岭白云母的反等时线年龄图,g—漂塘白云母的坪年龄图,h—漂塘白云母的等时线年龄图,i—漂塘白云母的反等时线年龄图

a—apparent age spectrum for muscovite from Xianetang deposit; b—isochron for muscovite from Xianetang deposit; c—reverse isochron for muscovite from Xianetang deposit; d—apparent age spectrum for muscovite from Keshuling deposit; e—isochron for muscovite from Keshuling deposit; f—reverse isochron for muscovite from Keshuling deposit; g—apparent age spectrum for muscovite from Piaotang deposit; h—isochron for muscovite from Piaotang deposit; i—reverse isochron for muscovite from Piaotang deposit

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

衰变常数 $\lambda = 5.543 \times 10^{-10}$年$^{-1}$; 用 ISOPLOT 程序计算坪年龄及正、反等时线。坪年龄误差以 2σ 给出(表 1)。详细实验流程见有关文章(Chen et al., 2002; 陈文等, 2002)。

样品测定结果见表 1, 年龄图谱见图 2。白云母经过 11 个阶段的分步加热, 加热区间为 500~1400 ℃, 其中 PT388 在 900~ 1400 ℃的温度范围内, 其累计^{39}Ar 占总释放量的 98.5%, 所获得的坪年龄为 158.9 ± 1.4 Ma; 样品 KSL-4 在 800~ 1400 ℃的温度范围内, 累计^{39}Ar 占总释放量的 99.48%, 坪年龄为 158.8 ± 1.2 Ma; 在 1100~ 1400 ℃的四个加热阶段内, XET-2 样品累计^{39}Ar 占总释放量的 47.6%, 坪年龄为 231.4 ± 2.4 Ma。上述三个样品在反等时线图上, 其对应的截距年龄分别是 158.8 ± 1.6 Ma、158.7 ± 1.9Ma 和 232.5 ± 2.4 Ma; 相应的初始 Ar 同位素组成份分别为 296.2 ± 1.2、295.5 ± 5.4 和 267 ±17, 在误差范围内与大气 Ar 比值(295.5±0.5) 基本一致, 表明样品冷却生成时没有捕获过剩 Ar。

白云母$^{40}Ar/^{39}Ar$ 的测试结果表明, 在赣南崇余犹矿集区, 两种不同类型的钨锡矿床的形成时期是不同的, 即以黑钨矿为主的多金属硫化物石英型矿床形成于中侏罗世, 与赣南地区钨锡矿床的主成矿期是一致的; 而以锡石为主的, 并含有大量白钨矿的石英脉型矿床则形成于印支期, 也不同于武夷山西坡的岩背斑岩型锡矿床, 岩背斑岩型锡矿床成矿年龄约 120~ 100Ma(黄常立等, 1997)。

3　讨论

3.1　南岭地区印支期的成岩及成矿时代

赣南地区的石英脉型钨锡矿床主要是由其成矿母岩直接演化的产物, 具有典型的"三层楼或五层楼"的成矿模式(陈毓川等, 1989), 在时间、空间上, 花岗岩与钨锡矿床总是结伴而行。在时间上, 该类型矿床及有关的花岗岩多形成于 160~ 150Ma 之间(刘善宝等, 2007; 郭春丽等, 2007), 本文所获得的柯树岭和漂塘矿床的成矿年龄与区域的主成矿期是一致的; 在空间上, 多集中在南岭中段和东段。随着近几年来高精度测年技术的广泛应用, 在南岭地区, 一批印支期的花岗岩也被鉴别出来。广西和湖南交界的加里东期越城岭岩体中分解出一部分印支期花岗岩[4], 原被认为主要由加里东期和燕山期花岗岩复合组成的赣湘粤交界的诸广山岩体的南体现被认定为主要形成于印支期(李献华, 1990; 孙涛等, 2003), 粤赣交界的贵东岩体单颗粒锆石的 LA-ICPMS 年龄为 236~ 239Ma(徐夕生等, 2003), 桂东南大容山、旧州和台马岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄分别是 233 Ma、230 Ma 和 236Ma(邓希光等, 2004)。印支期花岗岩主要分布在桂东南大容山+六万大山+旧州、台马一带, 以含堇青石为特点, 同时更大范围地分布在云开大山、湖南、赣南、粤北、闽西, 以含白云母、不含堇青石为特点。与之相对应的, 印支期花岗岩的成矿作用也引起了许多学者的重视, 印支期花岗岩除与铀矿有密切成因关系外(张成江, 1996; 章邦桐等, 2002; 王志成, 2003[3]), 还具有形成 Sn(W) 矿床的潜力。如闽西南的印支期(LAM-ICPMS 锆石年龄为 226Ma) 红山含黄玉花岗岩, 具有富 F 和高演化的地球化学特征, 富含稀有和有色金属成矿元素, Sn 含量为(15.3~ 54) × 10^{-6}, W 含量(3.04~14.9) × 10^{-6}, 与含矿花岗岩的对比研究表明红山花岗岩可能存在与之有成因联系的 Sn、U 矿床(赵蕾等, 2006)。仙鹅塘锡钨矿床石英脉中白云母的$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄证实了上述的推断, 同时也有充分的地质证据: 在仙鹅塘矿区内有独立的锡石石英脉产出, 而不同于燕山期钨锡矿床, 并在矿床的深部也揭露到电气石化白云母花岗岩, 也不同于中侏罗世的成矿花岗岩; 在区域上, 该矿区西邻印支期的文英花岗岩体(李献华, 1990; 孙涛等, 2003), 北有印支期的营前花岗岩体(孙涛, 2006), 在其附近均有钨锡矿床(点) 的产出。如在营前岩体附近形成了与其有成因联系的矽卡岩型、以钨锡为主的多金属硫化物矿田[4](见图 1)。

综上所述, 在南岭地区, 越来越多的印支期花岗岩的存在得到证实, 印支运动对南岭的影响不容忽视。同时, 印支期花岗岩具有形成稀有和有色金属矿床的潜力, 并在局部地区形成了独立的矿床。

3.2　南岭地区成矿作用的继承性

截至目前, 有关南岭地区印支期稀有和有色金属矿床的文献鲜有报道, 可能主要有以下两个方面的原因造成的: 一是该区印支期花岗岩的活动强度及其成矿元素的富集程度, 不可与燕山期相提并论, 相对应的矿床规模小, 一般是中小型以下规模的矿床(点), 对该时期矿床的研究程度也很低。二是由于印支期形成的矿床受燕山期成矿作用的叠加改造, 原来的同位素体系已经被破坏。如白云母的封闭温度为 350±50 ℃(Hark B R et al, 1995), 而钨锡矿床成矿早期阶段的温度可超过 660 ℃(黄惠兰等, 2006), 一般大中矿床都是多期次成矿作用叠加形成

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

的, 测定的白云母的$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄可能只代表最晚的成矿年龄, 而无法获得前一次的成矿年龄。因此, 同位素年龄必须和地质事实相结合才能做出合理的解释。在矿物组合上, 形成于印支期仙鹅塘矿床明显不同于燕山期的柯树岭、漂塘两矿床, 前者矿物组合简单, 主要金属矿物为锡石、白钨矿和黑钨矿, 以独立的锡石矿脉产出为特征; 后二者的矿物组合复杂, 除钨、锡金属矿物外, 辉钼矿、黄铜矿、闪锌矿、铁闪锌矿、方铅矿、辉铋矿、自然铋等部分矿种也达到工业回收的要求。矿床矿物组合的演化与区域上的花岗岩的演化类似(地矿部南岭项目花岗岩专题组, 1989) , 即由海西-印支期到燕山期, 花岗岩的矿物组合也是由简单到复杂的变化趋势, 花岗岩内成矿元素的富集强度具有由弱到强的特征。同时, 燕山期成矿母岩 ——天门山花岗岩体内含有印支期的继承锆石(刘善宝等, 2007) , 李献华等(2007) 在南岭燕山早期的花岗岩中鉴定出一批高分异 I 型花岗岩, 从另一个侧面证实了印支期花岗岩对钨锡矿床的形成作出了一定的贡献。由此可推测: 在南岭地区, 印支期的岩浆活动对钨、锡等成矿进行了初步的富集, 成矿能力有限, 只形成部分中、小型的矿床, 到燕山早期的中侏罗世发生了成矿大爆发, 形成了一批大、中型矿床。当然, 上述推测还需要得到矿床地质和同位素地球化学等方面资料的进一步证实。

4 结论

崇义 —大余 —上犹矿集区内 3 个矿床石英中白云母$^{40}Ar/^{39}Ar$的年代学研究表明, 钨锡 —多金属硫化物石英脉型矿床(柯树岭和漂塘) 年龄为是 158. 8 Ma; 锡钨石英脉型矿床(仙鹅塘) 的成矿年龄是 231. 4 ± 2. 4 Ma。即在崇余犹矿集区内存在两个不同成矿时期, 以黑钨矿为主的多金属硫化物石英脉型矿床形成于中侏罗世, 集中于 160~ 150Ma 之间, 与南岭地区钨锡矿床的主成矿期是一致的; 而以锡石为主的, 并含有大量白钨矿的石英脉型矿床形成于印支期。仙鹅塘矿床的成矿年龄与区域上印支期花岗岩的成岩年龄(孙涛, 2006) 相对应的, 从而使南岭地区的稀有和有色金属矿床的成矿年龄向前延伸到印支期, 成矿作用覆盖了整个中生代, 形成了 3 个时期的各具特色的矿床, 即印支期矿床、燕山早期矿床和燕山晚期矿床, 三者在空间上共存, 在时间上具有继承性, 这为进一步认识南岭地区钨锡矿床的成矿动力学背景提供了新的证据。

注 释

❶ 陈郑辉. 2006. 南岭东段钨矿资源潜力评价及找矿方向的建议, 中国地质科学院博士学位论文.

❷ 丰成友, 余宏全. 2006. 闽中 —粤东地区铅锌铜矿勘查准则及新区预测. 国土资源大调查项目.

❸ 王志成. 2003. 南岭湘桂段中生代源岩浆作用和铀成矿作用.

❹ 曾载淋, 李雪琴. 2005. 江西诸广山 —万洋山地区钨多金属找矿主要成果与新认识. 诸广山 —万洋山成矿带的成果交流会.

参 考 文 献

陈文, 刘新宇, 张思红. 2002. 连续激光阶段升温$^{40}Ar/^{39}Ar$地质年代测定方法研究。地质论评, 48: 127~ 134.

陈毓川, 裴荣富, 张宏良, 等. 1989. 南岭地区与中生代花岗岩类有关的有色及稀有金属矿床地质. 北京: 地质出版社, 1~ 101.

陈郑辉, 王登红, 屈文俊, 等. 2006 . 赣南崇义淘锡坑钨矿的地质特征及成矿时代. 地质通报, 25(4) : 496~ 501.

邓希光, 陈志刚, 李仙华, 等. 2004. 桂东南地区大容山-十万大山花岗岩带 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年. 地质论评, 50(4) : 426~ 432.

地矿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作用. 北京: 地质出版社, 1~ 287.

郭春丽, 王登红, 陈毓川, 等. 2007. 赣南中生代淘锡坑钨矿区花岗岩锆石 SHRIMP 年龄及石英脉 Rb-Sr 年龄测定. 矿床地质, 26(4) : 432~ 442.

华仁民, 陈培荣, 张文兰, 等. 2003. 华南中、新生代与花岗岩类有关的成矿系统. 中国科学(D 辑) , 33(4) : 335~ 343.

华仁民, 陈培荣, 张文兰, 等. 2005. 论华南地区中生代 3 次大规模成矿作用. 矿床地质, 24(2) : 99~ 107.

黄常立, 唐维新, 桂永年, 等. 1997. 会昌岩背式斑岩锡矿. 武汉: 中国地质大学出版社, 16~ 50.

黄惠兰, 常海亮, 付建明, 等. 2006. 西华山脉钨矿床的形成压力及有关花岗岩的侵位深度. 矿床地质, 25(5) : 562~ 571.

李献华, 李显武, 李正祥. 2007. 再论南岭燕山早期花岗岩的成因类型与构造意义. 科学通报, 52(9) : 981~ 991.

李献华. 1990. 万洋山-诸广山花岗质复合岩基的岩浆活动时代与地壳运动. 中国科学, 7: 747~ 755.

刘善宝, 王登红, 陈毓川, 等. 2007. 南岭东段赣南地区天门山花岗岩体及华岗斑岩脉的 SHRIMP 定年及意义. 地质学报, 81(7) : 972~ 978.

毛景文, 谢桂青, 李晓峰, 等. 2004. 华南地区中生代大规模成矿作用与岩石圈多阶段伸展. 地学前缘, 1(1) : 45~ 54.

孙涛. 2006. 新编华南花岗岩分布图及其说明. 地质通报, 25(3) : 332~ 337.

孙涛, 周新民, 陈培荣, 等. 2003. 南岭东段中生代强过铝花岗岩成因及大地构造意义. 中国科学(D 辑) , (33) : 1209~ 1218.

王德滋, 刘昌实, 沈渭洲, 等. 1994 华南S 型火山杂岩与成矿. 南京大学报, 30(2) : 322~ 333.

王登红, 陈毓川, 陈郑辉, 等. 2007. 南岭地区矿产资源形势分析和找矿方向研究。地质学报, 81(7) : 882~ 890.

徐夕生, 邓平, O' Reilly S Y, 等. 2003. 华南贵东杂岩体单颗粒锆石激光探针 ICPMS U-Pb 定年及其成岩意义. 科学通报, 48(12) : 1328~ 1334.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

张成江. 1996. 华南几个杂岩体中产铀与非产铀花岗岩的成因及其与铀矿的关系. 成都理工学院报, 23(4): 31~ 38.

张文兰, 华仁民, 王汝成, 等. 2006. 赣南大吉山花岗岩成岩与钨矿成矿年龄的研究. 地质学报, 80(7): 956~ 962.

章邦桐, 陈培荣, 杨东生, 等. 2002.过铝花岗岩基底对成矿物质的贡献的地球化学证据——以富城过铝花岗岩体及 6722 铀矿床为例. 中国科学, 32(9): 735~ 741.

赵蕾, 于津海, 王丽娟, 等. 2006. 红山含黄玉花岗岩的形成时代及其成矿能力分析. 矿床地质, 25(6): 672~ 682.

Chen Wen, Zhang Yan, Ji Qiang, et al.. 2002. The magmatism and deformation times of the Xidatan rock series, East Kunlun Mountain. Science in China, Series B, Volume 45(Supplement), p: 20~ 27.

Chen Yuchuan, Pei Rongfu, Zhang Hongliang, et al.. 1989. The nonferrous and rare metal mineral deposits are related with Mesozoic granitie series in Nanling metallogenic belt, SE China. Beijing: Geological publishing company, p: 1~ 101.

Chen Zhanghui, Wang denghong, Qu Wenjun, et al. 2006. Geological characteristics and mineralization age of the Taoxikeng tungsten deposit in Chongyi County, southern Jiangxi Province, China. Geological Bulletin of China, 25(4): 496~ 501.

Deng Xiguang, Chen Zhigang, Li Xianhua, Liu Dunyi. 2004. SHRIMP U-Pb Zircon Dating of the Darongshan-Shiwandashan Granitoid Belt in Southeastern Guangxi, China. Geological Review, 50(4): 426~ 432.

Guo Chunli, Wang Denghong, Chen Yuchuan, et al. 2007. Precise zircon SHRIMP U-Pb and quartz vein Rb-Sr dating of Mesozoic Taoxikeng tungsten polymetallic deposit in southern Jiangxi. Mineral Deposits, 26(4): 432~ 442.

Hark B R, Wang Q. 1995. $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of ultrahgpressure metamorphism in Central China. Petrol., 14(4): 994~ 1006.

Hua Renmin, Chen Peirong, Zhang Wenlan, et al. 2003. Metallogenic systems related to Mesozoic and Cenozoic granitoids in South China. Science in China, Ser D, 33(4): 335~ 343.

Hua Renmin, Chen Peirong, Zhang Wenlan, et al. 2005. Three major metallogenic events in Mesozoic in South China. Mineral Deposits, 24(2): 99~ 107.

Huang Huilan, Chang Hailiang, Fu Jianming, Wang Xiongwu, Li Taoye. 2006. Formation pressure of wolframite-vein deposits and emplacement depth of related granite in Xihuashan, Jiangxi Province, Mineral Deposits, 25(5): 562~ 571.

Li Xianhua. 1990. the magamatic active age of the Zhuguangshan-Wanyangshan complex pluton and crustal movement. Chinese Science, 7: 747~ 755.

Li Xianhua, Li Wuxian, Li Zhengxiang. 2007. Discussing the origin of the early Yanshanian granite and its tetonic significance again, in Nanling region. Chinese Scince Bulletin, 52(9) 981~ 991.

Liu Shanbao, Wang Denghong, Chen Yuchuan, et al. 2007. SHRIMP Dating of Tianmenshan Granite Pluton and Granite-Phorphyry Vein and Its Significance, in Southern Jiangxi Province, Eastern Nanling Region. Acta Geological Sinica, 81(7): 972~ 978.

Mao Jingwen, Xie Guiqing, Li Xiaofeng, et al. 2004. Mesozoic Large Scale Mineralization and Multiple Lithospheric Extension in South China. Earth Science Frontiers. 1(1): 45~ 54.

Sun Tao. 2006. A new map showing the distribution of granites in South China and its explanatory notes. Geological Bulletin of China. Geological Bulletin of China, 25(3): 332~ 337.

Sun Tao, Zhou Xinmin, Chen Peirong, et al. 2003. The Genesis of Strongly Peraluminous Mesozoic Granitic complexes in Eastern Nanling Mountains and its tectonic significance. Chinese Science, Ser D, 33: 1209~ 1218.

Wang Dezi, Liu Changshi, Shen Weizhou, et al. 1994. S-type Volcanic Complexex in South China and Metallogenesis. Journal of Nanjing University (Nature Science), 30(2): 322~ 333.

Xu Xisheng, Deng Ping, S. Y. O'Reilly, et al. 2003. Zircon ICMS U-Pb dating of Guidong complexes and its significance. Chinese Science Bulletin, 48(12): 1328~ 1334.

Zhang Chengjiang. 1996. The Genesis of Uranium and non Uranium Bearing Granites from Several complexes in South China and Their relationship to Uranium mineralization. Journal of Chengdu University of Technology, 23(4): 31~ 38.

Zhang Bangtong, Chen Peirong, Yang Dongsheng. Et al. 2002. Geochemical evidence for contribution of ore-forming materials from peraluminous granite basement——Taking Fucheng pluton and No. 6722 uranium deposit in southern Jiangxi Province as examples. Science in China, Ser D, 32(9): 735~ 741.

Zhang Wenlan, Huarenmin, Wang Rucheng, et al. 2006. New Dating of the Dajishan Granite and Related Tungsten Mineralization in Southern Jiangxi. Acta Geological Sinica, 80(7): 956~ 962.

Zhao Lei, Yu Jinhai, Wang Lijuan, et al. 2006. Formation time of Hongshan topaz-bearing granite and its metallogenic potential prognosis. Mineral Deposits, 25(6): 672~ 682.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

$^{40}Ar/^{39}Ar$ Ages of Muscovite from Different Types Tungsten-Bearing Quartz Veins in the Chong-Yu-You Concentrated Mineral Area in Gannan Region and Its Geological Significance

LIU Shanbao[1)], WANG Denghong[2)], CHEN Yuchuan[1)], LI Jiankang[2)], YING Lijuan[2)], XU Jianxiang[3)], ZENG Zailin[3)]

1) *Chinese Academy of Geological Sciences (CAGS), Beijing*, 100037; 2) *Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing*, 100037; 3) *Gannan Geological Team, Ganzhou*, 341000

Abstract

Chong-Yu-You mineral deposit intensive area is renowned for its wolframite. This paper focuses on the study of $^{40}Ar/^{39}Ar$ chronology of muscovite from three deposits: Keshuling and Piaotang tungsten-tin-multiple metals deposits (sulphide quartz vein type), and Xian´etang tungsten-tin deposit (quartz vein type) in the Chongyi-Dayu-Shangyou concentrated mineral area. The $^{40}Ar/^{39}Ar$ plateau age is 158.8±1.9 Ma, that of Keshuling is 158.8±1.2 Ma for Piaotang, and 231.4±2.4 Ma for Xian´etang, and the $^{40}Ar/^{39}Ar$ reverse isochron ages are 158.9±1.4 Ma, 158.7±1.9 Ma, and 232.5±2.4 Ma respectively. These results indicate that there occurred two metallogenic epochs in the Chong-Yu-You intensive mineral area. Namely, the tungsten-multiple sulfide quartz vein type deposits formed in the Middle Jurassic Epoch mainly between 160 and 150 Ma, similar to the major metallogenic epoch of tungsten-tin deposits in the Nanling region; the cassiterite-scheelite quartz vein type deposits formed in the Indo-Chinese Epoch. The authors also discussed the granite diagenesis and mineralization in the Indo-Chinese Epoch and the inherited features of the Mesozoic mineralization in the Nanling area.

Key words: $^{40}Ar/^{39}Ar$ chronology; muscovite; tungsten-tin deposit; Gannan; Nanling

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net