

赣南地区密坑山早白垩世 A 型花岗岩的锆石 U-Pb 年代学、地球化学及岩石成因

梁鹤^{1,2}, 郭海峰¹, 王强^{1,2,3*}, 熊小林¹, 欧权¹,
曾纪鹏¹, 苟国宁¹, 郝露露¹

(1.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, 广东 广州 510640; 2.中国科学院 大学, 北京 100049; 3.中国科学院 青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101)

摘要: 密坑山-岩背地区为华南典型的锡成矿区, 区内发育燕山期的花岗岩、斑岩和斑岩锡矿(如岩背锡矿)。尽管该区锡矿与花岗质岩浆作用的关系密切, 但区内花岗岩的时代与成因仍然存在争议。密坑山花岗岩体为密坑山-岩背地区最大的花岗岩体, 侵入于上侏罗统鸡笼组流纹质凝灰岩及火山碎屑岩中, 主体岩性为钾长花岗岩。本文报道了密坑山钾长花岗岩的时代、地球化学特征。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果显示, 该岩体形成于早白垩世(~138 Ma)。岩石具有高 SiO₂ (74.42%~76.69%), 富钾(K₂O/Na₂O=1.37~1.94), 低 Al₂O₃ (12.39%~13.49%)和 Mg[#](11~19), 弱过铝质(A/CNK=1.03~1.1), 负 Eu、Sr、Ba 异常, 富集高场强元素, 以及高 10000 × Ga/Al 比值(3.46~4.96)和略微高的锆石饱和温度(807~817 °C), 显示了铝质 A 型花岗岩的特点。同时, 岩石也具有高 Rb 含量(842~1295)×10⁻⁶、Rb/Sr 比值(90~255)以及稀土元素四分组效应, 显示了高分异花岗岩的特点。因此, 作者认为密坑山钾长花岗岩为高分异铝质 A 型花岗岩。花岗岩略微偏高的 ε_{Nd}(t)值(-3.4~-4.6), 反映成岩过程中或其源区有地幔组分的参与。综合区域岩浆岩和构造资料, 认为密坑山钾长花岗岩形成于伸展背景中, 很可能与俯冲古太平洋板块的后撤所导致的岩石伸展过程有关。

关键词: 铝质 A 型花岗岩; 高分异花岗岩; 锡矿化; 白垩纪; 密坑山; 华南

中图分类号: P597; P595 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2018)04-0746-013

0 引言

华南是我国重要的金属矿产基地, W-Sn-Nb-Ta 等矿床分布广泛, 在世界上都独具特色(蒋少涌等, 2006; 2008; 陈骏等, 2014)。在这些矿床中, 大多与中生代岩浆岩密切共生(毛景文等, 2008, 2009, 2011; 毛建仁等, 2011, 2014; 陈毓川等, 2014)。岩浆岩可以大致分成三期: ~160 Ma、~140 Ma 和 100~90 Ma。

这些岩石大多具有强烈分异的稀土和微量元素特征, 如高 Rb、Rb/Sr 比值、强烈负 Eu 和 Sr 异常, 轻重稀土元素分异不明显(Luo et al., 2010; Zhu et al., 2010; Zhao et al., 2012; Breiter et al., 2013; Deng et al., 2014; Huang and Jiang, 2014; Nie et al., 2014)。但这些岩石究竟是 A 型或 S 型花岗岩, 则一直存在激烈的争议。

密坑山-岩背花岗岩岩体位于江西省会昌县西

收稿日期: 2016-03-08; 改回日期: 2016-05-13

项目资助: 国家重点研发计划项目(2016YFC0600407)、国家自然科学基金重点项目(41630208)、广州市重要科技项目(201707020032)和广东人才项目(2014TX01Z079)联合资助。

第一作者简介: 梁鹤(1991-), 女, 硕士研究生, 岩石地球化学专业。Email: 1032362154@qq.com

通信作者: 王强(1971-), 男, 研究员, 主要从事岩浆岩岩石学、地球化学、地球动力学及相关成矿作用的研究。Email: wqiang@gig.ac.cn

南约 40 km 处, 为一破火山中央岩株。岩体呈多个小岩株侵入于燕山期火山岩中, 是岩浆沿着火山口及环状或放射状断裂侵入而成(邱检生, 2005)(图 1)。自 20 世纪 80 年代以来, 在该岩体与火山岩的内外接触带相继发现了岩背、凤凰寨、淘锡坝、苦竹寨、矿背和上湾等一批大、中型锡多金属矿床或矿点, 其中岩背斑岩锡矿是华南仅有的两个斑岩锡矿之一(另一个为广东银岩锡矿)。大量研究表明, 该区岩浆作用与锡多金属成矿关系密切(朱正书, 1990; 刘昌实等, 1994; 梅勇文, 1994; 沈渭洲和凌洪飞, 1994; 王德滋和沈渭洲, 1994; 熊小林等, 1994; 沈渭洲和王德滋, 1996; 唐维新和赵赣, 1997; 廖显珍和梅勇文, 1999; 毛大发等, 2003; 李鸿莉等, 2007; 梅玉萍等, 2007; 余长发等, 2013)。

密坑山-岩背花岗岩体的时代和成因一直存在争议。前人用多种方法分析了该区岩浆岩的时代。早期的研究多采用 Rb-Sr 等时线定年法, 其结果为 114~128 Ma, 为早白垩世晚期(沈渭洲和凌洪飞, 1994; 王德滋和沈渭洲, 1994; 邱检生, 2005; 梅玉萍等, 2007)。邱检生等(2006)采用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 方法确定该区岩浆岩的形成时代为 136.0 ± 1.7 Ma, 形成于早白垩世早期。除了时代, 该区岩浆的成因类型认识也不一致, 目前有 S 型花岗岩和 A 型花岗岩两种认识(刘昌实等, 1994; 王德滋和沈渭洲, 1994; 邱检生, 2005; 王强等, 2005; 李兆丽, 2006; 梅玉萍

等, 2007)。密坑山-岩背花岗岩体实际上包含多个侵入体, 除了与岩背斑岩锡矿密切共生的斑岩之外, 在稍微远离且不与该锡矿体共生的最大侵入体为密坑山花岗岩体。本文选取密坑山村附近的花岗岩侵入体(即贫矿侵入体, 本文称为密坑山花岗岩体)为研究对象, 通过对花岗岩进行详细的岩石学、年代学和地球化学研究, 确定其形成时代, 总结其岩石特征, 划分其岩石类型, 讨论其成因及形成的动力学背景。

1 岩体地质及岩石特征

密坑山地区在大地构造上处于华夏地块(图 1a)。密坑山花岗岩侵入体为一破火山中央岩株侵入体, 是岩浆沿着火山口及环状或放射状断裂侵入而成(图 1b)。岩体东界被 NNE 向断层截接, 东南侧为岩背斑岩体, 西侧为苦竹寨岩体。与岩背斑岩体共生的岩背斑岩锡矿位于 EW 向南岭成矿带东部、NE 向武夷山成矿带西侧, 石城-寻乌 NNE 向断裂带与会昌环状构造复合部位的西侧, 属武夷山南段稀有金属-锡钨成矿带。石城-寻乌断裂是绍武-河源大断裂在江西境内的延伸部分。

密坑山岩体地表出露总面积约 6 km², 主要为钾长花岗岩, 侵入于上侏罗统鸡笼嶂组流纹质凝灰熔岩及火山碎屑岩中, 依结构的不同, 可进一步区分为粗粒、中细粒斑状及细粒三类, 三者呈渐变过

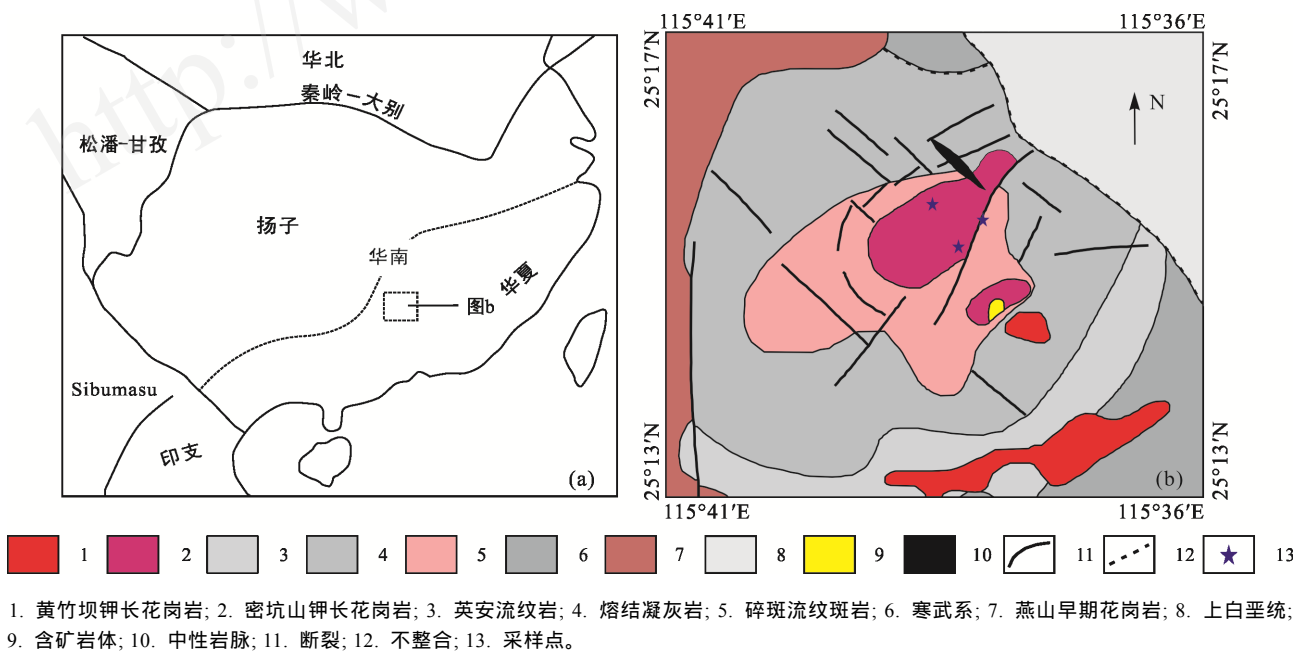


图 1 密坑山-岩背地区区域构造(a)与地质简图(b)

Fig.1 Regional tectonic (a) and geological sketch (b) maps for the Mikengshan-Yanbei area

渡关系,为同一岩体的不同岩相(邱检生,2005)。不同岩相岩石的岩性总体较均匀,岩体中缺乏各类岩石包体或含量甚少,但在最晚阶段有深色的闪长玢岩脉侵入(邱检生,2005)。

密坑山钾长花岗岩具有粗中粒不等粒结构(图2),包含矿物为石英(30%~40%)、钾长石(45%~50%)、斜长石(5%~10%, An: 8%~15%)和少量黑云母(<5%),副矿物主要有锆石、磁铁矿、锡石和黄玉等。

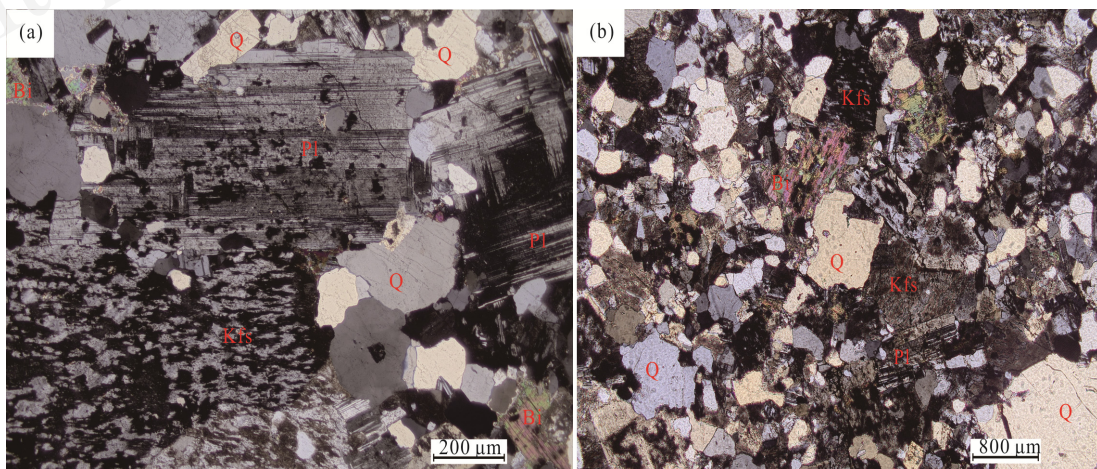
2 分析方法

为精选分析用锆石样品,先将新鲜的岩石样品粉碎至 120 目以下,采用常规的人工淘洗和电磁选方法富集锆石,再在双目镜下用手工方法逐个精选锆石颗粒,未用任何化学试剂。之后将挑选后的锆石粘于直径 2 cm 的环氧树脂圆盘上,并抛光及涂上金以备。锆石阴极发光图像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 JEOL JXA-8100 电子探针仪上完成。年龄测定在中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈构造演化国家重点实验室完成。分析所用的 LA-ICP-MS 为 Agilent 公司生产的 Agilent 7500a 四极杆 ICP-MS,激光剥蚀系统为德国 Lamda Physik 公司的深紫外(DUV)193 nm GeoLas Plus ArF 准分子(excimer)激光剥蚀系统。实验中采用 He 作为剥蚀物质的载气,激光斑点直径为 32 μm 。参考物质为美国国家标准技术协会研制的人工合成硅酸盐玻璃 NISTSRM 610,锆石 U-Pb 年龄的测定采用国际标准锆石 91500(Wiedenbeck et al., 1995)以及澳大利亚国立大

学标准锆石 TEMORA(Black et al., 2003)分别作为外部标样及实验标样进行校正,每隔 5 个样品分析点测一次标准样品,保证标准和样品的仪器条件一致。每个样品分析的空白测试时间为 30 s,样品分析时间为 40 s,在样品分析前后以及每 20 个测点各测一次 NIST SRM610,以 Si 做内标,测定锆石中 U、Th、Pb 的含量。元素比率和元素含量用刘勇胜 ICPMSDATA 软件处理(Liu et al., 2010),普通 Pb 的校正用 ComPbCorr#3_15 by Tom Andosen.xls (Andersen, 2002)进行。年龄的计算和谐和图用 ISOPLLOT(3.00 版)完成(Ludwig, 2003)。

主、微量元素的分析测试均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。主量元素分析用 Rigaku RIX 2000 型 X 射线荧光光谱仪(XRF)测试,其详细步骤见 Li et al. (2006)。样品含量由 36 种涵盖硅酸盐样品范围参考标准物质双变量拟合的工作曲线确定,基体校正根据经验的 Traill-Lachance 程序进行,分析精度优于 1%~5%。

微量元素的分析则采用 Perkin-Elmer Sciex ELAN 6000 型电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS),具体流程见 Li (1997)和 Li et al. (2002)。使用 USGS 标准 W-2 和 G-2 及国内标准 GSR-1、GSR-2 和 GSR-3 来校正所测样品的元素含量。对于参考标样中的大多数微量元素,分析精度一般小于 3%相对标准偏差(RSD)。Sr-Nd 同位素比值的分析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 MicroMass ISOPROBE 型多接受器电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP-MS)上进行。同位素分析



(a) 样品 MKS03-1: 粗中粒不等粒结构; (b) 样品 MKS06-1: 粗中粒不等粒结构。矿物代号: Bi. 黑云母; Kfs. 钾长石; Pl. 斜长石; Q. 石英。

图 2 密坑山花岗岩的岩相学照片(正交偏光)

Fig.2 Microphotographs of the Mikengshan granites

采用 Teflon 溶样器, 加入 HNO₃ 和 HF 混合溶样, 用专用阳离子交换柱进行分离, 所有测量的 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 和 ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr 比值分别用 ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219 和 ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr=0.1194 校正, 详细的分析流程及仪器分析情况见梁细荣等(2002)和韦刚健等(2002)。在本文样品的分析过程中, 该仪器测定的国际 Sr 同位素标准样品 NBS987 的 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值为 0.710288±0.000028(2σ), Nd 同位素标准样品 JNdi-1 的 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 比值为 0.512109±0.000012(2σ)。

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 定年

本文对密坑山钾长花岗岩(MKS03)进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄测定。结果(表 1、图 3)显示, 12 个分析点的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄为 135~140 Ma, 加权平均年龄为 138.5±1.1 Ma, 表明密坑山花岗岩的形成时代为早白垩世。

3.2 主、微量元素分析

密坑山钾长花岗岩样品的主量、微量及稀土元素分析结果见表 2。表 2 列出了密坑山钾长花岗岩的代表性岩石化学成分。岩石主量元素具有如下地球化学特征: 岩石为亚碱性(图 4a), 富硅(SiO₂=74.42%~76.69%, 贫 Mg(MgO=0.15%~0.18%), 富碱(K₂O+Na₂O=6.57%~8.95%), 高分异指数(DI=92.43~94.18), 弱过铝质-强过铝质(A/CNK=1.03~1.1, 样品 MKS1-3 为 1.74)(图 4b), 低 TiO₂(0.09%~0.13%)和 P₂O₅(0.04%~0.12%)。A/CNK 值异常偏高(为 1.74)的

样品(MKS1-3)的烧失量最高, 但 Na₂O 含量最低(表 2), 应该系受到了蚀变或风化的影响。

从表 2 可以看出, 岩石具有较高的稀土元素总量(ΣREE=176×10⁻⁶~654×10⁻⁶), 富集轻稀土元素(LREE/HREE=2.7~14.64), 强烈 Eu 负异常(δEu=0.01~0.2, 多数为 0.01~0.08)(图 4c、表 2)。岩石富 Rb=843×10⁻⁶~1295×10⁻⁶, 贫 Sr、Ba(Rb/Sr=48~255, Rb/Ba=10~23), 在原始地幔标准化蛛网图上显示了明显的 Sr、Ba、P 和 Ti 亏损(图 4d、表 2)。岩石具有明显偏高的 Th、U 含量(Th/U=2.80~5.81), 高的 Ga/Al 比值(4.31~4.96)(表 2)。

3.3 Sm-Nd 同位素成分

表 3 是密坑山花岗岩的 Sm-Nd 同位素测试结果。密坑山花岗岩具有较高的 ε_{Nd}(t), 为-3.4~-3.7, 与前人报道结果(-3.5~-4.6)基本一致(邱检生, 2005)。岩石获得 Nd 模式年龄 t_{DM} 为 1.2~1.7 Ga。在 ε_{Nd}(t)与 t 关系图上(图 5), 密坑山花岗岩样品分布于华夏地块以元古宇龙泉群和麻源群为代表的地壳岩石地壳演化域的上方。

4 讨论

4.1 花岗岩的形成时代

对于密坑山-岩背地区岩浆岩的形成时代, 前人多采用全岩 Rb-Sr 同位素方法定年, 但时间变化范围较大, 从 114 Ma 到 137 Ma 都有(王德滋和刘昌实, 1993; 刘昌实等, 1994; 沈渭洲和凌洪飞, 1994; 熊小林等, 1994; 邱检生, 2005; 梅玉萍等, 2007)。对

表 1 密坑山岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果
Table 1 LA-ICP-MS U-Pb dating results for zircon from the Mikengshan granites

测点号	含量(×10 ⁻⁶)		Th/U	同位素比值						年龄(Ma)					
	Th	U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ
MKS03 01	167	435	0.41	0.05093	0.00305	0.15059	0.00881	0.0215	0.00043	237	98	142	8	137	3
MKS03 02	96	282	0.47	0.04981	0.00842	0.14738	0.02778	0.02114	0.00071	186	316	140	25	135	4
MKS03 03	82.4	209	0.25	0.05691	0.00526	0.16934	0.01672	0.02146	0.00045	488	184	159	15	137	3
MKS03 04	160	766	0.32	0.04834	0.00138	0.14618	0.00434	0.02187	0.00021	116	52	139	4	139	1
MKS03 05	502	1859	0.61	0.05193	0.00445	0.1586	0.01558	0.02197	0.00081	282	154	149	14	140	5
MKS03 06	191	374	0.86	0.04944	0.00341	0.14881	0.01054	0.02178	0.00043	169	123	141	9	139	3
MKS03 07	437	612	0.39	0.05074	0.00169	0.15178	0.0049	0.02175	0.00025	229	53	143	4	139	2
MKS03 08	216	671	0.45	0.04936	0.00195	0.14739	0.00526	0.02175	0.00028	165	59	140	5	139	2
MKS03 09	236	632	0.39	0.0529	0.00304	0.16103	0.00988	0.02199	0.00027	325	118	152	9	140	2
MKS03 10	98	271	0.45	0.05518	0.00358	0.1622	0.00921	0.02157	0.00037	419	96	153	8	138	2
MKS03 11	137	255	0.43	0.05126	0.00244	0.15291	0.00697	0.02179	0.00033	252	77	144	6	139	2
MKS03 12	374	894	0.64	0.05224	0.00306	0.15302	0.00905	0.02125	0.00031	296	108	145	8	136	2

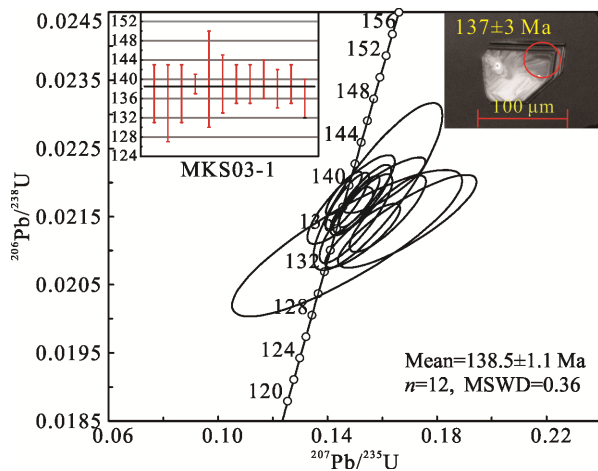


图 3 密坑山花岗岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄图

Fig.3 U-Pb concordia diagram for zircon from the Mikengshan granites

表 2 密坑山花岗岩的主量元素(%)和微量元素($\times 10^{-6}$)Table 2 The major (%) and trace element ($\times 10^{-6}$) concentrations of the Mikengshan granites

样品	MKS1-3	MKS2	MKS3	MKS4	MKS5-1	MKS5-2	MKS5-3	MKS6-1	MKS6-2	MKS6-3	MKS7-1	MKS7-2
SiO ₂	75.21	76.07	75.66	75.61	76.48	76.69	76.26	75.98	75.88	75.75	74.42	76.01
TiO ₂	0.11	0.11	0.09	0.12	0.12	0.12	0.11	0.11	0.11	0.10	0.13	0.12
Al ₂ O ₃	13.49	12.72	12.65	12.75	12.66	12.39	12.74	12.49	12.92	12.97	13.35	12.56
Fe ₂ O ₃ ^T	2.75	1.84	1.89	2.09	1.40	1.68	1.40	1.83	1.44	1.46	1.79	2.00
MnO	0.05	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04
MgO	0.18	0.16	0.15	0.15	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17	0.16
CaO	0.12	0.56	0.66	0.69	0.67	0.60	0.64	0.76	0.71	0.59	0.83	0.51
Na ₂ O	0.78	2.95	2.89	2.93	2.78	3.17	3.24	3.37	3.56	4.07	3.44	3.15
K ₂ O	5.79	5.13	5.60	5.17	5.23	4.80	5.05	4.90	4.89	3.76	5.31	5.06
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
LOI	1.59	0.70	0.64	0.70	0.74	0.66	0.67	0.66	0.63	0.70	0.77	0.67
Total	100.06	100.28	100.27	100.25	100.28	100.31	100.32	100.30	100.33	99.60	100.27	100.29
K ₂ O/Na ₂ O	7.42	1.74	1.94	1.76	1.88	1.51	1.56	1.45	1.37	0.92	1.54	1.61
Mg ^{#1)}	11	15	14	12	19	16	18	15	18	18	16	14
A/CNK ²⁾	1.74	1.11	1.05	1.09	1.11	1.08	1.07	1.02	1.04	1.10	1.03	1.08
Sc	5.51	4.77	5.22	5.76	5.48	5.53	4.76	5.93	4.93	5.85	5.68	5.46
V	16.5	18.7	21.7	21.3	18.2	19.4	21.0	19.6	16.0	20.9	21.4	25.0
Cr	162	171	195	202	168	203	200	187	157	194	210	223
Co	0.81	0.77	1.23	0.68	0.59	0.78	0.68	1.42	1.42	1.26	1.67	0.82
Ni	4.17	4.51	4.09	5.76	3.76	5.82	4.27	5.57	3.65	3.90	6.35	5.38
Cu	72.5	35.5	8.69	17.0	16.4	5.51	3.48	3.55	3.70	3.63	5.42	65.0
Zn	50.9	39.2	46.0	76.9	246.9	45.2	42.2	55.3	102.3	96.0	45.5	41.5
Ga	31.8	29.9	30.6	32.1	32.5	29.8	29.1	30.9	29.6	34.1	31.7	29.4
Ge	2.33	2.39	2.21	2.74	2.61	2.47	2.60	2.74	2.56	2.51	2.50	2.66
Rb	1295	1028	1185	1112	993.2	971.4	979.7	1048	996.2	842.8	1087	1010
Sr	5.09	12.3	13.2	14.6	14.4	13.4	13.6	16.5	13.6	14.2	22.5	14.3
Y	31.3	82.3	90.5	125.8	106.3	92.6	69.1	150.1	86.6	117.9	91.9	77.5
Zr	185	185	185	208	196	225	215	211	195	213	235	255
Nb	110	75.8	91.6	98.4	81.6	95.0	81.1	86.9	96.5	94.7	83.4	87.9
Cs	19.5	13.4	14.8	16.4	9.7	13.5	12.6	15.0	13.3	11.5	16.6	13.6
Ba	59.6	103.9	74.7	75.0	72.0	78.3	77.2	55.4	50.0	37.3	99.2	92.3
La	55.5	108.4	85.7	89.4	83.3	92.7	76.5	87.6	79.8	134.9	99.6	84.9
Ce	101	205	163	177	163	183	163	178	155	285	192	166

于全岩 Rb-Sr 同位素方法定年方法, 由于密坑山花岗岩属于高分异岩石且有流体导致的蚀变, 这使得岩石 Rb/Sr 比值过大, Rb-Sr 同位素比值分析不准确, 从而导致全岩 Rb-Sr 同位素方法定年结果不准确。到目前为止, 仅有一例采用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年方法测得密坑山花岗岩的形成时代为 136.0 ± 1.7 Ma (邱检生, 2006)。本文采用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年, 获得密坑山花岗岩形成于 138.5 ± 1.1 Ma, 属早白垩世早期。

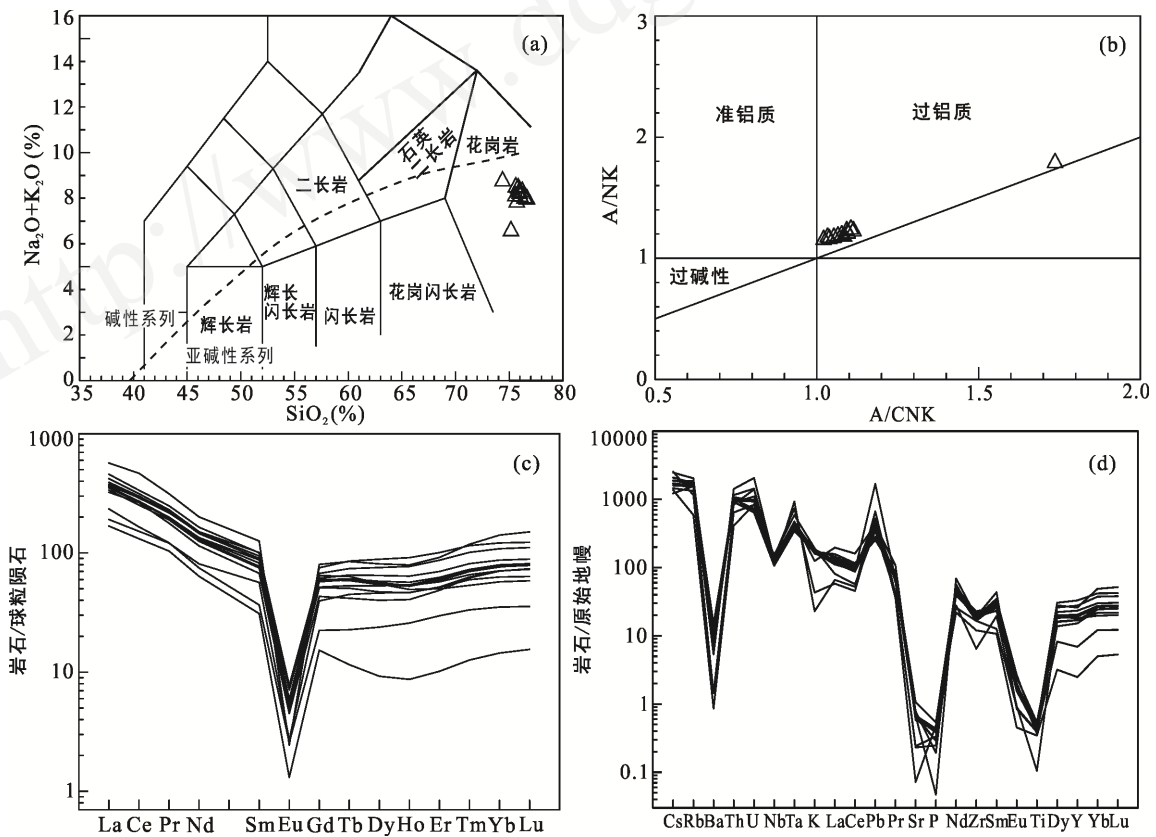
4.2 岩石成因类型及源区特征

目前对密坑山-岩背岩浆岩的成因类型认识也不一致, 有 S 型和 A 型花岗岩两种认识(刘昌实等, 1994; 王德滋和沈渭洲, 1994; 邱检生, 2005; 王强等, 2005; 李兆丽, 2006; 梅玉萍等, 2007)。密坑山花

续表 2:

样品	MKS1-3	MKS2	MKS3	MKS4	MKS5-1	MKS5-2	MKS5-3	MKS6-1	MKS6-2	MKS6-3	MKS7-1	MKS7-2
Pr	11.6	23.6	18.8	20.6	18.9	21.2	16.9	21.0	18.0	29.8	21.9	18.9
Nd	34.9	76.8	61.9	69.2	62.7	67.9	53.5	70.4	58.5	93.6	70.3	60.3
Sm	5.61	15.3	12.6	14.5	13.4	13.8	10.3	15.4	11.5	19.3	13.5	11.8
Eu	0.15	0.45	0.34	0.30	0.33	0.32	0.26	0.27	0.29	0.14	0.41	0.31
Gd	4.61	13.3	11.8	13.8	12.6	12.3	8.9	15.4	10.6	16.5	12.2	10.5
Tb	0.848	2.38	2.23	2.77	2.44	2.26	1.56	3.20	1.99	3.17	2.19	1.89
Dy	6.06	14.0	14.3	19.2	16.4	14.7	10.2	22.5	13.5	20.6	13.8	12.0
Ho	1.46	2.80	3.02	4.36	3.62	3.21	2.30	5.17	3.06	4.49	2.98	2.63
Er	4.92	8.27	9.47	14.39	11.57	10.32	8.04	16.67	10.06	15.17	9.73	8.57
Tm	0.850	1.36	1.67	2.58	2.07	1.85	1.58	2.94	1.82	3.02	1.78	1.60
Yb	5.97	9.74	12.0	18.4	14.8	13.5	12.0	20.6	13.0	24.0	13.0	12.0
Lu	0.905	1.49	1.85	2.82	2.26	2.07	1.87	3.12	2.00	3.82	2.04	1.87
Hf	8.3	7.6	8.2	9.0	8.4	9.3	9.3	9.5	8.2	11.4	9.5	10.7
Ta	23.8	14.0	17.4	19.0	16.4	18.1	14.4	15.4	16.6	19.2	15.8	16.1
Pb	24.6	18.0	25.8	20.1	120	29.4	37.0	27.8	25.7	30.0	25.4	26.5
Th	76.8	78.1	81.4	91.8	71.1	86.0	81.1	98.1	76.9	121	85.8	84.9
U	14.6	13.5	19.6	19.9	29.3	20.6	19.6	30.2	23.0	43.2	19.6	15.3
Nb/La	2.0	0.7	1.1	1.1	1.0	1.0	1.1	1.0	1.2	0.7	0.8	1.0
Rb/Sr	255	84	90	76	69	73	72	63	74	59	48	71
Rb/Ba	22	10	16	15	14	12	13	19	20	23	11	11
TE1, 3 ³⁾	0.82	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.86	0.84	0.88	0.84	0.84

1) $Mg^{\#} = (MgO/40.31) / (MgO/40.31 + Fe_2O_3^T \times 0.8998 / 71.85 \times 0.85) \times 100$; 2) $A/CNK = (Al_2O_3/101.96) / (CaO/56.08 + Na_2O/61.98 + K_2O/94.2)$;
 3) $TE1, 3 = ((Ce/(La/3 + Nd/3)) \times (Pr/(La/3 + Nd/3)))^{1/2} \times ((Tb/(Gd/3 + Ho/3)) \times (Dy/(Gd/3 + Ho/3)))^{1/2}$.



(a) SiO₂ vs. Na₂O+K₂O 图; (b) A/NK vs. A/CNK 图; (c) 球粒陨石标准化稀土元素分配模式图; (d) 微量元素原始地幔标准化蛛网图。

图 4 密坑山花岗岩的主要元素和微量元素图解(球粒陨石和原始地幔标准化值据 Sun and Mcdonough, 1989)

Fig.4 Major and trace element diagrams for the Mikengshan granites

表 3 密坑山地区花岗岩 Sm-Nd 同位素组成
Table 3 Sm-Nd isotope compositions of the Mikengshan granites

样品	Sm ($\times 10^{-6}$)	Nd ($\times 10^{-6}$)	($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$) _s	($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) _s	2 σ	($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) _i	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	t_{DM} (Ma)	资料来源
10MKS03	12.6	61.9	0.1232	0.512391	0.000003	0.512280	-3.52	1280	本文
10MKS05-1	13.4	62.7	0.1290	0.512388	0.000003	0.512272	-3.68	1373	本文
10MKS05-3	10.3	53.5	0.1168	0.512390	0.000005	0.512284	-3.43	1198	本文
MMS-1	13.6	58.5	0.1288	0.512400	0.000009	0.512284	-3.45	1348	邱检生等, 2006
MKS-6-2	12.6	55.2	0.1419	0.512355	0.000006	0.512227	-4.56	1688	邱检生等, 2006
MKS-11-4	11.9	59.8	0.1201	0.512373	0.000011	0.512265	-3.82	1267	邱检生等, 2006

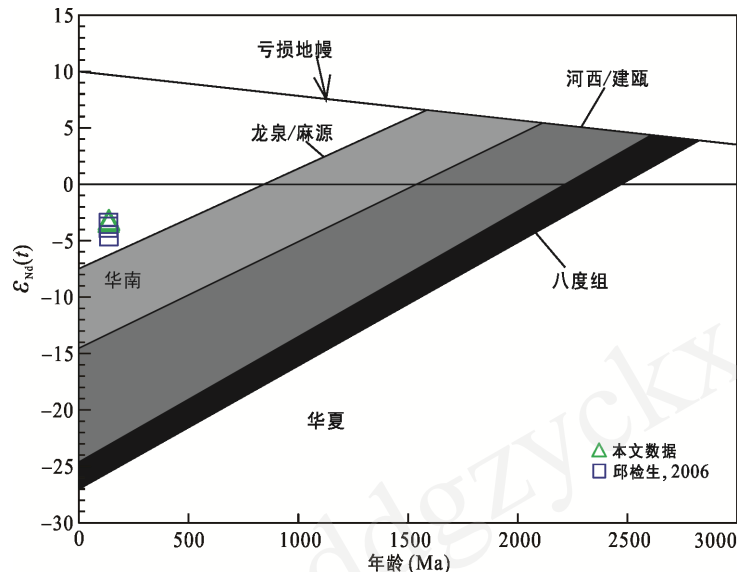


图 5 密坑山花岗岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - t 关系图(据 Chen and Jahn, 1998)

Fig.5 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs. t diagram for the Mikengshan granites

花岗岩具有高 SiO_2 (74.42%~76.69%), 富钾($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1.37\sim 1.94$), 低 Al_2O_3 (12.39%~13.49%) 和 $\text{Mg}^\#$ (11~19), 弱过铝质($\text{A}/\text{CNK}=1.03\sim 1.10$), 负 Eu、Sr、Ba 异常, 富集高场强元素, 以及高 Ga/Al 比值(3.46~4.96)和略微高的锆石饱和温度(807~817 °C)(Watson and Harrison, 1983), 显示了铝质 A 型花岗岩的特点(Whalen et al., 1987; Wu et al., 2002)。密坑山花岗岩样品在 Whalen et al. (1987)提出的 A 型花岗岩判别图解中落在 A 型花岗岩区(图 6), 在花岗岩的构造环境判别图中主要落入板内花岗岩区(图 7)。同时, 密坑山花岗岩也具有高 Rb 含量($842\sim 1295$) $\times 10^{-6}$ 、Rb/Sr(90~255)比值, 以及稀土元素四分组效应, 显示了高分异花岗岩的特点(Zhao et al., 2001)。尽管花岗岩稀土元素四分组效应反映了岩石在形成过程中可能会受到流体交代作用的影响, 但综合岩石的岩相学和地球化学特征, 我们趋向认为密坑山钾长花岗岩属于高分异的铝质 A 型花岗岩。

尽管到目前为止对 A 型花岗岩的源岩还没有统一的认识, 但越来越多的研究显示 A 型花岗岩很可能主要来自中下地壳的高钾、贫水(或含少量水)的岩

浆(Wu et al., 2002)。密坑山岩体 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 -3.4~-4.6, 位于华夏元古宇地壳演化域的上方(图 5), 同时具有较低 t_{DM} (1.2~1.7 Ga), 指示其源区可能是被幔源岩浆改造后的(古老)地壳或壳、幔岩浆混合后形成的地壳岩石。近年来, 在华南相继识别出多条具低 t_{DM} -高 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值的燕山期花岗岩带, 其中华夏地块 $t_{\text{DM}} < 1.7$ Ga, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) > -7.0$, 被认为是地幔物质参与成岩过程的重要表现(Chen and Jahn, 1998)。密坑山岩体在空间上正处于华南内陆的杭州-赣南-诸广山-花山低 t_{DM} -高 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值带上(Chen and Jahn, 1998), 无疑指示地幔物质参与了岩石的形成过程。

Nd 同位素示踪显示密坑山岩体起源于壳幔物质的混合, 这一混合既可以是岩浆源区的混合、岩浆混合, 或幔源岩浆结晶过程中受地壳的同化混染所导致。由于密坑山花岗岩显示了高的 SiO_2 含量和均匀的 Nd 同位素组成, 并且 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值相应样品的主量元素和微量、稀土元素含量之间缺乏明显的线性演化关系, 说明密坑山花岗岩不可能由岩浆混合或幔源岩浆的分离结晶-同化混染形成(邱检生, 2005)。这样, 密坑山花岗岩最有可能通过下列方式形成: 先前被

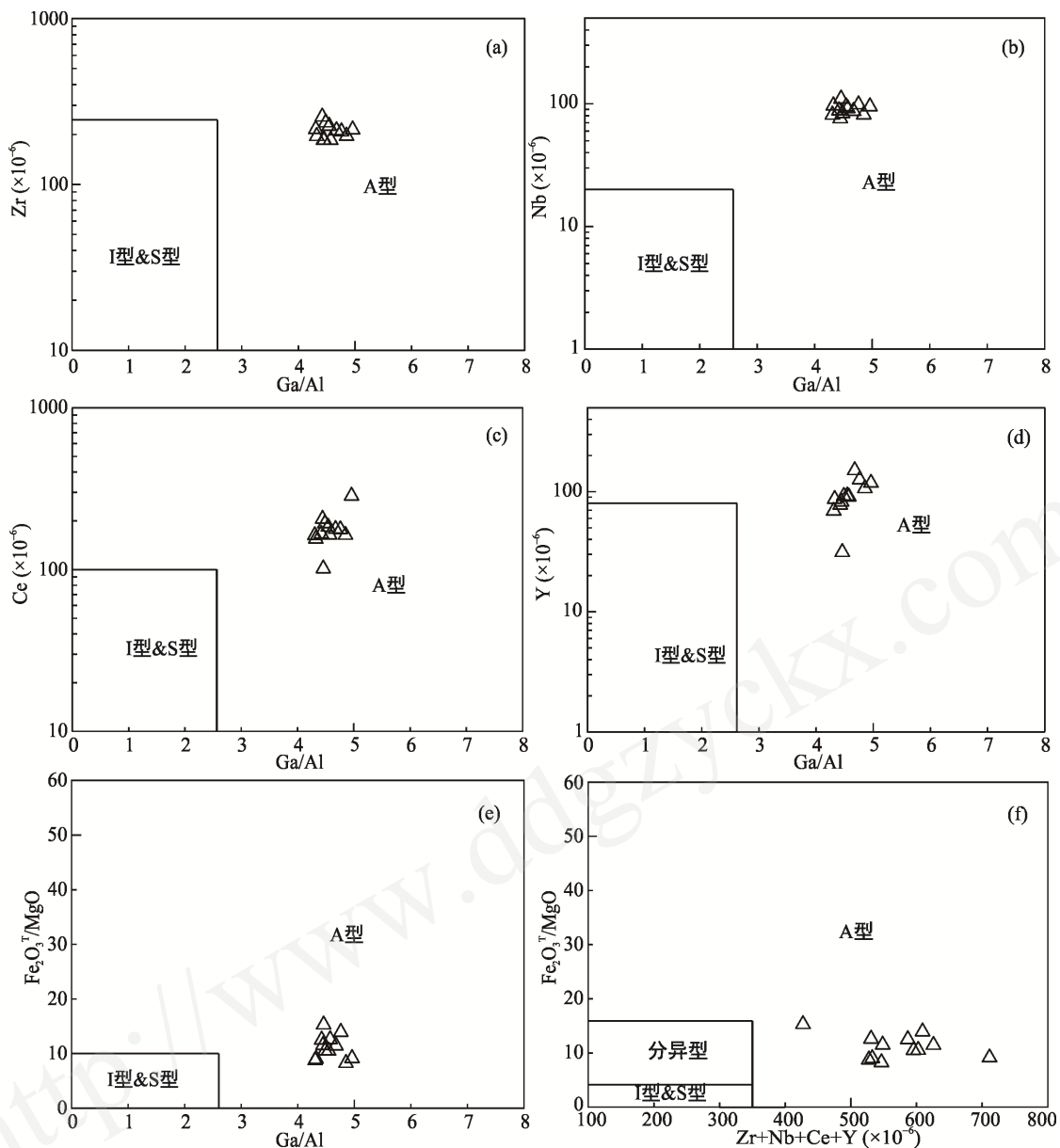


图 6 密坑山岩体岩石类型判别图(Whalen et al., 1987)

Fig.6 The discriminant diagrams for rock types of the Mikengshan granites

幔源岩浆改造后的(古老)地壳或壳、幔源岩浆发生混合后形成的地壳源区在高温下熔融产生长英质岩浆, 该岩浆再经过分离结晶作用, 然后上升侵位形成花岗岩。

4.3 岩石形成的动力学背景

在华南, 中二叠世-三叠纪的构造演化存在激烈的争论, 包括古太平洋板块的平坦俯冲(Li and Li, 2007)和古特提斯大洋板块的俯冲以及印支华南大陆的碰撞(Wang et al., 2007)等模式。但是, 逐渐形成的共识是, 古太平洋板块的俯冲及相关的动力学过程(如板片拆沉, 或后撤或弧后伸展)在后来的侏罗纪-白垩纪的构造演化中发挥了重要作用(Xu et al.,

1999; Zhou and Li, 2000; 王强等, 2005; Zhou et al., 2006; Li and Li, 2007; Wang et al., 2007; Jiang et al., 2009, 2011; He et al., 2010; Zhao et al., 2012)。位于华南内陆的密坑山地区早白垩世的岩浆作用与上述过程有关。在华南内陆的南岭附近出现大量早-中侏罗世(190~170 Ma)的板内玄武质或双峰式火成岩岩浆作用和晚侏罗世(165~155)I 和 A 型花岗岩和正长岩(Zhao et al., 1998, 2001; Chen et al., 2002; Li et al., 2003, 2004, 2007; Wang et al., 2003, 2008; He et al., 2010; Zhu et al., 2010)。这些侏罗纪的火成岩被认为与早中生代平坦俯冲在华南大陆之下的古太平洋板片的拆沉作用(Li and Li, 2007; Li et al., 2007)或岩石

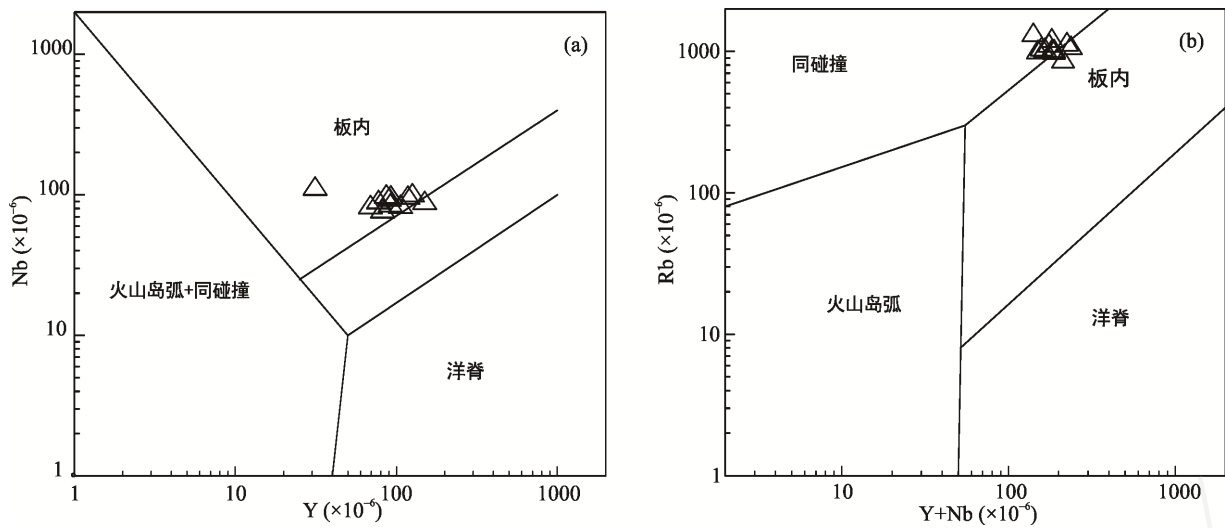


图 7 密坑山岩体构造环境判别图

Fig.7 The discriminant diagrams for tectonic settings of the Mikengshan granites

圈伸展或古太平洋板块侏罗纪俯冲所导致的弧后伸展(Zhou et al., 2006; He et al., 2010; Zhao et al., 2012)有关。在这个阶段,可能来自地幔的玄武质岩浆大规模底侵或与地壳岩浆发生混合作用(Zhou and Li, 2000; Wang et al., 2012),导致华南内陆地区的局部中下地壳被改造形成新的中下地壳,这些区域的岩石有可能成为密坑山花岗岩的源区。

在早白垩世中期(约 122~129 Ma),华南有大量 A 型花岗岩(王强等, 2005),这些花岗岩的形成可能与俯冲古太平洋板块的后撤所导致的岩石圈伸展有关(Wong et al., 2009; Jiang et al., 2011)。但是,在早白垩世早期,除了 137 Ma 广东中部的恶鸡脑霞石正长岩(王强等, 2005)和~138 Ma 密坑山 A 型花岗岩(邱检生, 2005; 本文研究)之外,华南则很少有其他与伸展有关的岩浆岩的报道。我们认为,密坑山 A 型花岗岩的形成也很可能与俯冲古太平洋板块的后撤所导致的岩石圈伸展有关。在古太平洋板块的后撤过程中,软流圈的上涌将导致上覆地幔的熔融,地幔来源岩浆的底侵将加热先前存在的地壳发生较高温熔融(Annen et al., 2006; Wang et al., 2012)。熔融产生的岩浆上升,经过分异演化,形成了密坑山高分异 A 型花岗岩。

5 结 论

(1) 密坑山花岗岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 138.5 ± 1.1 Ma, 属于早白垩世早期。

(2) 密坑山花岗岩为高分异的铝质 A 型花岗岩,是华南早白垩世早期少有的 A 型花岗岩。

(3) 密坑山花岗岩的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 -3.4~-3.70, 指示其源区可能是被幔源岩浆改造后的(古老)地壳或壳幔岩浆混合形成的新地壳,岩石形成于伸展背景中,很可能与俯冲古太平洋板块的后撤所导致的岩石伸展过程有关。

致谢: 在室内样品处理、化学分析以及论文撰写过程中得到了中国科学院广州地球化学研究所涂湘林、胡光黔、曾文等老师和王鑫玉的帮助和指导; 中国科学院广州地球化学研究所黄小龙研究员和李武显研究员对文章提出了宝贵的修改意见,在此一并表示衷心的感谢。

参考文献(References):

- 陈骏, 王汝成, 朱金初, 陆建军, 马东升. 2014. 南岭多时代花岗岩的钨锡成矿作用. 中国科学: 地球科学, 44(1): 111-121.
- 陈毓川, 王登红, 徐志刚, 黄凡. 2014. 华南区域成矿和中生代岩浆成矿规律概要. 大地构造与成矿学, 38(2): 219-229.
- 蒋少涌, 赵葵东, 姜耀辉, 戴宝章. 2008. 十杭带湘南桂北段中生代 A 型花岗岩带成岩成矿特征及成因讨论. 高校地质学报, 14(4): 496-509.
- 蒋少涌, 赵葵东, 姜耀辉, 凌洪飞, 倪培. 2006. 华南与花岗岩有关的一种新类型的锡成矿作用: 矿物化学, 元素和同位素地球化学证据. 岩石学报, 22(10): 2509-2516.
- 李鸿莉, 毕献武, 涂光焱, 胡瑞忠, 彭建堂, 吴开兴. 2007. 岩背花岗岩黑云母矿物化学研究及其对成矿意义的指示. 矿物岩石, 27(3): 49-54.

- 李兆丽. 2006. 锡成矿与A型花岗岩关系的地球化学研究. 贵阳: 中国科学院研究生院(地球化学研究所)博士学位论文: 1-101.
- 梁细荣, 韦刚健, 李献华, 刘颖. 2002. 多收集器等离子体质谱快速精确测定钨同位素比值. 岩矿测试, 21(4): 247-251.
- 廖显珍, 梅勇文. 1999. 会昌岩背锡矿田地球化学特征及隐伏矿床预测异常指标探讨. 江西地质, 13(2): 117-125.
- 刘昌实, 沈渭洲, 熊小林, 王德滋. 1994. 江西岩背斑岩锡矿区火山侵入杂岩稀土元素特征和成岩模拟. 岩石矿物学杂志, 13(3): 193-203.
- 毛大发, 王宁, 李汉烈, 方平, 胡平兰. 2003. 试论火山-斑岩型锡矿床中的氟异常分布及其成因机理——以岩背锡矿为例. 资源调查与环境, 24(2): 101-106.
- 毛建仁, 胡青, 叶海敏, 赵希林, 刘凯. 2011. 武夷山成矿带构造-岩浆作用与成矿. 矿物学报, (S1): 81.
- 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(12): 2593.
- 毛景文, 陈懋弘, 袁顺达, 郭春丽. 2011. 华南地区钦杭成矿带地质特征和矿床时空分布规律. 地质学报, 85(5): 636-658.
- 毛景文, 谢桂青, 程彦博, 陈毓川. 2009. 华南地区中生代主要金属矿床模型. 地质论评, 55(3): 347-354.
- 毛景文, 谢桂青, 郭春丽, 袁顺达, 程彦博, 陈毓川. 2008. 华南地区中生代主要金属矿床时空分布规律和成矿环境. 高校地质学报, 14(4): 510-526.
- 梅勇文. 1994. 岩背斑岩型锡矿床地质特征与预测标志. 地质与勘探, 30(1): 13-19.
- 梅玉萍, 李华芹, 王登红, 路远发, 杨红梅, 许建祥, 张家菁. 2007. 江西岩背斑岩锡矿的成岩成矿时代及其地质意义. 地球学报, 28(5): 456-461.
- 邱检生. 2005. 江西会昌密坑山岩体的地球化学及其成因类型的新认识. 地球化学, 34(1): 20-32.
- 邱检生, 蒋少涌, 胡建, 凌洪飞. 2006. 同位素年代学研究对江西会昌密坑山锡矿田成矿作用的启示. 岩石学报, 22(10): 2444-2450.
- 沈渭洲, 王德滋. 1996. 岩背斑岩锡矿特征和成因. 高校地质学报, 2(1): 85-91.
- 沈渭洲, 凌洪飞. 1994. 岩背和塌山含锡花岗岩斑岩的同位素地球化学特征和物质来源. 地球学报, (Z1): 117-123.
- 唐维新, 赵赣. 1997. 岩背矿床成矿地质条件及构造复合控岩控矿特征. 江西地质科技, 24(4): 151-158.
- 王德滋, 刘昌实. 1993. 江西岩背斑岩锡矿区火山-侵入杂岩. 南京大学学报(自然科学版), 29(4): 638-650.
- 王德滋, 沈渭洲. 1994. 江西岩背火山侵入杂岩的地球化学特征和成因. 中国科学(B辑), 24(5): 531-538.
- 王强, 赵振华, 简平, 熊小林, 包志伟, 戴樟谟, 许继峰, 马金龙. 2005. 华南腹地白垩纪A型花岗岩类或碱性侵入岩年代学及其对华南晚中生代构造演化的制约. 岩石学报, 21(3): 795-808.
- 韦刚健, 梁细荣, 李献华, 刘颖. 2002. (LA)MC-ICPMS方法精确测定液体和固体样品的Sr同位素组成. 地球化学, 31(3): 295-299.
- 熊小林, 朱金初, 王德滋, 刘昌实, 沈渭洲. 1994. 花岗岩浆-热液过渡阶段的稀土元素分异——来自岩背锡矿区蚀变岩的依据. 桂林冶金地质学院学报, 14(3): 275-283.
- 余长发, 赵海杰, 徐林刚, 孙嘉, 柳勇, 张立成. 2013. 江西岩背锡矿床流体包裹体特征与成矿作用研究. 矿床地质, 32(2): 280-288.
- 朱正书. 1990. 江西会昌岩背锡矿床地质特征及矿床类型的划分. 矿床地质, 9(4): 325-331.
- Andersen T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb . *Chemical Geology*, 192(1-2): 59-79.
- Annen C, Blundy J D and Sparks R S J. 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 47(3): 505-539.
- Black L P, Kamo S L, Allen C M, Aleinikoff J N, Davis D W, Korsch R J and Foudoulis C. 2003. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 200(1-2): 155-170.
- Breiter K, Ackerman L, Svojtka M and Muller A. 2013. Behavior of trace elements in quartz from plutons of different geochemical signature: A case study from the Bohemian Massif, Czech Republic. *Lithos*, 175-176(3): 54-67.
- Chen P R, Hua R M, Zhang B T, Lu J J and Fan C F. 2002. Early Yanshanian post-orogenic granitoids in the Nanling region: Petrological constraints and geodynamic settings. *Science in China Series D*, 45(8): 755-768.
- Chen J F and Jahn B M. 1998. Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence. *Tectonophysics*, 284(1-2): 101-133.
- Deng Z B, Liu S W, Zhang L F, Wang Z Q, Wang W, Yang P T, Luo P and Guo B R. 2014. Geochemistry, zircon U-Pb and Lu-Hf isotopes of an Early Cretaceous intrusive suite in northeastern Jiangxi Province, South China block: Implications for petrogenesis, crust/mantle

- interactions and geodynamic processes. *Lithos*, 200–201(1): 334–354.
- He Z Y, Xu X S and Niu Y. 2010. Petrogenesis and tectonic significance of a Mesozoic granite-syenite-gabbro association from inland South China. *Lithos*, 119(3–4): 621–641.
- Huang L C and Jiang S Y. 2014. Highly fractionated S-type granites from the giant Dahutang tungsten deposit in Jiangnan Orogen, southeast China: Geochronology, petrogenesis and their relationship with W-mineralization. *Lithos*, 202–203(4): 207–226.
- Jiang Y H, Jiang S Y, Dai B Z, Liao S Y, Zhao K D and Ling H F. 2009. Middle to late Jurassic felsic and mafic magmatism in southern Hunan province, southeast China: Implications for a continental arc to rifting. *Lithos*, 107(3–4): 185–204.
- Jiang Y H, Zhao P, Zhou Q, Liao S Y and Jin G D. 2011. Petrogenesis and tectonic implications of Early Cretaceous S- and A-type granites in the northwest of the Gan-Hang rift, SE China. *Lithos*, 121(14): 55–73.
- Li X H. 1997. Geochemistry of the Longsheng Ophiolite from the southern margin of Yangtze Craton, SE China. *Geochemical Journal*, 31(5): 323–337.
- Li X H, Chen Z G, Liu D Y and Li W X. 2003. Jurassic gabbro-granite-syenite suites from southern Jiangxi Province, SE China: Age, origin and tectonic significance. *International Geology Review*, 45(10): 898–921.
- Li X H, Chung S L, Zhou H W, Lo C H, Liu Y and Chen C H. 2004. Jurassic intraplate magmatism in southern Hunan-eastern Guangxi: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, geochemistry, Sr-Nd isotopes and implications for tectonic evolution of SE China. In: Malpas J, Fletcher C J, Aitchison J C, Ali J. (eds.). Aspects of the Tectonic Evolution of China. *Geological Society, London, Special Publications*, 226(1): 193–216.
- Li X H, Zhou H W, Chung S L, Lo C H, Wei G J, Liu Y and Lee C Y. 2002. Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of late Paleogene ultrapotassic magmatism in southeastern Tibet. *International Geology Review*, 44(6): 559–574.
- Li X H, Li Z X, Li W X and Wang Y J. 2006. Initiation of the Indosinian Orogeny in South China: Evidence for a Permian magmatic arc on the Hainan Island. *Journal of Geology*, 114(3): 341–353.
- Li X H, Li Z X, Li W X, Liu Y, Yuan C, Wei G J and Qi C S. 2007. U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from central Guangdong, SE China: A major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab? *Lithos*, 96: 186–204.
- Li Z X and 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(2): 179–182.
- Liu Y S, Gao S, Hu Z C, Gao C G, Zong K Q and Wang D B. 2010. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths. *Journal of Petrology*, 51(1–2): 537–571.
- Ludwig K. 2003. User's manual for ISOPLOT 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4: 1–70.
- Luo L S, Jiang Y, Yang S Y, Zhao K D, Wang S L and Gao W L. 2010. Petrochemistry, zircon U-Pb dating and Hf isotopic composition of the granitic pluton in the Pengshan Sn-polymetallic orefield, Jiangxi Province. *Acta Petrologica Sinica*, 26(9): 2818–2834.
- Nie F, Dong G C, Mo X X, Wang X, Fan W Y, Dong M L and Zhu H P. 2014. Petrogenesis of Kejie granite in the northern Changning-Menglian Zone, western Yunnan: Constraints from zircon U-Pb geochronology, geochemistry and Hf isotope. *Acta Geologica Sinica*, 88(3): 754–765.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society London Special Publications*, 42(1): 313–345.
- Wang Q, Li X H, Jia X H, Wyman D A, Tang G J, Li Z X, Yang Y H, Jiang Z Q, Ma L and Gou G N. 2012. Late Early Cretaceous adakitic granitoids and associated magnesian and potassium-rich mafic enclaves and dikes in the Tunchang-Fengmu area, Hainan Province (South China): Partial melting of lower crust and mantle, and magma hybridization. *Chemical Geology*, 328(11): 222–243.
- Wang Y J, Fan W M, Cawood P A and Li S Z. 2008. Sr-Nd-Pb isotopic constraints on multiple mantle domains for Mesozoic mafic rocks beneath the South China Block hinterland. *Lithos*, 106(3): 297–308.
- Wang Y J, Fan W M, Cawood P A, Ji S C, Peng T P and Chen X Y. 2007. Indosinian high-strain deformation for

- the Yunkaidashan tectonic belt, South China: Kinematics and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints. *Tectonics*, 26, TC6008, doi: 10.1029/2007TC002099.
- Wang Y J, Fan W M, Guo F and Peng T P. 2003. Geochemistry of Mesozoic mafic rocks around the Chenzhou-Linwu fault in South China: Implication for the lithospheric boundary between the Yangtze and the Cathaysia Blocks. *International Geology Review*, 45(3): 263–286.
- Watson E B and Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited-temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2): 295–304.
- Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. 1987. A-type granites-geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407–419.
- Wiedenbeck M, Alle P, Corfu F, Griffin W L, Meier M, Oberli F, Vonquadt A, Roddick J C and Spiegel W. 1995. Natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace-element and Re analyses. *Geostandards Newsletter*, 19(1): 1–23.
- Wong J, Sun M, Xing G, Li X h, Zhao G, Wong K, Yuan C, Xia X, Li L and Wu F. 2009. Geochemical and zircon U-Pb and Hf isotopic study of the Baijuhuajian metaluminous A-type granite: Extension at 125–100 Ma and its tectonic significance for South China. *Lithos*, 112(3–4): 289–305.
- Wu F Y, Sun D Y, Li H, Jahn B M and Wilde S. 2002. A-type granites in northeastern China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology*, 187(1–2): 143–173.
- Xu X S, Dong C W, Li W X and Zhou X M. 1999. Late Mesozoic intrusive complexes in coastal area of Fujian, SE China: The significance of the gabbro-diorite-granite association. *Lithos*, 46(2): 299–315.
- Zhao J L, Qiu J S, Li Z, Liu L and Li Y L. 2012. Petrogenesis of the Taiwushan granite pluton in Fujian Province: Constraints from zircon U-Pb ages and Hf isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, 28(12): 3938–3950.
- Zhao Z H, Bao Z W and Zhang B Y. 1998. Geochemistry of the Mesozoic basaltic rocks in southern Hunan Province, *Science in China Series D*, 41(1): 102–113.
- Zhao Z H, Bao Z W, Zhang B Y and Xiong X L. 2001. Crust-mantle interaction and its contribution to the Shizhuyuan superlarge tungsten polymetallic mineralization. *Science in China Series D*, 44(3): 266–276.
- Zhou X M and Li W X. 2000. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophysics*, 326(3–4): 269–287.
- Zhou X M, Sun T, Shen W Z, Shu L S and Niu Y L. 2006. Petrogenesis of Mesozoic granitoids and volcanic rocks in South China: A response to tectonic evolution. *Episodes*, 29(1): 26–33.
- Zhu W G, Zhong H, Li X H, He D F, Song X Y, Ren T, Chen Z Q, Sun H S and Liao J Q. 2010. The early Jurassic mafic-ultramafic intrusion and A-type granite from northeastern Guangdong, SE China: Age, origin, and tectonic significance. *Lithos*, 119(3–4): 313–329.

Zircon U-Pb Geochronology, Geochemistry and Petrogenesis of Early Cretaceous A-type Granites in the Mikengshan Area, Southern Jiangxi Province

LIANG He^{1,2}, GUO Haifeng¹, WANG Qiang^{1,2,3*}, XIONG Xiaolin¹, OU Quan¹,
ZENG Jipeng¹, GOU Guoning¹ and HAO Lulu¹

(1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. CAS Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences (CETES), Beijing 100101, China)

Abstract: In the Mikengshan-Yanbei area, a special region for the tin mineralization in South China, there are some Yanshanian granites and porphyries and associated porphyry tin deposits (e.g., Yanbei). Although the tin mineralization is closely associated with the granitoids magmatism, the age and petrogenesis of the granites remain controversial. The Mikengshan pluton, which intrudes into the rhyolitic tuff and pyroclastic rocks of the Upper Jurassic Jilongzhang Formation, is the largest one in Mikengshan-Yanbei area and mainly consists of K-feldspar bearing granites. In this study, we report new age and geochemical data for the Mikengshan K-feldspar bearing granites. LA-ICP-MS zircon U-Pb age dating shows that they were generated in the Early Cretaceous (~138 Ma). They have high SiO₂ (74.42% to 76.69%), low Al₂O₃ (12.39% to 13.49%) and Mg[#] (11 to 19), and negative Eu, Sr and Ba anomalies, and are rich in potassium (most K₂O/Na₂O=1.37 to 1.94) and high field strength elements (HFSEs), and are weakly peraluminous (A/CNK=1.03 to 1.1) with high 10000 × Ga/Al ratios (3.46 to 4.96) and slightly high zircon saturation temperatures (807 to 817 °C), showing the characteristics of the typical A-type granites. Moreover, they have high Rb contents (842×10⁻⁶ to 1295×10⁻⁶), Rb/Sr (90 to 255) ratios and show rare earth elements (REE) tetrad effect, which are similar to those of high fractionated granites. Thus, we suggested that the Mikengshan K-feldspar bearing granites are high fractionated and aluminous A-type granite. Their slightly high $\epsilon_{Nd}(t)$ values (-3.4 to -4.6) indicate that the mantle components should have played a role during their formation. Taking into account regional igneous rocks and tectonic setting data, we suggest that the Mikengshan K-bearing granites were formed in an extensional setting, which was probably related to the roll-back of the subducted Paleo-Pacific plate.

Keywords: aluminous A-type granites; highly fractionated granites; tin mineralization; Cretaceous; Mikengshan; South China