皖南中生代早期成矿和晚期非成矿花岗岩成因对比

闫峻^{1*}, 后田结¹, 王爱国², 王德恩³, 张定源², 翁望飞³, 刘建敏¹, 刘晓强¹, 李全忠¹

1. 合肥工业大学资源与环境工程学院, 合肥 230009;

2. 中国地质调查局南京地质调查中心, 南京 210016;

3. 安徽省地质矿产勘查局332地质队, 黄山 245000

* E-mail: junyan@hfut.edu.cn

收稿日期: 2016-12-06; 接受日期: 2017-06-09; 网络版发表日期: 2017-07-18

国家重点研发计划项目(编号: 2016YFC0600203)和国家自然科学基金项目(批准号: 41672052、41272074)资助

摘要 皖南地区燕山期岩浆作用强烈, 可划分为早阶段(152~137Ma)和晚阶段(136~122Ma)。野外调查发现, 屯溪地区沿青山-长陔发育一条燕山期花岗岩带, 与钼多金属矿床具有密切的成因关系。黄山岩体是皖南地区代表性的正长花岗岩体, 目前尚未发现与成矿有关。锆石LA-ICP-MS定年结果表明, 青山-长陔带4个花岗岩体的形成时代一致, 介于(140±4)~(141±2)Ma, 属于燕山期早阶段岩浆作用。黄山花岗岩体的形成时代为(129±2)Ma, 属于晚阶段岩浆作用。青山-长陔带花岗岩具有较高的SiO₂含量, 相对富K₂O、低P₂O₅以及中等程度的Al₂O₃含量, 属于高钾钙碱性系列准铝质I型花岗岩。这些岩石均表现出富集大离子亲石元素和轻稀土元素, 亏损高场强元素, 中等程度的Eu负异常, 为岛弧或大陆壳源岩浆地球化学特征。样品的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(*t*)介于0.7120~0.7125, ε_{Nd}(*t*)值为-7.24~-4.38, 锆石ε_{Hf}(*t*)值为-4.4~6.7, 类似于同时期皖南成矿花岗岩闪长岩。综合地球化学研究表明, 皖南燕山期成矿花岗岩闪长岩为中-新元古代增生加厚下地壳部分熔融的产物, 而青山-长陔带花岗岩为这种岩浆经过斜长石+角闪石+上溪群的结晶分异同化混染(AFC)过程形成。黄山花岗岩富SiO₂和K₂O, Al₂O₃含量中等, 具有海鸥式稀土元素配分型式和显著的Eu负异常。相比青山-长陔带花岗岩, 黄山岩体具有更加显著的Ba、Sr、P和Ti的负异常, 没有Nb和Ta的亏损, 为高钾钙碱性准铝质A型花岗岩, 其ε_{Hf}(*t*)值介于-6.6~-1.2, 类似于早阶段成矿花岗岩闪长岩。黄山花岗岩同样起源于中-新元古代增生地壳的深熔作用, 但岩浆源区为经过了燕山期早阶段I型中酸性岩浆抽取后的残留麻粒岩质地壳。两期花岗岩的比较研究表明, 早阶段花岗岩形成于相对厚的下地壳环境, 温度较低, 源区为中-新元古代增生地壳, 富含成矿物质, 岩浆AFC演化过程进一步加强了成矿物质的富集; 而晚阶段A型花岗岩起源深度较浅, 形成温度更高, 源区由于早期的岩浆抽取作用而亏损成矿物质, 从而成矿能力较弱, 指示从早到晚, 岩浆作用阶段从后造山转变为非造山。后者对应着古太平洋板块俯冲角度加大背景下的弧后拉张环境。

关键词 燕山期, 花岗岩, 下地壳, 成矿岩浆岩, 皖南, 江南造山带

中文引用格式: 闫峻, 后田结, 王爱国, 王德恩, 张定源, 翁望飞, 刘建敏, 刘晓强, 李全忠. 2017. 皖南中生代早期成矿和晚期非成矿花岗岩成因对比. 中国科学: 地球科学, 47: 1269~1291, doi: 10.1360/N072016-00239

英文引用格式: Yan J, Hou T J, Wang A G, Wang D E, Zhang D Y, Weng W F, Liu J M, Liu X Q, Li Q Z. 2017. Petrogenetic contrastive studies on the Mesozoic early stage ore-bearing and late stage ore-barren granites from the southern Anhui Province. Science China Earth Sciences, 60: 1920~1941, doi: 10.1007/s11430-016-9070-4

1 引言

皖南地区位于江南造山带东段, 区内自中-新元古代以来经历了多次造山运动(邢凤鸣等, 1992; 舒良树等, 1995), 尤其是在燕山期发生了大规模岩浆活动及成矿作用, 大致可以划分为两个阶段. 早阶段岩浆活动主要集中在152~137Ma, 岩性以钙碱性I型花岗闪长岩和二长花岗岩为主(Chen等, 1991; 陈江峰等, 1993; 薛怀民等, 2009; 王德恩等, 2011; 周翔等, 2011; Wu等, 2012); 晚阶段介于136~122Ma, 岩石类型以钙碱性正长花岗岩为主, 普遍具有A型花岗岩特征(陈江峰等, 1993; 周涛发等, 2004; 张虹等, 2005; 侯明金, 2005; 秦燕等, 2010; Wu等, 2012; 周翔等, 2012; 谢建成等, 2012; 张俊杰等, 2012; 周洁等, 2013; 王德恩等, 2014).

现有研究表明, 皖南地区燕山期早阶段岩浆活动与钨钼多金属成矿具有密切的成因关系, 如东源钨钼矿床(秦燕等, 2010; 王德恩等, 2011; 周翔等, 2011)、逍遥(靠背尖)钨多金属矿床(汤金来等, 2014)、竹溪岭钨钼矿床(陈雪霏等, 2013)、里东坑钨钼矿床(陈子微等, 2013)等. 这些矿床的Re-Os等时线或Os模式年龄确定的成矿时代介于152~143Ma(周翔等, 2011; 李双等, 2012; 陈子微等, 2013), 而与之相关的成矿岩体时代介于152~139Ma(秦燕等, 2010; 周翔等, 2011, 2012; 陈雪霏等, 2013; 陈子微等, 2013), 岩石类型以花岗闪长岩为主, 常以复式岩基旁边的小型侵入体形式发育. 本次工作在皖南地区发现了一条时代上属于早阶段的花岗岩带, NE向展布在青山-长陔一带(图1d), 与钨多金属矿成因相关, 如邓家坞钨矿和小贺-古积田铅锌银金矿. 这种成矿岩体显然不符合现有皖南地区成矿岩体主要为花岗闪长岩的认识, 而岩石类型和晚阶段正长花岗岩非常相似. 但是迄今为止, 尚未发现与晚阶段正长花岗岩具有成因联系的矿床. 目前, 对这种成矿花岗岩的特征和成因认识还非常肤浅, 尤其是与非成矿花岗岩的有哪些异同点还不清晰.

针对这一现状, 本文选择发育在青山-长陔一带的岩体和典型的晚阶段黄山花岗岩体作为研究对象, 通过岩石学、年代学和地球化学等综合对比研究, 以期深入探讨成矿和非成矿花岗岩特征和成因上异同点, 成矿差异的内在原因, 及其所反映的构造背景和

演化.

2 地质背景和样品描述

2.1 地质背景

下扬子地区位于扬子地块东部, 其北以襄樊-广济断裂、郟庐断裂为界和大别造山带、华北地块分开, 南以江山-绍兴断裂为界和华夏地块接壤(常印佛等, 1991). 以常州-阳新断裂为界, 下扬子地区又分为长江中下游地区和江南造山带两个构造单元(图1), 其中皖南地区位于江南造山带东段, 可划分为历口构造区、障公山隆起区和白际岭岛弧区三个次级构造单元. 区内构造演化较为复杂, 经历了晋宁期、加里东期、海西期、印支期及燕山期等多期构造演化, 印支期和燕山期运动奠定了现今的构造格局. 出露基底主要为中、新元古界的一套以板岩、千枚岩、变质粉砂岩、变质砂岩和中酸性火山岩等为主的浅变质岩系, 主要分布在皖南南部地区; 盖层主要由震旦系至下三叠统的海相地层和上三叠统至白垩系的陆相地层组成, 主要分布于皖南北部地区及黄山市附近(赵玲和陈志洪, 2014).

皖南地区主要发育晋宁期和燕山期岩浆作用. 晋宁期火山岩有西村岩组细碧角斑岩, 溪口岩群海相火山-细碎屑岩建造, 周家村组英安质晶屑凝灰岩(夹层), 井潭组英安-流纹质晶屑凝灰岩、熔结凝灰岩、安山岩和流纹岩, 铺岭组玄武岩、安山玄武岩等, 其形成时代分别集中在860~820和780~740Ma(Wang X L等, 2007; 吴荣新等, 2007; Zhang等, 2012). 侵入岩体包括北部的许村、休宁和歙县岩体以及其南部的灵山、莲花山和石耳山岩体, 其形成时代也集中在830~820以及780~760Ma(Wang X L等, 2012, 2013; Wu等, 2006; 薛怀民等, 2010; 张定源等, 2014). 这些岩浆岩被认为形成于中-新元古代增生地壳的深熔作用, 分别形成于岛弧、同碰撞及碰撞后的构造环境(Wu等, 2006; 薛怀民等, 2010; Wang X L等, 2012, 2013).

皖南地区燕山期岩浆岩的分布更加广泛, 常以复式岩基形式出露. 根据岩石类型、分布、时代及成矿特征, 皖南地区燕山期岩浆活动可以划分为早晚两个阶段: 早阶段为152~137Ma, 包含两种侵位类型岩体, 一种为浅成侵位岩体, 多以小岩株产出, 岩性包括花

图1 皖南地区地质简图(a)、区域构造图(b)、黄山岩体地质简图(c)和青山-长陔岩浆带地质简图(d)

(a) 根据1:20万地质图修改。F₁: 三阳断裂; F₂: 江南深断裂; F₃: 祁门-潜口断裂; F₄: 赣东北断裂; F₅: 绩溪断裂

岗闪长斑岩和花岗(斑)岩,前者主要沿高坦深断裂、祁门-三阳深断裂以及南华纪坳陷盆地北缘的滑脱伸展断裂构造带展布,如东源、西源、江家、弯刀岭、里东坑、逍遥和靠背尖等岩体,这些岩体与钨钼多金

属成矿成因相关(秦燕等,2010;周翔等,2011,2012;陈雪霏等,2013;陈子微等,2013)。后者主要沿莲花山-石耳山北缘隐伏断裂分布,如冯村、小连口、青山、早山、大岭脚、长陔和新溪口等岩体;另一种为深成侵

位岩体, 多以大岩基出露, 为复式岩体中早阶段侵入体, 岩性以花岗闪长岩为主, 如青阳、城安、旌德、太平、黟县和邵岭岩体等(薛怀民等, 2009; 王德恩等, 2011; 周翔等, 2011, 2012; 张俊杰等, 2012; Wu等, 2012; 陈子微等, 2013; 陈思, 2014; 陈雪霏等, 2013). 晚阶段为136~122Ma, 主要是复式岩体中的晚阶段侵入体, 岩性以正长花岗岩为主, 如九华山、黄山、谭山、伏岭和大历山岩体等(薛怀民等, 2009; Wu等, 2012; Zhou等, 2013; 赵玲和陈志洪, 2014), 迄今尚未发现与晚阶段岩浆岩有关的成矿作用. 另外, 火山岩仅分布在屯溪盆地, 由于白垩纪的逆冲推覆, 屯溪盆地被前寒武纪地层超覆, 使得火山岩仅零星出露.

2.2 野外地质和样品描述

在皖南地区白际岭岛弧构造区, 白际岭岩体北缘, 平行于赣东北断裂NE向分布着一条燕山期岩浆岩带, 自西向东由青山岩体、大岭脚岩体、石门岩体、古祝岩体和长陔岩体组成, 出露面积1~8km²不等(图1d), 侵入到新元古代井潭组地层中. 这些岩体的岩石类型较为一致, 以二长花岗岩和正长花岗岩为主. 野外调查发现, 长陔岩体和古祝岩体为钼矿的成矿岩体.

长陔岩体野外发育两种粒度的岩石, 分别是中粒二长花岗斑岩和细粒二长花岗岩. 其中细粒二长花岗岩普遍发育钾化和青磐岩化蚀变, 蚀变较强岩石中可见细脉浸染状和裂隙充填状辉钼矿化和黄铁矿化(图2a和b), 指示该细粒二长花岗岩为成矿岩体. 西南方紧邻长陔岩体出露的是古祝岩体, 岩石类型为正长花岗斑岩, 含有正长石巨斑(图2c). 在该岩体东南约500m井潭组围岩中, 发育一个小型钼矿, 即邓家坞钼矿. 钼矿主要产在方解石脉和石英脉中, 脉宽多在1~20cm, 充填在井潭组变质火山岩中. 在邓家坞采矿巷道口堆石中, 可见侵入到井潭组中的正长花岗斑岩, 同样发育正长石巨斑, 岩石类型和古祝岩体相同, 发育细粒浸染状辉钼矿. 另外, 邓家坞钼矿辉钼矿Re-Os等时线年龄为(141.8±2.2)Ma(李双等, 2012), 和古祝岩体的形成时代在误差范围内一致(见本文定年结果). 因此, 判断古祝岩体为邓家坞钼矿的成矿岩体.

野外对长陔、古祝、石门和大脚岭岩体进行了系统的观察和采样(图1d).

采自长陔岩体的样品有3个. 含矿细粒花岗岩样品(14QC-K-003-6)为青灰色, 主要矿物组成为斜长石(40%)、正长石(30%)、石英(25%)、黑云母(4%). 粒

图2 长陔岩体、古祝岩体和邓家坞钼矿野外照片

(a) 长陔细粒二长花岗岩青磐岩化蚀变, 含有浸染状辉钼矿和黄铁矿; (b) 长陔细粒二长花岗岩钾化蚀变, 含有浸染状辉钼矿和黄铁矿; (c) 古祝岩体露头, 为含正长石巨斑的正长花岗斑岩; (d) 邓家坞钼矿采矿巷道; (e) 邓家坞钼矿采矿巷道口堆石中含正长石巨斑正长花岗斑岩, 含有浸染状辉钼矿; (f) 邓家坞钼矿采矿巷道口堆石, 充填在井潭组变质流纹斑岩裂隙中含辉钼矿方解石脉

度多在0.3~2mm, 长石普遍绢云母化, 另外可见碳酸盐脉充填, 宽度在0.1mm左右. 镜下定名为细粒二长花岗斑岩(图3a). 样品(14QC001-1)为斑状结构, 块状构造, 斑晶主要为正长石和石英, 总含量10%左右, 正长石斑晶半自形-自形, 粒度0.5~1.5mm, 多发育条纹长石, 高岭土化较强. 基质矿物主要矿物为正长石(50%)、斜长石(9%)、石英(23%)及黑云母(3%)等, 金属矿物主要为磁铁矿, 镜下定名为细粒正长花岗斑岩(图3b). 样品(15CG001-1)和14QC-K-003-6类似, 主要矿物为斜长石(35%)、正长石(30%)、石英(25%)、黑云母(5%)等, 镜下定名为似斑状二长花岗岩(图3c).

邓家坞钼矿采矿巷道口堆石中岩体样品(15DJW001-1)侵入到井潭组变质火山岩中, 斑状结构, 块状构造, 斑晶主要为石英、正长石和斜长石. 主要矿物组成为斜长石(35%)、正长石(25%)、石英(30%)、黑云母(5%)和白云母(5%)等. 另外, 岩石中含有正长石巨斑, 自形, 短柱状, 大小多为1.5cm×3.0cm, 镜下定名为含巨斑二长花岗斑岩(图3d和e). 样品(14QC004-1)采自古祝岩体南部, 镜下特征和样品(15DJW001-1)基本一致. 镜下定名为含巨斑二长花岗斑岩(图3f和g).

样品(14QC005-2)采自石门岩体的西南端, 似斑状结构, 块状构造. 主要组成矿物为正长石(38%)、斜长

图3 青山-陈岩浆带花岗岩镜下照片

(a) 14QC-K-003-6, 细粒二长花岗斑岩; (b) 14QC001-1, 细粒钾长花岗斑岩; (c) 15CG001-1, 似斑状二长花岗岩; (d) 15DJW001-1, 正长石巨斑; (e) 15DJW001-1, 含巨斑二长花岗斑岩; (f) 14QC004-1, 含巨斑二长花岗斑岩; (g) 14QC004-1, 含巨斑二长花岗斑岩; (h) 14QC005-2, 似斑状黑云母二长花岗岩; (i) 14QC006-1, 似斑状黑云母二长花岗岩. Kfs: 正长石; Bt: 黑云母; Pl: 斜长石; Qtz: 石英

石(29%)、石英(25%)和黑云母(8%)等。镜下定名为似斑状黑云母二长花岗岩(图3h)。样品(14QC006-1)采自大脚岭岩体东北端, 似斑状结构, 块状构造。主要矿物为斜长石(40%)、正长石(27%)、石英(25%)和黑云母(8%)等。镜下定名为似斑状黑云母二长花岗岩(图3i)。

皖南地区太平-黄山复式岩体是下扬子地区燕山期岩浆作用的代表性岩体之一, 位于江南造山带新元古代基底和古生代地层出露的接触带区域(图1a), 平面上呈南北向延长的不完整椭圆状, 面积约350km²。其中太平岩体的出露面积较大, 约为黄山岩体的两倍, 地貌上呈相对低矮的山丘构成复合岩体的西北部。而黄山岩体则以奇伟峻峭的山体雄踞复合岩体的东南部, 两岩体之间呈清楚的侵入接触关系, 显示太平岩体的侵位时间要明显早于黄山岩体。岩体围岩为新元古代到寒武纪的浅变质沉积-火山岩和碳酸盐。黄山岩体的主体为斑状正长花岗岩, 占了整个岩体出露面积的90%以上, 包括粗粒和中细粒斑状正长花岗岩, 两者野外呈渐变过渡的关系; 其次为中粒二长花岗岩, 其出露规模较小, 目前仅见于岩体南缘的九龙瀑-百丈泉一带。

样品(12WN050-1)采自黄山岩体北部, 似斑状结构, 块状构造。主要矿物为石英(30%)、正长石(50%)、斜长石(10%)和黑云母(8%)。镜下定名为中粗粒似斑状正长花岗岩(图4a)。样品(12WN016)采自黄山岩体南部, 矿物组成和岩石特征和样品(12WN050-1)类似。样品(12WN014-4)采自黄山岩体南部边缘, 似斑状结构, 块状构造。主要矿物为石英(25%)、斜长石(30%)、正长石(42%)、黑云母(3%)。镜下定名为中粒似斑状二

长花岗岩(图4b)。

3 分析方法

全岩无污染粉碎在河北省诚信地质服务有限公司进行。主量元素测定在澳实分析检测有限公司完成, 采用熔片法制样, 在荷兰PANalytical型X-射线荧光光谱仪(XRF)上测定, 各项元素的分析精度分别为: SiO₂: 0.8%; Al₂O₃: 0.5%; Fe₂O₃: 0.4%; MgO: 0.4%; CaO: 0.6%; Na₂O: 0.3%; K₂O: 0.4%; MnO: 0.7%; TiO₂: 0.9%; P₂O₅: 0.8%。微量元素在合肥工业大学资源与环境工程学院质谱实验室测定, 使用溶液-电感耦合等离子质谱仪(SN-ICPMS)完成。仪器型号为Agilent公司生产的ICP-MS 7500cx系列。样品溶解采用1mL HNO₃+1mL HF混合酸在Teflon高温高压溶样弹中进行。对国际标准参考物质BHVO2、AGC2、BCR2和GSP1的分析结果表明, 微量元素的分析精度和准确度优于10%。

锆石单矿物经分离后, 挑选代表性颗粒制靶, 阴极发光(CL)照相在中国科学院地质与地球物理研究所扫描电镜室完成, 锆石激光原位U-Pb同位素和微量元素分析在合肥工业大学资源与环境工程学院质谱实验室开展, 测试参数和方法详见文献(Yan等, 2015)。

锆石Hf同位素分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室进行, 详细的分析方法见文献(Liu等, 2012)。全岩样品的Sm、Nd、Rb、Sr含量和Nd、Sr同位素比值在中国科学技术大学化学地球动力学实验室测定, 分析流程见文献(Foland和Allen, 1991)。质谱测定在TRITON热电离质谱计(TIMs)完成。

图4 黄山花岗岩镜下照片

(a) 12WN050-1, 中粗粒似斑状正长花岗岩; (b) 12WN014-4, 中粒似斑状二长花岗岩。矿物代号同图3。

4 分析结果

4.1 锆石U-Pb定年

锆石U-Pb同位素分析结果见网络版附表1 (<http://earthcn.scichina.com>). 所选锆石绝大多数晶形良好, 短柱状, 无色或淡黄色透明, 青山-长陔带岩体中锆石长度为50~200 μm , 长宽比为3:1~1:1. 黄山岩体中锆石长度为200~300 μm , 长宽比在1:1~2:1. 这些锆石在阴极发光图像上均具有内部震荡成分环带(图5), 指示为岩浆锆石. 样品的定年结果和锆石Ti饱和温度估算结果列于表1, 锆石CL图像和同位素谱和图见图5和6.

锆石定年结果表明, 青山-长陔带各岩体的形成时代高度一致, 均为~140Ma, 也和邓家坞钼矿的成矿时代在误差范围内一致(李双等, 2012). 而黄山岩体的形成年龄约为129Ma, 和前人对黄山岩体正长花岗岩的锆石定年结果(128~126Ma, Wu等, 2012)在误差范围内一致.

根据锆石Ti饱和温度计(Watson和Harrison, 2005), 并剔除锆石稀土配分型式异常值之后, 青山-长陔带各岩体的119个测点的锆石Ti饱和温度估算值为612~873 $^{\circ}\text{C}$, 平均值为688 $^{\circ}\text{C}$, 黄山岩体22个测点的锆石Ti饱和温度为648~819 $^{\circ}\text{C}$, 平均值为750 $^{\circ}\text{C}$, 后者显著高于前者.

4.2 主量和微量元素特征

主量和微量元素分析结果见表2和3.

4.2.1 主量元素

青山-长陔带各岩体的 SiO_2 含量显示出一定的变化范围(68.95~78.52%), 表现出一定的富钾特征($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1.0\sim1.9$), 在TAS图上, 这些岩石均落入

花岗岩范围, 属于高钾钙碱性系列(图7a和b). Al_2O_3 含量介于11.95~15.47%, $\text{A}/\text{NK}=1.18\sim1.43$, 铝饱和指数 $\text{A}/\text{CNK}=1.01\sim1.24$, 指示这些岩石为准铝质到弱过铝质(图7c). 黄山花岗岩的 SiO_2 含量相对集中, 为74.69~76.97%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1.2\sim1.7$, 同样相对富钾, 在TAS图上也都位于花岗岩区域, 属于高钾钙碱性岩石系列(图7a和b), 和青山-长陔带岩体中富Si样品的分布范围基本重叠. 黄山岩体的 Al_2O_3 含量为12.41~13.44%, $\text{A}/\text{NK}=1.13\sim1.19$, 铝饱和指数 $\text{A}/\text{CNK}=1.04\sim1.08$, 大多为准铝质岩石(图7c).

4.2.2 微量元素

青山-长陔带岩体和黄山岩体的主量元素组成上具有一定的相似性, 但微量元素组成特征差别显著. 青山-长陔带岩体总体都表现为轻稀土富集、重稀土平坦的右倾型式(图8a), $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为13.7~3.3, $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为2.5~1.0. 样品均表现出中等程度的Eu异常, δEu 介于0.26~0.61, 其稀土配分型式和皖南上溪群沉积岩非常相似(彭亮, 2015). 同时, 样品富集大离子亲石元素Rb、Th和U, 亏损高场强元素Nb、P和Ti以及中等程度Ba和Sr的负异常(图8b). 和皖南地区早阶段成矿花岗闪长岩相比(王德恩等, 2011; 周翔等, 2012; 陈雪霏等, 2013), 后者的HREE含量总体偏低, 且分异程度稍高($(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}=1.5\sim6.4$), Eu异常微弱, Nb、Ta的亏损程度更加显著, 但Sr呈现弱富集的特征(图8). 黄山岩体稀土元素表现出明显的海鸥式分布的“四分组效应”, 重稀土平坦($(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}=0.8\sim1.3$), 且含量显著高于青山-长陔带岩体. 同时, 样品均有显著的Eu负异常($\delta\text{Eu}=0.01\sim0.07$)(图8a). 在蛛网图上(图8b), 相比青山-长陔带岩体, 黄山岩体具有更加显著的Ba、Sr、P和Ti的负异常, 相对富集Nb和Ta.

表1 青山-长陔带各岩体和黄山岩体中锆石定年结果

样品号	岩体	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄(Ma)	锆石Ti饱和温度范围和平均值($^{\circ}\text{C}$)
14QC001-1	长陔岩体	0.10~0.89	140 $\pm$ 3	612~873, 688 ($n=119$)
14QC004-1	古祝岩体	0.10~1.57	141 $\pm$ 3	
15DJW001-3	邓家坞成矿岩体	0.20~2.20	140 $\pm$ 4	
14QC005-2	石门岩体	0.21~1.25	141 $\pm$ 2	
14QC006-1	大脚岭岩体	0.22~1.52	141 $\pm$ 2	
12WN050-1	黄山岩体	0.37~1.47	129 $\pm$ 2	648~819, 750 ($n=22$)

图 5 青山-长岭带岩体和黄山岩体中代表性锆石阴极发光(CL)图像

图6 青山-长陔带岩体和黄山岩体中锆石U-Pb谐和图解

4.3 同位素特征

Hf同位素测试结果见网络版附表2(<http://earthcn.scichina.com>), Sr-Nd同位素测试结果见表4.

青山-长陔带岩体样品(14QC001-1, 14QC002-5, 14QC004-1, 14QC005-2, 14QC006-1)中锆石的43个测点给出较为一致的Hf同位素特征, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.282557\sim0.282700$, 平均值为0.282633, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)=-4.4\sim$

6.7, 平均值为-1.5, 对应的 $T_{\text{DM}2}$ 为1475~762Ma, 平均1281Ma. 黄山岩体样品(14WN014-1, 14WN016, 14WN050-1)中锆石的24个测点也给出较为一致的Hf同位素特征, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.282396\sim0.282667$, 平均值为0.282601, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)=-6.6\sim1.2$, 平均值为-3.1, 对应的 $T_{\text{DM}2}$ 为1585~1234Ma, 平均1372Ma. 皖南燕山早阶段成矿花岗闪长岩的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于-6.6~2.3, 平均值为-2.7(王德恩等, 2011; 陈雪霏等, 2013).

表2 青山-长陔带花岗岩主量元素(wt%)和微量元素($\mu\text{g g}^{-1}$)分析结果

样号	14QC-001-1	14QC-001-2	14QC-001-3	14QC-002-1	14QC-002-4	14QC-002-5	14QC-002-6	14QC-004-1	14QC-004-2	14QC-004-3	14QC-005-2	14QC-006-1	14QC-006-2	14QC-006-3
SiO ₂	76.98	77.70	77.28	76.03	74.58	74.74	74.71	70.06	68.61	70.93	71.38	70.43	71.81	69.92
TiO ₂	0.15	0.15	0.14	0.15	0.18	0.17	0.15	0.45	0.47	0.48	0.28	0.50	0.35	0.32
Al ₂ O ₃	12.44	11.82	11.86	12.86	13.36	13.15	13.12	14.49	15.17	13.93	14.55	14.25	14.02	13.84
Fe ₂ O ₃ ^T	1.05	0.93	1.07	0.90	1.11	1.06	1.10	2.81	2.88	2.99	1.90	3.42	2.50	2.38
MnO	0.03	0.02	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06
MgO	0.28	0.26	0.28	0.26	0.31	0.27	0.27	0.75	0.76	0.83	0.53	1.02	0.52	0.50
CaO	0.26	0.24	0.33	0.23	0.64	0.75	0.81	1.89	1.79	1.08	1.13	0.68	0.48	1.26
K ₂ O	5.06	5.04	4.92	5.09	4.97	4.93	5.26	4.53	4.56	3.63	4.80	3.94	5.47	5.28
Na ₂ O	3.08	2.67	2.77	3.34	3.35	3.43	3.17	3.17	3.53	3.63	3.51	3.63	3.42	3.47
P ₂ O ₅	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.05	0.05	0.17	0.17	0.18	0.12	0.16	0.13	0.13
LOI	0.85	0.77	1.11	0.66	1.31	1.23	1.31	1.47	1.33	1.59	1.24	1.66	1.25	1.87
总和	100.3	99.7	99.9	99.6	99.9	99.8	100.0	99.9	99.4	99.3	99.5	99.8	100.0	99.1
Cs	25.1	23.0	21.8	10.9	15.3	14.5	15.9	14.8	10.7	10.3	10.8	12.7	10.8	10.7
V	12	13	12	12	16	13	12	49	48	50	28	62	24	25
Rb	287	288	266	282	300	270	296	226	233	207	256	230	295	305
Ba	194	206	174	166	173	168	181	448	482	328	308	305	464	445
Th	15.3	14.8	14.5	15.6	18.9	17.4	17.7	20.9	23.2	24.9	20.4	15.4	27.5	27.3
U	5.22	4.7	4.75	6.64	7.56	17.8	17.1	5.14	5.31	5.01	4.53	4.72	5.91	5.55
Nb	16.1	15.2	15.1	14.8	18.8	15.2	16.1	15.6	15.4	16.6	12.3	11.3	23.8	23.3
Ta	3.0	2.9	3.1	2.6	3.2	2.3	2.2	1.8	1.5	1.6	1.3	0.8	2.7	2.7
Sr	78.3	72.4	74.7	59.1	60.2	90.3	88.5	265	271	169	196	140	149	158
Zr	77	67	70	71	84	77	90	164	179	175	122	191	199	195
Hf	3.2	2.9	3.0	3.2	3.6	3.4	3.8	4.8	5.2	5.2	4.0	5.6	5.7	5.8
Ga	16.4	16.0	15.6	17.5	19.0	17.1	17.2	19.2	20.2	18.9	19.1	17.8	18.3	18.9
Y	21.2	19.8	19.1	22.6	23.5	28.7	26.7	20.2	20.4	22.5	15	16.5	61.3	48.9
La	16.1	16.0	14.2	18.2	21.6	17.0	16.7	31.7	36.4	40.0	23.6	21.3	60.5	38.6
Ce	35.5	30.9	31.6	38.6	48.9	38.8	38.2	67.4	77.3	85.0	51.1	48.8	82.3	77.4
Pr	4.55	4.43	3.97	4.97	5.96	4.87	4.74	8.19	9.10	10.25	6.11	5.41	14.65	9.20
Nd	16.9	16.0	14.8	18.2	21.6	18.1	18.2	29.8	34.3	37.0	21.8	20.2	52.6	33.7
Sm	4.05	4.13	3.86	4.64	5.53	4.68	4.53	6.83	7.35	8.15	4.57	4.45	12.20	7.58
Eu	0.47	0.50	0.40	0.42	0.43	0.43	0.45	1.01	1.08	1.01	0.73	0.84	1.54	0.87
Gd	3.80	3.77	3.58	3.94	4.49	4.65	4.19	5.22	5.56	6.05	3.74	3.78	11.60	7.23
Tb	0.63	0.59	0.56	0.69	0.74	0.81	0.75	0.76	0.81	0.83	0.53	0.58	1.85	1.18
Dy	3.64	3.67	3.32	3.93	4.22	4.88	4.48	4.07	4.21	4.49	2.90	3.34	11.10	7.37
Ho	0.72	0.70	0.68	0.75	0.79	1.03	0.89	0.70	0.76	0.77	0.51	0.60	2.13	1.51
Er	2.15	1.96	1.98	2.16	2.35	2.97	2.84	2.02	2.07	2.18	1.55	1.70	6.24	4.49
Tm	0.34	0.31	0.31	0.37	0.36	0.47	0.45	0.28	0.29	0.32	0.23	0.24	0.92	0.64
Yb	2.31	2.15	2.14	2.60	2.85	3.47	3.23	1.77	1.88	1.97	1.47	1.63	5.85	4.02
Lu	0.36	0.32	0.34	0.41	0.41	0.52	0.51	0.27	0.25	0.27	0.25	0.25	0.87	0.63

表 3 黄山花岗岩主量元素(wt%)和微量元素($\mu\text{g g}^{-1}$)分析结果

样号	12WN014-3	12WN014-4	12WN015-2	12WN016	12WN050-1	12WN050-2	12WN050-3
SiO ₂	75.62	75.23	76.58	73.29	75.47	74.37	75.07
TiO ₂	0.03	0.02	0.02	0.12	0.14	0.12	0.14
Al ₂ O ₃	13.05	13.08	12.90	13.19	12.18	12.80	12.67
Fe ₂ O ₃ ^T	1.36	1.22	0.97	1.87	1.78	1.66	1.76
MnO	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04
MgO	0.02	0.02	0.03	0.10	0.11	0.10	0.11
CaO	0.52	0.51	0.49	0.76	0.60	0.72	0.78
K ₂ O	4.64	4.77	4.61	5.57	4.57	5.19	4.71
Na ₂ O	3.79	3.63	3.88	3.21	3.20	3.25	3.40
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.03
LOI	0.86	0.75	0.61	1.04	1.43	1.13	1.11
总和	99.90	99.22	100.10	99.17	99.55	99.39	99.81
Li	256	329	215	165	214	192	169
Be	5.3	7.2	8.0	7.9	8.7	7.4	5.7
Sc	2.4	3.0	2.1	4.3	4.6	4.0	3.8
V	0.2	0.1	0.3	2.1	3.6	3.2	4.1
Cr	1.2	2.5	4.4	2.2	2.0	2.8	2.0
Co	0.2	0.2	0.2	0.8	1.0	1.0	1.0
Ni	0.3	0.6	1.0	0.7	0.8	1.0	0.6
Zn	46.0	39.8	49.9	43.6	47.9	48.8	50.5
Sr	3.0	2.2	2.1	14.6	21.4	14.3	26.4
Y	115	115	52.8	97.9	78.6	93.2	97.8
Zr	111	82.9	102	162	162	129	205
Nb	66.2	68.9	55.2	48.6	43.7	53.8	49.4
Cs	21.9	18.8	15.3	13.4	13.4	15.7	18.9
Hf	6.96	6.45	6.94	7.90	7.98	6.48	8.47
Ga	29.5	30.8	20.8	27.9	25.2	24.5	25.2
La	16.5	13.3	10.9	55.4	48.3	34.8	46.1
Ce	50.2	36.1	49.0	126	104	81.6	100
Pr	6.26	5.26	3.90	15.4	13.1	10.1	12.8
Nd	26.3	22.9	16.5	56.2	47.6	38.1	48.7
Sm	10.1	9.00	5.64	13.7	11.7	10.4	12.2
Eu	0.03	0.03	0.02	0.30	0.29	0.26	0.31
Gd	12.5	11.4	6.55	14.4	11.9	11.7	13.1
Tb	2.63	2.34	1.31	2.51	2.09	2.26	2.54
Dy	18.0	16.2	8.67	16.2	13.5	15.1	16.6
Ho	3.92	3.52	1.80	3.34	2.77	3.21	3.65
Er	11.6	10.9	5.49	10.2	8.74	10.1	11.4
Tm	1.84	1.71	0.86	1.58	1.38	1.61	1.85
Yb	11.6	11.5	6.05	10.5	9.26	10.9	12.5
Lu	1.75	1.71	0.90	1.55	1.40	1.61	1.84

图7 青山-长陔带岩体和黄山岩体TAS图解(a)、 SiO_2 - K_2O 相关图(b)和铝饱和图解(c)

黄山花岗岩数据引自文献(赵连泽和刘昌实, 1987; 邢凤鸣和徐祥, 1993; 张舒等, 2009; 薛怀民等, 2009; Su等, 2013; Zhou等, 2013); 皖南地区燕山期早阶段成矿花岗闪长岩数据引自文献(王德恩等, 2011; 周翔等, 2012; 陈雪霏等, 2013). (a) 据Wilson (1989); (b) 据Le Maitre等(1989)、Rickwood(1989); (c) 据Maniar和Piccoli(1989)

图8 青山-长陔带花岗岩、黄山花岗岩以及燕山早阶段成矿花岗闪长岩稀土元素配分图(a)和微量元素蛛网图(b)

球粒陨石标准化值据Boynton(1984); 原始地幔标准化值据Sun和McDonough(1989). 文献数据来源同图7

青山-长陔带花岗岩样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 较高, 也有较大的变化范围, 介于0.7125~0.7120. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为-7.2~-4.4, 对应的 $T_{\text{DM}2}$ 为1510~1258Ma. 而文献中黄山岩体的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 在0.707左右, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为-6.2~-4.5, 与皖南燕山早阶段成矿花岗闪长岩接近(图9), 二阶段模式年龄为1330~1240Ma, 平均值为1318Ma(薛怀民等, 2009).

5 讨论

5.1 皖南地区燕山期岩浆作用年代学格架和成矿时代

皖南地区燕山期岩浆作用的研究程度较毗邻的长江中下游地区要薄弱的多, 但近年来也陆续发表了不少高精度的年代学数据, 使得建立初步的年代学格架

表 4 青山-长陔带花岗岩Sr-Nd同位素分析结果

样号	Rb($\mu\text{g g}^{-1}$)	Sr($\mu\text{g g}^{-1}$)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sm($\mu\text{g g}^{-1}$)	Nd($\mu\text{g g}^{-1}$)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$
14QC001-1	287	78.3	10.64	0.737371	4.0500	16.9000	0.1449
14QC001-3	266	74.7	10.33	0.736756	3.8600	14.8000	0.1577
14QC002-1	282	59.1	13.85	0.742651	4.6400	18.2000	0.1541
14QC002-5	270	90.3	8.67	0.734289	4.6800	18.1000	0.1563
14QC004-1	226	265.0	2.47	0.719333	6.8300	29.8000	0.1386
14QC004-3	207	168.5	3.56	0.719822	8.1500	37.0000	0.1332
14QC005-2	256	196.0	3.78	0.723935	4.5700	21.8000	0.1267
14QC006-1	230	139.5	4.78	0.724830	4.4500	20.2000	0.1332
14QC006-2	295	148.5	5.76	0.724034	12.2000	52.6000	0.1402

样号	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM1}}(\text{Ma})$	$T_{\text{DM2}}(\text{Ma})$
14QC001-1	0.512247	0.7162	0.51211	-6.70	2001	1441
14QC001-3	0.512249	0.7162	0.51210	-6.89	2451	1437
14QC002-1	0.512244	0.7151	0.51210	-6.93	2318	1445
14QC002-5	0.512261	0.7170	0.51212	-6.63	2362	1418
14QC004-1	0.512268	0.7144	0.51214	-6.18	1791	1407
14QC004-3	0.512239	0.7127	0.51212	-6.65	1726	1453
14QC005-2	0.512203	0.7164	0.51209	-7.24	1662	1510
14QC006-1	0.512244	0.7153	0.51212	-6.55	1717	1445
14QC006-2	0.512362	0.7126	0.51223	-4.38	1638	1258

图 9 研究区 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 图解

黄山岩体数据引自薛怀民等(2009); 皖南燕山早阶段与成矿相关花岗闪长岩数据引自文献(陈江峰等, 1993; 侯明金, 2005; 周翔等, 2012; 周洁等, 2013); 上溪群、董岭群引自闫峻等(2012). 图例标记同图7

成为可能. 结合岩石类型、时空分布和成矿特征, 皖南中生代岩浆活动可以划分为早晚两期(图10), 分别

为152~137和136~122Ma. 早阶段岩性以花岗闪长岩为主, 属于高钾钙碱性系列准铝质I型花岗岩系列, 主要以复式岩基中早阶段侵入体以及小型斑岩体形式产出, 如太平岩体、青阳岩体和城安岩体, 以及与钨钼多金属成矿有关的东源、逍遥、竹溪岭等斑岩体(周泰禧等, 1988; 陈江峰等, 1993; 薛怀民等, 2009; Xu等, 2010; Wu等, 2012; 张俊杰等, 2012; 周翔等, 2012; 周洁等, 2013; 陈思, 2014). 晚阶段以正长花岗岩为主, 少数为二长花岗岩, 主要以复式岩基中晚阶段侵入体或独立大岩体形式产出, 如黄山岩体、伏岭岩体、谭山岩体和九华山岩体等, 多数具有A型花岗岩特征(Chen等, 1991; 陈江峰等, 1993; 周涛发等, 2004; 薛怀民等, 2009; Xu等, 2010; Wu等, 2012; Zhou等, 2013).

青山-长陔带岩体的形成年龄为140Ma, 属于皖南地区中生代早阶段岩浆活动, 且该带岩体是钼多金属矿床的成矿岩体. 因此, 皖南地区中生代早阶段岩浆活动不仅有花岗闪长岩, 也有二长花岗岩和正长花岗岩. 而黄山岩体为皖南地区中生代晚阶段岩浆活动的

图 10 皖南中生代岩浆岩形成年龄频谱图和阶段划分图
数据引自文献(周泰禧等, 1988; 刘昌实等, 1990; 赵连泽等, 1993; 陈江峰等, 1993; 周涛发等, 2004; 张虹等, 2005; 薛怀民等, 2009; Xu等, 2010; 秦燕等, 2010; Wu等, 2012; 周翔等, 2012; 谢建成等, 2012; 张俊杰等, 2012; Su等, 2013; 周洁等, 2013; Zhou等, 2013; 赵玲和陈志洪, 2014; 王德恩等, 2014)

产物。

皖南地区目前代表性矿床有东源大型斑岩型钨(钼)矿, 成矿岩体为东源花岗闪长斑岩、花岗斑岩, 其形成时代为146~149Ma(秦燕等, 2010; 周翔等, 2011), 辉钼矿Re-Os等时线年龄为(146±2)Ma(周翔等, 2011)。竹溪岭大型矽卡岩型-热液充填交代型钨银矿床, 钨矿体主要赋存在竹溪岭花岗闪长斑岩体与兰田组围岩的接触带上, 该斑岩体锆石年龄为139~142Ma(陈雪霏等, 2013)。逍遥矽卡岩型-斑岩型钨多金属矿床, 矿体主要赋存在靠背尖花岗闪长斑岩体与围岩的矽卡岩接触带及其岩体内部, 成矿岩体的锆石年龄为149~152Ma(周翔等, 2012)。休宁里东坑斑岩型钨钼矿, 矿体主要赋存在花岗闪长斑岩体内的石英脉中, 含矿斑岩的形成时代为(152±1)Ma, 辉钼矿Re-Os模式年龄为(145±2)Ma(陈子微等, 2013), 和东源钨钼矿床的成矿时代一致。结合邓家坞钼矿床的辉钼矿等时线年龄为(142±2)Ma(李双等, 2012), 可以确定的是, 皖南地区多金属成矿与早阶段花岗闪长岩和二长、正长花岗岩成因相关, 成矿时代介于150~140Ma, 而尚未发现与晚阶段岩浆岩有成因关系的矿床。

5.2 青山-长陔带花岗岩和黄山花岗岩的岩石成因类型

虽然青山-长陔带花岗岩的A/CNK=1.01~1.24, 显

示其为准铝质到过铝质的性质(图6c), 但镜下矿物组成中没有发现有白云母、石榴子石、堇青石等富铝矿物, 表明其主体上属于准铝质岩石。样品具有中等程度的全碱和钾含量, 属于高钾钙碱性系列(图7a和b)。同时, 这些岩石具有较低的高场强元素和重稀土含量以及Ga/Al比值, 在相关图解上位于I和S型花岗岩范围(图11b和c)。磷灰石在准铝-弱过铝质(A/NCK<1.1)的I

图 11 Sr/Y-Y图解(a)、Zr+Nb+Ce+Y-(Na₂O+K₂O/CaO)图解(b)和Ga/Al(×10⁴)-(Na₂O+K₂O)相关图(c)

FG: 分异的I, S, M型花岗岩; OGT: 未分异的I, S, M型花岗岩。(b)底图据Whalen等(1987); (c)底图据Whalen等(1987)。图例标记同图7

型花岗质岩浆中溶解度很低,总是优先结晶,从而使得残余岩浆中 P_2O_5 越来越低;而在强过铝质的S型花岗质岩浆中,磷灰石的溶解度随着A/CNK的值增加呈线性增长,因而导致S型花岗岩的 P_2O_5 随着 SiO_2 的增加而增高或者基本不变(Wolf和London, 1994). 随着 SiO_2

含量的增加,青山-长陔带花岗岩的 P_2O_5 含量呈现较显著的递减趋势(图12h),进一步指示其为I型花岗岩.

同属皖南燕山期早阶段的成矿花岗闪长岩体,在岩石系列、铝饱和指数和岩石类型上和青山-长陔带花岗岩具有很大的相似性(图7)(图11b和c),主体属于

图 12 Harker图解
图例标记同图7

高钾钙碱性系列的I型花岗岩。但是, 这些花岗闪长岩具有高的Sr含量和较低的Y含量(<20ppm), 在Sr/Y-Y图解上大多投在埃达克岩的范围(图11a), 明显不同于青山-长陔带花岗岩的低Sr和高Y(>20ppm)的特征, 后者位于正常安山岩-流纹岩范围内(图11a)。

在相关图解中, 黄山花岗岩属于高钾钙碱性系列准铝质岩石(图7)。同时, 黄山花岗岩具有强烈的Eu负异常, 海鸥式稀土配分模式(图8a), 强烈亏损Ba、Sr和P(图8b), 具有相对高的Nb、Ga、Y和Zr含量, $10000 \times \text{Ga}/\text{Al} > 2.6$ (图11c), 显著不同于I型花岗岩, 为典型A型花岗岩的地球化学特征(Collins等, 1982; Clemens等, 1986; Whalen等, 1987; King等, 1997; Kemp和Hawkesworth, 2003)。另外, A型花岗岩具有相对高的形成温度(Clemens等, 1986; King等, 1997, 2001)。锆石Ti饱和温度计算结果表明, 黄山花岗岩平均值为750℃, 显著高于青山-长陔带花岗岩(平均688℃), 指示其符合A型花岗岩特征。

5.3 岩石成因

同时代的青山-长陔带花岗岩和皖南成矿花岗闪长岩在SiO₂含量上有部分的重叠, 且在Harker图解上, 两者总体和各自均构成一定的协变关系(图12), 随着SiO₂的增加, TiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃^T、MgO、CaO和P₂O₅线性降低, 反映了一定的结晶分异演化趋势。值得注意的是, 在SiO₂>75%的样品中, TiO₂、Fe₂O₃^T、MgO和CaO含量基本保持不变, P₂O₅含量甚至随着SiO₂的增加而略有升高(图12), 指示在高Si含量演化区间内, 并非单纯是结晶分异作用, 存在少量外来物质的加入。因此, 青山-长陔带花岗岩的岩浆可能为中酸性岩浆在早阶段经历以斜长石+角闪石为主的结晶分异, 晚阶段有围岩混染, 类似结晶分异同化混染(AFC)演化, 混染物质富P。这种中酸性岩浆可以用同时代的皖南成矿花岗闪长岩为代表, 虽然其微量元素组成和青山-长陔带花岗岩有一定的差别, 主要表现前者HREE含量普遍较低(图8), 但蛛网图上的配分型式基本一致(图8)。另外, 皖南上溪群沉积岩(彭亮, 2015)具有与青山-长陔带花岗岩非常相似的微量元素组成特征, 指示类似上溪群的围岩混染作用。皖南成矿花岗闪长岩的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于-6.6~2.3, 平均值为-2.7(王德恩等, 2011; 陈雪霏等, 2013), 而青山-长陔带花岗岩的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = -4.4 \sim 6.7$, 平均值为-1.5, 后者整体略高于前者

(图13)。皖南成矿花岗闪长岩具有较为一致的Nd同位素组成, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值介于-7.2~3.7, 其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 有着一定的变化范围, 除了一个数据为0.7165以外, 其他介于0.7078~0.7103(侯明金等, 2005; 周翔等, 2012; 周洁等, 2013); 青山-长陔带花岗岩样品的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为-7.2~4.4, 和皖南成矿花岗闪长岩基本一致, 但 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 总体较高, 介于0.7120~0.7125(图9)。这种同位素组成特征一方面表明, 皖南成矿花岗闪长岩和青山-长陔带花岗岩的岩浆具有同源特征, 另一方面指示了伴随着AFC过程, 一种高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 的物质混染加入了岩浆之中, 非常类似于皖南地区广泛发育的新元古代地层(以上溪群为代表, 陈江峰等, 1993)(图9), 进一步证明了类似上溪群物质的围岩混染。

皖南成矿花岗闪长岩具有相对高的SiO₂含量(多数介于65~73%)、富集的Sr-Nd-Hf同位素组成和富集大离子亲石元素、亏损高场强元素的大陆地壳元素特征(Taylor和McLennan, 1985; Rudnick, 1995), 指示其岩浆主体为壳源。这些岩石具有类似埃达克岩的高Sr低Y的地球化学特征(图11a), 同时在主量和微量元素以及同位素组成上, 和俯冲洋壳部分熔融形成的埃达克岩(Defant和Drummond, 1990; Castillo, 2012)显著不同, 而类似于下扬子地块中生代加厚下地壳部分熔融的产物(以大别造山带中生代埃达克质岩为代表, Huang等, 2008; Huang和He, 2010; Liu等, 2010)(图14)。江南造山带发育大量的新元古代岩浆岩, 大量的锆石Hf同位素数据表明, 该地区存在中-新元古代显著的地壳增生(Zhang和Zheng, 2013; Wang X L等, 2013)。在Hf同位素演化图上(图13), 皖南成矿花岗闪长岩和新元古代岩浆岩的演化范围高度一致, 表明其为中-新元古代增生加厚下地壳部分熔融的产物。因此, 青山-长陔带花岗岩也是起源于同样源区的中酸性岩浆, 经历了一定程度的斜长石+角闪石+上溪群的AFC过程形成。

在同等SiO₂含量范围内, 黄山A型花岗岩具有比青山-长陔带花岗岩更高的Nb、Y、Ga和Zr含量(图略), 更高的Ga/Al比值(图11c), 更显著的Eu负异常(图8a), 更低的Ba和Sr含量(图8b), 指示并非类似皖南成矿花岗闪长岩的岩浆经过高度结晶分异形成。关于A型花岗岩的成因主要有三种模式: 一是壳源(Collins等, 1982; Clemens等, 1986; Whalen等, 1987; Creaser等, 1991; King等, 2001); 二是幔源(Turner等, 1992; Mushkin等, 2003); 三是壳幔相互作用(Anderson等, 2003; Martin

图13 锆石Hf同位素演化图

皖南群中锆石数据引自Zhang等(2006)和Guo等(2014); 陡岭杂岩中锆石数据引自Hu等(2013); 新元古代花岗岩中锆石数据引自Zhang和Zheng(2013)和Wang X L等(2013); 皖南燕山早期与成矿相关花岗岩闪长岩数据引自王德恩等(2011)和陈雪霏等(2013). 图例标记同图7

等, 2005; Yang等, 2006). 地幔起源的A型花岗岩往往伴随着大量同期的基性岩(Turner等, 1992), 并具有亏损的同位素组成(Kemp等, 2006). 而皖南地区燕山期基性岩发育稀少, 迄今尚无基性岩的相关报道. 同时, 黄山花岗岩具有富集的同位素组成. 因此, 幔源岩浆经过结晶分异形成的可能性可以排除. 壳幔相互作用成因机制主要包括两种: 幔源岩浆经过AFC形成A型花岗岩(Anderson等, 2003; Barboni和Bussy, 2013), 以及壳幔岩浆混合后经过结晶分异形成(Yang等, 2006; Haapala等, 2007). 研究表明, 大量的幔源岩浆经过AFC过程只能形成少量的A型花岗岩(Barboni和Bussy, 2013), 而黄山岩体出露面积达100km²以上, 而临近几乎没有基性岩的出露. 另外, 野外调查在黄山岩体内部也没有发现基性暗色包体的发育, 且黄山花岗岩样品具有相对均一的Sr-Nd-Hf同位素组成(图9和13). 这些均不支持黄山A型花岗岩壳幔相互作用成因. 因此, 黄山花岗岩主体上为壳源成因. 壳源成因机制也包括两种不同的认识: (1) 下地壳岩石经过前期部分熔融抽取了I或S型花岗质岩浆后, 富F的麻粒岩质残留物再次部分

熔融形成(Collins等, 1982; Clemens等, 1986; Whalen等, 1987); (2) 地壳火成岩(英云闪长岩和花岗闪长岩)直接熔融(Creaser等, 1991). 研究表明, 扬子地块地壳增生事件主要发生在3.8~3.6, 2.6~2.5和1.2~0.8Ga(Grimmer等, 2003; Tang等, 2012; Zhang和Zheng, 2013; Guo等, 2014), 古老基底时代上以太古代、古元古代和中-新元古代为主, 分别以皖南群、陡岭杂岩、新元古代地层和岩浆岩以及继承岩浆锆石为代表(图13). 黄山花岗岩的锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于-6.6~-1.2, T_{DM2} 为1585~1234Ma, 显然不是太古代和古元古代基底部分熔融的产物, 应和中-新元古代基底存在物质上的紧密联系. 前已叙及, 皖南成矿花岗岩闪长岩为中-新元古代增生加厚下地壳部分熔融的产物, 但这种岩浆经过结晶分异或AFC过程只能形成青山-长陔带花岗岩, 而不能形成黄山A型花岗岩. 另外, 这些岩石分属早晚两期岩浆作用, 直接的结晶分异演化关系难以解释黄山岩体的成因. 因此, 黄山花岗岩最为可能的成因机制是岩浆抽取后, 在拉张背景下, 软流圈上涌导致麻粒岩质残留物再次部分熔融形成. 黄山岩体和皖南成矿花岗岩闪长岩相似的

图 14 $K_2O/Na_2O-Al_2O_3$ 图解(a)和 $Sr/Y-(La/Yb)_N$ 图解(b)
底图引自谢建成等(2012); 皖南燕山早阶段与成矿相关花岗闪长岩
数据引自周翔等(2012)和王德恩等(2011)

Sr-Nd-Hf同位素组成也为这个结论提供了坚实的依据。

5.4 成矿和构造意义

近年来, 江南造山带东段在找矿勘查方面取得了重大突破, 主要表现在江西大湖塘超大型岩浆-热液型钨(钼、铜)矿床、江西朱溪超大型矽卡岩型钨(铜)矿床、安徽东源和里东坑大型斑岩型钨(钼)矿、安徽竹溪岭大型矽卡岩型-热液充填交代型钨银矿床、安徽逍遥大型矽卡岩型-斑岩型钨多金属矿床等, 已经构成一个世界级的钨多金属成矿带。这些矿床的成矿岩体主要为花岗闪长(斑)岩和花岗(斑)岩, 形成时代介于150~140Ma(秦燕等, 2010; 周翔等, 2011, 2012; 陈雪霏等, 2013; 陈子微等, 2013; 李岩等, 2014; 王先广等, 2015; 吴筱萍等, 2015; 黄兰椿和蒋少涌, 2012; 项

新葵等, 2015)。本次研究的青山-长陔带成矿花岗岩, 时空上也属于该钨多金属成矿带。这些成矿岩体在同位素特征上和江南造山带广泛出露的新元古代基底和岩浆岩具有高度的相似性, 表明两者之间物质上的内在联系(陈雪霏等, 2013; 陈子微等, 2013; 王先广等, 2015; 黄兰椿和蒋少涌, 2012; 项新葵等, 2015), 也指示了江南造山带东段与俯冲作用密切相关的中-新元古代增生地壳是重要的矿源层。野外地质观察和勘查成果表明, 青山-长陔带花岗岩和同期花岗闪长岩均具有较强的钨钼多金属成矿能力, 本质的原因在于岩浆起源于共同的源区。而青山-长陔带花岗岩形成中的AFC过程, 无疑有利于成矿物质的进一步富集。以黄山岩体为代表的江南造山带东段(包括皖南地区)燕山期晚阶段A型花岗岩, 虽然岩浆源区和早阶段成矿岩浆岩一致, 但由于成矿元素具有不相容性, 基本上进入早阶段岩浆而迁移, 使得残留源区再次熔融形成的岩浆亏损成矿元素, 从而成矿能力较差。因此, 本地区燕山期早晚期花岗岩成矿能力的强弱主要取决于岩浆起源及源区成矿物质的富集程度。

作为中国东部燕山期岩浆岩带的重要组成部分, 关于下扬子皖南地区中生代岩浆岩成因及其构造背景, 主要有三种观点: (1) 印支期扬子地块和华北地块之间的碰撞, 导致本地区陆内造山。在后造山阶段, 加厚的岩石圈开始发生拆沉, 软流圈上涌, 玄武岩浆底侵引发下地壳岩石部分熔融(薛怀民等, 2009); (2) 洋脊俯冲及板片窗的逐步打开, 软流圈上涌导致岩石圈下部发生部分熔融(Wu等, 2012); (3) 古太平洋板块俯冲后撤的背景下, 本地区在弧后拉张背景下, 软流圈上涌加热下地壳部分熔融(Zhou等, 2013)。皖南燕山期早阶段青山-长陔带花岗岩(~140Ma)为加厚下地壳部分熔融经过AFC过程形成, 原始岩浆的高S低Y特征和锆石温度估算指示岩浆产生于高压(>40km; Rapp等, 1991; Xiong等, 2005)和低温(~680°C)的环境, 可以对应后造山阶段。而晚阶段黄山岩体(~129Ma)的A型花岗岩属性, 指示其岩浆源区为斜长石稳定区域, 对应较低的压力(<30km, Dall Agnol和de Oliveira, 2007), 同时锆石温度估算给出较高的数值(~750°C), 对应了拉张环境下, 地壳变薄和软流圈上涌的构造背景。皖南地区位于新元古代华夏地块和扬子地块之间的俯冲与软碰撞形成的造山带(Zhao, 2015), 随之在新元古代也经历了后造山带阶段和相应的岩浆作用(Wu等, 2006),

但在印支期属于前陆构造单元,发育褶皱为主的构造变形. 印支期华南板块周边的多板块汇聚作用(董树文等, 2007; 毛建仁等, 2014)是否可以在皖南地区形成陆内造山带和燕山期后造山阶段的岩浆作用目前还存有很大争议. 不管是板内造山模式(Zhou等, 2006; Wang Y J等, 2007; 董树文等, 2007; 毛建仁等, 2014), 还是活动大陆边缘模式(Zhou和Li, 2000; Li和Li, 2007; Sun等, 2007), 还是包括上述两大动力学模式的综合模型(Wang Y J等, 2013), 有一点可以肯定, 那就是皖南地区从~140Ma至~129Ma, 下地壳岩浆源区从高压低温转变为低压高温, 对应了晚阶段为强烈拉张的构造背景以及发生了地壳的减薄和软流圈的上涌, 岩浆作用从类似于后造山阶段转变为非造山阶段. 在相关构造判别图解中(图15), 皖南燕山期早阶段成矿岩浆岩

基本上位于火山弧或同碰撞花岗岩范围, 而晚阶段花岗岩全部位于板内环境, 和上述认识一致. 可以确定的是, 以黄山岩体为代表的A型花岗岩并非印支期陆内造山演化阶段的产物, 更应是随着古太平洋板片俯冲角度加大, 皖南地区处在弧后拉张构造背景下形成.

6 结论

(1) 皖南地区青山-长岭地区发育一条燕山期花岗岩带, 岩石类型以二长花岗斑岩和正长花岗斑岩为主, 属于高钾钙碱性系列, 为准铝质到I型花岗岩. 锆石U-Pb定年结果显示, 这些岩体的形成时代非常一致, 介于(140±3)~(141±2)Ma, 属于皖南地区燕山期早阶段岩浆作用. 黄山岩体主体为正长花岗岩, 也包括少量二长花岗岩, 属于高钾钙碱性系列, 为准铝质A型花岗岩. 正长花岗岩的锆石U-Pb定年为(129±2)Ma, 属于皖南地区燕山期晚阶段岩浆作用.

(2) 皖南地区是江南造山带东段钨多金属成矿带的重要组成部分, 区内钨多金属成矿与燕山期早阶段I型花岗闪长岩、二长花岗岩和正长花岗岩成因上密切相关, 而燕山期晚阶段A型花岗岩成矿能力较弱.

(3) 皖南地区燕山期早阶段成矿花岗闪长岩起源于中-新元古代增生加厚下地壳的部分熔融作用, 而青山-长岭带花岗岩为这种岩浆经过斜长石+角闪石+上溪群的AFC演化形成. 黄山花岗岩也是起源于中-新元古代增生地壳的深熔作用, 但岩浆源区为经过了燕山期早阶段I型中酸性岩浆抽取后的残留麻粒岩质地壳.

(4) 皖南地区燕山期早晚两个阶段岩浆岩成矿能力上的差异性, 主要是因为早阶段岩浆起源于成矿物质富集的源区, 而晚阶段岩浆起源于成矿元素匮乏的残留源区, 成矿能力天生不足.

(5) 皖南地区燕山期早阶段岩浆作用产生于相对厚的地壳环境, 温度较低; 而晚阶段A型花岗岩起源深度较浅, 形成温度更高. 同样的岩浆源区从~140Ma至~129Ma抬升了10km以上, 并且地温梯度升高, 指示从早至晚, 岩浆作用阶段从后造山转变为非造山. 后者对应着古太平洋俯冲角度加大背景下的弧后拉张环境.

图15 Y-Nb构造环境判别图解(a)和Y+Nb-Rb构造环境判别图解(b)

底图据Pearce等(1984), 数据来源和图例标记同图7

致谢 锆石Hf同位素测试得到中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室工作人员的帮助; 全岩Sr-Nd同位素分析得到了中国科学技术大学化学地球

动力学实验室工作人员的帮助; 评审人和编委提出了宝贵的修改意见, 在此一并表示诚挚的感谢。

参考文献

- 常印佛, 刘湘培, 吴言昌. 1991. 长江中下游铜铁成矿带. 北京: 地质出版社. 130
- 陈江峰, 周泰禧, 李学. 1993. 安徽南部燕山期中酸性侵入岩的源区锆钼同位素制约. 地球化学, 21: 261–268
- 陈思. 2014. 安徽贵池牯牛降复式岩体成岩作用研究. 硕士学位论文. 合肥: 合肥工业大学
- 陈雪霏, 汪应庚, 孙卫东, 杨晓勇. 2013. 皖南宁国竹溪岭地区花岗闪长岩锆石U-Pb年代学及地球化学及其成因研究. 地质学报, 87: 1662–1678
- 陈子微, 余心起, 周翔, 郝国胜, 邱骏挺, 李鹏举. 2013. 皖南休宁县里东抗似斑状花岗闪长岩成岩成矿特征分析. 中国地质, 40: 1762–1776
- 董树文, 张岳桥, 龙长兴, 杨振宇, 季强, 王涛, 胡建民, 陈宣华. 2007. 中国侏罗纪构造变革与燕山运动新诠释. 地质学报, 81: 1449–1461
- 黄兰椿, 蒋少涌. 2012. 江西大湖塘钨矿床似斑状白云母花岗岩锆石U-Pb年代学、地球化学及成因研究. 岩石学报, 28: 3887–3900
- 侯明金. 2005. 江南隆起带(安徽部分)燕山晚阶段岩浆活动与深部过程. 博士学位论文. 合肥: 合肥工业大学. 131
- 李双, 杨晓勇, 孙卫东. 2012. 皖南歙县邓家坞钨矿床年代学及Hf同位素地球化学研究. 岩石学报, 28: 3980–3992
- 李岩, 潘小菲, 赵苗, 陈国华, 张天福, 刘茜, 张诚. 2014. 景德镇朱溪钨(铜)矿床花岗斑岩的锆石U-Pb年龄、地球化学特征及其与成矿关系探讨. 地质论评, 60: 693–708
- 刘昌实, 朱金初, 沈渭洲, 徐士进. 1990. 华南陆壳改造系列花岗岩类型划分和成岩物质来源. 地质学报, 64: 43–52
- 毛建仁, 厉子龙, 叶海敏. 2014. 华南中生代构造-岩浆活动研究: 现状与前景. 中国科学: 地球科学, 44: 2593–2617
- 彭亮. 2015. 皖南歙县-绩溪地区新元古代上溪群沉积记录及环境响应. 硕士学位论文. 合肥: 合肥工业大学. 63–64
- 秦燕, 王登红, 吴礼彬, 王克友, 梅玉萍. 2010. 安徽东源钨矿含矿斑岩中的锆石SHRIMP U-Pb年龄及其地质意义. 地质学报, 84: 479–484
- 舒良树, 施央申, 郭令智, Charvet J, 孙岩. 1995. 江南中段板块-地体构造与碰撞造山运动学. 南京: 南京大学出版社. 174
- 汤金来, 程伟斌, 陈富荣, 陈芳. 2014. 安徽绩溪县逍遥坞多金属矿床成矿地质条件与成矿潜力. 合肥工业大学学报(自然科学版), 37: 745–750
- 王德恩, 张元朔, 高冉, 李全忠, 闫峻, 胡顺利. 2014. 下扬子天目山盆地火山岩锆石LA-ICPMS定年及地质意义. 资源调查与环境, 35: 178–184
- 王德恩, 周翔, 余心起, 杜玉雕, 杨赫鸣, 傅建真, 董会明. 2011. 皖南

- 祁门地区东源钨矿矿区花岗闪长斑岩SHRIMP锆石U-Pb年龄和Hf同位素特征. 地质通报, 30: 1514–1529
- 王先广, 刘战庆, 刘善宝, 王成辉, 刘建光, 万浩章, 陈国华, 张树德, 刘小林. 2015. 江西朱溪铜钨矿细粒花岗岩LA-ICP-MS锆石U-Pb定年和岩石地球化学研究. 岩矿测试, 34: 592–599
- 吴筱新, 郑永飞, 吴元保. 2007. 皖南新元古代井潭组火山岩锆石U-Pb定年和同位素地球化学研究. 高校地质学报, 13: 282–296
- 吴筱萍, 欧阳永棚, 周耀湘, 钟仕俊, 陈国华. 2015. 景德镇朱溪钨铜多金属矿床岩浆岩地球化学特征及其对成矿的约束. 中国地质, 42: 1885–1896
- 项新葵, 尹青青, 孙克克, 陈斌. 2015. 江南造山带中段大湖塘同构造花岗斑岩的成因: 锆石U-Pb年代学、地球化学和Nd-Hf同位素制约. 岩石矿物学杂志, 34: 581–600
- 谢建成, 陈思, 荣伟, 李全忠, 杨晓勇, 孙卫东. 2012. 安徽牯牛降A型花岗岩的年代学、地球化学和构造意义. 岩石学报, 28: 4007–4020
- 邢凤鸣, 徐祥, 陈江峰, 周泰禧, Foland K A. 1992. 江南古陆东南缘晚元古代大陆增生带. 地质学报, 66: 59–71
- 邢凤鸣, 徐祥. 1993. 皖南中生代花岗岩类Nd、Sr、Pb同位素特点. 安徽地质, 3: 35–40
- 薛怀民, 马芳, 宋永勤, 谢亚平. 2010. 江南造山带东段新元古代花岗岩组合的年代学和地球化学: 对扬子与华夏地块拼合时间与过程的约束. 岩石学报, 26: 15–44
- 薛怀民, 汪应庚, 马芳, 汪诚, 王德恩, 左延龙. 2009. 高度演化的黄山A型花岗岩: 对扬子克拉通东南部中生代岩石圈减薄的约束? 地质学报, 83: 248–259
- 闫峻, 彭戈, 刘建敏, 李全忠, 陈志洪, 史磊, 刘晓强, 姜子朝. 2012. 下扬子繁昌地区花岗岩成因: 锆石年代学和Hf-O同位素制约. 岩石学报, 28: 3209–3227
- 张定源, 王爱国, 鲍晓明, 谢玉玲, 王德恩, 曾献育. 2014. 安徽天井山金矿区韩家岩体成因与成矿意义. 火山地质与矿产, 1: 1–11
- 张虹, 戴圣潜, 管运财, 吴海权. 2005. 皖南绩溪伏岭岩体岩石地球化学特征. 中国地质, 32: 411–416
- 张俊杰, 王光杰, 杨晓勇, 孙卫东, 戴圣潜. 2012. 皖南旌德花岗闪长岩与暗色包体的成因: 地球化学、锆石U-Pb年代学与Hf同位素制约. 岩石学报, 28: 4047–4063
- 张舒, 张招崇, 艾羽, 袁万明, 马乐天. 2009. 安徽黄山花岗岩岩石学、矿物学及地球化学研究. 岩石学报, 25: 25–38
- 赵连泽, 陈克荣, 张海进. 1993. 皖浙边界刘村花岗闪长岩中岩石包体的研究. 安徽地质, 3: 16–24
- 赵连泽, 刘昌实. 1987. 安徽太平-黄山多成因复式花岗岩基中钾长石的成分和结构态. 矿物岩石, 7: 40–50
- 赵玲, 陈志洪. 2014. 皖南谭山岩体的锆石定年及地质意义. 火山地质与矿产, 35: 185–191
- 周洁, 姜耀辉, 曾勇, 葛伟亚. 2013. 江南造山带东段旌德岩体锆石LA-ICPMS年龄和Nd-Sr-Hf同位素地球化学. 中国地质, 40: 1379–1391

- 周泰禧, 陈江峰, 李学明, Foland, K A. 1988. 安徽省印支期岩浆活动质疑. *岩石学报*, 4: 46–53
- 周涛发, 袁峰, 侯明金, 杜建国, 范裕, 朱光, 岳书仓. 2004. 江南隆起带东段皖赣相邻区燕山期花岗岩类的成因及形成的地球动力学背景. *矿物岩石*, 24: 65–71
- 周翔, 余心起, 王德恩, 张德会, 李春麟, 傅建真, 董会明. 2011. 皖南东源含W、Mo花岗岩闪长斑岩及成矿年代学研究. *现代地质*, 25: 201–210
- 周翔, 余心起, 杨赫鸣, 王德恩, 杜玉雕, 柯宏飙. 2012. 皖南绩溪县靠背尖高Ba-Sr花岗岩闪长斑岩年代学及其成因. *岩石学报*, 28: 3403–3417
- Anderson I C, Frost C D, Frost B R. 2003. Petrogenesis of the Red Mountain pluton, Laramie anorthosite complex, Wyoming: Implications for the origin of A-type granite. *Precambrian Res*, 124: 243–267
- Barboni M, Bussy F. 2013. Petrogenesis of magmatic albite granites associated to cogenetic A-type granites: Na-rich residual melt extraction from a partially crystallized A-type granite mush. *Lithos*, 177: 328–351
- Boynton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P, ed. *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier. 63–1144
- Castillo P R. 2012. Adakite petrogenesis. *Lithos*, 134–135: 304–316
- Chen J F, Feland K A, Xing F M, Xu X, Zhou T X. 1991. Magmatism along the southeast margin of the Yangtze block: Precambrian collision of the Yangtze and Cathaysia blocks of China. *Geology*, 19: 815
- Clemens J D, Holloway J R, White A J R. 1986. Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *Am Miner*, 71: 317–324
- Collins W J, Beams S D, White A J R, Chappell B W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib Mineral Petrol*, 80: 189–200
- Creaser R A, Price R C, Wormald R J. 1991. A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model. *Geology*, 19: 163
- Dall'Agnol R, de Oliveira D C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, 93: 215–233
- Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662–665
- Foland K A, Allen J C. 1991. Magma sources for Mesozoic anorogenic granites of the White Mountain magma series, New England, USA. *Contrib Mineral Petrol*, 109: 195–211
- Grimmer J C, Ratschbacher L, McWilliams M, Franz L, Gaitzsch I, Tichomirowa M, Hacker B R, Zhang Y Q. 2003. When did the ultrahigh-pressure rocks reach the surface? A $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ white mica, Si-in-white mica, single-grain provenance study of Dabie Shan synorogenic foreland sediments. *Chem Geol*, 197: 87–110
- Guo J L, Gao S, Wu Y B, Li M, Chen K, Hu Z C, Liang Z W, Liu Y S, Zhou L, Zong K Q, Zhang W, Chen H H. 2014. 3.45 Ga granitic gneisses from the Yangtze Craton, South China: Implications for Early Archean crustal growth. *Precambrian Res*, 242: 82–95
- Haapala I, Frindt S, Kandara J. 2007. Cretaceous Gross Spitzkoppe and Klein Spitzkoppe stocks in Namibia: Topaz-bearing A-type granites related to continental rifting and mantle plume. *Lithos*, 97: 174–192
- Hu J, Liu X C, Chen L Y, Qu W, Li H K, Geng J Z. 2013. A ~2.5 Ga magmatic event at the northern margin of the Yangtze craton: Evidence from U-Pb dating and Hf isotope analysis of zircons from the Douling Complex in the South Qinling orogen. *Chin Sci Bull*, 58: 3564–3579
- Huang F, He Y S. 2010. Partial melting of the dry mafic continental crust: Implications for petrogenesis of C-type adakites. *Chin Sci Bull*, 55: 2428–2439
- Huang F, Li S G, Dong F, He Y S, Chen F K. 2008. High-Mg adakitic rocks in the Dabie orogen, central China: Implications for foundering mechanism of lower continental crust. *Chem Geol*, 255: 1–13
- Kemp A I S, Hawkesworth C J. 2003. Granitic perspectives on the generation and secular evolution of the continental crust. *Treatise Geochem*, 349–410
- Kemp A I S, Hawkesworth C J, Paterson B A, Kinny P D. 2006. Episodic growth of the Gondwana supercontinent from hafnium and oxygen isotopes in zircon. *Nature*, 439: 580–583
- King P L, Chappell B W, Allen C M, White A J R. 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Aust J Earth Sci*, 48: 501–514
- King P L, White A J R, Chappell B W, Allen C M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *J Petrol*, 38: 371–391
- Le Maitre R W, Bateman P, Dudek A. 1989. *A Classification of Igneous rocks and Glossary of Terms*. Oxford: Blackwell
- Li Z X, Li X H. 2007. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. *Geology*, 35: 179–182
- Liu S A, Li S G, He Y S, Huang F. 2010. Geochemical contrasts between early Cretaceous ore-bearing and ore-barren high-Mg adakites in central-eastern China: Implications for petrogenesis and Cu-Au mineralization. *Geochim Cosmochim Acta*, 74: 7160–7178
- Liu Y S, Wang X H, Wang D B, He D T, Zong K Q, Gao C G, Hu Z C, Gong H J. 2012. Triassic high-Mg adakitic andesites from Linxi, Inner Mongolia: Insights into the fate of the Paleo-Asian ocean crust and fossil slab-derived melt-peridotite interaction. *Chem Geol*, 328: 89–108
- Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids.

- Geol Soc Am Bull*, 101: 635–643
- Martin H, Smithies R H, Rapp R, Moyen J F, Champion D. 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79: 1–24
- Mushkin A, Navon O, Halicz L, Hartmann G, Stein M. 2003. The petrogenesis of A-type magmas from the Amram Massif, Southern Israel. *J Petrol*, 44: 815–832
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J Petrol*, 25: 956–983
- Rapp R P, Watson E B, Miller C F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Res*, 51: 1–25
- Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22: 247–263
- Rudnick R L. 1995. Making continental crust. *Nature*, 378: 571–578
- Su Y P, Zheng J P, Griffin W L, Zhao J H, O'Reilly S Y, Tang H Y, Ping X Q, Xiong Q. 2013. Petrogenesis and geochronology of Cretaceous adakitic, I- and A-type granitoids in the NE Yangtze block: Constraints on the eastern subsurface boundary between the North and South China blocks. *Lithos*, 175–176: 333–350
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 42: 313–345
- Sun W D, Ding X, Hu Y H, Li X H. 2007. The golden transformation of the Cretaceous plate subduction in the west Pacific. *Earth Planet Sci Lett*, 262: 533–542
- Tang H Y, Zheng J P, Griffin W L, Su Y P, Yu C M, Ren H W. 2012. Complex Precambrian crustal evolution beneath the northeastern Yangtze Craton reflected by zircons from Mesozoic volcanic rocks of the Fanchang basin, Anhui Province. *Precambrian Res*, 220–221: 91–106
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell
- Turner S P, Foden J D, Morrison R S. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos*, 28: 151–179
- Wang X L, Shu X J, Xu X S, Tang M, Gaschnig R. 2012. Petrogenesis of the Early Cretaceous adakite-like porphyries and associated basaltic andesites in the eastern Jiangnan orogen, southern China. *J Asian Earth Sci*, 61: 243–256
- Wang X L, Zhou J C, Griffin W L, Wang R C, Qiu J S, O'Reilly S Y, Xu X, Liu X M, Zhang G L. 2007. Detrital zircon geochronology of Precambrian basement sequences in the Jiangnan orogen: Dating the assembly of the Yangtze and Cathaysia Blocks. *Precambrian Res*, 159: 117–131
- Wang X L, Zhou J C, Wan Y S, Kitajima K, Wang D, Bonamici C, Qiu J S, Sun T. 2013. Magmatic evolution and crustal recycling for Neoproterozoic strongly peraluminous granitoids from southern China: Hf and O isotopes in zircon. *Earth Planet Sci Lett*, 366: 71–82
- Wang Y J, Fan W M, Sun M, Liang X Q, Zhang Y H, Peng T P. 2007. Geochronological, geochemical and geothermal constraints on petrogenesis of the Indosinian peraluminous granites in the South China Block: A case study in the Hunan Province. *Lithos*, 96: 475–502
- Wang Y J, Fan W M, Zhang G W, Zhang Y. 2013. Phanerozoic tectonics of the South China Block: Key observations and controversies. *Gondwana Res*, 23: 1273–1305
- Watson E B, Harrison T M. 2005. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. *Science*, 308: 841–844
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib Mineral Petrol*, 95: 407–419
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London: Allen and Unwin. 466
- Wolf M B, London D. 1994. Apatite dissolution into peraluminous haplogranitic melts: An experimental study of solubilities and mechanisms. *Geochim Cosmochim Acta*, 58: 4127–4145
- Wu F Y, Ji W Q, Sun D H, Yang Y H, Li X H. 2012. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic compositions of the Mesozoic granites in southern Anhui Province, China. *Lithos*, 150: 6–25
- Wu R X, Zheng Y F, Wu Y B, Zhao Z F, Zhang S B, Liu X, Wu F Y. 2006. Reworking of juvenile crust: Element and isotope evidence from Neoproterozoic granodiorite in South China. *Precambrian Res*, 146: 179–212
- Xiong X L, Adam J, Green T H. 2005. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis. *Chem Geol*, 218: 339–359
- Xu X S, Suzuki K, Liu L, Wang D Z. 2010. Petrogenesis and tectonic implications of Late Mesozoic granites in the NE Yangtze Block, China: Further insights from the Jiuhuashan-Qingyang complex. *Geol Mag*, 147: 219–232
- Yan J, Liu J M, Li Q Z, Xing G F, Liu X Q, Xie J C, Chu X Q, Chen Z H. 2015. *In situ* zircon Hf-O isotopic analyses of late Mesozoic magmatic rocks in the Lower Yangtze River Belt, central eastern China: Implications for petrogenesis and geodynamic evolution. *Lithos*, 227: 57–76
- Yang J H, Wu F Y, Chung S L, Wilde S A, Chu M F. 2006. A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence. *Lithos*, 89: 89–106
- Zhang S B, Wu R X, Zheng Y F. 2012. Neoproterozoic continental accretion in South China: Geochemical evidence from the Fuchuan ophiolite in the Jiangnan orogen. *Precambrian Res*, 220–221: 45–64
- Zhang S B, Zheng Y F. 2013. Formation and evolution of Precam-

- brian continental lithosphere in South China. [Gondwana Res](#), 23: 1241–1260
- Zhang S B, Zheng Y F, Wu Y B, Zhao Z F, Gao S, Wu F Y. 2006. Zircon isotope evidence for ≥ 3.5 Ga continental crust in the Yangtze craton of China. [Precambrian Res](#), 146: 16–34
- Zhao G C. 2015. Jiangnan Orogen in South China: Developing from divergent double subduction. [Gondwana Res](#), 27: 1173–1180
- Zhou J, Jiang Y H, Xing G F, Zeng Y, Ge W Y. 2013. Geochronology and petrogenesis of Cretaceous A-type granites from the NE Jiangnan Orogen, SE China. [Int Geol Rev](#), 55: 1359–1383
- Zhou X M, Li W X. 2000. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. [Tectonophysics](#), 326: 269–287
- Zhou X M, Sun T, Shen W Z, Shu L S, Niu Y L. 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution. *Episodes*, 29: 26–33