

文章编号:1672-6561(2014)01-0141-11

华南南岭地区中生代花岗岩体年代学 及氧逸度特征

孙 占 亮

(山西省地质调查院,山西 太原 030006)

摘 要:华南南岭地区中生代花岗岩钨锡成矿活动十分剧烈。采集了南岭地区清湖岩体、姑婆山岩体(锡矿)、雪花顶岩体、骑田岭岩体(锡钨矿)和九峰岩体 5 处出露花岗岩锆石样品,并进行锆石 U-Pb 年代学和微量元素分析。结果表明:花岗岩年龄主要集中在 146~166 Ma 之间,与前人所测年龄误差范围内一致;其锆石 Ce^{4+}/Ce^{3+} 值总体偏低(低于 200), Eu_N/Eu_N^* 值均小于 0.4,无论是与锡(钨)矿有关的花岗岩还是普通花岗岩,都显示较低的氧逸度特征,明显低于年龄较老的大宝山铜钼矿、德兴斑岩铜矿的锆石 Ce、Eu 异常。因此,南岭地区中生代时可能离古太平洋板块俯冲带较远,受到俯冲流体影响较弱,可能形成于古太平洋板块 SW 向俯冲背景下。

关键词:花岗岩;氧逸度;锆石 U-Pb 年龄;钨锡矿;中生代;太平洋板块俯冲;南岭地区

中图分类号:P588.12⁺1

文献标志码:A

Geochronology and Oxygen Fugacity of Mesozoic Granites in Nanling Area of South China

SUN Zhan-liang

(Shanxi Institute of Geological Survey, Taiyuan 030006, Shanxi, China)

Abstract: W-Sn mineralization of Mesozoic granites in Nanling area of South China is very strong. Five granite zircon samples from Qinghu, Guposhan (Sn deposit), Xuehuading, Qitianling (Sn-W deposit) and Jiufeng plutons in Nanling area were conducted and measured by zircon U-Pb geochronology and trace element analysis. The results show that granite ages are mainly formed at 146-166 Ma, consistent with previous measured ages within errors; all the calculated zircon Ce^{4+}/Ce^{3+} values are lower than 200, the Eu_N/Eu_N^* values are less than 0.4, and granites related with W(Sn) deposit or barren granites have lower oxygen fugacity than that of the older Dabaoshan Mo-Cu-W deposit and Dexing porphyry Cu deposit. Therefore, Nanling area is possible far from subduction zone of Paleo-Pacific Plate in Mesozoic, is weakly influenced by subduction fluids, and is affected by SW-trending subduction of Paleo-Pacific Plate.

Key words: granite; oxygen fugacity; zircon U-Pb age; W-Sn deposit; Mesozoic; Pacific Plate subduction; Nanling area

0 引 言

中国华南地区中生代广泛发育岩浆活动和相关

的成矿活动。就目前资料统计,华南地区是已知矿产地矿产出现概率最大的区域,其金属矿产产出概率为每平方千米 0.001^[1]。因此,从 20 世纪 40 年

收稿日期:2014-02-23

基金项目:中国科学院知识创新工程重大项目(KZCX1-YW-15-1);国家自然科学基金项目(41203028)

作者简介:孙占亮(1964-),男,山西山阴人,高级工程师,E-mail: sxdydzsl@sina.com。

代开始,相关学者就对华南整个中生代地质框架和花岗岩-火山岩的成因进行了长期探讨。华南地区岩浆岩出露分布复杂,成矿种类繁多,构造、盆地发育,存在许多不同观点:岩石圈伸展与软流圈地幔上涌说^[2]、东亚巨型裂谷体系与大规模岩石圈拆沉-减薄说^[3]、“中生代时开始了整个中国东海岸裂谷”说^[4]、板内洋盆闭合俯冲消减说^[5]、古太平洋板块对欧亚板块的消减说^[6-8]以及华南中生代地幔柱上升说^[9]。对于这些模型,其实都是建立在华南地区出现拉张的构造背景下。华南岩浆活动背景被解释为岛弧或者弧后背景,或者俯冲板片拆沉后形成的拉张背景。近年来,随着大量高精度岩石年代学和地球化学数据的积累,太平洋板块俯冲模型越来越受到关注,其中最著名的 2 个模型分别为低角度俯冲模型^[7-8]和平板俯冲模型^[6]。Zhou 等通过对华南地区出露的花岗岩的详细研究,认为华南地区中生代经历过 2 次构造域的转换,即从印支期特提斯构造域的陆-陆碰撞活动到燕山期古太平洋板块 NW—WNW 向俯冲形成的大规模拉张背景^[8]。这种低角度俯冲模型可以解释中、晚白垩世岩浆活动由 NW 向 SE 逐渐年轻的迁移模式,但是不能很好地解释侏罗世侵入岩时空分布。平板俯冲模型则认为,自二叠纪末—三叠纪初开始,太平洋板块就对华南地区发生俯冲作用,由直径约 1 000 km 海底高原俯冲造成的平板俯冲,延伸至华南内陆近 1 300 km,并且在华南岩石圈下停留了数十百万年,在 160 Ma 左右发生俯冲板片的断离、下沉,形成了南岭地区大规模的岩浆活动。该模型也认为太平洋板块的俯冲方向为 NW—WNW^[6]。这种模型可以很好地解释印支期沿海发生的部分岩浆活动和侏罗纪华南南岭地区大规模的岩浆活动以及中、晚白垩世华南地区的岩浆分带,但是对于华南地区侏罗纪的岩浆时空分布还存在一些矛盾。由于华南地区侏罗纪侵入岩在时空分布上显示为 NNE—NE 向逐渐年轻的趋势,所以太平洋板块的俯冲方向应该重新考虑。

俯冲方向的变化一般与大规模的成矿有着很好的相关性^[10],而且俯冲深度与成矿的相关关系似乎也存在一定的相关性^[11-12],但是却很少有文献涉及^[13-14]。华南地区中生代发生的大规模岩浆活动以及相关成矿作用被广泛认为与太平洋板块俯冲相关^[14-16],是研究俯冲过程的理想场所。因此,研究华南地区岩浆与成矿的时空分布可以更好地理解俯冲的过程。

前人对华南地区的研究主要关注于与铜(钼)矿相关的岩浆岩氧逸度特征,并提出中生代太平洋板

块对华南陆块进行 SW 向斜俯冲^[13-14],但是对于与钨锡矿有关或者普通花岗岩的氧逸度特征研究较少。笔者在华南南岭地区横向剖面上自西向东分别选取清湖岩体、姑婆山花岗岩(锡矿)、雪花顶岩体、骑田岭岩体(锡矿)和九峰岩体进行锆石年代学和微量元素微区分析工作,通过计算锆石的 Ce、Eu 异常来反演其形成时的氧逸度特征,并与区内大宝山岩体(钼铜矿)、德兴岩体(铜矿)进行对比,进而研究华南地区中生代的构造背景。

1 地质背景

南岭地区位于华南腹地,中生代岩浆岩活动极为强烈,伴随着大规模钨锡多金属成矿活动。南岭地区是中国乃至世界最重要的钨锡矿集中分布区。南岭地区作为华南地块的一部分,中生代以来受到特提斯和印支造山的影响,断裂和褶皱以 EW 向为主,早侏罗世以来则主要受太平洋板块俯冲及后撤影响,使得陆壳发生熔融形成大规模花岗岩^[17-18]。近年来,大量高精度锆石定年研究表明,南岭地区花岗岩主要形成于 150~180 Ma^[19-21]。

本文所采集的岩体主要分布在南岭地区(图 1),包括清湖岩体、姑婆山花岗岩(锡矿)、雪花顶岩体、骑田岭岩体(锡矿)和九峰岩体。

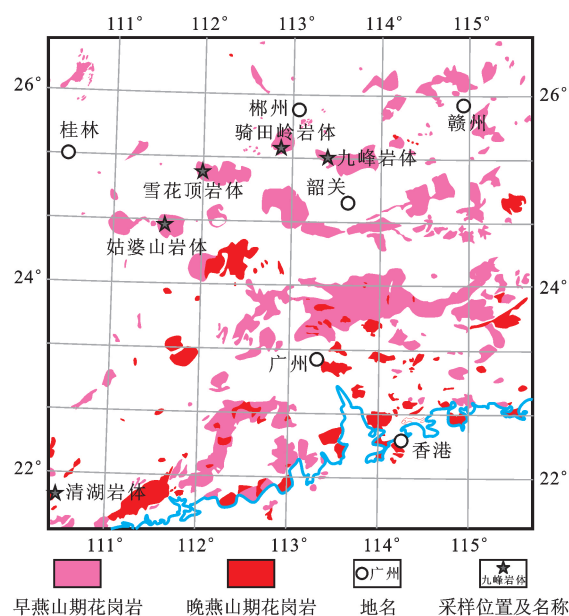


图 1 南岭地区中生代岩浆岩分布和采样点

Fig. 1 Distribution of Mesozoic Magmatic Rocks in Nanling Region and Sample Locations

1.1 清湖岩体

清湖二长岩出露在广西陆川清湖乡及广东化州平定乡一带,岩体位于云开隆起六靖背斜的西南端,

受 NE—SW 向区域性构造控制。岩体呈 NW—SE 向椭圆形,长轴 16.3 km,短轴 5~8.5 km,地表出露面积约 105 km²。岩体的造岩矿物主要有斜长石、钾长石、角闪石、石英和黑云母,副矿物有磁铁矿、钛铁矿、磷灰石、榍石、锆石、褐帘石及少量石榴石、黄铁矿、锐钛矿、黄铜矿、辉钼矿、钼矿等^[22]。徐磊明等报道了清湖岩体的锆石 U-Pb 下交点年龄为 (156±2) Ma^[22],Li 等通过 LAM-ICPMS 单颗粒锆石定年获得清湖岩体年龄为 (156±6) Ma^[23]; ID-TIMS 方法获得年龄为 (159.38±0.12) Ma^[24]。清湖岩体 Sr-Nd 同位素特征显示,其源于受地壳污染的亏损地幔^[25]。

1.2 姑婆山岩体(锡矿)

姑婆山花岗岩体(24.32°N~24.45°N,111.30°E~111.40°E)主要分布在广西贺州西北部,部分在钟山东北角和湖南江华境内,出露面积约 678 km²。姑婆山花岗岩体呈浑圆形,西南到西北缘侵入中—上泥盆统,东南部和东北部侵入寒武系与下泥盆统,东部与大宁岩体接触。整个岩体分成东、西 2 个部分,分别称为姑婆山东岩体和姑婆山西岩体,大致以晚期呈 SN 向展布的红花源—新路断裂为分界。在东岩体的中心,分布着含大量暗色闪长质包体的近等轴状的里松岩体,面积超过 70 km²。姑婆山各岩体的岩性有明显差异:里松岩体为中粒似斑状角闪石黑云母二长花岗岩,姑婆山东岩体以中粗粒似斑状黑云母钾长花岗岩为主,西岩体主要为中细粒斑状黑云母花岗岩、细粒花岗岩和中粗粒似斑状黑云母钾长花岗岩^[26]。地球化学特征显示姑婆山花岗岩为 A 型花岗岩,锆石 Hf 同位素与 Sr-Nd 同位素特征显示其为壳幔混合。

1.3 雪花顶岩体

雪花顶岩体又称“雪花皮”岩体,从属于九嶷山花岗岩杂岩体。在大地构造上,九嶷山处于华夏陆块与扬子陆块的接合带附近、南岭 EW 向构造岩浆带西段北缘的花江复背斜的轴部,地质构造复杂,断裂构造十分发育,尤其以 NE 向最为重要。出露地层有以边缘海槽盆相砂泥质岩石为主的震旦系—志留系和以浅海台地相碳酸岩为主的泥盆系—中三叠统,在一些断陷盆地中发育上三叠统一侏罗系和白垩系的陆相沉积岩。本岩体地球化学特征显示雪花顶岩体为壳源,Nd 模式年龄显示其为元古代古老地壳熔融的产物^[27]。其与金鸡岭复式岩体形成年代、地球化学特征较相似,表明其为同一期岩浆产物,形成于拉张环境。

1.4 骑田岭岩体(锡矿)

骑田岭花岗岩体是南岭花岗岩的代表性岩体之一。它位于南岭中段湖南郴州西南约 20 km 处,属郴县、宜章和桂阳境内。整个岩体呈等轴状,边界近于圆形,总出露面积约 520 km²。在骑田岭岩体周围不远的范围内,早就发现了很多大型至超大型有色金属和稀有金属矿床,包括柿竹园钨锡钼铋矿、瑶岗仙钨钼矿、宝山铅锌矿、黄沙坪铅锌钨钼矿、香花岭锡钨铅锌铋矿等,骑田岭岩体东北缘产有新田岭钨矿,南缘产有安源、淘锡窝等锡矿,十余年前又在岩体内部发现了大型芙蓉锡矿。由此可见,骑田岭岩体与钨锡矿有很大关系。朱金初等对骑田岭岩体做过详细的年代学研究,表明骑田岭岩体是一个燕山早期多阶段形成的复式岩基,形成年龄为:160~163、153~157、146~150 Ma^[21]。

1.5 九峰岩体

九峰岩体位于南岭北部,介于广东与湖南交界处,东边为印支期诸广山岩体。九峰—诸广山侵入期次十分复杂,以其规模巨大、侵入期次多、铀矿资源丰富而著称,吸引了众多地质工作者开展基础地质和找矿勘探工作^[28-29]。陈鸣认为西部的九峰岩体同位素年龄为 143~166 Ma^[30]。本文采集的样品源自九峰岩体西段,主要为中细粒黑云母二长花岗岩。

2 样品与分析方法

笔者采集了南岭地区自西向东出露的 5 处花岗岩岩体样品,进行锆石年代学和微量元素分析。这 5 处样品分别为广西清湖正长岩、姑婆山中粗黑云母花岗岩(24°37.07'N,111°40.14'E)、雪花顶二长花岗岩、骑田岭 A 型细粒黑云母二长花岗岩(25°25.34'N,112°52.87'E)和九峰中粒黑云母二长花岗岩(25°22.38'N,113°31.87'E)。

将采集样品送至中国科学院广州地球化学研究所选矿公共实验室,经过破碎、淘洗等步骤分离出锆石等重矿物;后在双目镜下挑选晶形完好、具有代表性的锆石颗粒若干粒;锆石选出后,制作锆石样品靶;将挑好的锆石和澳大利亚国立大学标准锆石 TEMORA(年龄约 417 Ma)^[31]一起在环氧树脂上制锆石靶。锆石测试在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。锆石的阴极发光图像在 JEOL JXA-8100 型电子探针仪(EPMA)上完成。锆石 U-Pb 原位定年分析所使用的 ICP-MS 为 Agilent 7500a,激光剥蚀系统为美国 Resonetics 公司深紫外(DUV)193 nm ArF 准分子

(Excimer)激光剥蚀系统^[32]。分析所采用的激光能量为 80 mJ,束斑直径为 31 μm ,频率为 10 Hz。载气为 He-Ar 混合气。所剥蚀样品通过本系统所特有的信号平滑系统后进入 ICP-MS 进行测试^[32]。每进行 5 个样品分析就分析年龄标准 TEMORA 和含量标准 NIST 610。U-Th-Pb 含量计算以 Si 为内标、NIST610 为外标。同位素比值、微量元素数据处理采用中国地质大学(武汉)刘勇胜编写的 ICPMSDataCal 8.1 进行^[33];年龄计算采用 ISOPLOT (3.23 版)^[34]进行,普通铅校正用 ComPbCorr # 3_17 软件;锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值和 $\text{Eu}_\text{N}/\text{Eu}_\text{N}^*$ 值的计算参考文献^[35]。

3 结果分析

3.1 锆石 U-Pb 年龄

清湖岩体分析锆石点 5 个, $w(\text{Th})/w(\text{U})$ 值为 0.39~0.60,为典型的岩浆锆石, $n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$ 加权平均年龄为 $(163.6 \pm 2.7)\text{Ma}$ (样本数为 5 个),与 ID-TIMS 方法获得年龄 $(159.38 \pm 0.12)\text{Ma}$ ^[24] 相近[图 2(a)、(b),表 1]。

骑田岭岩体的分析锆石点为 11 个, $w(\text{Th})/w(\text{U})$ 值为 0.22~1.04,为典型的岩浆锆石,其 $n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$ 加权平均年龄为 $(160.5 \pm 2.2)\text{Ma}$ (样本数为 11 个)。朱金初等对骑田岭岩体做过详细的年代学研究,认为骑田岭岩体是一个燕山早期多阶段形成的复式岩基,形成年龄为 3 个阶段:160~163、153~157、146~150 Ma^[21]。笔者采集岩石年龄为 $(160.6 \pm 2.5)\text{Ma}$,可能代表骑田岭岩体第一阶段岩体[图 2(c)、(d),表 1]。

雪花顶岩体的分析锆石点为 19 个, $w(\text{Th})/w(\text{U})$ 值为 0.23~0.86,为典型的岩浆锆石, $n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$ 加权平均年龄为 $(155.9 \pm 2.5)\text{Ma}$ (样本数为 18 个)。前人对雪花顶右侧的金鸡岭复式岩体做过地球化学和年代学工作,显示其为 A 型花岗岩,形成年龄为 $(156 \pm 2)\text{Ma}$ ^[37]。而对于雪花顶岩体,一般认为是加里东期的产物,笔者采集了雪花顶粗粒二长花岗岩,分析得到锆石加权平均年龄为 $(155.9 \pm 2.5)\text{Ma}$,明显不同于前人的年龄数据,显示该岩体可能是一个复式岩体[图 2(e)、(f),表 1]。

九峰岩体分析锆石点为 12 个, $w(\text{Th})/w(\text{U})$ 值为 0.28~2.12,为典型的岩浆锆石, $n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$ 加权平均年龄为 $(146.7 \pm 1.5)\text{Ma}$ (样本数为 12 个)。该年龄与陈鸣得到的西部九峰岩体同位素年龄 $(143 \sim 166 \text{ Ma})$ ^[30] 范围一致。九峰岩体相对于南岭

地区其他岩体年龄较小,与骑田岭第三期岩浆活动相一致[图 2(g)、(h),表 1]。

姑婆山岩体分析锆石点为 9 个, $w(\text{Th})/w(\text{U})$ 值为 0.20~0.54,为典型的岩浆锆石, $n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$ 加权平均年龄为 $(161.8 \pm 1.3)\text{Ma}$ (样本数为 9 个),与前人获得的年龄 $(160 \sim 163 \text{ Ma})$ ^[36] 一致[图 2(i)、(j),表 1]。

3.2 锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值和 $\text{Eu}_\text{N}/\text{Eu}_\text{N}^*$ 值

计算锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值和 $\text{Eu}_\text{N}/\text{Eu}_\text{N}^*$ 值需要知道锆石稀土元素和对应的全岩稀土元素数据。对已发表全岩稀土元素数据分析发现,其全岩稀土元素成分较为均一,因此,笔者未对每件所选锆石样品进行单独的全岩微量元素分析,而是选取已发表全岩稀土元素数据的平均值代表分析样品的稀土元素数据。对于全岩稀土元素数据,清湖岩体引自文献^[38],姑婆山岩体(锡矿)引自文献^[39],骑田岭岩体(锡矿)数据引自文献^[40],雪花顶和九峰岩体引自文献^[41]。计算锆石 Ce、Eu 异常的微量元素数据见表 2。

清湖岩体 5 个测点锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值为 42~80, $\text{Eu}_\text{N}/\text{Eu}_\text{N}^*$ 值为 0.19~0.35,均值为 0.27,显示明显的低氧逸度特征,即 156 Ma 时,南岭下部亏损地幔显示较低氧逸度特征。姑婆山岩体(锡矿)9 个有效测点锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值为 12.9~49.1,平均为 36.9; $\text{Eu}_\text{N}/\text{Eu}_\text{N}^*$ 值为 0.04~0.29,均值为 0.09。从 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值来看,姑婆山岩体岩浆形成时氧逸度较低。姑婆山岩体周边有许多中小型锡矿产出,显示本岩体与锡矿化有关,因此,锡矿形成的氧逸度环境可能较低。骑田岭岩体(锡矿)11 个有效测点锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值为 2.1~66.2,均值为 29.9; $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$ 值为 0.03~0.26,均值为 0.16; $\text{Eu}_\text{N}/\text{Eu}_\text{N}^*$ 值为 0.02~0.11,均值为 0.07。这些表明骑田岭岩体最早期花岗岩岩浆氧逸度较低,因此,钨锡矿形成的氧逸度环境可能较低。雪花顶岩体 14 个有效测点锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值为 3.9~50.3,均值为 16.5; $\text{Eu}_\text{N}/\text{Eu}_\text{N}^*$ 值为 0.03~0.17,均值为 0.08。锆石 Ce、Eu 特征显示雪花顶岩体岩浆源区氧逸度较低。九峰岩体 12 个点分析锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值为 2.1~65.6,均值为 23.1; $\text{Eu}_\text{N}/\text{Eu}_\text{N}^*$ 值为 0.08~0.52,变化较大。从锆石 Ce、Eu 异常总体来看,九峰岩体源区氧逸度偏低。

4 讨论

4.1 南岭地区花岗岩低氧逸度特征

锆石是中酸性岩浆岩中常见的副矿物,而且在后期热液蚀变以及物理化学过程中不易发生改变。

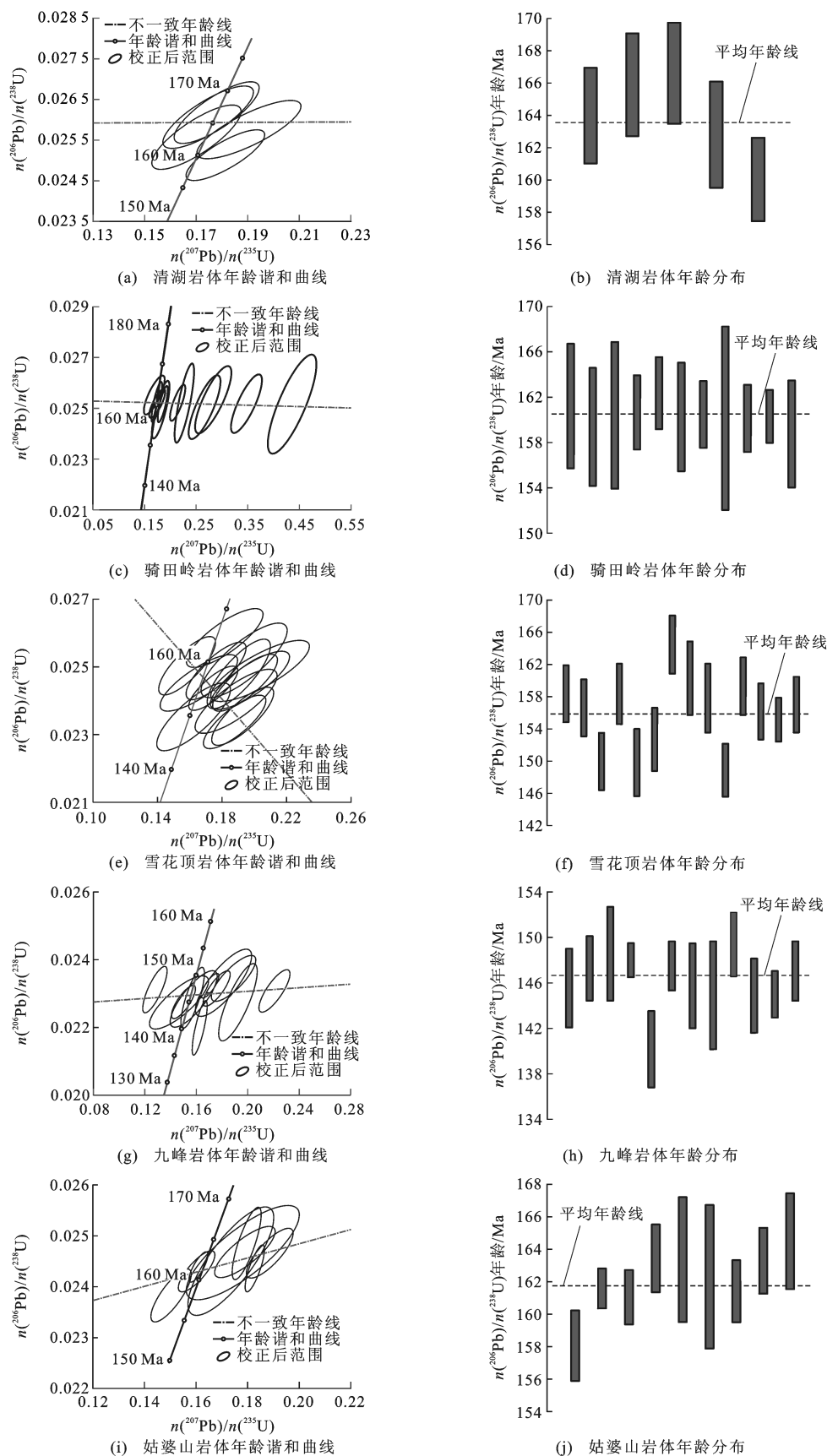


图 2 南岭地区花岗岩锆石 U-Pb 年龄谐和曲线和年龄分布

Fig. 2 Zircon U-Pb Concordia Diagrams and Distributions of Ages of Granites in Nanling Area

表 1 南岭地区花岗岩锆石 U-Pb 年龄

Tab. 1 Zircon U-Pb Ages of Granites in Nanling Area

锆石点号	$w(\text{Pb})/10^{-6}$	$w(^{232}\text{Th})/10^{-6}$	$w(^{238}\text{U})/10^{-6}$	$n(^{207}\text{Pb})/$ $n(^{235}\text{U})$	$n(^{206}\text{Pb})/$ $n(^{238}\text{U})$	$n(^{207}\text{Pb})/n(^{235}\text{U})$ 年龄/Ma	$n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$ 年龄/Ma
QH01	21.2	267.0	686.0	$0.190\,57 \pm 0.013\,38$	$0.025\,77 \pm 0.000\,47$	177 ± 11	164 ± 3
QH02	21.1	304.0	646.0	$0.174\,74 \pm 0.011\,61$	$0.026\,07 \pm 0.000\,51$	164 ± 10	166 ± 3
QH03	21.8	391.0	649.0	$0.178\,00 \pm 0.010\,88$	$0.026\,18 \pm 0.000\,50$	166 ± 9	167 ± 3
QH04	13.9	239.0	434.0	$0.170\,14 \pm 0.011\,43$	$0.025\,58 \pm 0.000\,52$	160 ± 10	163 ± 3
QH05	25.9	400.0	833.0	$0.181\,47 \pm 0.010\,08$	$0.025\,14 \pm 0.000\,41$	169 ± 9	160 ± 3
GPS-4-01	13.2	195.0	399.0	$0.159\,80 \pm 0.005\,22$	$0.024\,83 \pm 0.000\,35$	151 ± 5	158 ± 2
GPS-4-02	95.7	988.0	2 947.0	$0.170\,55 \pm 0.002\,40$	$0.025\,38 \pm 0.000\,20$	160 ± 2	162 ± 1
GPS-4-03	20.4	325.0	605.0	$0.169\,84 \pm 0.004\,73$	$0.025\,30 \pm 0.000\,27$	159 ± 4	161 ± 2
GPS-4-10	12.4	194.0	359.0	$0.188\,69 \pm 0.007\,82$	$0.025\,68 \pm 0.000\,33$	176 ± 7	164 ± 2
GPS-4-12	4.9	63.0	150.0	$0.187\,94 \pm 0.014\,60$	$0.025\,67 \pm 0.000\,61$	175 ± 13	163 ± 4
GPS-4-15	7.4	90.0	229.0	$0.183\,25 \pm 0.011\,07$	$0.025\,50 \pm 0.000\,70$	171 ± 10	162 ± 4
GPS-4-16	277.4	3 691.0	8 991.0	$0.192\,58 \pm 0.002\,52$	$0.025\,36 \pm 0.000\,31$	179 ± 2	161 ± 2
GPS-4-18	26.3	284.0	832.0	$0.198\,45 \pm 0.006\,05$	$0.025\,66 \pm 0.000\,32$	184 ± 5	163 ± 2
GPS-4-20	108.1	723.0	3 594.0	$0.189\,41 \pm 0.003\,74$	$0.025\,85 \pm 0.000\,47$	176 ± 3	165 ± 3
XHD-4-2	7.3	78.0	223.6	$0.175\,74 \pm 0.012\,32$	$0.024\,88 \pm 0.000\,56$	164 ± 11	158 ± 4
XHD-4-6	3.9	66.1	121.5	$0.196\,90 \pm 0.016\,34$	$0.024\,60 \pm 0.000\,57$	183 ± 14	157 ± 4
XHD-4-8	5.4	110.9	164.6	$0.192\,44 \pm 0.012\,76$	$0.023\,54 \pm 0.000\,57$	179 ± 11	150 ± 4
XHD-4-9	4.7	90.4	137.9	$0.203\,26 \pm 0.020\,33$	$0.024\,87 \pm 0.000\,60$	188 ± 17	158 ± 4
XHD-4-10	5.8	112.5	180.1	$0.161\,72 \pm 0.015\,19$	$0.023\,52 \pm 0.000\,66$	152 ± 13	150 ± 4
XHD-4-11	3.6	75.4	113.2	$0.188\,27 \pm 0.016\,92$	$0.023\,98 \pm 0.000\,62$	175 ± 15	153 ± 4
XHD-4-12	4.3	74.8	125.8	$0.181\,10 \pm 0.015\,78$	$0.025\,85 \pm 0.000\,58$	169 ± 14	165 ± 4
XHD-4-14	4.6	72.1	140.1	$0.193\,30 \pm 0.017\,76$	$0.025\,18 \pm 0.000\,73$	179 ± 15	160 ± 5
XHD-4-15	6.1	125.4	184.9	$0.190\,03 \pm 0.013\,05$	$0.024\,79 \pm 0.000\,68$	177 ± 11	158 ± 4
XHD-4-16	4.6	118.0	137.7	$0.187\,41 \pm 0.012\,93$	$0.023\,36 \pm 0.000\,52$	174 ± 11	149 ± 3
XHD-4-17	14.7	257.6	479.9	$0.157\,67 \pm 0.011\,66$	$0.025\,02 \pm 0.000\,57$	149 ± 10	159 ± 4
XHD-4-18	6.5	125.2	197.2	$0.193\,85 \pm 0.013\,33$	$0.024\,52 \pm 0.000\,56$	180 ± 11	156 ± 4
XHD-4-19	9.6	75.4	327.6	$0.173\,96 \pm 0.010\,14$	$0.024\,36 \pm 0.000\,43$	163 ± 9	155 ± 3
XHD-4-20	4.8	98.5	147.0	$0.165\,02 \pm 0.015\,99$	$0.024\,52 \pm 0.000\,55$	155 ± 14	156 ± 4
XHD-4-21	4.5	91.1	136.5	$0.169\,97 \pm 0.016\,06$	$0.024\,81 \pm 0.000\,70$	159 ± 14	158 ± 4
XHD-4-22	3.1	55.4	92.4	$0.172\,43 \pm 0.019\,09$	$0.024\,61 \pm 0.001\,53$	162 ± 17	157 ± 10
XHD-4-23	3.5	61.3	107.8	$0.204\,95 \pm 0.023\,71$	$0.024\,78 \pm 0.000\,61$	189 ± 20	158 ± 4
XHD-4-26	7.4	117.5	234.3	$0.171\,67 \pm 0.014\,91$	$0.024\,31 \pm 0.000\,84$	161 ± 13	155 ± 5
XHD-4-28	5.5	114.0	168.0	$0.184\,31 \pm 0.028\,81$	$0.024\,25 \pm 0.000\,78$	172 ± 25	155 ± 5
QTL-3-02	18.2	265.0	543.0	$0.281\,72 \pm 0.023\,30$	$0.025\,33 \pm 0.000\,88$	252 ± 19	161 ± 6
QTL-3-04	18.0	249.0	522.0	$0.264\,92 \pm 0.020\,53$	$0.025\,03 \pm 0.000\,83$	239 ± 17	159 ± 5
QTL-3-05	76.9	1 599.0	2 803.0	$0.225\,05 \pm 0.012\,43$	$0.025\,19 \pm 0.001\,03$	206 ± 10	160 ± 7
QTL-3-08	16.0	293.0	633.0	$0.153\,69 \pm 0.008\,29$	$0.018\,91 \pm 0.000\,53$	145 ± 7	121 ± 3
QTL-3-09	20.8	261.0	640.0	$0.171\,49 \pm 0.006\,89$	$0.025\,24 \pm 0.000\,52$	161 ± 6	161 ± 3
QTL-3-10	16.1	258.0	457.0	$0.166\,26 \pm 0.013\,46$	$0.025\,51 \pm 0.000\,51$	156 ± 12	162 ± 3

续表 1

锆石点号	$w(\text{Pb})/10^{-6}$	$w(^{232}\text{Th})/10^{-6}$	$w(^{238}\text{U})/10^{-6}$	$n(^{207}\text{Pb})/$ $n(^{235}\text{U})$	$n(^{206}\text{Pb})/$ $n(^{238}\text{U})$	$n(^{207}\text{Pb})/n(^{235}\text{U})$ 年龄/Ma	$n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$ 年龄/Ma
QTL-3-11	64.1	2 052.0	1 970.0	$0.346\ 44\pm0.020\ 11$	$0.025\ 17\pm0.000\ 76$	302 ± 15	160 ± 5
QTL-3-13	21.5	252.0	660.0	$0.212\ 06\pm0.009\ 73$	$0.025\ 21\pm0.000\ 47$	195 ± 8	161 ± 3
QTL-3-17	157.2	1 122.0	5 074.0	$0.182\ 95\pm0.006\ 62$	$0.025\ 15\pm0.000\ 47$	171 ± 6	160 ± 3
QTL-3-18	12.5	144.0	399.0	$0.172\ 22\pm0.010\ 48$	$0.025\ 18\pm0.000\ 37$	161 ± 9	160 ± 2
QTL-3-20	38.6	540.0	1 186.0	$0.179\ 08\pm0.011\ 30$	$0.024\ 93\pm0.000\ 75$	167 ± 10	159 ± 5
JF-8-01	169.1	11 160.0	5 264.0	$0.157\ 36\pm0.012\ 09$	$0.022\ 84\pm0.000\ 55$	148 ± 11	146 ± 4
JF-8-04	25.8	576.0	796.0	$0.126\ 95\pm0.006\ 31$	$0.023\ 11\pm0.000\ 45$	121 ± 6	147 ± 3
JF-8-06	16.1	315.0	515.0	$0.180\ 77\pm0.014\ 54$	$0.023\ 32\pm0.000\ 66$	169 ± 13	149 ± 4
JF-8-10	60.6	795.0	2 024.0	$0.170\ 22\pm0.004\ 62$	$0.023\ 23\pm0.000\ 24$	160 ± 4	148 ± 2
JF-8-11	282.3	3 085.0	10 862.0	$0.162\ 06\pm0.003\ 95$	$0.021\ 98\pm0.000\ 53$	153 ± 3	140 ± 3
JF-8-12	83.7	920.0	2 807.0	$0.175\ 37\pm0.007\ 00$	$0.023\ 14\pm0.000\ 34$	164 ± 6	148 ± 2
JF-8-13	103.3	2 030.0	3 435.0	$0.156\ 52\pm0.006\ 04$	$0.022\ 87\pm0.000\ 59$	148 ± 5	146 ± 4
JF-8-14	101.1	644.0	3 887.0	$0.192\ 13\pm0.009\ 98$	$0.022\ 74\pm0.000\ 76$	178 ± 9	145 ± 5
JF-8-16	16.9	270.0	549.0	$0.188\ 63\pm0.011\ 49$	$0.023\ 45\pm0.000\ 45$	176 ± 10	149 ± 3
JF-8-18	10.3	184.0	347.0	$0.145\ 87\pm0.015\ 26$	$0.022\ 73\pm0.000\ 52$	138 ± 14	145 ± 3
JF-8-19	46.4	549.0	1 625.0	$0.149\ 40\pm0.006\ 26$	$0.022\ 75\pm0.000\ 32$	141 ± 6	145 ± 2
JF-8-20	125.3	1 153.0	4 160.0	$0.220\ 65\pm0.008\ 01$	$0.023\ 07\pm0.000\ 42$	203 ± 7	147 ± 3

注:锆石点号以 QH 开头的为清湖岩体,以 GPS 开头的为姑婆山花岗岩(锡矿),以 XHD 开头的为雪花顶岩体,以 QTL 开头的为骑田岭岩体(锡矿),以 JF 开头的为九峰岩体; $w(\cdot)$ 为元素含量; $N(\cdot)/N(\cdot)$ 为同一元素同位素比值, $N(\cdot)$ 为该元素的原子丰度; $n(\cdot)/n(\cdot)$ 为不同元素同位素比值, $n(\cdot)$ 为元素的物质的量;误差类型为 1σ 。

表 2 南岭地区花岗岩全岩微量元素分析结果

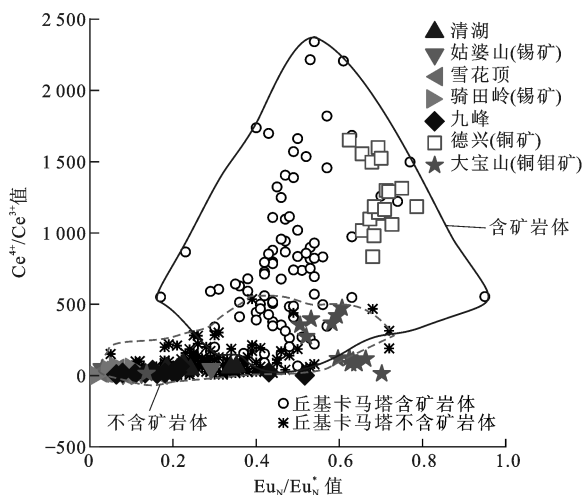
Tab. 2 Results of Whole Rock Trace Elements of Granites in Nanling Area

岩体名称	清湖	姑婆山	雪花顶	骑田岭	九峰
样品数	2	6	9	14	15
$w(\text{Zr})/10^{-6}$	453.5	153.0	177.0	206.0	84.0
$w(\text{Nb})/10^{-6}$	76.7	60.8	20.7	26.5	21.2
$w(\text{Hf})/10^{-6}$	10.265	8.590	6.090	7.640	3.620
$w(\text{Ta})/10^{-6}$	5.30	19.17	2.16	3.29	10.68
$w(\text{La})/10^{-6}$	56.9	36.3	55.7	82.8	23.4
$w(\text{Ce})/10^{-6}$	111.5	81.8	115.6	247.4	50.4
$w(\text{Pr})/10^{-6}$	11.25	10.20	14.42	16.10	6.56
$w(\text{Nd})/10^{-6}$	38.4	40.4	50.8	54.6	23.1
$w(\text{Sm})/10^{-6}$	6.47	11.80	10.69	9.68	6.11
$w(\text{Eu})/10^{-6}$	1.67	0.30	0.91	1.19	0.48
$w(\text{Gd})/10^{-6}$	5.91	14.21	9.72	8.05	5.90
$w(\text{Tb})/10^{-6}$	0.80	2.61	1.69	1.30	1.24
$w(\text{Dy})/10^{-6}$	4.47	19.42	9.76	7.46	7.69
$w(\text{Ho})/10^{-6}$	0.85	4.45	1.90	1.49	1.60
$w(\text{Er})/10^{-6}$	2.32	13.73	5.26	4.18	4.91
$w(\text{Tm})/10^{-6}$	0.38	2.23	0.79	0.69	0.83
$w(\text{Yb})/10^{-6}$	2.28	15.00	5.02	4.44	6.08
$w(\text{Lu})/10^{-6}$	0.33	2.31	0.74	0.66	0.95

在锆石结晶过程中, Ce^{4+} 比 Ce^{3+} 优先进入,意味着 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值对氧逸度的变化很敏感,可以真实反映其结晶时岩浆氧化还原状态。可以使用 Ce^{4+} 和 Ce^{3+} 在矿物熔体与结晶矿物之间分配系数的晶格张力模型计算 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值。Ballard 等通过 LA-ICP-MS 对智利北部 Chuquicamata-El Abra 斑岩铜矿带中 14 个不含矿和 7 个含矿的钙碱性侵入体进行全岩与锆石微量元素分析,认为锆石中 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值、 $\text{Eu}_\text{N}/\text{Eu}_\text{N}^*$ 值与岩浆中氧化还原度有关^[35]。同样的方法随后被成功地应用于玉龙斑岩铜矿的研究中^[42-43]。通过对比长江中下游含矿与庐庐断裂带南段不含矿高镁埃达克岩锆石,发现前者具有较高的 Ce、Eu 异常,指出高氧逸度是成矿的关键所在^[44]。对粤北新发现的大宝山含矿斑岩和江西德兴含矿斑岩的锆石研究表明^[13,45],其锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值与智利含矿岩体锆石 Ce、Eu 异常相似,也形成于较为氧化的环境中。

相对于德兴、大宝山地区,南岭地区与钨锡矿有关的花岗岩(如姑婆山和骑田岭岩体)锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值全部都在 100 以下,同时, $\text{Eu}_\text{N}/\text{Eu}_\text{N}^*$ 值与智利地区不含矿岩体落在同一范围内(图 3),显示其

形成时具有较低的氧逸度特征。锡矿化是还原性的长英质岩浆经过分馏结晶作用形成的, Sn^{2+} 在钛铁矿系列的花岗岩中是稳定的, 因此, 在岩浆结晶的晚期发生富集成矿^[46]。对姑婆山和骑田岭锡(钨)矿的锆石氧逸度研究进一步证实了这个事实。



丘基卡马塔数据引自文献[35]; 德兴数据引自文献[45]; 大宝山数据引自文献[13]

图3 南岭地区花岗岩锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值和 $\text{Eu}_\text{N}/\text{Eu}_\text{N}^*$ 值图解

Fig. 3 Diagram of Zircon $\text{Eu}_\text{N}/\text{Eu}_\text{N}^*$ and $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ Values of Granite in Nanling Area

南岭地区不含矿岩体(如清湖、雪花顶和九峰岩体)锆石 Ce、Eu 异常表明, 这些岩体也都具有较低的 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值(低于 81)和 $\text{Eu}_\text{N}/\text{Eu}_\text{N}^*$ 值(低于 0.5), 与含钨锡矿岩体落在相似的变化范围内, 显示其形成时较低的氧逸度特征。

全球深海橄榄岩、大陆橄榄岩相对于岛弧橄榄岩以及岛弧岩浆具有较低的氧逸度特征^[47]。清湖岩体地球化学研究表明, 其来自于亏损地幔源区^[48]。其较低的锆石氧逸度特征与大陆橄榄岩相似, 指示南岭地区中生代地幔未受到俯冲带高氧逸度流体的影响。相对于浅部中下地壳来源的雪花顶和九峰岩体同样显示较低的氧逸度特征, 同样也指示该地区地壳组分未受到俯冲物质的影响。

总体来说, 南岭地区不含矿岩体和与钨锡矿有关的含矿岩体均形成于较低的氧逸度特征, 表明本文研究的岩体均未受到俯冲带高氧逸度流体的影响, 可能表示当时太平洋板块俯冲没有影响到南岭内陆地区, 仅仅到达南岭大宝山地区。

4.2 太平洋板块斜向俯冲对南岭地区的影响

洋壳俯冲过程中, 流体释放程度与氧逸度之间显示为正相关, 即在靠近俯冲带, 流体释放较多, 因

此氧逸度较高, 而远离俯冲带时, 显示较低氧逸度^[11-12, 14]。Wang 等通过系统分析华南地区中生代成岩与成矿分带认为, 当时太平洋板块俯冲方向为 SW 向, 南岭地区距离俯冲带大于 800 km^[14]。Li 等对比德兴铜矿、大宝山铜钨矿氧逸度特征, 发现前者具有更高的氧逸度特征, 显示其相对于大宝山地区离俯冲带较近, 同时前者磷灰石具有更高的 Cl 含量, 进一步证明华南地区中生代受到古太平洋板块 SW 向的斜向俯冲^[13]。

对南岭地区几个含矿与不含矿花岗岩锆石氧逸度的研究也支持太平洋板块斜向俯冲模型。在横向剖面上, 研究区含矿与不含矿花岗岩均显示相似的低氧逸度特征, 相比南岭东边的大宝山岩体氧逸度低, 可能指示南岭地区受到古太平洋板块俯冲的影响较小, 或者俯冲流体影响较少。从地理位置上来看, 南岭地区距离东部沿海距离大于 1 000 km, 离南部沿海约 700 km。如果当时太平洋板块俯冲方向为 NW 向, 那么南岭地区无论是不含矿花岗岩还是含矿花岗岩应该都与大宝山岩体相似, 因为其距离海岸线近, 同时德兴地区花岗岩也应该具有较低的氧逸度特征, 这与笔者观察的事实不符。而如果古太平洋板块俯冲方向为 SW 向, 德兴地区距离俯冲带最近, 受到俯冲流体影响最强, 具有最高的氧逸度特征; 其次, 大宝山岩体距离俯冲带较远, 俯冲释放的流体随俯冲板片的深入而流体量减少, 显示大宝山岩体氧逸度相对较低; 到达南岭地区时, 俯冲板片可能脱水殆尽, 对上覆岩石圈影响较小, 因此, 对南岭地区无论是含矿还是不含矿花岗岩的氧逸度影响微乎其微, 南岭地区花岗岩均表现为还原特征。综上所述, 华南地区中生代受古太平洋板块 SW 向俯冲可以很好地解释南岭地区的地质事实。

5 结 语

通过对南岭地区 5 个岩体锆石的年代学研究, 表明其形成于 145~166 Ma。这些岩体均表现为较低的锆石 Ce、Eu 异常, 明显低于南岭东部大宝山铜钨矿岩体和德兴铜矿岩体, 表明其形成时具有较低的氧逸度特征; 同时, 其氧逸度特征与岩体的含矿性没有相关性。南岭地区这些花岗岩较低的氧逸度特征初步研究表明: 南岭地区在中生代时可能离古太平洋板块俯冲带较远, 高氧逸度俯冲流体对南岭地区影响较小; 中生代时古太平洋板块俯冲方向可能为 SW 向。

中国科学院广州地球化学研究所李聪颖老师对

锆石分析提供了帮助,汪方跃副教授、段留安博士对论文提出了很好的建议,在此一并表示感谢!

参考文献:

References:

- [1] 裴荣富,李进文,梅燕雄,等. 中国大陆边缘构造属性与超巨量金属工业堆积[J]. 高校地质学报,2007,13(2):137-147.
PEI Rong-fu, LI Jin-wen, MEI Yan-xiong, et al. Tectonic Attribution of Continental Margins of China and Super Accumulation of Metals[J]. Geological Journal of China Universities, 2007, 13(2): 137-147.
- [2] 李献华,周汉文,刘颖,等. 粤西阳春中生代钾玄质侵入岩及其构造意义: I. 岩石学 and 同位素地质年代学[J]. 地球化学, 2000, 29(6): 513-520.
LI Xian-hua, ZHOU Han-wen, LIU Ying, et al. Mesozoic Shoshonitic Intrusives in the Yangchun Basin, Western Guangdong, and Their Tectonic Significance: I. Petrology and Isotope Geochronology[J]. Geochimica, 2000, 29(6): 513-520.
- [3] 朱介寿,曹家敏,李显贵,等. 中国及其邻区地球三维结构初始模型的建立[J]. 地球物理学报, 1997, 40(5): 627-648.
ZHU Jie-shou, CAO Jia-min, LI Xian-gui, et al. The Reconstruction of Preliminary Three-dimensional Earth's Model and Its Implications in China and Adjacent Regions [J]. Chinese Journal of Geophysics, 1997, 40(5): 627-648.
- [4] GILDER S, COURTILLOT V. Timing of the North-south China Collision from New Middle to Late Mesozoic Paleomagnetic Data from the North China Block [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 1997, 102(B8): 17713-17727.
- [5] LI X H, MCCULLOCH M T. Geochemical Characteristics of Cretaceous Mafic Dikes from Northern Guangdong, SE China: Age, Origin and Tectonic Significance[C]//FLOWER M F J, CHUNG S L, LO C H, et al. Geodynamics 27: Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. Washington DC: AGU, 1998: 405-419.
- [6] LI Z X, LI X H. Formation of the 1 300-km-wide Intracontinental Orogen and Postorogenic Magmatic Province in Mesozoic South China: A Flat-slab Subduction Model[J]. Geology, 2007, 35(2): 179-182.
- [7] ZHOU X M, LI W X. Origin of Late Mesozoic Igneous Rocks in Southeastern China: Implications for Lithosphere Subduction and Underplating of Mafic Magmas[J]. Tectonophysics, 2000, 326 (3/4): 269-287.
- [8] ZHOU X M, SUN T, SHEN W Z, et al. Petrogenesis of Mesozoic Granitoids and Volcanic Rocks in South China: A Response to Tectonic Evolution[J]. Episodes, 2006, 29(1): 26-33.
- [9] DENG J F, MO X X, ZHAO H L, et al. A New Model for the Dynamic Evolution of Chinese Lithosphere: Continental Roots-plume Tectonics[J]. Earth-science Reviews, 2004, 65(3/4): 223-275.
- [10] SUN W D, DING X, HU Y H, et al. The Golden Transformation of the Cretaceous Plate Subduction in the West Pacific[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2007, 262(3/4): 533-542.
- [11] MLYNARCZYK M S J, WILLIAMS-JONES A E. The Role of Collisional Tectonics in the Metallogeny of the Central Andean Tin Belt[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2005, 240(3/4): 656-667.
- [12] SILLITOE R H. Relation of Metal Provinces in Western America to Subduction of Oceanic Lithosphere[J]. GSA Bulletin, 1972, 83(3): 813-818.
- [13] LI C Y, ZHANG H, WANG F Y, et al. The Formation of the Dabaoshan Porphyry Molybdenum Deposit Induced by Slab Rollback[J]. Lithos, 2012, 150(1): 101-110.
- [14] WANG F Y, LING M X, DING X, et al. Mesozoic Large Magmatic Events and Mineralization in SE China: Oblique Subduction of the Pacific Plate[J]. International Geology Review, 2011, 53(5/6): 704-726.
- [15] CHEN Y J, CHEN H Y, ZAW K, et al. Geodynamic Settings and Tectonic Model of Skarn Gold Deposits in China: An Overview [J]. Ore Geology Reviews, 2007, 31(1/2/3/4): 139-169.
- [16] 毛景文, 谢桂青, 程彦博, 等. 华南地区中生代主要金属矿床模型[J]. 地质论评, 2009, 55(3): 347-354.
MAO Jing-wen, XIE Gui-qing, CHENG Yan-bo, et al. Mineral Deposit Models of Mesozoic Ore Deposits in South China[J]. Geological Review, 2009, 55(3): 347-354.
- [17] 舒良树, 周新民, 邓平, 等. 南岭构造带的基本地质特征[J]. 地质论评, 2006, 52(2): 251-265.
SHU Liang-shu, ZHOU Xin-min, DENG Ping, et al. Principal Geological Features of Nanling Tectonic Belt, South China[J]. Geological Review, 2006, 52(2): 251-265.
- [18] 舒良树, 周新民, 邓平, 等. 中国东南部中、新生代盆地特征与构造演化[J]. 地质通报, 2004, 23(9/10): 876-884.
SHU Liang-shu, ZHOU Xin-min, DENG Ping, et al.

- Geological Features and Tectonic Evolution of Mesozoic Cenozoic Basins in Southeastern China[J]. Geological Bulletin of China, 2004, 23(9/10): 876-884.
- [19] 华仁民. 南岭中生代陆壳重熔型花岗岩类成岩-成矿的时间差及其地质意义[J]. 地质论评, 2005, 51(6): 633-639.
- HUA Ren-min. Differences Between Rock-forming and Related Ore-forming Times for the Mesozoic Granitoids of Crust Remelting Types in the Nanling Range, South China, and Its Geological Significance[J]. Geological Review, 2005, 51(6): 633-639.
- [20] 黄会清, 李献华, 李武显, 等. 南岭大东山花岗岩的形成时代与成因——SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄、元素和 Sr-Nd-Hf 同位素地球化学[J]. 高校地质学报, 2008, 14(3): 317-333.
- HUANG Hui-qing, LI Xian-hua, LI Wu-xian, et al. Age and Origin of the Dadongshan Granite from the Nanling Range—SHRIMP U-Pb Zircon Age, Geochemistry and Sr-Nd-Hf Isotopes[J]. Geological Journal of China Universities, 2008, 14(3): 317-333.
- [21] 朱金初, 王汝成, 张佩华, 等. 南岭中段骑田岭花岗岩基的锆石 U-Pb 年代学格架[J]. 中国科学: D 辑, 2009, 39(8): 1112-1127.
- ZHU Jin-chu, WANG Ru-cheng, ZHANG Pei-hua, et al. Zircon U-Pb Geochronological Framework of Qitianling Granite Batholith, Middle Part of Nanling Range, South China[J]. Science in China: Series D, 2009, 39(8): 1112-1127.
- [22] 徐磊明, 袁忠信. 清湖二长岩锆石的铀-铅同位素年龄及其地质意义[J]. 广西地质, 1992, 5(3): 33-36.
- XU Lei-ming, YUAN Zhong-xin. The Zircon U-Pb Isotope Age and Its Geological Significance of the Qinghu Monzonite in Guangxi[J]. Guangxi Geology, 1992, 5(3): 33-36.
- [23] LI X H, LIANG X R, SUN M, et al. Precise $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age Determination on Zircons by Laser Ablation Microprobe-inductively Coupled Plasma-mass Spectrometry Using Continuous Linear Ablation[J]. Chemical Geology, 2001, 175(3/4): 209-219.
- [24] LI X H, LIU Y, LI Q L, et al. Precise Determination of Phanerozoic Zircon Pb/Pb Age by Multicollector SIMS Without External Standardization[J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2009, 10(4): Q04010.
- [25] LI X H, CHUNG S L, ZHOU H W, et al. Jurassic Intraplate Magmatism in Southern Hunan-eastern Guangxi: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating, Geochemistry, Sr-Nd Isotopes and Implications for the Tectonic Evolution of SE China[J]. Geological Society, London, Special Publications, 2004, 226: 193-215.
- [26] 朱金初, 张佩华, 谢才富, 等. 南岭西段花山—姑婆山侵入岩带锆石 U-Pb 年龄格架及其地质意义[J]. 岩石学报, 2006, 22(9): 2270-2278.
- ZHU Jin-chu, ZHANG Pei-hua, XIE Cai-fu, et al. Zircon U-Pb Age Framework of Huashan-Guposhan Intrusive Belt, Western Part of Nanling Range, and Its Geological Significance[J]. Acta Petrologica Sinica, 2006, 22(9): 2270-2278.
- [27] 肖冬贵, 陈必河, 倪艳军, 等. 湖南雪花顶加里东期花岗岩特征及成因[J]. 国土资源导刊, 2008(4): 30-34.
- XIAO Dong-gui, CHEN Bi-he, NI Yan-jun, et al. Petrography and Petrogenesis of Xiehuading Caledonian Granite in Hunan[J]. Land and Resource Herald, 2008(4): 30-34.
- [28] 李献华. 诸广山中生代花岗岩的成因[J]. 广东地质, 1992, 7(2): 1-13.
- LI Xian-hua. Petrogenesis of Zhuguangshan Mesozoic Granite[J]. Guangdong Geology, 1992, 7(2): 1-13.
- [29] 周新民, 陈培荣, 徐夕生, 等. 南岭地区晚中生代花岗岩成因与岩石圈动力学演化[M]. 北京: 科学出版社, 2007.
- ZHOU Xin-min, CHEN Pei-rong, XU Xi-sheng, et al. Petrogenesis of Late Mesozoic Granites in Nanling Region and Its Lithosphere Dynamic Evolution[M]. Beijing: Science Press, 2007.
- [30] 陈 鸣. 诸广山岩体斑状和小斑状二云母花岗岩的期次划分及演化特征[J]. 矿物岩石, 1990, 10(4): 14-21.
- CHEN Ming. The Rock Partition and Evolution Characteristics of Porphyritic and Small-porphyritic Two-mica Granite in Zhuguangshan Granite Complex[J]. Mineralogy and Petrology, 1990, 10(4): 14-21.
- [31] BLACK L P, KAMO S L, ALLEN C M, et al. Temora 1: A New Zircon Standard for Phanerozoic U-Pb Geochronology[J]. Chemical Geology, 2003, 200(1/2): 155-170.
- [32] 涂湘林, 张 红, 邓文峰, 等. RESolution 激光剥蚀系统在微量元素原位微区分析中的应用[J]. 地球化学, 2011, 40(1): 83-98.
- TU Xiang-lin, ZHANG Hong, DENG Wen-feng, et al. Application of RESolution In-situ Laser Ablation ICP-MS in Trace Element Analyses[J]. Geochimica, 2011, 40(1): 83-98.
- [33] LIU Y S, HU Z C, GAO S, et al. In-situ Analysis of Major and Trace Elements of Anhydrous Minerals by LA-ICP-MS Without Applying an Internal Standard[J]. Chemical Geology, 2008, 257(1/2): 34-43.

- [34] LUDWIG K R. User's Manual for Isoplot 3. 00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel[R]. Reston: USGS, 2003.
- [35] BALLARD J R, PALIN J M, CAMPBELL I H. Relative Oxidation States of Magmas Inferred from Ce(IV)/Ce(III) in Zircon: Application to Porphyry Copper Deposits of Northern Chile[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2002, 144(3): 347-364.
- [36] 朱金初, 张佩华, 谢才富, 等. 南岭西段花山—姑婆山 A 型花岗质杂岩带: 岩石学、地球化学和岩石成因[J]. 地质学报, 2006, 80(4): 529-542.
ZHU Jin-chu, ZHANG Pei-hua, XIE Cai-fu, et al. The Huashan-Guposhan A-type Granitoid Belt in the Western Part of the Nanling Mountains: Petrology, Geochemistry and Genetic Interpretations[J]. Acta Geologica Sinica, 2006, 80(4): 529-542.
- [37] 付建明, 马昌前, 谢才富, 等. 湖南金鸡岭铝质 A 型花岗岩的厘定及构造环境分析[J]. 地球化学, 2005, 34(3): 215-226.
FU Jian-ming, MA Chang-qian, XIE Cai-fu, et al. The Ascertainment of the Jinjiling Aluminous A-type Granite, Hunan Province and Its Tectonic Settings[J]. Geochimica, 2005, 34(3): 215-226.
- [38] 李献华, 周汉文, 刘颖, 等. 桂东南钾玄质侵入岩带及其岩石学和地球化学特征[J]. 科学通报, 1999, 44(18): 1992-1998.
LI Xian-hua, ZHOU Han-wen, LIU Ying, et al. Shoshonitic Intrusive Suite in SE Guangxi: Petrology and Geochemistry[J]. Chinese Science Bulletin, 1999, 44(18): 1992-1998.
- [39] 顾晟彦, 华仁民, 戚华文. 广西姑婆山花岗岩单颗粒锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年及全岩 Sr-Nd 同位素研究[J]. 地质学报, 2006, 80(4): 543-553.
GU Sheng-yan, HUA Ren-min, QI Hua-wen. Study on Zircon LA-ICP-MS U-Pb Dating and Sr-Nd Isotope of the Guposhan Granite in Guangxi[J]. Acta Geologica Sinica, 2006, 80(4): 543-553.
- [40] 柏道远, 陈建超, 马铁球, 等. 湘东南骑田岭岩体 A 型花岗岩的地球化学特征及其构造环境[J]. 岩石矿物学杂志, 2005, 24(4): 255-272.
BAI Dao-yuan, CHEN Jian-chao, MA Tie-qi, et al. Geochemical Characteristics and Tectonic Setting of Qitianling A-type Granitic Pluton in Southeast Hunan [J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 2005, 24(4): 255-272.
- [41] 汪方跃. 华南晚中生代岩浆成矿与太平洋俯冲[D]. 北京: 中国科学院研究生院, 2010.
WANG Fang-yue. Magmatism and Mineralization of Southeastern China in Late Mesozoic and Oblique Subduction of Pacific Plate[D]. Beijing: Graduate University of Chinese Academy of Sciences, 2010.
- [42] LIANG H Y, CAMPBELL I H, ALLEN C, et al. Zircon Ce⁴⁺/Ce³⁺ Ratios and Ages for Yulong Ore-bearing Porphyries in Eastern Tibet[J]. Mineralium Deposita, 2006, 41(2): 152-159.
- [43] LIANG H Y, SUN W D, SU W C, et al. Porphyry Copper-gold Mineralization at Yulong, China, Promoted by Decreasing Redox Potential During Magnetite Alteration[J]. Economic Geology, 2009, 104(4): 587-596.
- [44] WANG F Y, LIU S A, LI S G, et al. Contrasting Zircon Hf-O Isotopes and Trace Elements Between Ore-bearing and Ore-barren Adakitic Rocks in Central-eastern China: Implications for Genetic Relation to Cu-Au Mineralization[J]. Lithos, 2013, 156: 97-111.
- [45] ZHANG H, LING M X, LIU Y L, et al. High Oxygen Fugacity and Slab Melting Linked to Cu Mineralization: Evidence from Dexing Porphyry Copper Deposits, Southeastern China[J]. The Journal of Geology, 2013, 121(3): 289-305.
- [46] BLEVIN P L, CHAPPELL B W. The Role of Magma Sources, Oxidation States and Fractionation in Determining the Granite Metallogeny of Eastern Australia [J]. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science, 1992, 83(1/2): 305-316.
- [47] BRYANG J A, YOGODZINSKI G M, CHURIKOVA T G. Melt-mantle Interactions Beneath the Kamchatka Arc: Evidence from Ultramafic Xenoliths from Shiveluch Volcano[J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2007, 8(4): Q04015.
- [48] LI X H, CHUNG S L, ZHOU H W, et al. Jurassic Intraplate Magmatism in Southern Hunan-eastern Guangxi: ⁴⁰Ar/³⁹Ar Dating, Geochemistry, Sr-Nd Isotopes and Implications for the Tectonic Evolution of SE China [J]. Geological Society, London, Special Publications, 2004, 226: 193-215.