

安徽宣城茶亭铜金矿床赋矿石英闪长玢岩 锆石U-Pb年龄及岩石成因

江峰¹, 徐晓春^{1*}, 钱仕龙², 王蒙¹, 杨前国², 李凯²

1. 合肥工业大学资源与环境工程学院, 合肥 230009; 2. 安徽省地质矿产勘查局322地质队, 马鞍山 243000

摘要: 安徽宣城茶亭Cu-Au矿床是长江中下游成矿带内新发现的一个斑岩型矿床。文章对该矿床赋矿石英闪长玢岩进行了锆石LA-ICP-MS U-Pb同位素年龄及岩石主量与微量元素、Sr-Nd同位素和锆石Lu-Hf同位素分析,旨在探讨其岩浆起源和岩石成因。锆石U-Pb同位素年龄测定结果显示,赋矿石英闪长玢岩形成年龄为 137.8 ± 1.3 Ma (MSWD=0.72),为早白垩世岩浆活动的产物。岩石主量元素显示其具富碱富钠特征,为亚碱性准铝质高钾钙碱性系列岩石。岩石微量元素显示其富集大离子亲石元素K、Rb、Sr、Ba和轻稀土元素,弱富集Zr和Hf,亏损高场强元素Nb、Ta、Ti等,稀土元素配分型式表现为无明显Eu异常。岩石($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)值介于0.706403~0.707903之间, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值介于-7.4~-13.3之间($t=137.8$ Ma)。锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为-4.25~-11.75($t=137.8$ Ma)。主量元素、微量元素、Sr-Nd同位素和锆石Hf同位素地球化学特征均指示,赋矿石英闪长玢岩可能是富集岩石圈地幔与扬子下地壳物质部分熔融形成的岩浆混合后侵位的产物。对比长江中下游成矿带断隆区和断凹区侵入岩发现,宣城茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩与长江中下游成矿带断凹区(宁芜、庐枞矿集区等)侵入岩,无论是岩石主量与微量元素地球化学特征还是同位素地球化学特征都存在一定差异,而与断隆区(铜陵矿集区)赋矿岩浆岩表现出一致性,暗示宣城茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩与长江中下游成矿带断隆区岩浆岩有着基本一致的成岩物质来源和岩石成因机制,是富集岩石圈地幔熔融岩浆及其引起的下地壳物质部分熔融岩浆发生岩浆混合作用并伴随着一定程度的分离结晶作用进而浅成侵位形成。

关键词: 岩石成因; U-Pb年龄; Sr-Nd-Hf同位素; 斑岩铜金矿床; 安徽宣城茶亭

中图分类号: P597.3; P618.51

文献标识码: A

文章编号: 1006-7493 (2017) 04-0591-15

Zircon U-Pb Age and Genesis of the Ore-bearing Quartz-dioritic Porphyries in the Chating Cu-Au Ore Deposit, Xuancheng City, Anhui Province

JIANG Feng¹, XU Xiaochun^{1*}, QIAN Shilong², WANG Meng¹, YANG Qianguo², LI Kai²

1. School of Resources and Environmental Engineering, Hefei University of Technology, Hefei 230009, China;

2. No. 322 Geological Team Bureau of Geology and Mineral Exploration of Anhui Province, Ma'anshan, 243000, China

Abstract: The Chating Cu-Au deposit in the Xuancheng City of Anhui Province is a newly discovered porphyry deposit in the Middle and Lower Yangtze River Valley Metallogenic Belt (MLYB) during recent years. In this paper, we conducted zircon LA-ICP-MS U-Pb dating, major elements, trace elements (including REEs), Sr-Nd isotopes and zircon Hf isotope study on the ore-bearing quartz-dioritic porphyritic intrusive rocks from the drilling holes of the ore deposit, in order to reveal its geological and geochemical characteristics, and to discuss petrogenesis of the rocks. The zircon U-Pb age for the ore-bearing quartz-dioritic porphyry is $137.8 \pm$

收稿日期: 2017-02-18; 修回日期: 2017-02-28

基金项目: 国家自然科学基金(41472066); 安徽省国土资源科技项目(2014K3)资助

作者简介: 江峰, 男, 1991年生, 硕士研究生, 矿物学岩石学矿床学专业; E-mail: jiang_sam@yeah.net

*通讯作者: 徐晓春, 男, 1961年生, 教授, 博导, 主要从事岩浆岩石学和矿床学教学和研究; E-mail: xuxiaochun@sina.com

1.3 Ma (MSWD=0.72), suggesting that it was generated during Early Cretaceous. The ore-bearing quartz-dioritic porphyries have high contents of alkalinity, especially with Na enrichment, and can be grouped into sub-alkaline and high-K calc-alkaline series. They are enriched in light rare earth elements and large ion lithophile elements (e. g., K, Rb, Sr, Ba), depleted in high field strength elements (e. g., Nb, Ta, Ti), and show un conspicuous negative Eu anomalies. These rocks have $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratios ranging from 0.706403 to 0.707903, show low $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ values ranging from -7.4 to -13.3, and with variable zircon $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values of -4.25~-11.75 ($t=137.8$ Ma). Compared with the igneous rocks in other districts along the MYLB, the geochemical features and the emplacement ages of the ore-bearing rocks from the Chating Cu-Au ore deposit are quite different from those in the fault depression zone (e. g., the Ningwu and the Luzong basins). Rather, they are much similar to those in the fault uplift zone (e. g., the Tongling ore concentrated area). According to the above geological and geochemical characteristics, it is concluded that the magma of the ore-bearing quartz-dioritic porphyries were generated by mixing of enriched lithospheric mantle-derived magma and lower crust-derived magma. They might have experienced the same petrogenetic process as those of the Tongling ore concentrated area in the fault uplift of MYLB, that is, the magmas were originated from partial melting of enriched lithospheric mantle and the induced partial melting of lower crust. The both magmas mixed in the deep magma chamber, thus generated the parent magma of the quartz dioritic porphyries. The parent magmas may also be contaminated by upper crust materials and suffered a certain degree of fractional crystallization before emplaced in a shallow depth.

Key words: petrogenesis; U-Pb ages; Sr-Nd-Hf isotopes; porphyry Cu-Au deposit; Chating, Xuancheng, Anhui province

Corresponding author: XU Xiaochun, Professor; E-mail: xuxiaoch@sina.com

长江中下游成矿带是中国重要的矿产资源基地,区内矿床类型多样,发育的金属矿床类型主要为斑岩—矽卡岩型 Cu-Au 多金属矿床和玢岩型 Fe (S) 矿床,相关研究已有大量成果报道(宁芜研究项目编写小组,1978;常印佛和刘学圭,1983;李文达,1989;常印佛等,1991;翟裕生等,1992;唐永成等,1998;周涛发等,2008;毛景文等,2009;徐晓春等,2014)。安徽宣城茶亭 Cu-Au 矿床是在长江中下游成矿带安徽东南部宣城—南陵盆地中新发现的斑岩型铜金矿床,初步勘探表明其有望达到大型规模。迄今为止该区仍以找矿勘探工作为主,相关研究工作匮乏。本文在前人勘探工作基础上,对该矿床赋矿石英闪长玢岩进行了锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素年龄、全岩主量与微量元素、锆石原位 Hf 同位素和全岩 Sr-Nd 同位素组成测定,旨在确定其元素地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素地球化学特征,并与长江中下游成矿带其它地区侵入岩进行对比,以探讨该矿床赋矿石英闪长玢岩的岩浆来源与岩石成因。

1 区域地质背景及矿床地质特征

1.1 区域地质背景

长江中下游成矿带位于扬子板块北缘、华北板块和大别造山带以南,自西向东发育有鄂东南、九瑞、安庆—贵池、庐枞、铜陵、宁芜和宁镇等大型矿集区。周涛发等(2008)根据矿床产出的构造背景将长江中下游成矿带分为断隆区、断凹区以及隆凹

过渡区三种类型。其中,断隆区主要发育以高钾钙碱性为主的中酸性侵入岩,代表性矿集区有鄂东南、九瑞、安庆—贵池和铜陵等,矿床类型以斑岩型—矽卡岩型 Cu-Au 矿床为主(杜建国等,2003;杨晓勇,2006;毛景文等,2009;徐晓春等,2014;范子良等,2016)。成岩成矿年代学研究表明,断隆区侵入岩及相关矿床形成于 146~135 Ma 之间,且矿体围岩多为灰岩地层,这便造就了断隆区独具特色的斑岩型—矽卡岩型多金属矿床的发育。断凹区以宁芜、庐枞、繁昌、溧水、溧阳、怀宁、金牛等火山岩盆地为代表,主要发育橄榄安粗岩质火山一次火山岩和高钾钙碱性侵入岩,代表性矿集区有宁芜、庐枞和宁镇等,矿床类型主要为玢岩型 Fe 矿床(宁芜玢岩铁矿编写组,1978),已报道的断凹区火山岩和侵入岩的成岩年龄为 134~123 Ma (谢桂青等,2006;周涛发等,2010)。相比于断隆区,断凹区火山岩和侵入岩的成岩年龄稍小,但断隆区的侵入岩与断凹区的火山岩和侵入岩均为燕山期岩浆活动的产物。

1.2 矿床地质特征

宣城茶亭 Cu-Au 矿床位于敬亭山—狸桥复背斜之次级新河庄背斜西北侧。矿区西北部出露白垩系上统宣南组红色砂砾岩,东南部是由浅海相、滨海相碎屑岩为主的志留系、泥盆系和以碳酸盐岩为主的二叠系及下三叠统组成的新河庄背斜。该背斜为一复式背斜,呈北东向展布,北西翼局部倒转,构成区域上北东向延伸的茅山推覆体(徐学思

和胡连英, 2001)或茅山断裂带(黄润生和曹建忠, 2010; 付萍杰等, 2015)的西南段。赋矿石英闪长玢岩侵入体在矿床地表几乎没有出露, 其与矿区西南部出露的石英闪长玢岩体的关系尚不明确(图 1)。本文对茶亭 Cu-Au 矿床若干钻孔岩芯进行了系统观察和编录, 发现赋矿石英闪长玢岩蚀变较强, 以钾化和黄铁绢英岩化为主, 矿石矿物主要为黄铜矿和黄铁矿, 局部有磁铁矿和辉钼矿等, 呈细粒浸染状和细脉—网脉状产出, 偶见团块状, 显示出典型的斑岩型矿化特征。

2 样品采集与分析方法

2.1 样品采集及样品特征

石英闪长玢岩样品采自宣城茶亭 Cu-Au 矿床 ZK4502 钻孔和 ZK3702 钻孔岩芯(图 2), 其中编号为 201~204 的样品分别采自钻孔 ZK4502 孔深 918 m、930 m、1228 m 和 1414 m 处, 编号为 205 和 206 的样品采自钻孔 ZK3702 孔深 835 m 和 848 m 处。岩石呈灰绿色, 斑状结构, 块状构造(图 3)。斑

晶含量 60%~65%, 其中斜长石占 40%~55%, 角闪石 12%~15%, 钾长石 5%~8%, 亦可见少量黑云母和石英(3%~5%)。斜长石呈自形一半自形长板状, 粒径 0.5~3.0 mm, 可见环带结构, 发育聚片双晶; 角闪石常见较为自形的菱形或六边形切面, 粒径 1~2 mm; 钾长石多呈它形粒状。基质含量约 35%~40%, 以斜长石(20%~25%)为主。岩石普遍遭受碳酸盐化蚀变, 斑晶斜长石绢云母化、角闪石绿泥石化, 基质硅化强烈。

2.2 分析方法

锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年在合肥工业大学 LA-ICP-MS 实验室完成, 使用仪器为激光-电感耦合等离子质谱仪, 实验测定的锆石标样结果和误差与推荐值一致。主量与微量元素分析样品是在岩相学观察基础上选择新鲜的岩芯标本, 相关分析工作在广州澳实分析检测有限公司完成。

全岩 Sr、Nd 同位素分析在中国科学技术大学放射性成因同位素地球化学实验室完成, Sr 和 Nd 同位素的化学提纯在中国科学技术大学放射性成因

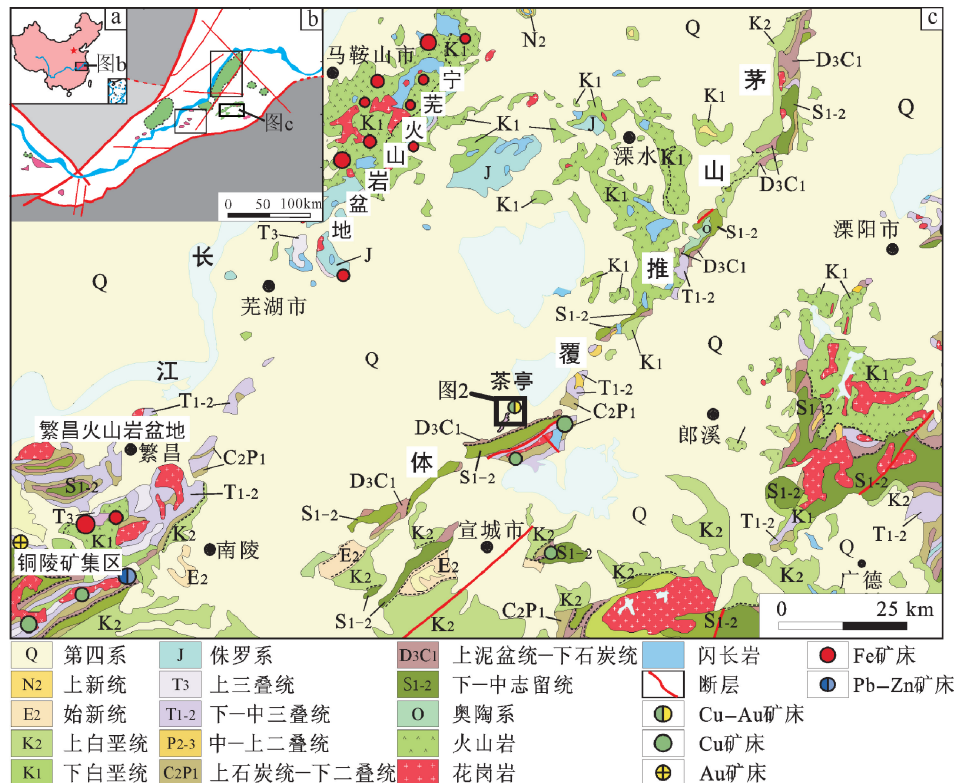


Fig. 1 Regional geological map of the Chating Cu-Au ore deposit

①南京地质矿产研究所(2008)和 1:750 000 长江中下游地区区域地质图综合。

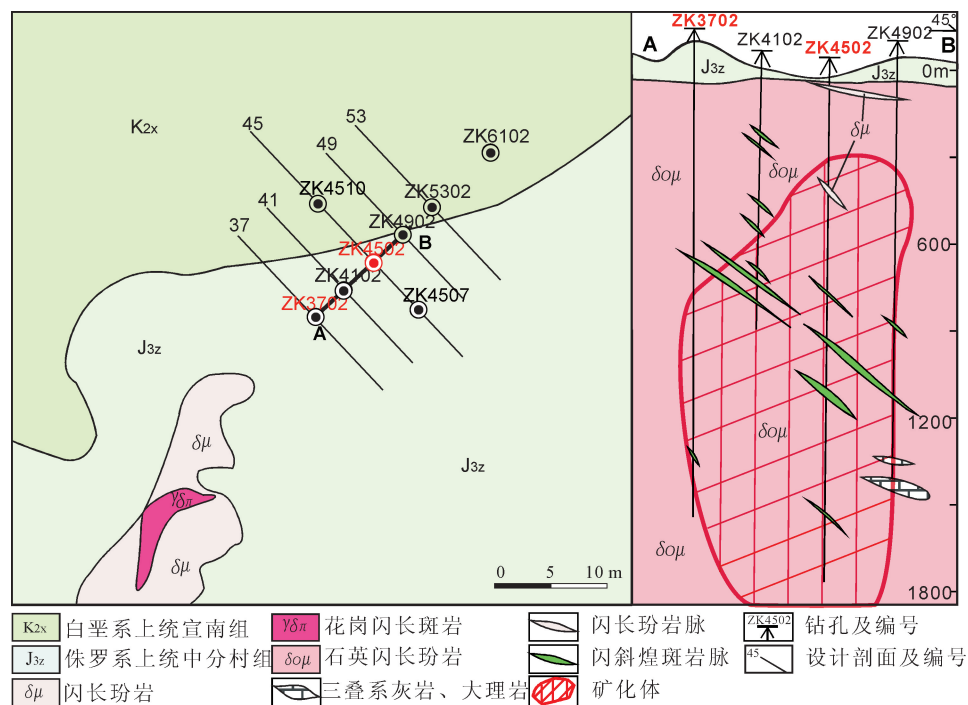
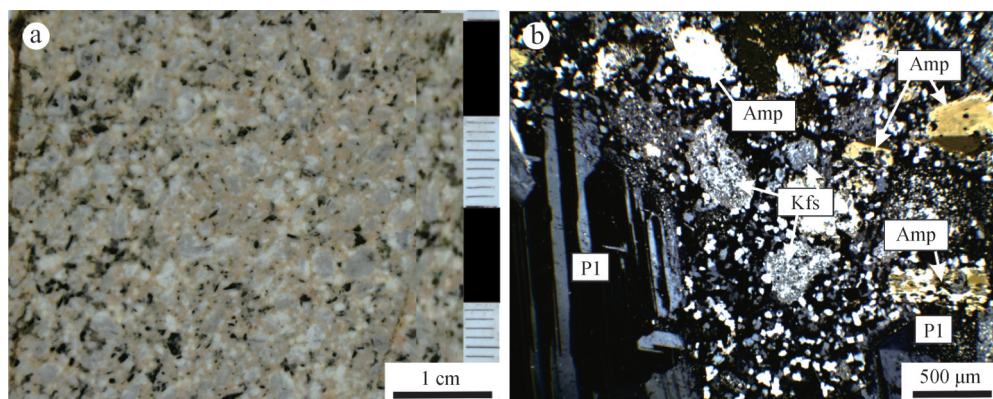


图2 安徽宣城茶亭铜金矿床平面地质图及A-B钻孔剖面图(据安徽省地矿局322地质队)^{①②}

Fig. 2 Planar geological map of the Chating Cu-Au ore deposit and A-B drill geology profile



a: 岩芯标本照片; b: 显微岩相照片(正交偏光); Pl: 斜长石, Amp: 角闪石, Kfs: 钾长石

a: Photographs of drill core specimens; b: Microphotomicrographs of quartz-dioritic porphyry (crossed polarized light); Pl: plagioclase; Amp: amphibole; Kfs: K feldspar

图3 宣城茶亭铜金矿床赋矿石英闪长玢岩岩相学特征

Fig. 3 Petrographic characteristics of the ore-bearing quartz-dioritic porphyries from the Chating Cu-Au ore deposit, Xuancheng City

同位素超净实验室进行。同位素比值的测试在热电离质谱计上完成。仪器运行条件及详细的同位素分析流程见Chen等(2007)。

锆石 Hf 同位素在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进

行测试,仪器为 Neptune 多接收等离子质谱和 New wave UP213 紫外激光剥蚀系统 (LA-MC-ICP-MS), Hf 同位素测定选取在 U-Pb 测年分析点的环带对应位置进行。相关仪器运行条件及详细分析流程见侯可军等(2007)。

① 安徽省地矿局. 2014. 安徽省宣州区茶亭铜多金属矿区地形(基岩)地质图。

② 安徽省地矿局. 2016. 内部勘探、钻孔实测资料。

3 分析结果

3.1 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄

本次测年所选锆石均为岩浆结晶锆石, 锆石 CL 图像显示其呈自形晶, 晶型完好, 以柱状为主, 多具岩浆结晶环带(图4)。锆石 Th/U 值 0.44~1.70(平均为 0.66), Th/U 平均值均大于 0.4(表1), 表明其属于典型岩浆结晶锆石(Hermann et al., 2001)。结果显示, 石英闪长玢岩的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 137.8 ± 1.3 Ma (MSWD=0.72), 为早白垩世岩浆活动产物。

3.2 主量元素

宣城茶亭 Cu-Au 矿床赋矿石英闪长玢岩主量元素分析结果见表2。岩石 SiO_2 含量为 58.4%~60.8%, 属中性侵入岩。 Al_2O_3 含量为 15.2%~15.8%, 全碱含量($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$)为 7.30%~8.30%, 且 $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$, 显示岩石富碱富钠。在硅碱图解上(图5a), 投点落在亚碱性系列范围内。在 AFM 图解中(图5b)落在钙碱性区域内, 且靠近 AF 侧而远离 FM 侧, 显示岩石富碱而贫铁镁。在 SiO_2 - K_2O 图解上(图5c), 投点主要落在高钾钙碱性系列与钾玄岩系列的过渡区域。基于显微岩相学观察和研究, 赋矿石英闪长玢岩普遍发育着不同程度的碱质交代及碳酸盐化热液蚀变作用, 导致 Na_2O 和 K_2O 含量发生变化, 钾长石化导致样品数据点落入钾玄岩系列, 但其总体仍属高钾钙碱性系列, 碳酸盐化蚀变使得赋矿石英闪长玢岩烧失量(LOI)偏大(表2)。岩石 $\text{A}/\text{CNK} < 1$, $\text{A}/\text{NK} > 1$, 在 A/CNK - A/NK 图解上落入准铝质岩石区域(图5d)。

3.3 微量元素

茶亭 Cu-Au 矿床赋矿石英闪长玢岩微量元素分析结果见表2。从表中数据可以看出, 石英闪长玢岩 Sr 含量为 595×10^{-6} ~ 1295×10^{-6} , 平均含量为 874.8×10^{-6} ; Nb 含量为 5.90×10^{-6} ~ 8.50×10^{-6} , 平均为 7.74×10^{-6} 。岩石整体表现出大离子亲石元素(Rb、Th、Ce、Zr 和 Hf 等)含量高, 高场强元素(Ta、Nb、Ti 等)含量较低的特征。微量元素原始地幔标准化蛛网图(图6b)呈明显的右倾趋势, 且 La、Sr、K 强富集, Zr 和 Hf 弱富集, Nb、Ta、Ce 和 Ti 强亏损, Nd 弱亏损。赋矿石英闪长玢岩稀土总量 ΣREE 中等偏低, 为 75.4×10^{-6} ~ 125×10^{-6} , LREE/HREE 比值为 9.39~11.5, 平均 10.8; La_N/Yb_N 值为 11.1~13.7, 平均值为 12.5; La_N/Sm_N 值介于 3.86~4.49 之间, 平均值为 4.25; Gd_N/Lu_N 值介于 1.4~1.56, 平均值为 1.46, 说明茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩具有轻重稀土分馏明显, 且轻稀土内部分馏程度大于重稀土内部分馏、无铕异常或具非常弱的铕异常($\delta \text{Eu} = 0.87 \sim 1.06$)的特点, 在稀土元素球粒陨石标准化配分模式图上(图6a), 各样品呈一致的右倾曲线。

3.4 锆石 Hf 同位素

宣城茶亭 Cu-Au 矿床赋矿石英闪长玢岩锆石 Hf 同位素测试结果见表3。Hf 同位素组成显示出较大的变化范围: $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282362 \sim 0.282501$, 平均 0.282441, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = -4.25 \sim -11.75$ ($t = 137.8$ Ma), 平均为 -8.81, $t_{\text{DM2}} = 1.2 \sim 1.58$ Ga; 其 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 频谱图表现出“单峰”正态分布特征(图7a), 且介于富集岩石圈地幔和 2.5 Ga 下地壳岩石的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 组成之间, 暗示茶亭 Cu-Au 矿床赋矿石英闪长玢岩可能是这两种端元

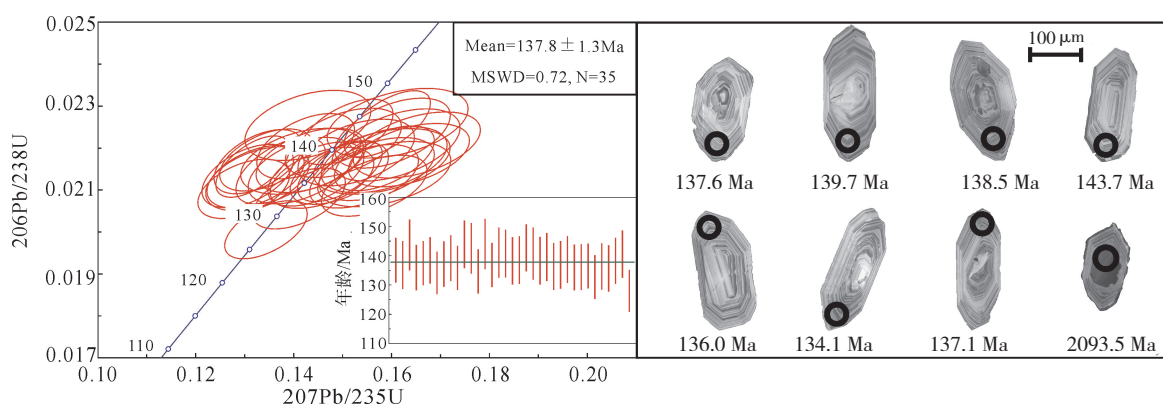


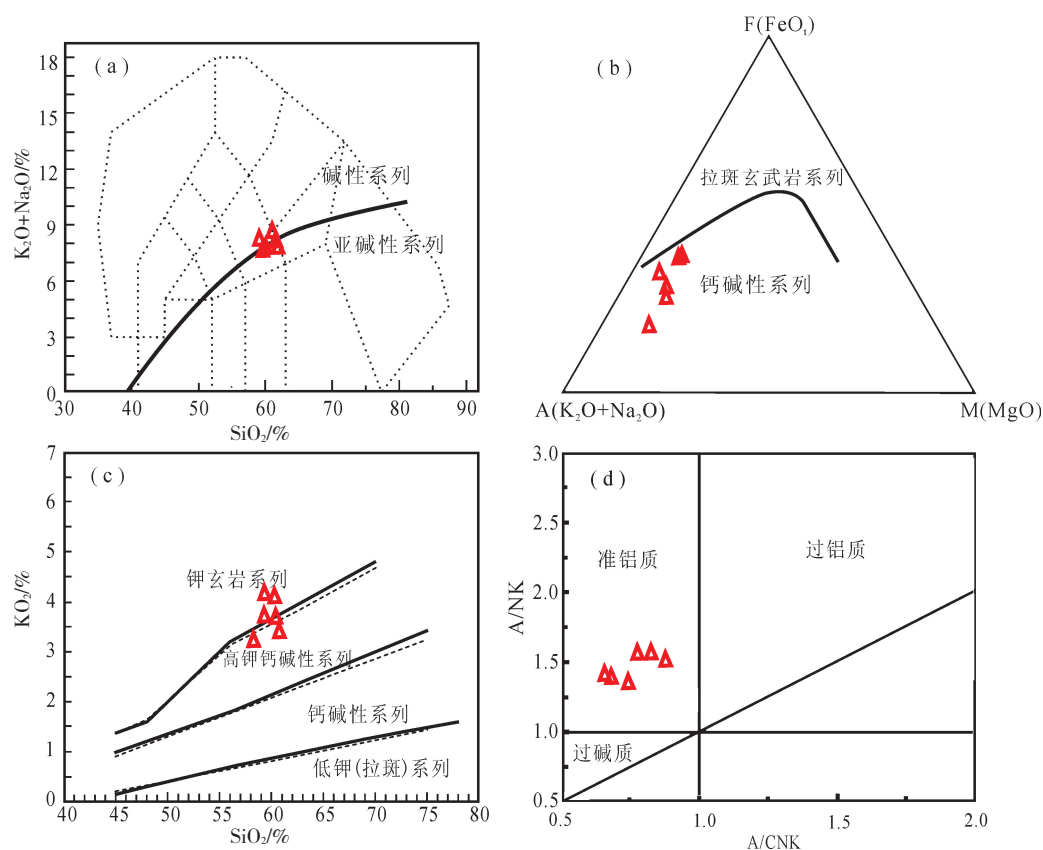
图4 宣城茶亭铜金矿床赋矿石英闪长玢岩锆石 U-Pb 谐和图及锆石 CL 照片

Fig. 4 U-Pb isotopic concordant diagram and CL images of zircons from the ore-bearing quartz-dioritic porphyries of the Chating Cu-Au ore deposit, Xuancheng City

表2 宣城茶亭铜金矿床赋矿石英闪长玢岩主量元素(%)和微量元素($\times 10^{-6}$)分析结果Table 2 Analytical results of major (%) and trace element compositions ($\times 10^{-6}$) of ore-bearing quartz-dioritic porphyries from the Chating Cu-Au ore deposit, Xuancheng City

元素	201	202	203	204	205	206
SiO ₂	60.3	60.8	59.4	60.5	58.4	59.3
TiO ₂	0.49	0.52	0.51	0.49	0.48	0.48
Al ₂ O ₃	15.2	15.8	15.3	15.5	15.2	15.4
^T Fe ₂ O ₃	4.14	5.93	5.94	2.35	4.26	4.43
MnO	0.06	0.09	0.10	0.07	0.11	0.07
MgO	1.64	1.56	1.57	1.48	1.52	0.97
CaO	4.72	4.03	4.71	6.73	6.07	5.41
Na ₂ O	4.25	4.20	3.30	4.38	4.69	3.65
K ₂ O	4.05	3.38	4.16	3.66	3.19	3.65
P ₂ O ₅	0.24	0.22	0.23	0.23	0.24	0.23
BaO	0.11	0.05	0.04	0.12	0.10	0.08
SO ₃	1.69	0.26	0.67	2.41	4.27	2.14
LOI	2.72	3.88	4.31	1.61	4.70	5.87
TOTAL	99.8	99.9	99.7	99.6	99.1	99.6
K ₂ O+Na ₂ O	8.30	7.58	7.46	8.04	7.88	7.30
Mg [#]	36.8	28.3	28.4	39.7	35.0	25.2
A/CNK	0.76	0.88	0.83	0.66	0.68	0.78
A/NK	1.34	1.50	1.54	1.39	1.36	1.54
Ba	919	546	379	980	877	607
Rb	78.0	189	104	50.3	53.2	32.5
Sr	854	1295	595	888	796	821
Y	13.1	17.8	9.30	12.7	13.1	12.3
Zr	122	174	92.0	99.0	112	115
Nb	8.50	7.90	5.90	8.40	7.80	7.40
Th	6.86	7.86	4.86	7.05	6.64	5.28
Ni	3.00	3.10	2.30	2.20	3.50	2.60
V	63.0	85.0	55.0	53.0	65.0	66.0
Cr	20.0	20.0	20.0	20.0	90.0	50.0
Hf	2.80	4.30	2.20	2.70	2.90	2.80
Ta	0.60	0.50	0.50	0.60	0.60	0.60
Co	6.70	7.50	7.20	4.70	7.50	6.20
U	1.61	2.46	1.01	1.59	2.09	1.51
La	22.8	16.1	15.0	24.4	29.0	24.3
Ce	42.5	30.3	29.8	46.9	54.1	46.3
Pr	4.5	3.27	3.22	5.03	5.86	5.05
Nd	17.7	12.8	12.8	18.6	21.2	18.3
Sm	3.01	2.26	2.23	3.12	3.80	3.20
Eu	0.94	0.74	0.59	1.01	1.19	1.06
Gd	2.59	1.96	1.82	2.74	3.07	2.79
Tb	0.37	0.30	0.27	0.38	0.46	0.39
Dy	2.16	1.90	1.50	2.22	2.45	2.22
Ho	0.44	0.37	0.32	0.45	0.50	0.43
Er	1.26	1.06	0.94	1.40	1.47	1.29
Tm	0.21	0.16	0.14	0.20	0.25	0.21
Yb	1.31	1.04	0.93	1.35	1.55	1.45
Lu	0.23	0.18	0.17	0.23	0.28	0.25
Sr / Y	65.2	72.8	64.0	69.9	60.8	66.7
ΣREE	100	72.4	69.7	108	125	107
LREE	91.5	65.5	63.6	99.1	115	98.2
HREE	8.57	6.97	6.09	8.97	10.03	9.03
LREE / HREE	10.7	9.39	10.5	11.0	11.5	10.9
La _N / Yb _N	12.5	11.1	11.6	13.0	13.4	12.0
La _N / Sm _N	4.34	4.09	3.86	4.49	4.38	4.36
Gd _N / Lu _N	1.47	1.42	1.40	1.56	1.43	1.46
δEu	1.00	1.05	0.87	1.03	1.03	1.06
δCe	0.97	0.97	1.00	0.98	0.96	0.97

注: 201, 202~206 为样品号 $Mg^{\#} = Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+}) \times 100$; $A/CNK = [Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)]$ (mol %); $A/NK = [Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)]$ (mol %); LREE 为 La-Eu 含量之和; HREE 为 Gd-Lu 含量之和; $\delta Eu = [2 \times Eu_N / (Sm_N + Gd_N)]$; $La_N / Yb_N = (La / La_N) / (Yb / Yb_N)$; 标准化数据引自 Wakita et al., 1971



a: TAS图解(底图据 Middlemost, 1994; 碱性系列和亚碱性系列分界线据 Irvine and Baragar, 1971);
 b: AFM图解(底图据 Irvine and Baragar, 1971); c: SiO_2 - K_2O 图解(底图据 Ewart, 1982);
 d: A/NK - A/CNK 图解(底图据 Maniar, 1989)
 a: TAS plot(after Middlemost, 1994); b: AFM triangle plot(after Irvine and Baragar, 1971);
 c: SiO_2 versus K_2O plot(after Ewart, 1982); d: A/NK versus A/CNK plot(after Maniar, 1989)

图5 宣城茶亭铜金矿床赋矿石英闪长玢岩岩石化学图解

Fig. 5 Petrochemical diagrams of the ore-bearing quartz-dioritic porphyries from the Chating ore deposit, Xuancheng City

组分共同作用的结果。在 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ - t 图解上(图7b), 数据点均落在球粒陨石演化线之下, 2.5 Ga地壳演化线之上, 且相对集中, 呈弱富集的特点。

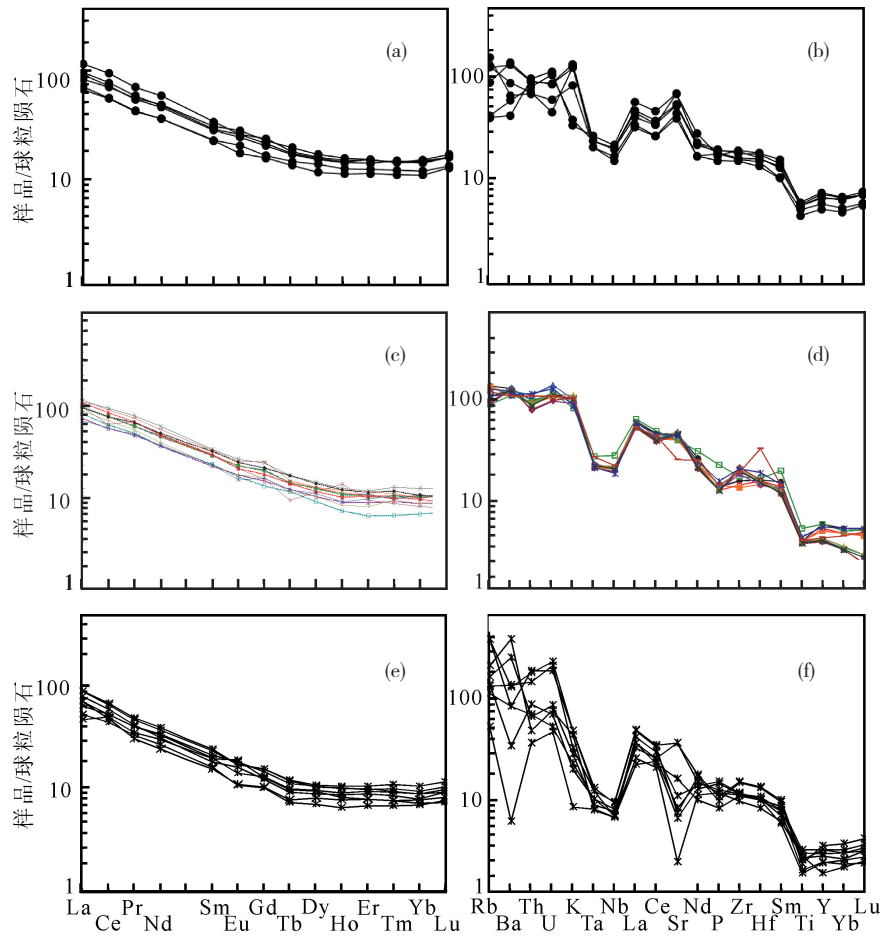
3.5 Sr-Nd同位素

茶亭 Cu-Au 矿床赋矿石英闪长玢岩的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i值介于 0.706403~0.707903 之间, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值介于 -7.4~-13.3($t=137.8$ Ma)之间(表4)。在($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i- $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图上(图8), 投点均落在第四象限, 且在地幔演化阵列与扬子上地壳和扬子下地壳之间, 靠近岩石圈地幔的区域, 暗示该岩石的源区物质以岩石圈地幔为主, 但不同程度地混入了扬子上下地壳的物质。其中 206 号样品投点更靠近下地壳端元, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i=0.707903, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)=-13.3$, 检查该样品发现其发育一定程度矽卡岩化, 因此可能是热液蚀变导致了围岩组份混入所致。

4 讨论

4.1 与长江中下游成矿带其它地区对比

长江中下游成矿带中的火山岩集中发育于断凹区的火山岩盆地中, 同时也出露少量侵入岩。已报道的同位素年代学研究结果表明, 断凹区火山—侵入岩浆作用主要发生于 134~123 Ma 之间(谢桂青等, 2006; 周涛发等, 2008)。宣城茶亭 Cu-Au 矿床广泛分布中分村组火山岩, 同位素地质年龄为 130 Ma±(本课题组数据, 另文发表; 图1), 与断凹区火山岩为同一时期岩浆喷发的产物。茶亭 Cu-Au 矿床赋矿石英闪长玢岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素年龄为 137.8 ± 1.3 Ma, 明显大于断凹区发育的侵入岩年龄(134~123 Ma)(侯可军和袁顺达, 2010; 胡劲平和蒋少涌, 2010), 而与铜陵、九瑞、安庆—贵



a, c, e 为稀土元素球粒陨石标准化配分模式图; b, d, f 为微量元素原始地幔标准化蛛网图;
a, b 为宣城茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩样品(本文); c, d 为铜陵矿集区侵入岩,数据引自徐晓春等(2012);
e, f 为宁芜矿集区侵入岩,数据引自王丽娟等(2014)
a, c, e: Chondrite-normalized REE patterns; b, d, f: Trace element spidergrams;
a, b: ore-bearing rocks from the Chating ore district; c, d: intrusive rocks from the Tongling ore-concentrated area; e, f: intrusive rocks from Ningwu ore-concentrated area

图6 宣城茶亭铜金矿床赋矿石英闪长玢岩稀土元素分布模式和微量元素蛛网图及其与区域侵入岩对比
Fig. 6 Chondrite-normalized REE distribution-patterns and primitive mantle normalized trace element spidergram for the ore-bearing quartz-dioritic porphyries from the Chating Cu-Au ore deposit in Xuancheng City, and comparison with the those of the regional intrusive rocks

池等断隆区侵入岩年龄(147~135 Ma)(毛景文等, 2004; 杨晓勇, 2006; 徐晓春等, 2008, 2012)相近, 指示茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩与断隆区侵入岩为同时期岩浆活动的产物。

在主要元素特征方面,断凹区侵入岩具有由高钾钙碱性系列向橄榄安粗岩(钾玄岩)系列演化的趋势(周涛发等, 2010; 王丽娟等, 2014),断隆区(如铜陵地区)侵入岩主要为高钾钙碱性系列岩石。茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩主要元素特征表现其为高钾钙碱性系列岩石,显示出与断隆区侵入岩的岩石类型相同而与断凹区侵入岩存在一定的

差异。在微量元素方面,断凹区(宁芜、庐枞等地区)侵入岩具有富集 Zr、Hf、Ce, 亏损大离子亲石元素 Sr、K 等特征(王丽娟等, 2014),隆起区(铜陵矿集区)岩浆岩具有富集大离子亲石元素 Sr、K, 亏损轻稀土元素 Ce, 高场强元素 Zr 和 Hf 表现出既有富集也有亏损等特征(徐晓春等, 2012);茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩具有富集大离子亲石元素 Sr、K 总体呈富集状态,亏损高场强元素 Ce, Zr、Hf 呈弱富集状态(图 6b);在稀土元素特征方面,铜陵矿集区侵入岩及茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩轻重稀土比值(La_N/Yb_N)平均值均大于 10, 分别为 16.0 和 12.5

表3 宣城茶亭铜金矿床赋矿石英闪长玢岩锆石Hf同位素分析结果

Table 3 Analytical results of zircon Hf isotopic compositions of the ore-bearing quartz-dioritic porphyries from the Chating Cu-Au ore deposit, Xuancheng City

测点	年龄/Ma	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$t_{\text{DMT}}(\text{Ga})$	$t_{\text{DMT}}(\text{Ga})$	f_{Hf}/Hf
01	143.3	0.061121	0.001677	0.001091	0.000023	0.282391	0.000023	-13.48	-10.56	1.22	1.52	-0.97
02	137.6	0.041398	0.000503	0.000733	0.000004	0.282486	0.000023	-10.12	-7.16	1.08	1.35	-0.98
03	143.7	0.055764	0.001037	0.000994	0.000012	0.282446	0.000024	-11.52	-8.59	1.14	1.42	-0.97
04	149.7	0.099226	0.001065	0.001825	0.000009	0.282489	0.000025	-10.01	-7.16	1.10	1.35	-0.95
05	138.5	0.054757	0.000415	0.000977	0.000004	0.282399	0.000024	-13.20	-10.27	1.20	1.51	-0.97
06	136.0	0.091090	0.002694	0.001698	0.000044	0.282393	0.000024	-13.41	-10.54	1.24	1.52	-0.95
07	138.4	0.042203	0.000239	0.000774	0.000002	0.282366	0.000022	-14.36	-11.41	1.24	1.57	-0.98
08	137.5	0.067721	0.000552	0.001244	0.000005	0.282501	0.000023	-9.57	-6.66	1.07	1.32	-0.96
09	134.1	0.077613	0.000167	0.001418	0.000008	0.282436	0.000024	-11.88	-8.99	1.17	1.44	-0.96
10	137.1	0.068179	0.001155	0.001286	0.000014	0.282488	0.000023	-10.03	-7.13	1.09	1.35	-0.96
11	135.8	0.059600	0.000359	0.001179	0.000012	0.282452	0.000024	-11.33	-8.41	1.14	1.41	-0.96
12	139.2	0.074630	0.000912	0.001327	0.000008	0.282440	0.000022	-11.74	-8.84	1.16	1.44	-0.96
13	142.5	0.076866	0.001902	0.001416	0.000024	0.282419	0.000021	-12.48	-9.59	1.19	1.47	-0.96
14	134.6	0.068754	0.001131	0.001235	0.000013	0.282491	0.000022	-9.93	-7.02	1.08	1.34	-0.96
15	136.8	0.077904	0.001610	0.001363	0.000017	0.282362	0.000022	-14.50	-11.61	1.27	1.58	-0.96
16	138.3	0.074507	0.001373	0.001378	0.000013	0.282431	0.000022	-12.06	-9.16	1.17	1.45	-0.96
17	138.5	0.081569	0.000855	0.001505	0.000008	0.282358	0.000024	-14.63	-11.75	1.28	1.58	-0.95
18	142.7	0.062525	0.000766	0.001116	0.000007	0.282492	0.000022	-9.91	-6.98	1.08	1.34	-0.97
19	141.1	0.072484	0.001324	0.001274	0.000014	0.282413	0.000022	-12.69	-9.78	1.19	1.48	-0.96
20	140.7	0.055173	0.000525	0.000967	0.000003	0.282465	0.000023	-10.87	-7.94	1.11	1.39	-0.97
21	138.7	0.074049	0.000682	0.001308	0.000005	0.282388	0.000023	-13.56	-10.66	1.23	1.53	-0.96
22	147.1	0.078104	0.001585	0.001408	0.000020	0.282448	0.000024	-11.46	-8.56	1.15	1.42	-0.96
23	136.0	0.077174	0.002393	0.001429	0.000036	0.282409	0.000021	-12.82	-9.93	1.20	1.49	-0.96
24	136.9	0.081435	0.001350	0.001452	0.000014	0.282431	0.000024	-12.08	-9.19	1.17	1.45	-0.96
25	136.1	0.087214	0.000399	0.001549	0.000014	0.282570	0.000024	-7.13	-4.25	0.98	1.20	-0.95
26	136.5	0.080282	0.001796	0.001475	0.000022	0.282422	0.000024	-12.37	-9.48	1.19	1.47	-0.96
27	136.4	0.070114	0.001822	0.001238	0.000026	0.282470	0.000022	-10.69	-7.78	1.11	1.38	-0.96
28	135.7	0.084423	0.000991	0.001501	0.000009	0.282488	0.000022	-10.06	-7.17	1.10	1.35	-0.95
29	140.6	0.077852	0.001808	0.001447	0.000027	0.282426	0.000023	-12.24	-9.35	1.18	1.46	-0.96
30	128.0	0.068225	0.001233	0.001283	0.000016	0.282452	0.000022	-11.32	-8.42	1.14	1.41	-0.96

注: 表中 $\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$ 、 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 、 $t_{\text{DMT}}(\text{Ga})$ 、 f_{Hf}/Hf 等相关参数及计算公式见吴福元等, 2007

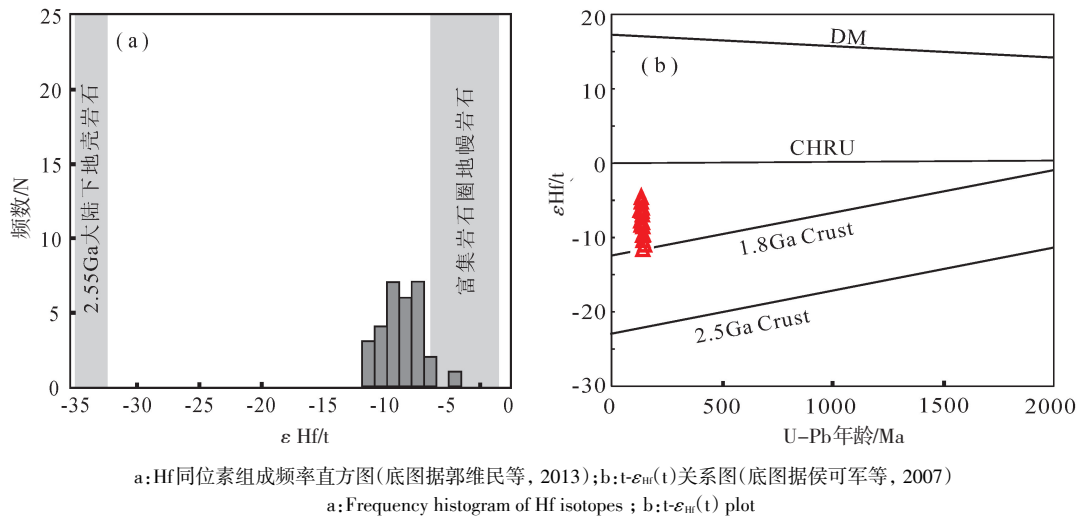


图7 宣城茶亭铜金矿床赋矿石英闪长玢岩锆石 Hf 同位素图解

Fig. 7 Zircon Hf isotope diagram of the ore-bearing quartz-dioritic porphyries from the Chating ore deposit, Xuancheng City

表4 宣城茶亭铜金矿床赋矿石英闪长玢岩 Sr-Nd 同位素分析结果

Table 4 Analytical results of Sr-Nd isotopic compositions for the ore-bearing quartz-dioritic porphyries from the Chating Cu-Au ore deposit, Xuancheng City

样号	Rb/ $\times 10^{-6}$	Sr/ $\times 10^{-6}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	Sm/ $\times 10^{-6}$	Nd/ $\times 10^{-6}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ ($t=137.8\text{ Ma}$)
201	78.0	854	0.264	0.706986	0.706469	3.01	17.7	0.1028	0.51218	0.51208	-7.4
202	80.5	682	0.342	0.707307	0.706638	2.26	12.8	0.1067	0.51212	0.51203	-8.5
203	103.5	595	0.503	0.707772	0.706 86	2.23	12.8	0.1053	0.51212	0.51203	-8.5
204	19.2	1215	0.046	0.706499	0.706409	3.38	19.1	0.1069	0.51213	0.51203	-8.4
205	18.2	1210	0.044	0.706718	0.706633	3.82	24.7	0.0935	0.51213	0.51204	-8.1
206	0.7	343	0.006	0.707915	0.707903	0.27	1.3	0.1255	0.51189	0.51178	-13.3
207	50.3	888	0.164	0.706724	0.706403	3.12	18.6	0.1014	0.51212	0.51203	-8.4

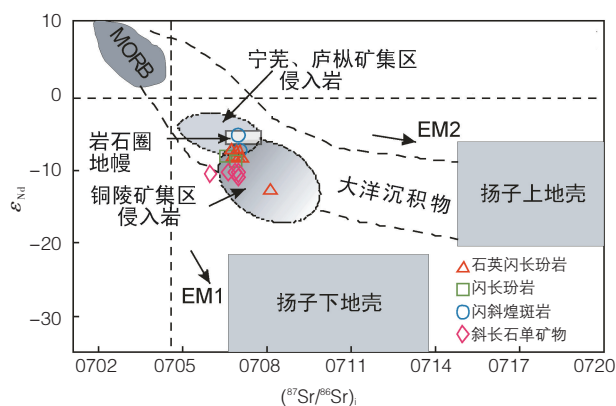
注: 计算公式及相关参数: $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1] \times 10^4$, $f_{\text{Sm}/\text{Nd}} = (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}) / (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1$, $t_{\text{DM2}} = (1/\lambda_{\text{Sm}}) \ln(1 + A)$, $A = \{ (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_s - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} - [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_s - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_c] (e^{\lambda_{\text{Sm}} t} - 1) \} / [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_c]$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.213 6$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.513 151$ (Miller and O' Nions, 1985); $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.196 7$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512 638$ (Lugmair and Marti, 1978); $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_c = 0.118$ (Jahn and condie, 1995), t 为样品结晶年龄 ($t = 137.8\text{ Ma}$), $\lambda_{\text{Sm}} = 6.54 \times 10^{-12} \text{ y}^{-1}$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.513 151$

(郭维民等, 2013; 李进文等, 2007), 而宁芜矿集区侵入岩 LREE/HREE 平均值较小, (为 9.01, 王丽娟等, 2014); 铜陵矿集区侵入岩及茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩 La_N/Sm_N 平均值分别为 4.42 和 4.25 (邵拥军等, 2003), 明显大于宁芜矿床侵入岩 La_N/Sm_N 平均值 3.68 (王丽娟等, 2014)。对比可以看出, 茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩微量元素、稀土元素特征与断凹区 (庐枞、宁芜矿集区) 侵入岩存在一定的差异 (图 4), 而与断隆区 (铜陵矿集区) 侵入岩基本一致。

在 Sr-Nd 同位素组成特征方面, 茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 关系图 (图 8) 上投

点大多落在铜陵矿集区赋矿侵入岩投点区域内, 而偏离宁芜、庐枞矿集区侵入岩投点区域, 反映茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩的岩浆源区与宁芜、庐枞矿集区内侵入岩有着一定程度的差异, 而与铜陵矿集区侵入岩物源一致。另外, 从 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 关系图 (图 8) 可以看出, 茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩较铜陵矿集区侵入岩远离地壳端元, 而更靠近地幔端元, 暗示该赋矿岩石比铜陵矿集区侵入岩有着更小比例的下地壳物质混染。

综上所述, 宣城茶亭 Cu-Au 矿床石英闪长玢岩的成岩物质来源不同于同处长江中下游成矿带中的断凹区 (宁芜、庐枞等矿集区) 侵入岩, 而与断隆



洋中脊玄武岩 (MORB) 及大洋沉积物 Sr-Nd 组成据 Hofmann, 1988, 2003, 扬子下地壳组成据 Jahn et al., 1999, 扬子上地壳组成据 Chen and Jahn, 1998, 中生代俯冲板片相关埃达克岩 Sr-Nd 同位素组成据 Defant and Kepezhinskas, 2001, 岩石圈地幔 Sr-Nd 同位素组成据 Yang et al., 2005; 宁芜、庐枞地区岩浆岩 Sr-Nd 同位素组成据袁峰等, 2008, 周涛发等, 2011; 铜陵地区岩浆岩 Sr-Nd 同位素组成范围据陈江峰等, 1993, 邢凤鸣和徐祥, 1996, 唐永成等, 1998, 王强等, 2003, 李进文, 2004, 高庚等, 2006, 谢建成, 2008, 底图据 Yang et al., 2014

The fields of Sr-Nd isotopic compositions for mid-ocean ridge basalt (MORB) and marine sediments is after Hofmann, 1988, 2003, for the Yangtze lower crust is after Jahn et al., 1999, for the Yangtze upper crust is after Chen and Jahn, 1998, for the Mesozoic slab-derived adakites is after Defant and Kepezhinskas, 2001, for the lithospheric mantle is after Yang et al., 2005, for the igneous rocks of the Ningwu and Luzong areas are from Yuan et al., 2008, Zhou et al., 2011; for the igneous rocks of Tongling area are from Chen et al., 1993; Xing and Xu, 1996; Tang et al., 1998; Wang et al., 2003; Li, 2004; Gao et al., 2006; Xie et al., 2008. The base map is after Yang et al., 2014

图8 宣城茶亭铜金矿床赋矿石英闪长玢岩
($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i- $\epsilon\text{Nd}(t)$ 图

Fig. 8 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i versus $\epsilon\text{Nd}(t)$ diagram for the ore-bearing quartz-dioritic porphyries from the Chating Cu-Au ore deposit, Xuancheng City

区 (如铜陵矿集区) 侵入岩来源一致, 为同源同期受不同程度地壳物质混染的岩浆侵位形成。

4.2 岩浆源区

宣城茶亭 Cu-Au 矿床赋矿石英闪长玢岩的主要元素 $\text{Mg}^\#$ 值较高且变化范围较大, $\text{Mg}^\#$ 值介于 39~55 之间 (表 2), 平均 55.21。前人研究表明, 典型 MORB 的值在 60 左右, 而由玄武质岩石部分熔融形成的岩石其 $\text{Mg}^\#$ 值一般 <45 (Rapp, 1997)。因此茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩的成岩物质来源用单一地幔或地壳来源都是很难解释的。茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩的微量元素组成表现出富集大离子亲石元素而亏损高场强元素特征, 前者指示成岩物质可能与富集上地幔的部分熔融有关, 而后者指示存在壳源物质的混染 (任康绪等, 2005)。茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩 Sr 含量高, 指示其具有幔源特

征, 因为高 Sr 是幔源金伯利岩、大陆碱性玄武岩和橄榄玄武岩等高钾岩石的特征 (邢凤鸣等, 1997)。茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩 Nb 平均值为 7.74×10^{-6} , 而上地幔 Nb 丰度为 6×10^{-6} , 地壳 Nb 丰度为 19×10^{-6} (黎彤, 1976), 因此茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩的 Nb 含量比地壳丰度低得多, 与上地幔 Nb 丰度非常接近, 也说明岩浆可能起源于上地幔, 同时可能受到较小程度地壳物质的混染。

宣城茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩 Y 含量在 $9.3 \times 10^{-6} \sim 17.8 \times 10^{-6}$ 之间, 平均为 13.1×10^{-6} , Sr/Y 比值介于 60.8~72.8 之间, 平均为 66.6, Al_2O_3 含量为 15.2%~15.8%, 平均为 15.4%, 显示低 Y 值 ($<18 \times 10^{-6}$)、高 Sr/Y 比值 (>46) 和高铝值 ($>15\%$) 等特征 (表 2), 与埃达克质岩石特征一致。张旗等 (2001, 2002) 提出埃达克质岩浆是由岩石圈地幔玄武质岩浆底侵到加厚的陆壳 ($>50 \text{ km}$) 底部, 导致下地壳基性岩部分熔融形成的。Yang 等 (2014) 认为, 埃达克质岩浆至少要侵位到大陆地壳 30 km 深度, 因此幔源岩浆和大陆地壳一定会发生一定程度的同化混染作用。Sun 和 McDonough (1989) 提出, 幔源岩浆在受地壳物质的混染过程中会导致岩石微量元素 Zr-Hf 产生明显的正异常, 而本区侵入岩具有较弱的 Zr-Hf 正异常特征 (图 6b), 这也很好地佐证了茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩起源于幔源岩浆受较小程度壳源物质混染的观点。

锆石 Hf 同位素组成是示踪岩浆源区和岩浆作用过程的重要证据 (侯可军等, 2010)。茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 频率直方图显示, 其 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于富集岩石圈地幔和 2.5 Ga 大陆下地壳岩石 Hf 同位素组分之间, 且呈单峰式特点 (图 7a), 指示矿床侵入岩起源于富集岩石圈地幔与下地壳部分熔融岩浆的混合。岩石 Sr-Nd 同位素组成是现今判断岩浆源区最直接有效且广泛使用的方法, 宣城茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩在 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i- $\epsilon\text{Nd}(t)$ 关系图 (图 8) 上的投点远离上地幔来源的大洋中脊玄武岩 (MORB) 区域, 而非常接近岩石圈地幔, 且介于岩石圈地幔与扬子上地壳和扬子下地壳之间, 反映原始岩浆可能是起源于富集岩石圈地幔的玄武岩浆, 同时混有部分扬子上、下地壳物质。在 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i-1/Sr 和 La-La/Sm 判别图中 (图 9), 茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩介于同化混染和分离结晶趋势之间且更偏向于同化混染作用, 显示茶亭 Cu-Au 矿床赋矿石英

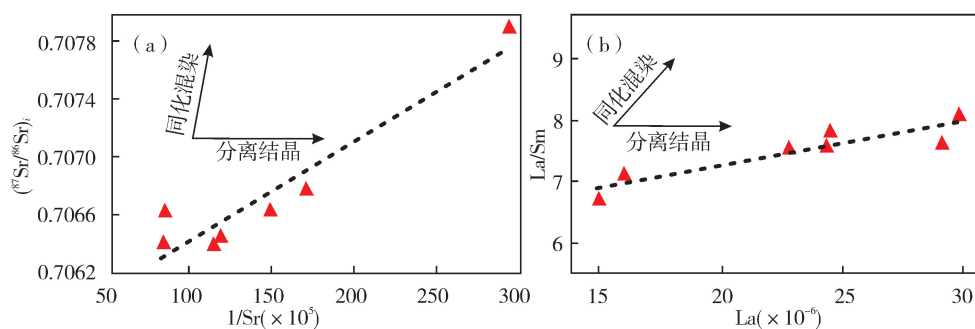


图9 宣城茶亭铜金矿床赋矿石英闪长玢岩 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ - $1/\text{Sr} (\times 10^5)$ 及 La/Sm - La 图解

Fig. 9 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ versus $1/\text{Sr} (\times 10^5)$ (a) and La/Sm versus $\text{La} (\times 10^{-6})$ (b) diagrams for ore-bearing quartz-dioritic porphyries in the Chating Cu-Au ore deposit

闪长玢岩成岩过程中遭受过同化混染作用,同时伴随一定程度分离结晶作用。在球粒陨石标准化稀土元素配分模式图(图6a)中,茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩无明显Eu异常,指示岩浆源区缺乏显著斜长石的残留,在岩浆演化过程中也不曾发生明显的斜长石的分离结晶。因此,同化混染作用可能是茶亭矿床赋矿石英闪长玢岩的主要成岩作用。

4.3 岩石成因

综上所述,安徽宣城茶亭Cu-Au矿床赋矿石英闪长玢岩与长江中下游成矿带断隆区(如铜陵矿集区)侵入岩有着一致的元素和同位素地球化学特征,而与断凹区侵入岩存在一定程度的差异,推测该赋矿石英闪长玢岩的成岩机制与铜陵矿集区侵入岩相似。已报道的铜陵等地区侵入岩成岩机制主要有以下几种观点:(1)上地幔碱性玄武质岩浆同化壳源岩石而成(常印佛等, 1991; 邢凤鸣等, 1997; 吴才来等, 2010);(2)上地幔和下地壳部分熔融形成的岩浆发生岩浆混合而成(Wu et al., 2000);(3)古老的扬子下地壳物质熔融而成(张旗等, 2001; 王元龙等, 2004);(4)幔源玄武岩岩浆、下地壳源正长岩岩浆和上地壳源花岗岩岩浆三者混合形成(狄永军等, 2005);(5)俯冲洋壳交代楔形上地幔形成的具埃达克岩特征的玄武质岩浆演化而来(Ling et al., 2011; 孙卫东等, 2010)。基于前文岩浆起源的讨论,本文研究结果支持幔源岩浆同化壳源岩浆的成岩机制。以往学者大多认为长江中下游成矿带具埃达克质特征的岩浆与中生代时期古太平洋板块(Izanaqi 板块)向亚洲板块之下俯冲形成的新生流体/熔体交代作用有关,近些年来也有学者认为流体/熔体交代岩石圈地幔发生于晋宁

期华夏地块与扬子地块的古老俯冲事件(闫峻和陈江峰, 2005; 王丽娟等, 2014),这一成岩机制和过程尚需进一步深入研究。已有研究表明,包括宣城茶亭Cu-Au矿床所处的宣城—南陵盆地在内的长江中下游成矿带,其中生代岩浆作用发生于中国东部在 T_3 - J_2 时期完成特提斯构造体制下的华北板块与扬子板块之间的碰撞并最终焊接后,转换为受太平洋构造体制制约的大陆岩石圈演化阶段(李兆鼎等, 2003; 邓晋福等, 2004; 董树文等, 2011)。晚侏罗世($165 \pm 5 \sim 145$ Ma)古太平洋板块向亚洲板块俯冲,造成中国东部受挤压整体抬升形成高原,遭受侵蚀而缺失晚侏罗世的沉积,岩石圈迅速增厚(董树文等, 1993; 张旗等, 2001)。随后进入陆内造山背景下的应力转换期($145 \sim 130$ Ma),构造应力由挤压向拉张过渡,岩石圈开始减薄,加厚岩石圈地幔熔融形成玄武质岩浆,并底侵至下地壳岩石形成埃达克质岩浆,幔源玄武质岩浆与下地壳源埃达克质岩浆上升到地壳中的深位岩浆房中发生混合作用,进而上升侵位形成该区侵入岩,成岩过程中可能同化了少量上地壳物质,并发生一定程度的分离结晶作用。

5 结论

(1) 宣城茶亭Cu-Au矿床赋矿石英闪长玢岩LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄为 137.8 ± 1.3 Ma,为中生代早白垩世岩浆活动的产物。

(2) 宣城茶亭Cu-Au矿床赋矿石英闪长玢岩富碱、富钠, $\text{Mg}^\#$ 值高,属中性准铝质高钾钙碱性系列岩石;岩石富集大离子亲石元素和轻稀土元素、亏损高场强元素、Eu异常不明显,元素和Sr-Nd-Hf同

位素组成特征与断凹区(宁芜、庐枞等火山岩盆地)发育的侵入岩不同,而与断隆区(铜陵矿集区)侵入岩基本一致。

(3)宣城茶亭Cu-Au矿床赋石英闪长玢岩的岩浆起源于加厚岩石圈地幔减压熔融,幔源玄武质岩浆上涌并诱发下地壳岩石部分熔融,幔源岩浆和壳源岩浆在地壳深部岩浆房发生混合,这一混合岩浆在上升侵位过程中还遭受同化混染作用及一定程度的分离结晶作用。

致谢:锆石Hf同位素测试得到中国地质科学院地质研究所LA-MC-ICP-MS实验室王峥老师的帮助,Sr-Nd-Pb同位素测试得到中国科学技术大学同位素实验室肖平老师的帮助,谨此致谢。

参考文献(References):

- 常印佛,刘学圭. 1983. 关于层控砂卡岩型矿床[J]. 矿床地质, 2(1): 11-20.
- 常印佛,刘湘培,吴言昌. 1991. 长江中下游铜铁成矿带[M]. 北京: 地质出版社.
- 陈江峰,周泰禧,李学明,等. 1993. 安徽南部燕山期中酸性侵入岩的源区锶、钕同位素制约[J]. 地球化学, (3): 261-268.
- 邓晋福,苏尚国,刘国春,等. 2004. 华北燕山造山带构造要素组合[J]. 高校地质学报, 10(3): 315-323.
- 狄永军,赵海玲,吴淦国,等. 2005. 铜陵地区燕山期侵入岩成因与三端元岩浆混合作用[J]. 地质论评, 51(5): 528-538.
- 董树文,何大林,石永红. 1993. 安徽董岭花岗岩类的构造特征及侵位机制[J]. 地质科学, 28(1): 11-21.
- 董树文,马立成,刘刚,等. 2011. 论长江中下游成矿动力学[J]. 地质学报, 85(5): 612-625.
- 杜建国,戴圣潜,莫宣学,等. 2003. 安徽沿江地区燕山期火成岩成岩成矿地质背景[J]. 地学前缘, 10(4): 551-560.
- 范子良,徐晓春,陈林杰,等. 2016. 安徽铜陵矿集区斑岩型铜钼金矿床地质特征及成矿背景[J]. 岩石学报, 32(2): 351-368.
- 付萍杰,张景发,王鑫,等. 2015. 基于遥感、重磁多源信息研究茅山断裂带构造特征[J]. 地震研究, 38(4): 576-583.
- 高庚,徐兆文,杨小男,等. 2006. 安徽铜陵白芒山辉石闪长岩体的成因: Sr、Nd、Pb、O同位素制约[J]. 南京大学学报(自然科学版), 42(3): 176-189.
- 郭维民,陆建军,蒋少涌,等. 2013. 安徽铜陵狮子山矿田岩浆岩年代学、Hf同位素、地球化学及岩石成因[J]. 中国科学(D辑), 43(8): 1268-1286.
- 黄润生,曹建忠. 2010. 江苏茅山推覆构造带的分析与研究[J]. 地质学刊, 34(1): 6-9.
- 侯可军,李廷河,邹天人. 2007. LA-MC-ICP MS锆石Hf同位素的分析方法及地质应用[J]. 岩石学报, 26(3): 888-902.
- 侯可军,袁顺达. 2010. 宁芜盆地火山-次火山岩的锆石U-Pb年龄、Hf同位素组成及其地质意义[J]. 岩石学报, 23(10): 2595-2604.

- 胡劲平,蒋少涌. 2010. 宁芜盆地浅成侵入岩的锆石U-Pb年代学和Hf同位素研究及其地质意义[J]. 高校地质学报, 16(3): 294-308.
- 李进文. 2004. 铜陵矿集区矿田构造控矿与成矿化学动力学研究[D]. 北京: 中国地质大学.
- 李进文,裴荣福,张德全,等. 2007. 铜陵矿集区燕山期中酸性侵入岩地球化学特征及其地质意义[J]. 地球学报, 28(1): 11-22.
- 李文达. 1989. 论扬子型铜矿床及其成因[J]. 中国地质科学院南京地质矿产研究所所刊, 10(2): 1-14.
- 李兆鼎,权恒,李之彤. 2003. 中国东部中、新生代火成岩及其深部过程[M]. 北京: 地质出版社.
- 毛景文,Stein H,杜安道,等. 2004. 长江中下游地区铜金(钼)矿Re-Os年龄测定及其对成矿作用的指示[J]. 地质学报, 78(1): 121-131.
- 毛景文,邵拥军,谢桂青,等. 2009. 长江中下游成矿带铜陵矿集区铜多金属矿床模型[J]. 矿床地质, 28(2): 109-119.
- 黎彤. 1976. 化学元素的地球丰度[J]. 地球化学, 3: 167-174.
- 宁芜研究项目编写小组. 1978. 宁芜玢岩铁矿[M]. 北京: 地质出版社.
- 任康绪,阎国翰,牟保磊,等. 2005. 阿拉善断块富碱侵入岩岩石地球化学和Nd、Sr、Pb同位素特征及其意义[J]. 地学前缘, 12(2): 292-302.
- 孙卫东,凌明星,杨晓勇,等. 2010. 洋脊俯冲与斑岩铜金成矿[J]. 中国科学(D辑), 40(2): 127-137.
- 唐永成,吴言昌,储国正. 1998. 安徽沿江地区铜金多金属矿床地质[M]. 北京: 地质出版社.
- 王丽娟,王汝成,于津海,等. 2014. 宁芜盆地火山岩-侵入岩的时代、地球化学特征及其地质意义[J]. 地质学报, 78(1): 121-131.
- 王强,许继峰,赵振华,等. 2003. 安徽铜陵地区燕山期侵入岩的成因及其对深部动力学过程的制约[J]. 中国科学(D辑), 33(4): 323-334.
- 王元龙,王焰,张旗,等. 2004. 铜陵地区中生代中酸性侵入岩的地球化学特征及其成矿-地球动力学意义[J]. 岩石学报, 20(2): 325-338.
- 吴才来,高前明,国和平,等. 2010. 铜陵中酸性侵入岩成因及锆石SHRIMP定年[J]. 岩石学报, 26(9): 2630-2652.
- 吴福元,李献华,郑永飞,等. 2007. Lu-Hf同位素体系及其岩石学应用[J]. 岩石学报, 23(2): 185-200.
- 邵拥军,彭省临,刘亮明,等. 2003. 铜陵凤凰山岩体的地质地球化学特征[J]. 矿床与地质, 5(17): 627-629.
- 谢桂青,毛景文,李瑞玲,等. 2006. 长江中下游鄂东南地区大寺组火山岩SHRIMP定年及其意义[J]. 科学通报, 51(19): 2283-2291.
- 谢建成,杨晓勇,杜建国,等. 2008. 铜陵地区中生代侵入岩LA-ICP MS锆石U-Pb年代学及Cu-Au成矿指示意义[J]. 岩石学报, 24(8): 1782-1800.
- 邢凤鸣,赵斌,徐祥,等. 1997. 安徽省铜陵地区侵入岩成因的实验研究[J]. 中国区域地质, 16(3): 267-274.
- 邢凤鸣,徐祥. 1996. 铜陵地区高钾钙碱性系列侵入岩[J]. 地球化学, 25(1): 29-38.
- 徐晓春,陆三明,谢巧勤,等. 2008. 安徽铜陵狮子山矿田岩浆岩锆石SHRIMP定年及其成因意义[J]. 地质学报, 82(4): 500-509.

- 徐晓春, 白茹玉, 谢巧勤, 等. 2012. 安徽铜陵中生代侵入岩地质地球化学特征再认识及成因讨论[J]. 岩石学报, 28(10): 3139–3169.
- 徐晓春, 范子良, 何俊, 等. 2014. 安徽铜陵狮子山矿田铜金多金属矿床的成矿模式[J]. 岩石学报, 30(4): 1054–1074.
- 徐学思, 胡连英. 2001. 江苏茅山构造—滑覆反序叠置造山[J]. 中国区域地质, 20(3): 280–285.
- 闫峻, 陈江峰. 2005. 华北地块东部晚中生代至新生代岩石圈不均一减薄与改造模式[J]. 地质论评, 51(1): 16–26.
- 杨晓勇. 2006. 祁连山断裂带南段沙溪含铜斑岩体的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学研究及意义[J]. 矿物岩石, 26(2): 52–56.
- 袁峰, 周涛发, 范裕, 等. 2008. 庐极盆地中生代火山岩的起源、演化及形成背景[J]. 岩石学报, 24(8): 1691–1702.
- 翟裕生, 姚书振, 林新多. 1992. 长江中下游地区铁铜(金)成矿规律[M]. 北京: 地质出版社: 12–35.
- 张旗, 王焰, 王元龙. 2001. 燕山期中国东部高原下地壳组成初探: 埃达克岩 Sr-Nd 同位素制约[J]. 岩石学报, 17(4): 505–513.
- 张旗, 王焰, 刘伟, 等. 2002. 埃达克岩的特征及其意义[J]. 地质通报, 21(7): 413–435.
- 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[J]. 岩石学报, 24(8): 1665–1678.
- 周涛发, 范裕, 袁峰, 等. 2010. 庐极盆地侵入岩的时空格架和对成矿制约[J]. 岩石学报, 26(9): 2694–2714.
- 周涛发, 范裕, 袁峰, 等. 2011. 长江中下游成矿带火山岩盆地的成岩成矿作用[J]. 地质学报, 85(5): 712–730.
- Chen F, Li X H, Wang X L, et al. 2007. Zircon age and Nd-Hf isotopic composition of the Yunnan Tethyan belt, southwestern China [J]. International Journal of Earth Sciences, 96(6): 1179–1194.
- Chen J F and Jahn B M. 1998. Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence [J]. Tectonophysics, 284: 101–133.
- Defant M J, and Kepezhinskas M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere [J]. Nature, 347: 662–665.
- Ewart A. 1982. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks with special reference to the andesitic-basaltic compositional range [C]// Thorpe R S, Andesite. Wiley, Chichester, 25–87.
- Hermann J, Rubatto D and Korsakov A. 2001. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan) [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 141: 66–82.
- Hofmann A W. 1988. Chemical differentiation of the earth: the relationships between mantle, continental crust [J]. Earth and planetary science Letters, 90: 297–314.
- Hofmann A W. 2003. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements [C]// Carlson R W (ed), Treatise on geochemistry. Vol. 2. The mantle and core. London: Elsevier, 61–101.
- Irvine B N and Baragar W R A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks [J]. Canadian Journal of Earth Sciences, (8): 532–548.
- Jahn B M, Wu F Y, Lo C H, et al. 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 [J]. Chemical Geology, 157: 119–146.
- Jahn B M and Condie K C. 1995. Evolution of the Kaapvaal craton as viewed from geochemical and Sr-Nd isotopic analyses of intracraton icpelites [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59 (11): 2239–2258.
- Ling M X, Wang F Y, Ding X, et al. 2011. Different origins of adakites from the Dabie Mountains and the Lower Yangze River belt in eastern China: Geochemical constraints [J]. International Geology Review, 53(5–6): 727–740.
- Maniar P D and Piccolli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoid [J]. Geology Society of America Bulletin, 101: 635–643.
- Miller R G and O’Nions R K. 1985. Source of Precambrian chemical and clastic sediments [J]. Nature, 314: 325–330.
- Rapp R P. 1997. Heterogeneous source regions for Archean granitoid. de Wit M J and Ashwal L D. Greenstone Belts [C]// Oxford: Oxford University Press: 35–37.
- Sun S S and McDonough W. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes [J]// Saunders A D and Norry M J, eds, Magmatism in the ocean basins. Geological society special publication, 42: 313–345.
- Wakita H and Schmitt R A. 1971. Bulk elemental composition of Apollo 12 samples: Five igneous and one breccia rocks and four soils [J]. Universidad De Extremadura, 155(1): 95–110.
- Wu C L, Wang F S and Hao M Y. 2000. Geochronology of intermediate-acid intrusive rocks from Tongling, Anhui [J]. Continental Dynamics, 5(1): 15–23.
- Yang Y Z, Qun L, Wolfgang Siebel, et al. 2014. Paleo-Pacific subduction in the interior of Eastern China: Evidence from adakitic rocks in the Edong-Jiurui District [J]. The Journal of Geology, 122 (1): 77–97.
- Yang J H, Wu F Y, Chung S L, et al. 2005. Petrogenesis and tectonic significance of Early Cretaceous granitic magmatism in the Sulu ultrahigh-pressure orogenic belt, East China [J]. Chemical Geology, 222: 200–231.