

# 湖北铜绿山矿床石英闪长岩的矿物学及 Sr-Nd-Pb 同位素特征\*

赵海杰<sup>1</sup> 毛景文<sup>1</sup> 向君峰<sup>1</sup> 周振华<sup>1</sup> 魏克涛<sup>2</sup> 柯于富<sup>2</sup>

ZHAO Haijie<sup>1</sup>, MAO Jingwen<sup>1</sup>, XIANG Junfeng<sup>1</sup>, ZHOU Zhenhua<sup>1</sup>, WEI Ketao<sup>2</sup> and KE Yufu<sup>2</sup>

1. 中国地质科学院矿产资源研究所, 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037

2. 湖北省鄂东南地质大队, 大冶 435100

1. MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

2. Geological Team of Southeast Hubei Province, Daye 435100, China

2009-12-20 收稿, 2010-02-01 改回.

Zhao HJ, Mao JW, Xiang JF, Zhou ZH, Wei KT and Ke YF. 2010. Mineralogy and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of quartz diorite in Tonglushan deposit, Hubei Province. *Acta Petrologica Sinica*, 26(3): 768–784

**Abstract** Tonglushan skarn Cu-Fe (Au) deposit is located in the westernmost Daye district of MYLRB. A geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic studies were carried out for the Tonglushan quartz diorite, which is closely related to the deposit. The compositions of plagioclases show they are oligoclase ( $An = 21 \sim 31$ ). Amphiboles belong to magnesiohornblende, have characteristics of low Ti ( $< 0.2$ ) and high Mg/(Mg+Fe) ( $> 0.5$ ). MF values of biotites vary from 0.58 to 0.66, suggesting biotites are Mg-riched. The rocks are characterized by  $SiO_2$  and alkali compositions between 58.86% and 67.71%, and from 5.67% to 9.63%, respectively. Enrichment in light rare earth elements (LREE) and large ion lithophile elements (LILE), but relative depletion in Nb, Ta, Ti elements. They have initial Nd ( $\epsilon_{Nd}(t) = -7.65 \sim -3.44$ ), Sr ( $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.7055 \sim 0.7069$ ) and Pb ( $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i = 17.66 \sim 18.00$ ,  $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i = 15.49 \sim 15.56$ ,  $(^{208}Pb/^{204}Pb)_i = 37.73 \sim 38.19$ ). Comparative analysis demonstrates that Tonglushan and Yangxin intrusions originated from homogeneous magma. The magma was from the enriched mantle of about 40 km deep and at about 889°C temperature. Amphiboles and biotite thermometers estimate magma crystallized at 650~800°C and 500~630°C temperatures under 1.49 kbar pressure, corresponds to the emplacement depth of about 4.9 km. Magma has a high oxygen fugacity ( $f_{O_2}$ ) condition in favor of Cu, Fe and Au ore forming elements into melt, may be related to plate subduction.

**Key words** Quartz diorite; Mineral composition; Geochemical characteristic; Sr-Nd-Pb isotopic composition; Tonglushan

**摘要** 铜绿山是长江中下游鄂东南矿集区最重要的、大型夕卡岩型 Cu-Fe(Au) 矿床。本文对该矿区中与成矿密切的石英闪长岩进行了详细的矿物成分、地球化学及 Sr-Nd-Pb 同位素研究。结果表明: 岩石中斜长石主要为更长石 ( $An = 21 \sim 31$ ); 角闪石贫 Ti ( $< 0.2$ ), 高 Mg/(Mg+Fe) ( $> 0.5$ ), 属于富镁角闪石; 而黑云母为镁质黑云母。岩石的地球化学具有高硅 (58.86% ~ 67.71%), 富碱 ( $Na_2O + K_2O = 5.67\% \sim 9.63\%$ ), 富集轻稀土元素 (LREE) 和大离子亲石元素 (LILE), 并强亏损元素 Nb, Ta, Ti 等特征。岩石的  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  为 0.7055~0.7069,  $\epsilon_{Nd}(t)$  为 -7.65 ~ -3.44,  $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i = 17.66 \sim 18.00$ ,  $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i = 15.49 \sim 15.56$ ,  $(^{208}Pb/^{204}Pb)_i = 37.73 \sim 38.19$ 。矿物成分、地球化学和同位素特征说明, 铜绿山岩体与阳新岩体为同源岩浆的产物, 源区为深度大于 40 km 的富集地幔, 经下地壳的混染及分离结晶作用形成。岩浆熔体形成的温度应大于 889°C。角闪石和黑云母的温度估算岩浆结晶温度分别为 650~800°C 和 500~630°C, 黑云母开始结晶温度略低于角闪石结晶结束温度, 压力为 1.49 kbar 对应侵位深度约 4.9 km。岩浆具有有利于 Cu, Fe 和 Au 等成矿元素进入熔体的条件, 可能与板块俯冲作用相关。

**关键词** 石英闪长岩; 矿物成分; 地球化学; Sr-Nd-Pb 同位素; 铜绿山

中图法分类号 P588.122; P597.1

\* 本文受中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金 (K0902) 和国家重点基础研究课题 (2007CB411407 和 2007CB411405) 联合资助。

第一作者简介: 赵海杰, 女, 1982 年生, 博士研究生, 矿床学专业, E-mail: zhaohaijie\_610@163.com

## 1 引言

长江中下游地区是中国一个重要的 Cu-Fe-Au-Mo 矿产走廊(毛景文等, 2009), 与成矿密切相关的是一套同时空发育的早白垩世中酸性侵入岩, 是中国东部晚中生代岩浆岩带的重要组成部分。有关区内这些侵入岩的研究较多, 多认为该套与成矿作用相关的侵入岩是壳幔物质混合过程的产物(周涛发等, 2008), 但是关于这些岩体的源区及成岩机制却意见不一。王强等(2004)认为这些早白垩世侵入岩为拆沉的加厚下地壳部分熔融, 在上升过程中与地幔橄榄岩发生交代反应形成(王强等, 2004; Wang *et al.*, 2006; 蒋少涌等, 2008), 如铜山口花岗闪长斑岩, 武山花岗闪长斑岩等; 而唐永成等(1998)认为岩石为富集的岩石圈地幔部分熔融, 在上升过程中经历了结晶分离及强烈的下地壳的混染作用, 如鄂城和铁山花岗闪长岩(Xie *et al.*, 2008)。Liet *al.* (2008, 2009)系统的研究了鄂东南地区侵入岩的年代学及岩石成因, 认为岩体形成于被板片流体或熔体交代的富集地幔的部分熔融, 形成的基性岩浆在上升过程中发生分离结晶作用。

鄂东南铁铜多金属矿集区位于长江中下游成矿带的最西部, 是其重要的组成部分。矿集区内产有约 50 多个规模大小不等的斑岩-夕卡岩型矿床, 其中比较著名的大型矿床有程潮 Fe 矿床、铁山 Fe 矿床和铜绿山 Cu-Fe(Au) 矿床等(Xie *et al.*, 2006)。这些矿床主要分布在岩体的边缘, 矿床与岩体具有密切的时间、空间及成因上的耦合关系, 构成了与燕山期中酸性侵入岩有关的成矿序列(周涛发等, 2000)。铜绿山铜铁矿床是鄂东南地区典型的大型夕卡岩 Cu-Fe(Au) 矿床(魏克涛等, 2007), 相关岩体为铜绿山石英闪长岩株。关于该岩体的研究资料, 多零星的出现在文献中, 如 Xie *et al.* (2010) 和 Liet *al.* (2009) 分别对岩体中锆石和榍石开展了年代学研究; 刘治国(2002)和杨志刚(2007)简单讨论了岩体与成矿的关系, 而对于岩体的物质组成及源区特征未见系统研究。作为成矿岩体, 其研究对于揭示成矿物质来源, 理解成矿的构造环境具有重要意义。本文通过对铜绿山石英闪长岩的矿物学、地球化学及 Sr-Nd-Pb 同位素研究, 讨论岩体的源区特征及成岩方式, 并侧重于研究岩体形成的温压条件以及其对后来的矿化作用的有利因素, 对比其与阳新岩体在地球化学特征方面的差别。

## 2 地质背景及岩体特征

鄂东南地区以斑岩-夕卡岩型矿床的集中发育而著称, 有关该区的区域地质背景已在许多文献中做过详细论述, 如翟裕生等(1992)和常印佛等(1991)。需要强调的是, 根据侵入体形成年龄及岩石类型, 区内出露大面积的中生代岩浆岩(约占区内总面积的 21%) 可划为两期: 早期侵位于 152~134M a 之间的辉长岩-闪长岩-花岗闪长岩-石英闪长岩-花岗

闪长斑岩; 晚期侵位于 134~127M a 的基性脉岩-石英二长岩-花岗岩和火山岩(Liet *al.*, 2008; 周涛发等, 2008)。其中, 早期岩浆岩多成为大型斑岩-夕卡岩矿床的成矿母岩, 且矿化金属元素组合多样, 包括 Cu-Fe-Cu-Au-Mo-Cu-W 等(谢桂青等, 2009)。

铜绿山铜铁矿床位于湖北省大冶市, 是鄂东南矿集区内最大的夕卡岩型铜铁矿床(魏克涛等, 2007), 探明铜金属储量 112.4 万吨, 铁矿石储量 5681.9 万吨, 伴生金 68.98 吨和银 602 吨(刘继顺等, 2007)。与成矿相关的铜绿山石英闪长岩, 位于阳新岩体的西北端, 侵入三叠统大冶组碳酸盐岩( $Tdy^{1-7}$ ) (图 1), 导致该组地层出露零星且显得杂乱无章, 部分呈捕虏体出露。岩株平面上东西长 4km, 南北宽 3.5km, 呈不规则短轴状, 面积约 11km<sup>2</sup>, 其被后期呈北西-北西西走向的钠长斑岩脉穿切(图 1, 余元昌等, 1985)。在铜绿山岩体与大理岩的接触带上除分布有铜绿山 Cu-Fe(Au) 矿床外, 还产有鸡冠嘴 Cu(Au) 矿床、桃花嘴 Cu(Fe-Au) 矿床, 均受 NE 向断裂控制(图 1)。铜绿山岩体的锆石 SHIRMP 年龄为  $140 \pm 2M a$  (Xie *et al.*, 2010), 属于区内两期岩浆活动的早期, 即侵位于 152~134M a 的岩浆系列。辉钼矿的 Re-Os 年龄为 138M a(谢桂青等, 2009), 成矿成岩时间近于同时, 岩体为成矿提供了主要物质(付治国, 2002; 杨志刚, 2007)。因此, 铜绿山矿床与石英闪长岩具有时间、空间及成因的相关性。

本文所研究的样品均采自鄂东南地质队的钻孔岩芯, 为保证样品新鲜无蚀变, 采样位置尽量远离矿体, 但部分样品仍可见弱的蚀变作用。岩石样品为灰白(图 2a)、灰黑色, 中细粒结构, 局部地区可见似斑状结构(图 2b)。主要造岩矿物为斜长石(50%~55%)、石英(20%)、角闪石(15%)、钾长石(10%)和少量黑云母, 黑云母多呈片状集合体充填(图 2a-c-d), 很少与角闪石共同出现在样品中。副矿物包括磁铁矿、磷灰石和相对发育的榍石等。

## 3 矿物特征及化学成分

本文对铜绿山石英闪长岩的主要矿物进行了电子探针成分分析, 分析工作在中国地质大学(北京)地学试验中心完成, 电子探针试验仪器型号为 EIMA-1600 型, 电流为  $18 \times 10^{-8} A$ , 电压为 15kV, 束斑为 1 $\mu m$ 。

斜长石以基质和斑晶两种产状产出, 呈斑晶者约占斑晶含量的 80%, 主要为自形-半自形斑状, 聚片双晶发育, 粒度一般为 0.5~2mm。探针成分(表 1)揭示斜长石的  $SiO_2$  含量介于 58.63%~65.73%, 牌号 An 值多在 20.66~30.22 之间, 属于更长石(奥长石), 少量蚀变为钠长石(An=0.94~7.01), 单个斜长石的边部比核部 An 值明显降低, 但成分总体变化不大, 核部 An 值介于 24.08~30.22 边部介于 20.66~25.11。所有测点中 43% 的测点含有  $TiO_2$ , 最高含量可达 1.06%(表 1)。

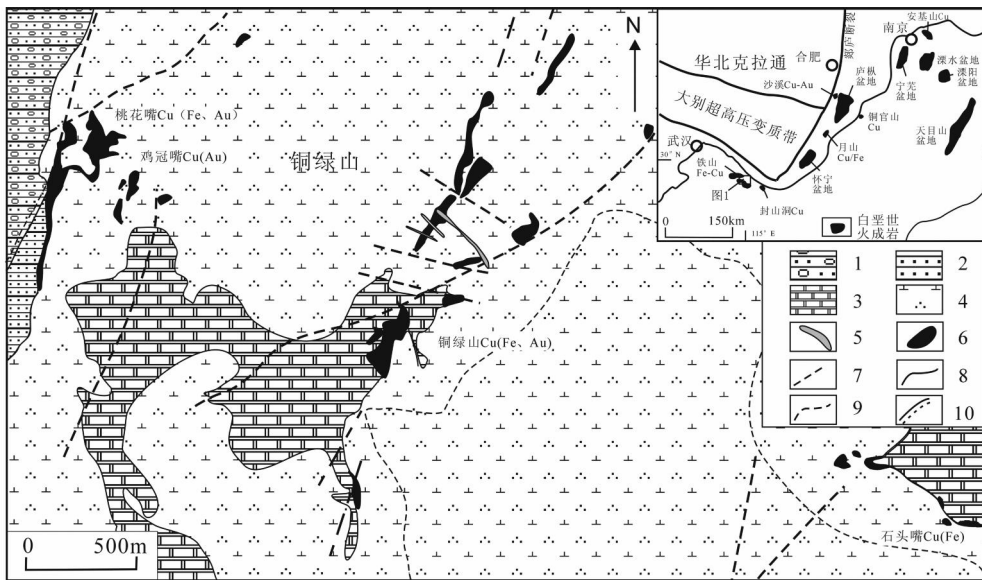


图 1 铜绿山夕卡岩型 Cu-Fe(Au)矿床地质及石英闪长岩体分布图(据余元昌等, 1985<sup>1</sup>)

1-侏罗系中下统武昌组砂砾岩; 2-三叠系中上统蒲圻群砂页岩; 3-三叠系下统大冶群大理岩; 4-石英闪长岩; 5-钠长斑岩; 6-矿体; 7-断层; 8-地层界限; 9-相变过渡线; 10-不整合接触

Fig 1 Geology and quartz diorite stock of the Tonglushan skarn Cu-Fe(Au) deposit

1-Jurassic Wuchang Formation glauconitic sandstone; 2-Triassic Puqi Group sand shale; 3-Triassic Daye Group marble; 4-Quartz diorite; 5-Albitophyre; 6-Orebody; 7-Fault; 8-Stratigraphic boundary; 9-Phase transition line; 10-Unconformity

表 1 铜绿山岩体斜长石化学组成 (wt%) 与端元计算表

Table 1 Electron microprobe analyses (wt%), cation proportions and end members of the representative plagioclase from Tonglushan deposit

样品号	3102-11				3103-10						3502-2		302-6			3102-8		
	1核	1边	2	3	1核	1边	2	3	4核	4边	5	1核	1边	1	2	3	2核	2边
SiO <sub>2</sub>	60.75	60.44	61.04	59.83	59.33	62.08	65.73	64.76	61.22	61.62	61.17	58.63	61.84	60.11	60.14	59.76	61.21	60.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.09	23.24	23.66	24.42	24.36	23.24	21.82	18.54	23.62	22.79	23.02	24.62	23.17	24.24	24.75	22.88	23.46	23.50
CaO	5.86	5.70	5.42	6.37	6.04	4.86	1.47	0.20	5.55	4.92	5.46	6.71	4.54	5.77	6.02	5.47	5.71	5.24
Na <sub>2</sub> O	8.61	9.00	9.36	8.79	8.50	9.19	10.33	3.42	9.30	9.22	9.26	8.10	9.37	8.98	8.92	8.68	8.64	9.37
K <sub>2</sub> O	0.56	0.60	0.46	0.27	0.90	0.73	0.68	12.57	0.56	0.83	0.33	0.70	0.40	0.31	0.28	0.50	0.75	0.44
TD <sub>2</sub>	0.05	—	0.12	0.2	—	0.26	0.17	1.06	—	—	0.22	—	0.18	—	—	—	—	—
MnO	—	—	0.12	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	0.24	0.2	—	—	0.24	0.14
MgO	—	—	—	0.1	0.26	—	0.02	—	0.04	0.02	—	0.01	0.06	—	—	0.8	—	—
FeO	0.33	0.59	0.27	—	0.33	0.24	0.21	0.18	0.21	0.55	—	0.3	—	—	0.24	1.05	—	0.53
Sum	100.25	99.57	100.45	99.98	99.72	100.60	100.43	100.73	100.50	99.96	99.46	99.07	99.80	99.61	100.35	99.14	100.01	99.23
Si	2.71	2.73	2.73	2.68	2.68	2.76	2.89	2.98	2.73	2.77	2.75	2.66	2.77	2.70	2.68	2.74	2.74	2.72
Al	1.27	1.24	1.25	1.29	1.30	1.22	1.13	1.01	1.24	1.21	1.22	1.32	1.22	1.28	1.30	1.24	1.24	1.26
Ca	0.28	0.28	0.26	0.31	0.29	0.23	0.07	0.01	0.27	0.24	0.26	0.33	0.22	0.28	0.29	0.27	0.27	0.25
Na	0.75	0.79	0.81	0.76	0.74	0.79	0.88	0.31	0.80	0.80	0.81	0.71	0.81	0.78	0.77	0.77	0.75	0.82
K	0.03	0.03	0.03	0.02	0.05	0.04	0.04	0.74	0.03	0.05	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03
An	26.51	25.11	23.66	28.19	26.85	21.74	7.01	0.94	24.08	21.78	24.15	30.22	20.66	25.77	26.76	25.12	25.68	23.06
Ab	70.48	71.74	73.95	70.39	68.38	74.38	89.13	28.98	73.02	73.85	74.11	66.02	77.17	72.58	71.76	72.14	70.31	74.63
Or	3.02	3.15	2.39	1.42	4.76	3.89	3.86	70.08	2.89	4.37	1.74	3.75	2.17	1.65	1.48	2.73	4.02	2.31

<sup>1</sup> 余元昌, 李刚, 肖国荃等. 1985 湖北省大冶县铜绿山接触交代铜铁矿床. 湖北省鄂东南地质大队研究报告, 19-102

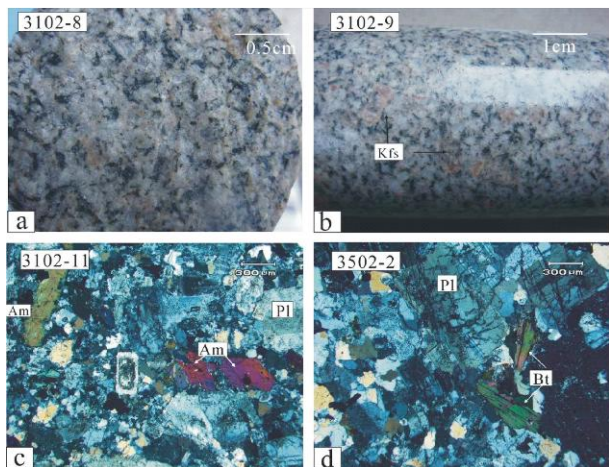


图2 铜绿山石英闪长岩标本(a b)及显微照片(c d)正交偏光)

Am-角闪石; Pl-斜长石; Bt-黑云母; Kfs-钾长石

Fig 2 Sample (a b) and microscope (c d) under transmitted plane polarized light photos of Tonglushan stock

Am-amphibole; Pl-plagioclase; Bt-biotite; Kfs-K-feldspar

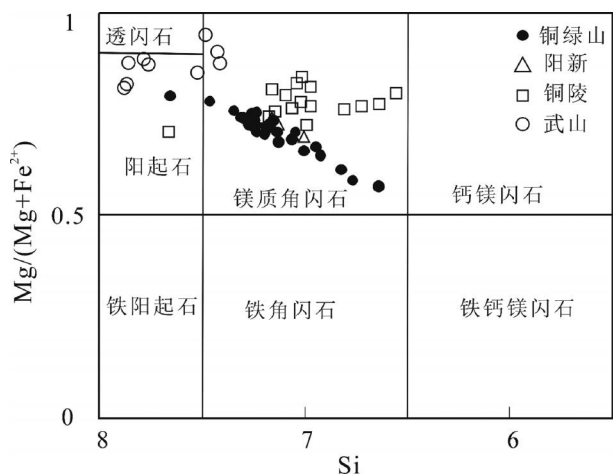


图3 铜绿山石英闪长岩的角闪石分类图(底图据 Leake *et al.*, 1997)

铜陵数据引自徐夕生等(2004); 武山数据引自蒋少涌等(2008); 阳新数据引自薛怀民等(2006)

Fig 3 Classification of amphiboles of Tonglushan quartz diorite (after Leake *et al.*, 1997)

Data of Tongling are from Xu *et al.* (2004); Wushan from Jiang *et al.* (2008); Yangxin from Xue *et al.* (2006)

角闪石的自形程度较好,呈自形-半自形的长柱状或菱形,主要以基质矿物产出,含量为8%~10%,粒度相差很大,长度多介于0.2~1.2mm,大者可达2mm,呈长柱状的长宽比为3:1~2:1。单偏光下呈深绿色,部分发生强度不等的绿泥石化,多沿解理析出含铁的金属矿物。探针成分揭示(表2),岩体中角闪石均为钙质角闪石,按钙角闪石的分类

(Leake, 1997),则多数为镁普通闪石,个别为阳起石(图3)。它们均贫Ti( $< 0.2$ ),高Mg/(Mg+Fe)( $> 0.5$ ),属于富镁角闪石,类似于铜陵花岗闪长岩中角闪石的成分(徐夕生等,2004),指示I型花岗岩的成因(Chappel and White, 1974; White and Chappel, 1983; Clamens and Wall, 1984),部分颗粒含有微量的 $C_2O_3$ (0.02%~0.18%)。

黑云母的化学成分见表3。黑云母含量较少,约3%~5%,呈自形板片状放射状集合体充填于基质中(图2d),多发生弱的绿泥石化,并析出不透明金属矿物。黑云母 $SO_2$ 含量在37.58%~39.77%之间,平均为38.73%。其MF值 $[Mg^{2+} + Mg^{2+} + Fe^{2+} + Fe^{3+}]$ 变化介于0.58~0.66,平均为0.64,均小于4,而明显高于S型花岗岩的0.4(徐克勤等,1989; 刘振声,1994),属于镁质黑云母(Sun, 1992), $Al^{\text{IV}}$ 含量低于S型黑云母,也指示其属于I型花岗岩之黑云母(Whalen and Chappell, 1988),MgO含量变化在14.06%~17.36%之间,平均为16.14%,具有壳-幔过渡性质。 $FeO^T/MgO$ 比值在0.91~1.23,与钙碱性花岗岩的平均值(1.76)接近。

#### 4 地球化学特征

样品磨碎至200目后,在国家地质实验测试中心进行主量、微量元素的分析测试,分析结果见表4。除FeO和烧失量(LOI)采用标准湿化学分析外,其它主量元素分析采用XRF方法(X荧光光谱仪3080E),分析精度为5%。稀土和微量元素采用ICP-MS方法分析,使用等离子质谱仪(ICP-MS-Excell),含量大于 $10 \times 10^{-6}$ 的元素的测试精度为5%,而小于 $10 \times 10^{-6}$ 的元素精度为10%。

样品的Sr-Nd-Pb同位素测试在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。Sr-Nd的分析过程为:称取0.1~0.2g粉末样品于低压密闭溶样罐中,加入稀释剂,用混合酸(HF+HNO<sub>3</sub>+HClO<sub>4</sub>)溶解24h,待样品完全溶解后,蒸干,加入6mol/L的盐酸转为氯化物蒸干。用0.5mol/L的盐酸溶液溶解,离心分离,清液栽入阳离子交换柱。然后用盐酸溶液淋洗,蒸干,最后用ISOPROBE-T热电离质谱计完成质谱分析。Sr同位素比值测定的内校正因子采用<sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr=0.1194,标准测量结果:NBS987为0.710250±7。Nd同位素比值采用<sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.7219,校正标准测量结果:SH-NESTU为0.512118±3(标准值为0.512110)。Pb同位素的分析流程为:称取适量样品放入聚四氟乙烯坩埚中,加入氢氟酸中、高氯酸溶样。样品分解后,将其蒸干,再加入盐酸溶解蒸干,加入NHBr溶液溶解样品进行铅的分离。然后,将溶解的样品溶解倒入预先处理好的强碱性阴离子交换树脂中进行铅的分离,依次用NHBr和NHCl溶液淋洗树脂,再用NHCl溶液解脱,最后,将解脱溶液蒸干,用热表面电离质谱法进行铅同位素测量,对1µg的铅<sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb测量精度≤0.003%。

表 2 铜绿山岩体部分角闪石电子探针分析结果 (wt%) 及阳离子数和端元组分

Table 2 Electron microprobe analyses (wt%), cation proportions and end members of the representative amphiboles from Tonglushan deposit

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	49.23	49.04	49.54	44.16	45.73	45.00	44.04	49.98	46.31	47.7
TiO <sub>2</sub>	0.87	1.05	1.15	1.4	1.61	1.49	1.62	0.59	1.52	1.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.55	5.23	4.53	8.16	6.79	7.31	8.16	4.91	6.52	5.86
FeO	14.22	13.93	13.43	17.38	16.73	16.77	16.82	13.92	15.43	14.61
MnO	0.94	0.78	1.01	1.01	0.82	0.54	0.75	0.31	0.84	0.8
MgO	15.06	14.8	15.32	12.47	13.22	12.58	12.11	14.88	13.34	13.79
CaO	10.88	11.15	10.64	10.56	10.54	10.63	10.77	11.07	10.64	11.43
Na <sub>2</sub> O	1.58	1.59	1.57	2.26	2.03	2.69	2.70	1.30	2.07	1.58
K <sub>2</sub> O	0.41	0.51	0.33	0.95	0.9	0.79	1.00	0.58	0.68	0.68
Sum	97.74	98.08	97.52	98.35	98.37	97.8	97.97	97.54	97.35	97.68
基于 23个氧原子计算										
Si	7.24	7.18	7.26	6.64	6.82	6.77	6.64	7.32	6.93	7.07
Al <sup>I</sup>	0.76	0.82	0.74	1.36	1.18	1.23	1.36	0.68	1.07	0.93
Al <sup>II</sup>	0.03	0.08	0.05	0.09	0.02	0.07	0.09	0.16	0.08	0.09
Ti	0.10	0.12	0.13	0.16	0.18	0.17	0.18	0.07	0.17	0.14
Fe <sup>3+</sup>	0.47	0.47	0.53	0.10	0.22	0.12	0.06	0.57	0.31	0.42
Fe <sup>2+</sup>	1.28	1.23	1.12	2.08	1.86	1.99	2.06	1.14	1.62	1.39
Mn	0.12	0.10	0.13	0.13	0.10	0.07	0.10	0.04	0.11	0.10
Mg	3.30	3.23	3.35	2.80	2.94	2.82	2.72	3.25	2.97	3.05
Ca	1.71	1.75	1.67	1.70	1.69	1.71	1.74	1.74	1.71	1.81
Na	0.45	0.45	0.45	0.66	0.59	0.78	0.79	0.37	0.60	0.45
K	0.08	0.10	0.06	0.18	0.17	0.15	0.19	0.11	0.13	0.13
Total	15.53	15.53	15.47	15.90	15.78	15.88	15.94	15.43	15.69	15.58
Si <sup>T</sup>	7.24	7.18	7.26	6.64	6.82	6.77	6.64	7.32	6.93	7.07
Al <sup>T</sup>	0.76	0.82	0.74	1.36	1.18	1.23	1.36	0.68	1.07	0.93
Al <sup>C</sup>	0.03	0.08	0.05	0.09	0.02	0.07	0.09	0.16	0.08	0.09
Fe <sup>3+</sup> <sub>C</sub>	0.47	0.47	0.53	0.10	0.22	0.12	0.06	0.57	0.31	0.42
Ti <sup>T</sup>	0.10	0.12	0.13	0.16	0.18	0.17	0.18	0.07	0.17	0.14
Mg <sub>C</sub>	3.30	3.23	3.35	2.80	2.94	2.82	2.72	3.25	2.97	3.05
Fe <sup>2+</sup> <sub>C</sub>	1.11	1.10	0.95	1.86	1.64	1.83	1.94	0.96	1.47	1.31
Fe <sup>2+</sup> <sub>B</sub>	0.17	0.13	0.17	0.23	0.23	0.16	0.12	0.18	0.15	0.08
Mn <sub>B</sub>	0.12	0.10	0.13	0.13	0.10	0.07	0.10	0.04	0.11	0.10
Ca <sub>B</sub>	1.71	1.75	1.67	1.64	1.67	1.71	1.74	1.74	1.71	1.81
Na <sub>B</sub>	—	0.02	0.04	—	—	0.05	0.04	0.04	0.04	0.01
Ca <sub>A</sub>	0.01	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>A</sub>	0.45	0.43	0.41	0.66	0.59	0.73	0.75	0.32	0.56	0.45
K <sub>A</sub>	0.08	0.10	0.06	0.18	0.17	0.15	0.19	0.11	0.13	0.13

注: T、C、B、A 分别表示角闪石结构式中 T、C、B、A 位置。“—”表示低于检测值

表 3 黑云母化学组成 (w%) 与结构计算表

Table 3 Representative electron microprobe analysis (w%) and structure formula of biotites from Tonglushan deposit

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	39.20	39.77	38.57	38.46	39.10	37.69	39.34	39.37	38.49	37.58
TiO <sub>2</sub>	2.56	2.49	3.15	3.13	2.21	2.66	2.64	2.55	2.60	4.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.49	10.96	11.35	11.09	12.51	11.69	11.03	10.56	10.89	12.52
FeO	15.20	14.96	16.39	15.47	16.63	16.15	15.76	15.85	16.00	17.82
MnO	0.38	0.51	0.43	0.47	0.11	0.16	—	—	0.09	0.07
MgO	16.56	16.51	16.56	15.83	14.90	16.20	16.69	16.80	17.36	14.06
CaO	—	0.05	—	—	—	0.16	0.04	—	—	0.12
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.12	0.17	0.05	0.13	0.08	0.07	0.03	—	0.27
K <sub>2</sub> O	8.63	9.10	9.15	9.80	9.19	9.63	9.07	9.31	8.98	9.71
Sum	94.15	94.47	95.77	94.30	94.78	94.42	94.64	94.47	94.41	96.21
基于 22 个氧原子计算										
Si	2.96	2.99	2.89	2.93	2.95	2.87	2.96	2.98	2.92	2.83
Al <sup>IV</sup>	1.02	0.97	1.00	1.00	1.05	1.05	0.98	0.94	0.97	1.11
Al <sup>VI</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.15	0.14	0.18	0.18	0.13	0.15	0.15	0.15	0.15	0.23
Fe <sup>3+</sup>	0.19	0.17	0.12	0.13	0.18	0.08	0.16	0.14	0.12	0.13
Fe <sup>2+</sup>	0.77	0.77	0.91	0.86	0.87	0.95	0.83	0.86	0.90	0.99
Mn	0.02	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	1.86	1.85	1.85	1.80	1.68	1.84	1.87	1.89	1.96	1.58
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04
K	0.83	0.87	0.88	0.95	0.88	0.94	0.87	0.90	0.87	0.93
Total	7.81	7.83	7.88	7.87	7.82	7.92	7.84	7.86	7.88	7.87
MF	0.65	0.66	0.64	0.64	0.61	0.64	0.65	0.65	0.66	0.58
Fe <sup>3+</sup> / (Fe <sup>2+</sup> + Fe <sup>3+</sup> )	0.19	0.18	0.12	0.13	0.17	0.08	0.16	0.14	0.11	0.12

表 4 铜绿山石英闪长岩的主量 (w%) 稀土及微量 ( $\times 10^{-6}$ ) 元素组成Table 4 Major (w%) and trace elements ( $\times 10^{-6}$ ) composition of the Tonglushan quartz diorite

样品号	404-8	103-9	3503-41	402-26	104-15	3502-4	3102-11	TLS2	JZ 85	JZ 125
SiO <sub>2</sub>	58.86	63.40	63.99	66.95	62.51	63.65	62.83	64.31	67.71	62.51
TiO <sub>2</sub>	0.54	0.54	0.53	0.39	0.48	0.50	0.55	0.70	0.36	0.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.16	16.87	16.66	15.53	15.84	16.36	17.07	17.02	15.83	17.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.28	1.63	2.50	1.50	1.81	1.84	2.20	2.61	—	—
FeO	1.31	1.82	1.75	1.50	1.76	2.01	2.23	0.43	2.94	3.62
MnO	0.11	0.12	0.12	0.01	0.14	0.11	0.13	0.10	0.09	0.10
MgO	0.23	1.57	1.45	1.23	1.25	1.36	1.71	0.71	0.92	0.22
CaO	7.01	4.96	4.55	3.88	5.83	4.62	4.94	6.40	3.01	5.48
Na <sub>2</sub> O	4.27	4.90	4.62	4.43	4.61	4.78	4.81	3.33	4.90	4.68
K <sub>2</sub> O	5.36	3.28	2.98	3.59	3.31	2.80	2.85	2.34	3.28	3.39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.25	0.25	0.20	0.24	0.24	0.28	0.33	0.15	0.26
bi	3.46	0.55	0.47	0.26	1.59	0.66	0.30	1.48	0.72	3.35
Total	99.83	99.89	99.87	99.47	99.37	98.93	99.90	99.76	99.91	101.20

续表 4

Continued Table 4

样品号	404-8	103-9	3503-41	402-26	104-15	3502-4	3102-11	TLS2	JZ 85	JZ 125
Na <sub>2</sub> O /K <sub>2</sub> O	0.80	1.49	1.55	1.23	1.39	1.71	1.69	1.42	1.49	1.38
A /CNK	1.03	1.28	1.37	1.31	1.15	1.34	1.35	1.41	1.41	1.26
Mg <sup>#</sup>	0.09	0.32	0.27	0.30	0.27	0.27	0.29	0.20	0.24	0.06
SC	5.5	7.3	7.3	5.9	6.7	6.7	8.0	6.9	8.0	10.9
Rb	173	63.0	85.4	102	69.4	86.1	79.4	87.5	99.7	84.5
Sr	720	852	898	741	756	949	945	969	775	877
Y	20.6	16.9	16.4	12.8	14.5	14.5	17.2	14.5	8.6	14.0
Zr	199	205	184	154	172	218	247	150	147	161
Nb	17.2	16.2	15.5	13.2	14.6	14.3	14.6	13.7	10.8	15.5
Cs	1.28	0.72	1.60	1.49	0.88	1.32	1.84	—	1.00	1.71
Ba	871	740	861	824	748	785	759	917	778	614
V	57.9	74.8	77.9	61	60.9	73.8	82.5	47.3	56.4	101.0
Cr	36.7	16.0	15.2	9.67	12.8	12.1	13.2	12.5	54.5	154.0
Co	6.24	7.75	9.01	6.76	9.00	8.89	10.10	7.40	7.76	7.74
Cu	245	41.8	12	21.2	74.2	9.4	13.9	—	24.1	111.6
Zn	47.4	71.3	55.5	42.9	58.1	68.1	63.6	—	119.0	63.7
Mo	17.2	1.42	1.20	1.32	1.54	1.14	1.35	—	—	—
La	36.1	50.9	50.2	40.6	43.9	49.4	50	44.5	25.7	35.1
Ce	49.5	91.1	92.6	73	89.8	88	93	87.4	44.2	60.7
Pr	7.39	10.70	10.20	7.75	9.37	9.40	10.60	9.75	4.58	6.50
Nd	27.2	39.3	37.8	28.1	34.3	34.8	39.8	30.6	15.3	23.7
Sm	4.9	6.41	6.23	4.74	5.69	5.77	6.73	4.84	2.47	4.00
Eu	1.20	1.66	1.65	1.24	1.39	1.47	1.76	1.42	0.58	1.10
Gd	4.40	5.02	4.74	3.65	4.33	4.40	5.17	3.96	1.51	2.76
Tb	0.58	0.60	0.59	0.46	0.52	0.54	0.61	0.54	0.24	0.45
Dy	3.39	3.27	3.18	2.39	2.83	2.80	3.36	3.22	1.01	2.03
Ho	0.63	0.59	0.58	0.42	0.49	0.50	0.60	0.54	0.20	0.40
Er	1.84	1.66	1.59	1.20	1.43	1.38	1.72	1.24	0.55	1.10
Tm	0.25	0.23	0.22	0.17	0.19	0.18	0.23	0.16	0.07	0.14
Yb	1.62	1.50	1.46	1.16	1.33	1.27	1.54	1.25	0.45	1.01
Lu	0.23	0.23	0.23	0.18	0.2	0.20	0.24	0.29	0.07	0.15
Hf	5.19	5.28	4.96	4.29	4.76	5.83	6.69	3.55	1.92	2.84
Ta	1.04	1.03	1.02	0.80	0.87	0.79	0.94	0.91	0.44	0.67
Pb	13.3	16.7	11.7	10.9	11.1	14.3	10.9	13	14.7	15.4
Th	9.42	10.3	14.1	9.53	9.63	11.1	9.38	12.10	5.62	9.01
U	2.14	1.93	2.86	2.00	2.24	2.36	2.25	2.65	1.23	1.17
∑REE	139.23	213.17	211.27	165.06	195.77	200.11	215.36	189.7	96.91	139.10
LREE/HREE	9.76	15.27	15.78	16.14	16.29	16.76	14.99	17.31	22.73	16.30
δEu	0.76	0.85	0.88	0.87	0.81	0.85	0.87	0.99	0.84	0.95

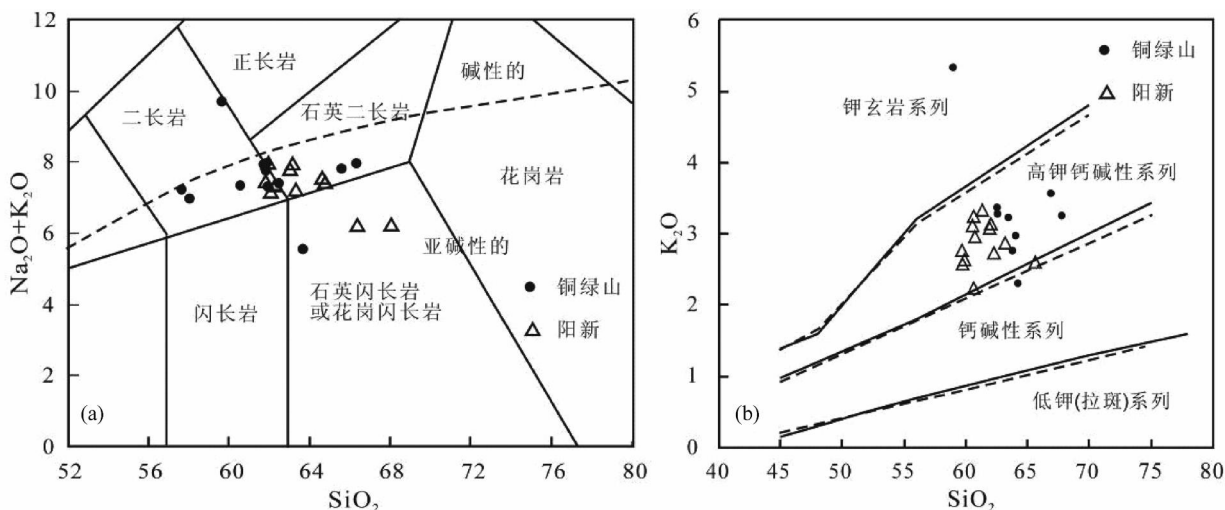


图 4 铜绿山石英闪长岩的 TAS (a) 和  $K_2O-SD_2$  图解 (b)

图 a 的成分区域引自 Middlemost (1994); 碱性和亚碱性分界线据 Irvine and Baragar (1971); 阳新岩体数据引自 Xie *et al.* (2008), Li *et al.* (2008) 和薛怀民等 (2006)

Fig 4 TAS classification (a) and  $K_2O$  vs  $SiO_2$  (b) diagrams of Tonglushan stock

The compositions field of Fig. a are from Middlemost (1994); the division between alkaline and subalkaline is after Irvine and Baragar (1971); other data after Xie *et al.* (2008), Li *et al.* (2008), Xue *et al.* (2006)

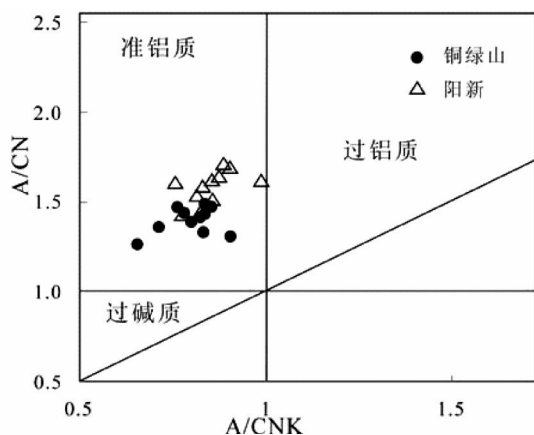


图 5 铜绿山岩体的 A/NK-A/CNK 图解

Fig 5 A/NK versus A/CNK plot

#### 4.1 主量及微量元素特征

铜绿山石英闪长岩样品的主量和微量元素含量列于表 4。岩石的  $SD_2$  含量范围介于 58.86% ~ 67.71%，平均 63.67%，含量差异较小。 $K_2O + Na_2O$  含量范围为 5.67% ~ 9.63%， $Na_2O$  含量一般大于  $K_2O$ ，碱质含量较高且以富钠为主。TAS 图解中，样品投点比较分散，多落于亚碱性中的石英二长岩范围内 (图 4a)。在  $SD_2$  与  $K_2O$  图解上，样品点位于高钾钙碱性范围 (图 4b)。 $Al_2O_3$  含量偏高，变化于 15.53% ~ 17.16% 之间，A/CNK 指数范围介于 0.65 ~ 0.90，A/NK 介于 1.27 ~ 2.05，指示岩石具有准铝质特征 (图 5)。

MgO 含量和  $Mg^\#$  ( $molar100 \times Mg / (Mg + Fe)$ ) 分别为 0.22% ~ 1.71% 和 14 ~ 46。里特曼指数 ( $\sigma$ ) 除样品 404-8 偏高为 5.85 外，其余为 1.51 ~ 3.34，平均为 2.80，与鄂东南地区岩浆岩平均值 (2.89) 相近，属于钙碱性系列。从化学成分上看，铜绿山石英闪长岩样品具有高硅、低镁、富铝、富碱 (以钠为主) 的特征。

样品的稀土总量介于  $96.91 \times 10^{-6}$  ~  $213.17 \times 10^{-6}$  (平均  $176.47 \times 10^{-6}$ )，略高于地壳岩浆岩平均值 ( $164 \times 10^{-6}$ )。稀土元素球粒陨石标准化曲线上 (图 6a)，除样品 JGZ85 稀土总量偏低，落于其它曲线下方外，其它样品稀土标准化曲线重叠呈右倾模式。总体表现为 LREE 富集 ( $92.83 \times 10^{-6}$  ~  $201.89 \times 10^{-6}$ )，亏损 HREE ( $4.08 \times 10^{-6}$  ~  $13.47 \times 10^{-6}$ )，轻重稀土分馏明显 ( $LREE/HREE = 9.76 \sim 22.73$ )， $\delta Eu$  范围介于 0.76 ~ 0.99，呈明显的负异常。在微量元素原始地幔标准化蛛网图上 (图 6b)，岩体以强烈亏损高场强元素 Nb、Ta、Ti 为显著特征，富集 LILE 和强不相容元素 Rb、U、Th、K (图 6b)。采自鸡冠嘴矿区的两个铜绿山样品的 JGZ85 和 JGZ125 不相容元素 Cr 的含量偏高，分别为  $54.5 \times 10^{-6}$ 、 $154 \times 10^{-6}$ ，其余含量值在  $9.67 \times 10^{-6}$  ~  $36.7 \times 10^{-6}$  之间。岩石样品强烈亏损 Y ( $8.62 \times 10^{-6}$  ~  $20.60 \times 10^{-6}$ )，并富集 Sr ( $720 \times 10^{-6}$  ~  $969 \times 10^{-6}$ ) 元素。

#### 4.2 Sr-Nd 同位素特征

表 5 列出了铜绿山石英闪长岩的 Sr-Nd 测试结果，从表可以看出，铜绿山石英闪长岩的 ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ )<sub>i</sub> = 0.705501 ~ 0.706873，平均为 0.705863，( $^{143}Nd/^{144}Nd$ )<sub>i</sub> = 0.512062 ~



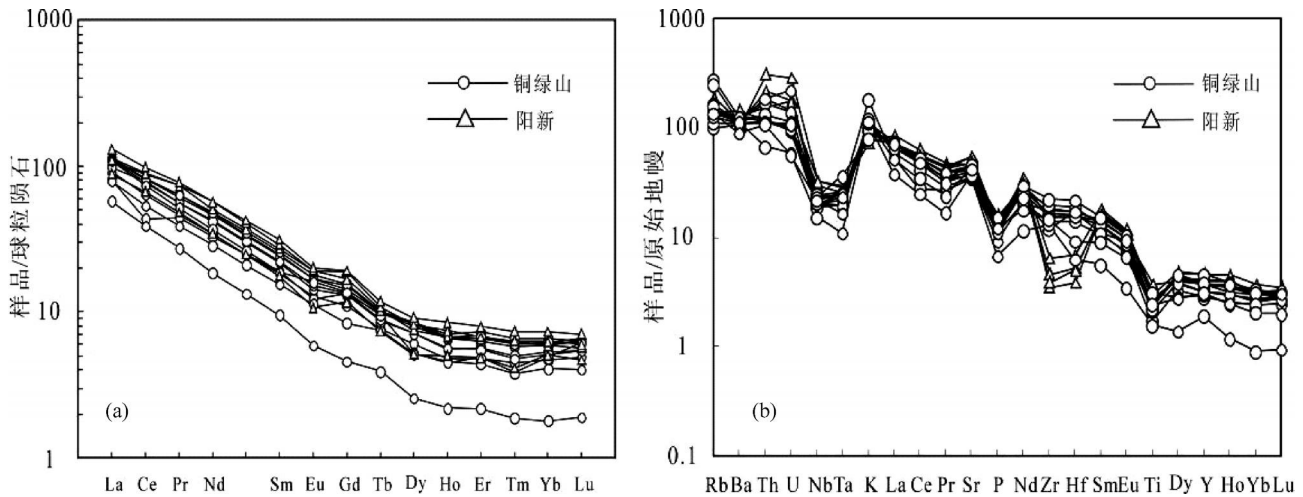


图 6 稀土元素球粒陨石标准化配分图 (a) 和微量元素标准化蛛网图 (b)

球粒陨石值据 Anders and Grevesse (1989); 原始地幔标准化值据 Sun and McDonough (1989)

Fig. 6 Chondrite-normalized patterns (a) and primitive mantle-normalized patterns of Tonglushan quartz diorite (b)

The chondrite REE values are from Anders and Grevesse (1989); The primitive mantle values for normalizations are from Sun and McDonough (1989)

表 5 铜绿山岩体的 Sr-Nd 同位素组成

Table 5 Sr-Nd isotopic composition of Tonglushan quartz diorite

样品号	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	$2\sigma$	$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_i$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$	$2\sigma$	$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_i$	$\epsilon_{\text{Sr}}(t)$
103-9	0.098587	0.512321	0.000010	0.512231	-4.43	0.213779	0.706344	0.000013	0.705919	2.20
3503-41	0.101060	0.512374	0.000013	0.512281	-3.44	0.274945	0.706048	0.000013	0.705501	1.61
402-26	0.101959	0.512241	0.000005	0.512148	-6.05	0.397966	0.706333	0.000014	0.705541	1.67
404-8	0.108888	0.512198	0.000005	0.512098	-7.02	0.694668	0.707205	0.000008	0.705823	2.07
104-15	0.100270	0.512229	0.000010	0.512137	-6.26	0.265400	0.706285	0.000012	0.705757	1.97
3502-4	0.100219	0.512281	0.000009	0.512189	-5.24	0.262301	0.706032	0.000011	0.705510	1.62
3102-11	0.102208	0.512253	0.000007	0.512159	-6.10	0.242914	0.706023	0.000012	0.705540	1.66
TLS2	0.095604	0.512204	0.000013	0.512116	-6.59	0.261065	0.706501	—	0.705981	2.29
JGZ85	0.097579	0.512348	0.000020	0.512259	-3.81	0.371926	0.707613	0.000027	0.706873	3.56
JGZ125	0.102015	0.512155	0.000009	0.512062	-7.65	0.278561	0.706738	0.000028	0.706184	2.58

注:  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{CHUR}}^0 = 0.7045$ ,  $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{CHUR}}^0 = 0.0827$ ,  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}^0 = 0.1967$ ,  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}^0 = 0.512638$ ,  $\lambda_{\text{Rb}} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ,  $\lambda_{\text{Sm}} = 6.5 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ ,  $t = 140 \text{ Ma}$

0.512281,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  变化于 -3.44 ~ -7.65, 同位素组成范围较小。已获得的阳新石英闪长岩的 Sr-Nd 同位素组成与铜绿山岩体非常一致, 分别是  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  介于 0.7058 ~ 0.7069, 而  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  变化于 -3.35 ~ -8.50 (Xie et al., 2008; Liet al., 2008, 2009)。综合前人的研究结果, 鄂东南地区侵入岩体的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  变化于 0.7054 ~ 0.7091,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  变化于 -3.44 ~ -12.5。而铜绿山与阳新岩体均位于该范围内, 说明区内早白垩世侵入岩具有一致的同位素特征。 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  -  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  图解上 (图 7a), 两岩体的样品点落在地幔趋势线范围内, 明显远离扬子板块下地壳和年轻的大陆上地壳 (Jahn et al., 1999) 的同位素范围, 与大冶地区早白垩世火山岩的同位素范围重叠, 且这些  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值与  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  值呈明显的负相关关系 (图 7b)。

#### 4.3 Pb 同位素

根据样品的 Th-U 和 Pb 含量, 进行 Pb 同位素比值的时间校正计算 ( $t = 140 \text{ Ma}$ ), 校正后的数据与实测值几乎一致 (表 6), 分别是  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 17.66 \sim 18.00$ ,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 15.49 \sim 15.56$ ,  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 37.73 \sim 38.19$ ,  $\mu$  值介于 9.29 ~ 9.44。铜绿山岩体的 Pb 同位素组成落于长江中下游岩带含铜岩体的铅同位素比值范围内, 即  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.70 \sim 18.83$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.43 \sim 15.74$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.75 \sim 38.87$  (陈江峰等, 1994)。在 Zartman and Doe 的铅构造模式图上 (图 8), 经时间校正后的岩石铅同位素投点靠近上地幔附近, 并沿零等时线 (Geochron) 分布。样品投点集中, 说明岩石源区成分单一, 受到其它物质的混合可能或比例较少。

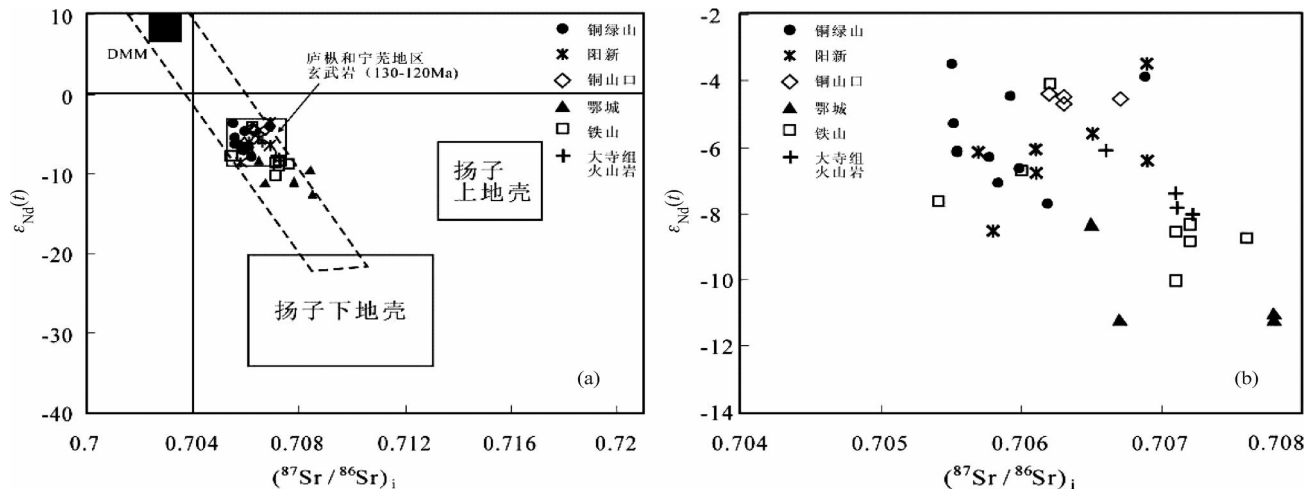


图7 铜绿山岩体的 Sr-Nd同位素图解

扬子上地壳和下地壳同位素范围引自 Jahn *et al.* (1999); 庐枞和宁芜地区的玄武岩数据引自 王元龙等 (2002), 刘洪等 (2002); 阳新, 铜山口, 鄂城, 铁山及大寺组火山岩数据引自 Xie *et al.* (2008), 谢桂青等 (2006), Li *et al.* (2009)

Fig 7 Nd and Sr isotopic compositions of Tonglushan

The data areas of Yangtze upper crust and lower crust comes from Jahn *et al.* (1999), the basalt data of Luozong and Ningwu from Wang *et al.* (2002) and Liu *et al.* (2002); other data from Xie *et al.* (2006-2008) and Li *et al.* (2009)

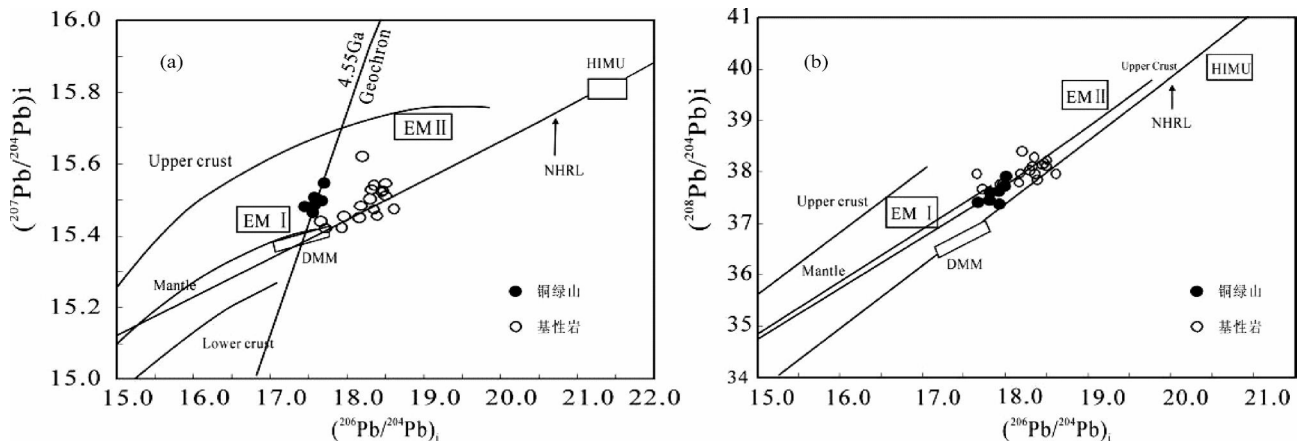


图8 铜绿山石英闪长岩的 Pb同位素组成图解(底图据 Zartman and Doe, 1981)

长江中下游东段中生代中基性岩铅同位素数据来源闫峻等 (2003)

Fig 8 Pb isotopic diagrams of Tonglushan quartz diorite (after Zartman and Doe, 1981)

Other data from Yan *et al.* (2003)

表6 铜绿山石英闪长岩的铅同位素组成

Table 6 Pb isotopic compositions of Tonglushan quartz diorite

样品号	103-9	3503-41	402-26	404-8	104-15	3502-4	3102-11
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	17.662	17.928	18.011	17.816	17.981	17.809	17.924
$2\sigma$	0.001	0.001	0.009	0.002	0.003	0.002	0.011
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.493	15.486	15.564	15.519	15.514	15.498	15.517
$2\sigma$	0.001	0.001	0.007	0.001	0.002	0.002	0.009
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	37.73	38.029	38.362	37.949	38.196	37.908	38.095
$2\sigma$	0.002	0.001	0.018	0.003	0.006	0.004	0.021
$t(\text{Ma})$	140	140	140	140	140	140	140
$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	15.493	15.486	15.564	15.519	15.514	15.498	15.517
$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	17.662	17.928	18.011	17.816	17.981	17.809	17.924
$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	37.730	38.029	38.362	37.949	38.196	37.908	38.095
$\mu$	9.30	9.30	9.26	9.26	9.26	9.22	9.17
$\omega$	36.81	37.15	35.42	37.31	36.02	37.19	34.98

$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{实测}} - \mu(e^{\lambda t} - 1)$ ,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{实测}} - \mu/137.88(e^{\lambda t} - 1)$ ,  $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{实测}} - \omega(e^{\lambda t} - 1)$ , 式中  $t$  为侵位年龄 140Ma,  $\lambda^{238}\text{U} = 1.55125 \times 10^{-10}$  年,  $\lambda^{235}\text{U} = 9.8485 \times 10^{-10}$  年,  $\lambda^{232}\text{Th} = 4.9475 \times 10^{-11}$  年

表 7 阳新岩体与铜绿山岩体测年数据总结表

Table 7 Summary data about ages of Yangxin and Tonglushan stock

	岩性	年龄 (Ma)	测试方法	来源
阳新 第二期	中央相中粒 石英二长岩	155	ArAr	薛迪康, 1997
	边缘相细粒 石英二长岩	156	K-Ar	
	中央相中粒 石英二长岩	153~155	全岩 K-Ar	苏欣栋等, 1994
	石英二长岩	134±2	SHRMPU-Pb	薛怀民等, 2006
第三期	石英二长岩	157	黑云母 K-Ar	苏欣栋等, 1995
	石英二长岩	157	斜长石 K-Ar	
	石英二长 闪长岩	136	角闪石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	陈江峰等, 1993
阳新	石英闪长岩	138.5±2.5	SHRMPU-Pb	Li <i>et al.</i> , 2009
铜绿山	石英闪长岩	140±2	SHRMPU-Pb	Xie <i>et al.</i> , 2010
铜绿山	石英闪长岩	136.0±1.5	LA-ICP-MS (榍石)	Li <i>et al.</i> , 2009
铜绿山	矿石辉钼矿	137.8~ 138.1	ReOs	谢桂青等, 2006
铜绿山	矿石中 金云母	143~131	K-Ar	翟裕生等, 1992

样品投点区与长江中下游中基性岩范围相近,二者均具有从  $EM\tilde{N}$  向  $EM\tilde{O}$  演化趋势,但后者主要沿北半球参考线分布,说明二者具有一定的联系但略有不同。闫俊等 (2003) 指出区长江中下游的中基性岩具有富集 Pb 同位素特征,来源于具有  $EM\tilde{N}$  和  $EM\tilde{O}$ 、并且以  $EM\tilde{O}$  为主要特征的岩石圈地幔。

## 5 讨论

### 5.1 铜绿山与阳新岩体的关系

铜绿山岩体侵位于阳新岩体的西北端,地表两岩体之间的接触界线被第四系覆盖,无法直接判别两者之间的侵入关系。时间上,已获得的阳新岩体的年龄值范围较大,为 157~138Ma (表 7),铜绿山岩体精确的锆石 SHRMPU-Pb 年龄为 140±2Ma (表 7),因此,两岩体侵位的时间近于同时,那么二者的地球化学特征是否不同?

矿物成分方面,薛怀民等 (2006) 报道阳新石英闪长岩的

斜长石主要为中长石 ( $An = 33\sim 40$ ),而本文测得铜绿山岩体的斜长石的牌号略低 (21~30),以更长石为主。此外,两岩体的角闪石和黑云母成分基本没有差别 (图 3)。角闪石均具有贫  $Ti (< 0.2)$ ,高  $Mg/(Mg+Fe) (> 0.5)$ ,属于富镁角闪石 (图 3);黑云母为镁质黑云母, MF 值指示其与 I 型花岗岩的黑云母一致,而不同于 S 型花岗岩。成分与铜陵地区侵入岩角闪石及黑云母非常相近 (表 1, 表 2)。

从岩石的化学成分上看,两岩体具有非常相近的化学组成,具有高硅、低镁、富铝、富碱准铝质特征 (图 5),属于 I 型钙碱性花岗岩。Harker 图解中各氧化物与  $SiO_2$  变化趋势一致。稀土元素标准化曲线相互平行或重叠,呈右倾模式, LREE 富集,亏损 HREE,轻重稀土分馏明显,一致的铈的负异常 (图 6a)。微量元素强烈亏损高场强元素 Nb、Ta、Ti 为显著特征,富集 LILE 和强不相容元素 Rb、U、Th、K (图 6b)。铜绿山岩体的初始  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值为 0.7055~0.7069,  $\epsilon_{Nd}(t)$  为 -7.65~-3.44 而阳新岩体的 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 介于 0.7058~0.7069 而  $\epsilon_{Nd}(t)$  变化于 -8.50~-3.35 (Xie *et al.*, 2008; Li *et al.*, 2008, 2009),二者同位素组成一致。因此,铜绿山石英闪长岩与阳新石英闪长岩无论在矿物化学,地球化学和同位素化学方面没有显示明显的差别,可能为同源岩浆的产物。

### 5.2 源区特征及成岩方式

作为成矿岩体,有关鄂东南地区大面积的侵入岩的源区研究较少,主要存在以下两种观点:(1)与 Cu-Au 成矿作用密切相关燕山期侵入岩为下地壳部分熔融形成,源区发生强烈的壳幔相互作用 (张旗等, 2001; 王强等, 2004; 蒋少涌等, 2008); (2) 岩石为富集岩石圈地幔部分熔融形成的玄武质岩浆经 AFC 过程进一步演化的产物 (唐永成等, 1998; 陈江峰等, 2005; Li *et al.*, 2008; Xie *et al.*, 2008)。从文中所获得的地球化学及同位素数据,综合其它方面的资料,本文认为铜绿山石英闪长岩源区可能为富集地幔,证据如下:

(1) 从图 7 可以看出,铜绿山、阳新岩体甚至鄂东南地区早白垩世中酸性侵入岩的  $Sr/Nd$  同位素组成与大冶、庐枞和宁芜地区同时代的基性岩相近,且它们  $\epsilon_{Nd}(t)$  值与 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 值呈一致的明显的负相关关系 (图 7b),而这些基性岩源区被认为是富集地幔 (Yan *et al.*, 2008)。

(2) 铜绿山石英闪长岩的铅同位素组成均一,在 Zartman and Doe 的铅构造模式图上 (图 8),投点相对集中的分布地幔线附近,并与区内基性岩的铅同位素组成接近,样品点接近于 DMM,且呈明显的从 DMM 向富集地幔  $\tilde{O}$  演化趋势 (图 8)。在 Sr-Nd-Pb 图解上也反映了同样的信息 (图 9)。

(3) 矿物学证据,铜绿山岩体的角闪石  $Mg\#(Mg/(Mg+Fe))$  值范围为 0.69~0.74 而据谢应受 (1990) 认为,幔源型花岗岩的  $Mg\#$  大于 0.7 壳源及壳幔混源的角闪石  $Mg\#$  分别为小于 0.5 和介于 0.7~0.5 之间,在  $TiO_2-A_1O_3$  图解上,角闪石成分落入壳幔混源区 (图 10)。此外,典型的幔源黑云

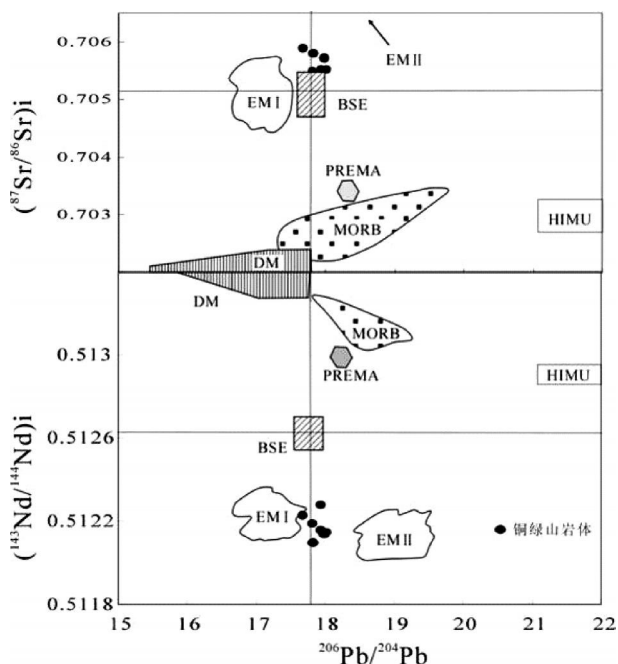


图 9 铜绿山石英闪长岩的 Sr-Nd-Pb 同位素图解 (底图据 Zindler and Hart 1986)

Fig 9 The plot of Sr-Nd-Pb isotopes of Tonglushan quartz diorite (after Zindler and Hart 1986)

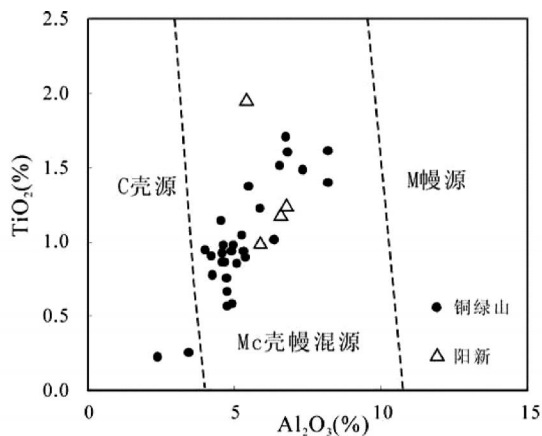


图 10 角闪石的  $TiO_2$ - $Al_2O_3$  物源判别图解 (底图据陈光远等, 1993)

Fig 10  $TiO_2$ - $Al_2O_3$  discrimination diagram of amphibole (after Chen et al., 1993)

母中的  $MgO > 15\%$ , 而壳源黑云母中的  $MgO$  含量则  $< 6\%$  (李胜荣等, 2006), 而铜绿山岩体中黑云母中的  $MgO$  变化在  $14.06\% \sim 16.69\%$ , 说明其属于壳幔来源, 与阳新岩体的壳幔来源镁质黑云母一致 (薛怀民等, 2006)。

(4) 产于石英闪长岩与三叠纪碳酸盐接触带上的铜绿山铜铁矿床的辉钨矿中含有较高的  $Re$  元素 ( $176 \times 10^{-6} \sim 665 \times 10^{-6}$ ) 含量 (Xie et al., 2008), 说明存在地幔流体参与

矿床的形成 (Stein et al., 1997; Mao et al., 1999), 且研究认为铜绿山岩体为夕卡岩矿床提供了主要的成矿物质 (刘治国, 2002 杨志刚, 2007)。

(5) 铜绿山矿床中硫化物的  $\delta^{34}S$  值为  $(-4.9\% \sim -8.7\%)$ ,  $n = 20$  另文发表), 位于地幔来源硫同位素值范围内 ( $-3\% \sim 7\%$ , Ohmoto 1986 Ohmoto and Goldhaber 1997)。

近几年, 锆石铅同位素分析被广泛的用于岩浆源区研究。蒋少涌 (2008) 获得九瑞矿集区内武山铜矿相关的花岗闪长斑岩的  $(\epsilon_{Hf}) = -2.1 \sim -7.0$  Li et al. (2008) 获得鄂东南地区铜山口矿床相关的花岗闪长岩  $(\epsilon_{Hf}) = -3.3 \sim -7.6$  较小的负值暗示它们不太可能直接来自下地壳 (下地壳的  $\epsilon_{Hf}$  值更低), 可能源于富集地幔并混入部分地壳物质, 放射性成因  $Pb$  同位素含量相对基性岩偏低 (图 8) 说明可能混染了较多的下地壳物质。Xie et al. (2008) 用 Sr-Nd 同位素模拟计算得出约  $5\% \sim 30\%$  的下地壳物质参与了阳新岩体岩浆的形成。铜绿山岩体稀土元素配分曲线 (图 6a) 显示了明显亏损 HREE 和 Y, 而富集 Sr-Eu 弱异常特征, 暗示了其源区残留石榴子石, 而斜长石很少或没有 (Defant and Drummond, 1990; Altherton and Petford, 1993)。

通常, 富集地幔不可能直接熔出花岗岩质岩浆, 而一般是碱性玄武质岩浆, 这种岩浆通过演化才能生成偏酸性岩浆。从表 4 可以看出, 铜绿山岩体的  $MgO$  含量很低 ( $0.22\% \sim 1.57\%$ ), 与鄂东南地区其它侵入岩 (程潮, 铁山, 鄂城) 的  $MgO$  含量 ( $0.09\% \sim 3.46\%$ ) (Xie et al., 2008; Li et al., 2009) 相似, 同时氧化物  $FeO^T$ 、 $MgO$ 、 $CaO$ 、 $TiO_2$  与  $SiO_2$  呈负相关性, 说明存在镁铁质矿物的分离结晶作用。此外, 标准化曲线中  $Eu$  ( $\delta Eu = 0.76 \sim 0.99$ ) 和  $Ba$  呈明显的负异常, 而  $Sr$  具正异常, 说明存在少量斜长石的分离结晶作用。因此, 地壳混染和分离结晶作用可能导致幔源碱质玄武质岩浆演化成中酸性岩浆。

### 5.3 岩浆形成和成岩的温压条件

#### 5.3.1 岩浆形成的温压条件

Sylvester (1998) 提出花岗岩的  $Al_2O_3/TiO_2$  比值可作为源区部分熔融温度的指示剂, 当岩石的  $Al_2O_3/TiO_2 > 100$  时, 部分熔融温度  $< 875^\circ C$ , 当岩石的  $Al_2O_3/TiO_2 < 100$  时, 部分熔融程度  $> 875^\circ C$ , 铜绿山石英闪长岩的  $Al_2O_3/TiO_2$  介于  $18.8 \sim 39.8$  之间, 说明其形成温度较高 ( $> 875^\circ C$ )。因锆石在酸性岩浆中晶出的时间较早, 所以锆石饱和温度应略小于岩浆形成的温度, 而高于其它矿物的结晶温度。本文采用 Watson (1979) 得出的锆石溶解度-饱和温度计算锆石晶出的温度为  $855 \sim 921^\circ C$ , 平均为  $889^\circ C$  ( $n = 10$ ), 推算铜绿山岩体的形成温度至少为  $889^\circ C$ 。

玄武质岩浆的熔融实验表明, 在大于  $1.0 GPa$  的条件下熔融残留物中将出现石榴子石, 但是只有在大于  $1.2 GPa$  (相当于地壳  $40 km$  处) 的条件下熔体才能够与残留石榴子

石平衡,且熔体强烈亏损 HREE 与 Y (Sen and Dunn, 1994; Rapp, 1999)。上已述及,形成铜绿山岩体的源区残留石榴子石,因此,大致可以估算铜绿山岩体的岩浆形成的压力至少为 1.2 GPa 对应深度至少为 40 km (王强等, 2004)。如果取地下 18 km ~ 32 km 为硅镁层下地壳范围 (杜杨松等, 2004),那么 40 km 深正对应于上地幔,与前文所得到的岩石为地幔来源相符。

### 5.3.2 矿物结晶时的温压计算

本文利用 Emst *et al.* (1998) 角闪石的 Al 和 Ti 地质温度计估算角闪石的结晶温度范围为 650 ~ 800°C,而采用黑云母的  $TiMg/(Mg+Fe)$  温度图解,获得岩体的结晶温度变化于 500 ~ 630°C 之间 (图 11)。显微镜下没有观察到角闪石包裹黑云母的现象,同时黑云母的化学成分说明其没有发生后期交代蚀变,因此,黑云母结晶温度低于角闪石的结晶温度,推测其开始结晶时间晚于角闪石结晶结束的时间。根据 Schmidt (1992) 的压力计算公式计算的角闪石的压力范围为 0.72 ~ 3.87 kbar (平均为 1.49 kbar),相当于 2.37 ~ 12.78 km 深度 (平均为 4.9 km),估算的侵位深度最小值与磁法和重力资料推算岩体的侵位深度为 2.4 km 相近。杜杨松 (2004) 报道铜陵地区花岗闪长岩的侵位深度为 4 km (压力为 1.2 GPa)。

### 5.4 岩体对成矿作用的指示

铜绿山石英闪长岩地球化学特征属于钙碱质 I 型花岗岩,具准铝质特征,与世界上多数夕卡岩铜矿相关岩体的地球化学特征一致 (Meinent *et al.*, 2005),可见,此类型花岗岩具有形成斑岩-夕卡岩型矿床的有利条件。多数人倾向认为斑岩型铜矿床 Cu, Fe, Au 是岩浆来源,而在岩浆中金属元素的来源可能包括富集的地幔楔、俯冲的板片和地壳 (Sillitoe

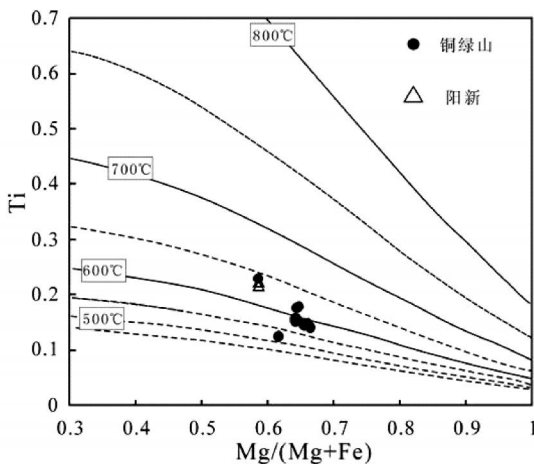


图 11 黑云母的  $TiMg/(Mg+Fe)$  温度图解 (据 Henry *et al.*, 2005)

Fig 11  $TiMg/(Mg+Fe)$  geothermometry diagram of biotite (after Henry *et al.*, 2005)

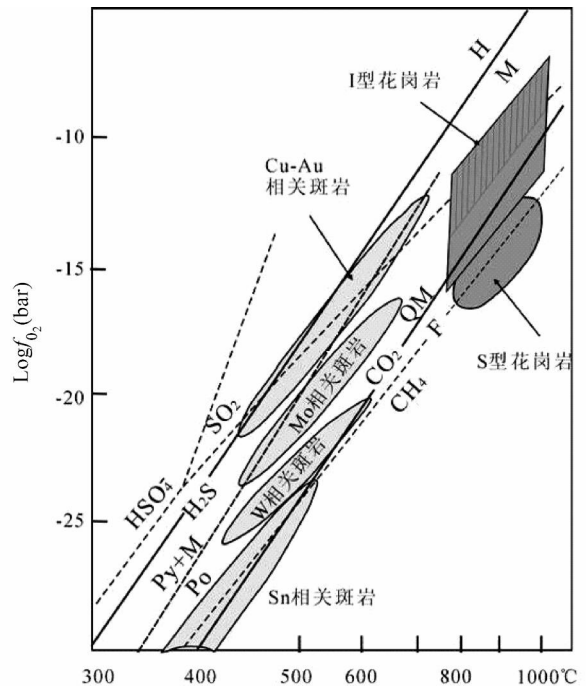


图 12 花岗岩及与花岗岩相关矿床的氧逸度-温度关系图解 (据 Petr Černý *et al.*, 2005)

Fig 12 Oxygen fugacity-temperature relationships for granites and igneous related mineral deposits (after Petr Černý *et al.*, 2005)

Shown are the redox fields for F and S-type granites (H-hematite; M-magnetite; Q-quartz; F-fayalite; P-pyrrhotite; Py-pyrite)

1972; Plank and Langmuir, 1993; Melcher *et al.*, 1999; Maughan *et al.*, 2002)。无论成矿物质是哪种单一或混合来源,都必须具有成矿物质进入岩浆的条件。

铜绿山岩体来自富集地幔的部分熔融, Hamlyn and Keays (1986) 指出地幔部分熔融超过 > 25% 才能使硫化物完全进入熔体,也只有这样熔出的岩浆才是 S 不饱和的岩浆,在岩浆演化过程中才不会丢失 Cu, Fe, Au 元素 (Wyborn and Sun, 1994)。铜绿山岩体具有明显的 Nb-Ta 负异常,而 Li *et al.* (2009) 指出这在鄂东南地区岩体中非常普遍,并解释 Nb-Ta 异常是岩浆与俯冲相关的熔体或流体发生交代作用的反应 (Muller and Groves, 1995)。如果板片来源的流体或者熔体在交代地幔楔的过程中有 S 的带入,这样的地幔楔部分熔融的程度将很容易达到 40% 而溶解所有地幔的硫化物 (Metrich *et al.*, 1999),从而形成 S 不饱和的富含成矿元素的岩浆 (李祥金等, 2006)。

地幔熔融形成岩浆具有高氧逸度特征可能是金属进入岩浆熔体的最主要机制之一 (Sillitoe *et al.*, 1997),氧逸度影响熔体中硫的含量和种类、流体与熔体的分异程度和相关夕卡岩的金属含量 (Simon *et al.*, 2003; Meinent, 2005),同时控制矿物的成分及稳定性 (Einaudi *et al.*, 2003),相对于其

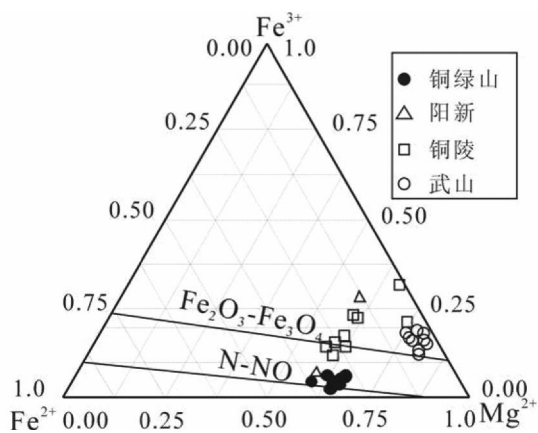


图 13 铜绿山石英闪长岩黑云母的  $Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg^{2+}$  三元图解(底图 Wones and Eugster, 1965)

Fig 13  $Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg^{2+}$  plot of biotites from Tonglushan quartz diorite (after Wones and Eugster, 1965)

它矿化金属元素(如 W, Sn 等), Cu 矿化相关的岩体往往具有较高的氧逸度(如图 12)。铜绿山石英闪长岩中副矿物出现原生榍石, 磁铁矿, 及富镁黑云母, 这些共生矿物组合需要的最小氧逸度是  $\lg(f_{O_2}) > NND + 1$  (Camichael 1991), 说明形成岩体的岩浆在相对氧化的条件下形成, 与斑岩型铜矿一致 (Dilles, 1987; Wones, 1989; Streck and Dilles, 1998)。铜绿山石英闪长岩全岩的  $Fe_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3)$  值为 0.47~0.85, 平均为 0.55, 大于 0.40 (Meinert *et al.*, 2005)。将黑云母成分投点于  $Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg$  三元图解中, 样品点落于 N-NO 缓冲线之上(图 13), 此外, 黑云母的  $Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Fe^{2+})$  比值为 0.08~0.19(表 3), 这些都显示了矿物形成于高的氧逸度环境, 与长江中下游其他地区(如铜官山、繁昌-铜陵、武山)岩浆岩中黑云母的研究结果相吻合(徐夕生等, 2004; 楼亚儿等, 2006; 蒋少涌等, 2008)。高氧逸度在岩浆结晶早期阻止了亲硫元素(Cu, Mo)进入到硅酸盐矿物相中, 使其作为不相容元素富集在流体相中, 为后续的 Cu 矿化创造条件 (Li *et al.*, 2008)。

岩浆中高氧逸度, Nb, Ta, Ti 的负异常均与俯冲板片来源的流体或熔体相关, 因此, 可以推论岩浆活动及其相关的 Cu-Au 成矿作用与古太平洋板块俯冲及其演化过程存在联系(汪洋等, 2004)。毛景文(2009)解释长江中下游成矿带的成岩成矿环境可能是古太平洋板块或 Lzanagi 板块向欧亚大陆俯冲过程中, 由于俯冲板片撕裂, 导致软流圈沿裂开处上涌, 而发生强烈的壳幔相互作用。

## 6 结论

通过对铜绿山石英闪长岩的详细的矿物成分, 地球化学及 Sr-Nd-Pb 同位素研究, 得出如下结论:

(1) 矿物成分分析表明, 铜绿山岩体的斜长石主要为更

长石, 牌号 ( $An = 21 \sim 31$ ); 角闪石属于钙质闪石中的富镁角闪石, 而黑云母为镁质黑云母, 指示其为 I 型钙碱性花岗岩黑云母, 而不同于 S 型花岗岩的黑云母成分。

(2) 岩石具有高硅, 富碱, 钙碱性, 准铝质特征; 微量元素富集稀土元素 (LREE) 和大离子亲石元素 (LILE), 强亏损 Nb, Ta, Ti 等元素。岩石的初始  $^{87}Sr/^{86}Sr$  比值为 0.7055~0.7069,  $\epsilon_{Nd}(t)$  为 -7.65 ~ -3.44 结合 Pb 同位素特征, 说明岩浆源区可能为富集地幔, 经下地壳的混染及分离结晶作用形成岩体。

(3) 利用矿物成分推算岩浆源区压力大于 1.2 GPa 对应深度大于 40 km, 锆石温度计估算岩浆形成的温度为约 889°C。角闪石和黑云母的温度计估算岩浆结晶温度分别为 650~800°C 和 500~630°C 之间, 压力为 1.49 kbar, 对应侵位深度约 4.9 km。形成铜绿山石英闪长岩的岩浆具有高的氧逸度, 有利于地幔中 Cu, Au 等成矿元素进入熔体。

**致谢** 野外工作中得到鄂东南地质队的魏世昆, 熊继传和胡清乐等工作人员的大力支持和帮助, 电子探针分析过程中受到尹京武, 郝金华老师的悉心指导, 两位审稿专家对初稿提出了许多宝贵意见, 特此感谢。

## References

- Anders E and Grevesse N. 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 197-214
- Atherton MP and Petford N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly undepleted basaltic crust. *Nature*, 362: 144-146
- Camichael ISE. 1991. The redox states of basic and silicic magmas: A reflection of their source regions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106: 129-141
- Chang YF, Liu XP and Wu CY. 1991. The Copper-Iron Belt of the Lower and Middle Reaches of the Changjiang River. Beijing: Geol. Publ. House, 1-363 (in Chinese)
- Chen GY, Sun DS, Zhou XR *et al.* 1993. Genetic Mineralogy and Gold Mineralization of Guojialing Granodiorites from Eastern Shandong, China. Beijing: China University of Geosciences Press, 1-131 (in Chinese)
- Chen JF, Zhou TX, Xing FM, Xu X, Li XM and Xu LH. 1993. Isotopic geochemistry of copper-bearing rocks from Middle-Lower Area of Yangtze. The Study of Isotopic Geochemistry. Hangzhou: Zhejiang University Press, 229-314 (in Chinese)
- Chen JF, Zhou TX, Xing FM, Xu X and Xu LH. 1994. Pb, Sr and Nd isotope characteristics of copper-bearing rocks from Middle-Lower area of Yangtze. *Acta Geoscientia Sinica*, 15(2): 111-116 (in Chinese with English abstract)
- Chen JF, Yu G, Yang G and Yang SH. 2005. A geochronological framework of Late Mesozoic magmatism and metallogenesis in the Lower Yangtze valley, Anhui Province. *Geology of Anhui*, 15(3): 11 (in Chinese with English abstract)
- Clments JD and Wall V J. 1984. Origin and evolution of a peralkaline silicic ignimbrite suite. *The Violet Town Volcanics*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88: 354-371
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662-665
- Dilles H. 1987. Petrology of the Yerington batholith, Nevada: Evidence for evolution of porphyry copper ore fluid. *Economic Geology*, 82:

- 1750–1789
- Du YS, Qing XL and Tian SH. 2004. Mesozoic magmatic to hydrothermal process in the Tongguanshan ore field, Tongling, Anhui Province, China: Evidence from xenoliths and their hosts. *Acta Petrologica Sinica* 20(2): 339–350 (in Chinese with English abstract)
- Einaudi MT, Hedenquist JW and Inan E. 2003. Sulfidation state of hydrothermal fluids: The porphyry-epithermal transition and beyond. Society of Economic Geologists Special Publication 10: 317–391
- Ernst WG and Liu J. 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al and Ti content of calcic amphibole in MORB-A: A semi-quantitative thermobarometer. *American Mineralogist* 83: 952–969
- Hanlyn PR and Keays RR. 1986. Sulfur saturation and second-staged melts: Application to the Bushveld platinum metal deposits. *Economic Geology* 81: 1431–1445
- Henry DJ, Guidotti CV and Thomson JA. 2005. The Ti saturation surface for low- to medium-pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti substitution mechanisms. *Am. Mineral.* 90: 316–328
- Irvine TN and Baragar WRA. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 512–548
- Jahn BM, Wu FY, Lo CH and Tsai CH. 1999. Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: Geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China. *Chem. Geol.* 157: 119–146
- Jiang SY, Li L, Zhu B, Ding X, Jiang YH, Gu LX and Ni B. 2008. Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic compositions of granodiorite from the Wushan copper deposit, Jiangxi Province and their implications for petrogenesis. *Acta Petrologica Sinica* 24(8): 1679–1690 (in Chinese with English abstract)
- Leake BE, Woolley AR and Arps CES. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist* 82: 1019–1037
- Li JW, Zhao XF, Zhou MF, Ma CQ, Zorano SDS and Vasconcelos P. 2008. Origin of the Tongshankou porphyry-skarn Cu-Mo deposit, eastern Yangtze craton, Eastern China: Geochronological, geochemical, and Sr-Nd-Hf isotopic constraints. *Mineral Deposita* 43: 315–336
- Li JW, Zhao XF, Zhou MF, Ma CQ, Zorano SDS, Souza and Vasconcelos P. 2009. Late Mesozoic magmatism from the Daye region, eastern China: U-Pb ages, petrogenesis, and geodynamic implications. *Contrib. Mineral. Petrol.* 157: 383–409
- Li JX, Qin KZ and Li GM. 2006. Basic characteristics of gold-rich porphyry copper deposits and their ore sources and evolving processes of high oxidation magma and ore-forming fluid. *Acta Petrologica Sinica* 22(3): 678–688 (in Chinese with English abstract)
- Li SR, Sun L and Zhang HF. 2006. Magmatism and genesis of the Qushui collisional granitoids, Tibet, China: Evidence from genetic mineralogy. *Acta Petrologica Sinica* 22(4): 884–894 (in Chinese with English abstract)
- Liu H, Qiu JS, Lu QH, Xu XS, Ling WL and Wang DZ. 2002. Petrogenesis of the Mesozoic potash-rich volcanic rocks in the Luzong basin, Anhui Province. *Geochemica* 31(2): 129–140 (in Chinese with English abstract)
- Liu JS, Ma G and Shu GL. 2005. Discovery of cryptoexplosive breccia-type Cu(Au) orebodies in Tonglushan skarn-type Cu-Fe deposit of Hubei Province and ore-searching vista. *Mineral Deposits* 24(5): 527–536 (in Chinese with English abstract)
- Liu ZG. 2002. The geological feature and the relation of ore formation to magmas of the Tonglushan Cu-Fe deposit. *Geology of Chemical Minerals* 24(4): 207–214 (in Chinese)
- Liu ZS and Wang JM. 1994. Geology and Geochemistry of Granites in Southern Tibetan Plateau. Chengdu: Sichuan Science and Technology Press: 1–133 (in Chinese)
- Lou YE and Du YS. 2006. Characteristics and genesis of biotites from the Mesozoic intrusive rocks in the Fanchang-Tongling area, Anhui Province. *Acta Mineralogica Sinica* 26(2): 175–180 (in Chinese with English abstract)
- Mao JW, Zhang ZC, Zhang ZH and Du AD. 1999. Re-Os isotopic dating of molybdenites in the Xiaoliugou W (Mo) deposit in the northern Qilian mountains and its geological significance. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63: 1815–1818
- Mao JW, Shao YJ, Xie GQ, Zhang JD and Cheng YC. 2009. Mineral deposit model for porphyry-skarn polymetallic copper deposits in Tongling ore dense district of Middle-Lower Yangtze Valley metallogenic belt. *Mineral Deposits* 28(2): 109–119 (in Chinese with English abstract)
- Maughan DT, Keith JD, Christiansen EH and Hattori K. 2002. Mafic alkaline magmas associated with the Bingham porphyry Cu-Au deposit, Utah, USA. *Mineralium Deposita* 37: 14–37
- Mclenner BA, McBride JS, Evans NJ, Lambert DD and Andrew AS. 1999. Osmium isotope constraints on ore metal recycling in subduction zones. *Science* 286: 512–516
- Meinert LD, Dipple GM and Nicolescu S. 2005. World Skarn Deposits. *Economic Geology* 100<sup>th</sup> Anniversary Volume: 299–336
- Michard N, Schiano P, Clochatti R and Maury RC. 1999. Transfer of sulfur in subduction settings: An example from Batan Island (Luzon volcanic arc, Philippines). *Earth and Planetary Science Letters* 167: 1–14
- Middlemost EAK. 1994. Naning materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews* 37: 215–224
- Muller D and Groves DI. 1995. Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization. Berlin: Springer-Verlag: 1–210
- Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. *Reviews in Mineralogy* 16: 491–559
- Ohmoto H and Goldhaber MB. 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: Barnes HL (ed.). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 3<sup>rd</sup> edition. New York: Wiley: 517–611
- Petráček J, Philip LB, Michel C and David L. 2005. Granite-related ore deposits. *Economic Geology* 100<sup>th</sup> Anniversary volume: 337–370
- Plank T and Langmuir CH. 1993. Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature* 362: 739–743
- Rapp RP, Xiao L and Shin'izu N. 2002. Experimental constraints on the origin of potassium-rich adakites in eastern China. *Acta Petrologica Sinica* 18(3): 293–302
- Schmidt MW. 1992. Amphibole composition in tonalites as a function of pressure: An experimental calibration of the Al<sup>IV</sup> in hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 110(2–3): 304–610
- Shu QA, Chen PL and Cheng JR. 1992. Geology of Iron-Copper Deposits in Eastern Hubei Province, China. Beijing: Ministry of Metallurgical Industry Publ. House: 530–535 (in Chinese)
- Sillitoe RH. 1972. Relation of metal provinces in western America to subduction of oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 83: 813–818
- Sillitoe RH. 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Australian Journal of Earth Sciences* 44: 373–388
- Sin AC, Petke T, Candela PA, Piccoli PM and Heinrich CA. 2003. Experimental determination of Au solubility in rhyolite melt and magnetite constraints on magmatic Au budgets. *American Mineralogist* 88: 1644–1651
- Stein H, Markey RJ, Moogan JW, Hannah JL and Schersten A. 2001. The remarkable Re-Os chronometer in molybdenite: How and why it works. *Terra Nova* 13: 479–486
- Streck MJ and Dilles JH. 1998. Sulfur content of oxidized arc magmas as recorded in apatite from a porphyry copper batholith. *Geology* 26: 523–526
- Su XD and Liu TM. 1994. Application of isotopes to the geological study on the iron and copper deposits in Southeast Hubei. *Geology and Prospecting* 30(1): 27–32 (in Chinese with English abstract)
- Sun SH. 1992. Mg-mica and FAL-mica sequences of granites in the eastern China: Their origin and the bearing on magmatic tectonic environment. In: Tu GZ et al. (eds.). *Petrogenesis and*

- M ineralization of Granitoids Proceeding of 1987 Guangzhou International Symposium. Beijing Science Press 191- 207
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts Implications for mantle composition and processes. In Saunders AD and Nony MJ (eds). *M agmatism in Ocean Basins*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 42 313- 345
- Sylvester PJ. 1998. Post collisional strongly peralkaline granites. *Lithos* 45 29- 34
- Tang YC, Wu YC, Chu GZ, Xing FM, Wang YM, Cao FY and Chang YF. 1998. *Geology of Copper-Gold Polymetallic Deposits in the along Changjiang Area of Anhui Province*. Beijing Geological Publishing House, 60- 85 (in Chinese)
- Wang Q, Zhao ZH, Xue JF *et al.* 2004. The geochemical comparison between the Tongshankou and Yinzu adakitic intrusive rocks in southeast Hubei (delimited) lower crustal melting and the genesis of porphyry copper deposit. *Acta Petrologica Sinica* 20(2): 351- 360 (in Chinese with English abstract)
- Wang Q, W yman DA, Xu JF *et al.* 2006. Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area Anhui Province (eastern China): Implications for geodynamics and Cu-Au mineralization. *Lithos* 89 424- 446
- Wang Y, Deng JF and Ji GY. 2004. A perspective on the geotectonic setting of Early Cretaceous adakite-like rocks in the Lower Reaches of Yangtze River and its significance for copper gold mineralization. *Acta Petrologica Sinica* 20(2): 297- 314 (in Chinese with English abstract)
- Wang YL, Zhang Q and Wang Y. 2001. Geochemical characteristics of volcanic rocks from Ningwu area and its significance. *Acta Petrologica Sinica* 17(4): 565- 575 (in Chinese with English abstract)
- Watson EB. 1979. Zircon saturation in felsic liquids: Experimental data and applications to trace element geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrology*, 95: 407- 419
- Wei KT, Li XZ and Zhang XL. 2007. The characteristics of Tonglushan copper-iron deposit and its prospecting future. *Resources Environment & Engineering* 21 (Suppl): 42- 564 (in Chinese)
- Whalen JB and Chappell BW. 1988. Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of F and S-type granites of the Lachlan fold belt southeast Australia. *American Mineralogist* 73: 281- 296
- White AR and Chappell BW. 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeast Australia. *Mon. Geol. Soc. Am.*, 159 21- 34
- Wones DR. 1989. Significance of the assemblages titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. *American Mineralogist* 74 744- 749
- Wones DR and Eugster HP. 1965. Stability of biotite: Experiment theory, and application. *Am. Mineralogist* 50: 1228- 1272
- Wyborn D and Sun SS. 1994. Sulfur undersaturated magmatism: A key factor for generating magma-related copper-gold deposits. *AGSO Research News letter* 21: 7- 8
- Xie GQ, Mao JW, Li RL, Zhou SD, Ye HS, Yan QR and Zhang ZS. 2006. SHRMP zircon U-Pb dating for volcanic rocks of the Dasi Formation in southeast Hubei Province, Middle-Lower Reaches of the Yangtze River and its implications. *Chinese Science Bulletin* 51 (19): 2283- 2291 (in Chinese)
- Xie GQ, Mao JW, Li LR and Beirlein F. 2008. Geochemistry and Nd-Sr isotopic studies of Late Mesozoic granitoids in the southeast Hubei province Middle-Lower Yangtze River belt Eastern China. Petrogenesis and tectonic setting. *Lithos* 104 216- 230
- Xie GQ, Zhao HJ, Zhao CS, Li XQ, Hou KJ and Pan HJ. 2009. Re-Os dating of molybdenite from Tonglushan ore district in southeastern Hubei Province, middle-Lower Yangtze River belt and its geological significance. *Mineral Deposits* 28(3): 227- 239 (in Chinese with English abstract)
- Xie GQ, Mao JW, Zhao HJ, Wei KT, Jin SG, Pan HJ, Ke YF and Du AD. 2010. Timing of skarn Cu-Au-Fe deposits from the Tonglushan ore district Southeast Hubei Middle-Lower Yangtze River belt and its implication. *Ore Geology Review* (in press)
- Xie YW and Zhang YQ. 1987. Typomorphic peculiarities of biotites from different genetic types of granite in the Hengduanshan region. *Acta Mineralogica Sinica* 7(3): 245- 257 (in Chinese)
- Xu XS, Fan QC, Reilly SY *et al.* 2004. U-Pb dating of zircons and petrogenetic implications for Tongguan Shan quartz diorite and its Enclaves Anhui Province. *Chinese Sci. Bull.* 49(19): 2073- 2082 (in Chinese)
- Xue DK, Ge ZX, Zhang HT, Hu HM and Yang MY. 1997. Metallogenetic Mode and Prospecting Model of Copper-Gold in Southeastern Hubei Province. Wuhan China University of Geosciences Press 161- 169 (in Chinese)
- Xue HM, Dong SW and Jian P. 2006. Mineral chemical, geochemical and SHRMP zircon dating of Yangxi intrusion, Foreland of Dabie orogen. *Science in China (Series D)*, 36(2): 133- 142 (in Chinese)
- Yan J, Chen JF, Yu G *et al.* 2003. Pb isotopic characteristics of Late Mesozoic mafic rocks from the Lower Yangtze Region: Evidence for enriched mantle. *Geological Journal of China Universities* 9(2): 195- 206 (in Chinese with English abstract)
- Yan J, Chen JF and Xu XS. 2008. Geochemistry of Cretaceous mafic rocks from the Lower Yangtze region, eastern China: Characteristics and evolution of the lithospheric mantle. *J. Asian Earth Sci.* 33 177- 193
- Yang ZG. 2007. A discussion on the relationship of igneous rocks and Tonglushan Cu-Fe deposit. *Science & Technology Information* 30- 31 (in Chinese)
- Zartman RE and Doe BR. 1981. Lead-isotope evolution. U. S. Geological Survey Professional Paper 169- 170
- Zhai YS, Yao SZ, Lin XD, Zhou XN, Wan TF, Jin FQ and Zhou ZG. 1992. Fe-Cu (Au) Metallogeny of the Middle-Lower Changjiang Region. Beijing Geological Publishing House 235 (in Chinese)
- Zhang Q, Wang Y, Qian Q, Yang JH, Wang YL, Zhao TP and Guo GJ. 2001. The characteristics and tectonic metallogenetic significances of the adakites in Yanshan period from eastern China. *Acta Petrologica Sinica* 17(2): 236- 244 (in Chinese with English abstract)
- Zhou TF, Yue SC, Yuan F, Liu XD and Zhao Y. 2000. Two series of copper-gold deposits in the Middle and Lower Reaches of the Yangtze River area (MLYRA) and the hydrogen, oxygen, sulfur and lead isotopes of their ore-forming hydrothermal systems. *Science in China (Series D)*, 30 (Supp.): 122- 128 (in Chinese)
- Zhou TF, Fan Y and Yuan F. 2008. Advances on petrogenesis and metallogeny study of them mineralization belt of the Middle and Lower Reaches of the Yangtze River area. *Acta Petrologica Sinica* 24(8): 1665- 1678 (in Chinese with English abstract)

### 附中文参考文献

- 常印佛, 刘湘培, 吴昌言. 1991. 长江中下游地区铜铁成矿带. 北京: 地质出版社, 1- 379
- 陈光远, 孙岱生, 周珣若等. 1993. 胶东郭家岭花岗闪长岩成因矿物学与金矿. 北京: 中国地质大学出版社, 1- 131
- 陈江峰, 周泰禧, 邢凤鸣, 徐祥, 李学明, 徐立华. 1993. 长江中下游岩带含铜岩体的同位素地球化学研究. 见: 陈好寿等编. 同位素地球化学研究. 杭州: 浙江大学出版社, 214- 219
- 陈江峰, 喻钢, 杨刚, 杨胜洪. 2005. 安徽沿江江南晚中生代岩浆-成矿年代学格架. *安徽地质*, 15(3): 11
- 陈江峰, 周泰禧, 邢凤鸣, 徐祥, 徐立华. 1994. 长江中下游岩带含铜岩体的 Pb, Sr, Nd 同位素特征. *地球学报*, 1- 2 111- 116
- 杜杨松, 秦新龙, 田世洪. 2004. 安徽铜陵铜官山矿区中生代岩浆-热液过程: 来自岩石包体及其寄主岩的证据. *岩石学报*, 20 (2): 339- 350
- 蒋少涌, 李亮, 朱碧, 丁昕, 姜耀辉, 顾连兴, 倪培. 2008. 江西武山铜矿花岗闪长斑岩的地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素组成及成因探



- 讨. 岩石学报, 24(8): 1679–1690
- 李胜荣, 孙丽, 张华锋. 2006. 西藏曲水碰撞花岗岩的混合成因: 来自成因矿物学证据. 岩石学报, 22(4): 884–894
- 李祥金, 秦克章, 李光明. 2006. 富金斑岩型铜矿床的基本特征、成矿物质来源与成矿高氧化岩浆流体演化. 岩石学报, 22(3): 678–688
- 刘洪, 邱检生, 罗清华, 徐夕生, 凌文黎, 王德滋. 2002. 安徽庐枞中生代富钾火山岩成因的地球化学制约. 地球化学, 31(2): 129–140
- 刘继顺, 马光, 舒广龙. 2005. 湖北铜绿山夕卡岩型铜铁矿床中隐爆角砾岩型金(铜)矿体的发现及其找矿前景. 矿床地质, 24(5): 527–536
- 刘振声, 王洁民. 1994. 青藏高原南部花岗岩地质地球化学. 成都: 四川科学技术出版社, 1–133
- 刘治国. 2002. 铜绿山铜铁矿床地质特征及岩浆岩与成矿关系探讨. 化工矿产地质, 24(4): 207–214
- 楼亚儿, 杜杨松. 2006. 安徽繁昌-铜陵中生代侵入岩的黑云母特征和成因探讨. 矿物学报, 26(2): 175–180
- 毛景文, 邵拥军, 谢桂青, 张建东, 陈毓川. 2009. 长江中下游成矿带铜陵矿集区铜多金属矿床模型. 矿床地质, 28(2): 109–119
- 舒全安, 陈培良, 程建荣. 1992. 鄂东铁铜矿产地质. 北京: 冶金工业出版社, 160–165
- 苏欣栋, 刘陶海. 1994. 同位素地质在鄂东南铜铁矿床地质研究中的应用. 地质与勘探, 30(1): 27–32
- 唐永成, 吴言昌, 储国正, 邢凤鸣, 王永敏, 曹奋扬, 常印佛. 1998. 安徽沿江地区铜金多金属矿床地质. 北京: 地质出版社, 60–85
- 王强, 赵振华, 许继峰, 白正华, 王建新, 刘成新. 2004. 鄂东南铜山口、殷祖埃达克质(adakitic)侵入岩的地球化学特征对比: (拆沉)下地壳熔融与斑岩铜矿的成因. 岩石学报, 20(2): 351–360
- 汪洋, 邓晋福, 姬广义. 2004. 长江中下游地区早白垩世埃达克质岩的大地构造背景及其成矿意义. 岩石学报, 20(2): 297–314
- 王元龙, 张旗, 王焰. 2001. 宁芜地区火山岩的地球化学特征及其意义. 岩石学报, 17(4): 565–575
- 魏克涛, 李亨洲, 张晓兰. 2007. 铜绿山铜铁矿床成矿特征及找矿前景. 资源环境与工程, 42–56
- 谢桂青, 毛景文, 李瑞玲, 周少东, 叶会寿, 闫全人, 张祖送. 2006. 长江中下游鄂东南地区大寺组火山岩 SHRMP 定年及其意义. 科学通报, 51(19): 2283–2291
- 谢桂青, 赵海杰, 赵财胜, 李向前, 侯可军, 潘怀军. 2009. 鄂东南铜绿山矿田夕卡岩型铜铁金矿床的辉钼矿  $Re-Os$  同位素年龄及其地质意义. 矿床地质, 28(3): 227–239
- 谢应雯, 张玉泉. 1987. 横断山不同成因类型花岗岩类岩石中黑云母的标型特征. 矿物学报, 7(3): 245–254
- 徐克勤等. 1989. 华南花岗岩类的成因系列和物质来源. 南京大学学报(地球科学), (3): 1–18
- 徐夕生, 范钦成, O'Reilly SY 等. 2004. 安徽铜官山石英闪长岩及其包体锆石 U-Pb 定年与成因探讨. 科学通报, 49(18): 1883–1891
- 薛迪康, 葛宗侠, 张宏泰, 胡惠民, 杨明银. 1997. 鄂东南铜金矿床成矿模式与找矿模型. 武汉: 中国地质大学出版社, 161–169
- 薛怀民, 董树文, 简平. 2006. 大别山造山带前陆阳新二长质侵入体的矿物化学、地球化学与锆石 SHRMP 定年. 中国科学(D 辑), 36(2): 133–142
- 闫峻, 陈江峰, 喻钢, 钱卉, 周泰禧. 2003. 长江中下游晚中生代中基性岩的铅同位素特征: 富集地幔的证据. 高校地质学报, 9(2): 195–206
- 杨志刚. 2007. 铜绿山铜铁矿床岩浆岩与成矿关系探讨. 科技资讯, 30–31
- 翟裕生, 姚书振, 林新多, 周珣若, 万天丰, 金福全, 周永桂. 1992. 长江中下游地区铁铜(金)成矿规律. 北京: 地质出版社, 235
- 张旗, 王焰, 钱青, 杨进辉, 王元龙, 赵太平, 郭光军. 2001. 中国东部中生代埃达克岩的特征及其构造成矿意义. 岩石学报, 17(2): 236–244
- 周涛发, 岳书仓, 袁峰, 刘晓东, 赵勇. 2000. 长江中下游两个系列铜、金矿床及其成矿流体系统的氢、氧、硫、铅同位素研究. 中国科学(D 辑), 30(增刊): 122–128
- 周涛发, 范裕, 袁峰. 2008. 长江中下游成矿带成岩成矿作用研究进展. 岩石学报, 24(8): 1665–1678