

南岭东段基底麻粒岩相变质岩的形成时代和原岩性质： 锆石的 U-Pb-Hf 同位素研究

于津海^{①②} 周新民^① Y. S. O'Reilly^② 赵 蕾^① W. L. Griffin^② 王汝成^①
王丽娟^① 陈小明^①

(^① 南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 地球科学系, 南京 210093; ^② GEMOC National Key Centre, Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie University, Sydney, NSW 2109, Australia. E-mail: jhyu@nju.edu.cn, jinhaiyu@public1.ptt.js.cn)

摘要 华夏腹地南岭东段的桃溪群麻粒岩相变质岩的岩石化学和锆石的 U-Pb-Hf 同位素研究显示, 其原岩是一种低成熟度的碎屑沉积岩。碎屑物质主要来源于新元古代中期(~736 Ma)的花岗质(或流纹质)岩石, 混有少量新太古代-古元古代物质。这期新元古代岩浆活动的时代与扬子地块第二期岩浆活动的时代一致。Hf 同位素特征指示新元古代花岗质岩石是古元古代慢源地壳物质再循环(部分熔融)的产物。该变质岩原岩沉积于晚新元古代, 在早古生代被挤压俯冲带到下地壳深部, 在 480 Ma 左右发生了部分熔融和结晶作用, 大约在 443 Ma 发生了麻粒岩相变质作用。这一时期形成的锆石显示了大的 Hf 同位素变化, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值从 -13.2 增加到 2.36, 且具有随年龄变小 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值增加的趋势, 表明在部分熔融和变质过程中有明显的地幔物质加入。计算显示该麻粒岩演化到晚中生代具有与邻区一些过铝花岗质岩石相似的同位素组成, 暗示这种麻粒岩相变质岩很可能是南岭东段一些中生代过铝花岗岩的源岩。

关键词 麻粒岩 锆石 U-Pb-Hf 同位素 南岭东段

华南地块出露的前寒武纪变质基底主要由中低级变质岩组成, 只在扬子西缘(川西的沙坝地区)、北缘(崆岭群)和海南中部有麻粒岩相变质基底出露^[1~3]。在华南地块发现的其他麻粒岩或麻粒岩相变质岩则是以捕虏体形式存在于新生代玄武岩^[4~6]或花岗岩中^[7,8]。这些麻粒岩出露分散, 且以基性麻粒岩为主, 显然它们不能完全代表华南下地壳的物质组成, 因为华南存在大量不同时代的S型花岗岩。最近, 我们在华夏腹部的闽西南地区发现了能够代表下地壳物质组成的麻粒岩相变质岩^[9], 这为我们提供了一个了解该地区下地壳物质组成和揭示它们与出露于附近的不同时代不同类型花岗岩成因联系的窗口。本文通过对此变质岩中锆石的U-Pb-Hf同位素研究, 揭示了它的原岩特征和形成历史。

1 区域地质概况和岩石样品特征

闽西南地区处于华夏腹地的南岭东段和武夷山加里东褶皱带的南端(图 1(a)), 出露各时代的沉积岩或变质岩以及以中生代为主的花岗岩(图 1(b))。本研究的样品采自被认为是形成于中元古代的桃溪岩组^[10,11]。桃溪岩组出露于武平县的桃溪、湘村、中村和昭信一带。通常被分为上下两段, 下段以片麻岩和变粒岩为主, 上段以各种片岩为主。以往的研究确定这

些变质岩的变质程度是低角闪岩相^[11]。但是, 最近的研究显示桃溪岩组下段的部分变质岩是在 750~880 °C和~1.1GPa的麻粒岩相条件下形成^[9]。本次研究的样品是采自昭信附近的桃溪岩组下段的石榴矽线黑云二长片麻岩。岩石含有 71.10%的SiO₂, 0.41%的TiO₂, 14.64%的Al₂O₃, 3.37%的FeO+Fe₂O₃, 0.82%的MgO, 0.49%的CaO, 2.62%的Na₂O和 4.27%的K₂O; 具有强过铝特征(铝饱和指数为 1.49)。除了稍高的Al和Ti, 化学成分基本相似于花岗岩类, 暗示原岩可能是一个来源于花岗质岩石的成熟度较低的长石砂岩。温压计算限定岩石的峰期变质温度达 840~870°C^[9]。

2 分析技术

将样品粉碎至 0.27~0.15 和 0.15~0.06 mm 两个粒级, 经淘洗分选、磁选和重液分离获得富集锆石的重砂。在双目显微镜下随机从两个粒级中挑出 101 颗颜色和晶型不同的锆石, 分别用环氧树脂胶住后磨蚀和抛光到锆石的核心出露。对每个颗粒进行背散射电子图像(BSE)和电子探针成分分析, 根据 BSE 图像进行锆石微区的 U-Pb 定年和 Hf 同位素分析。以上分析都是在澳大利亚 Macquarie 大学 GEMOC 国家研究中心完成, BSE 图像和探针分析分别是在 CAMECA-SX100

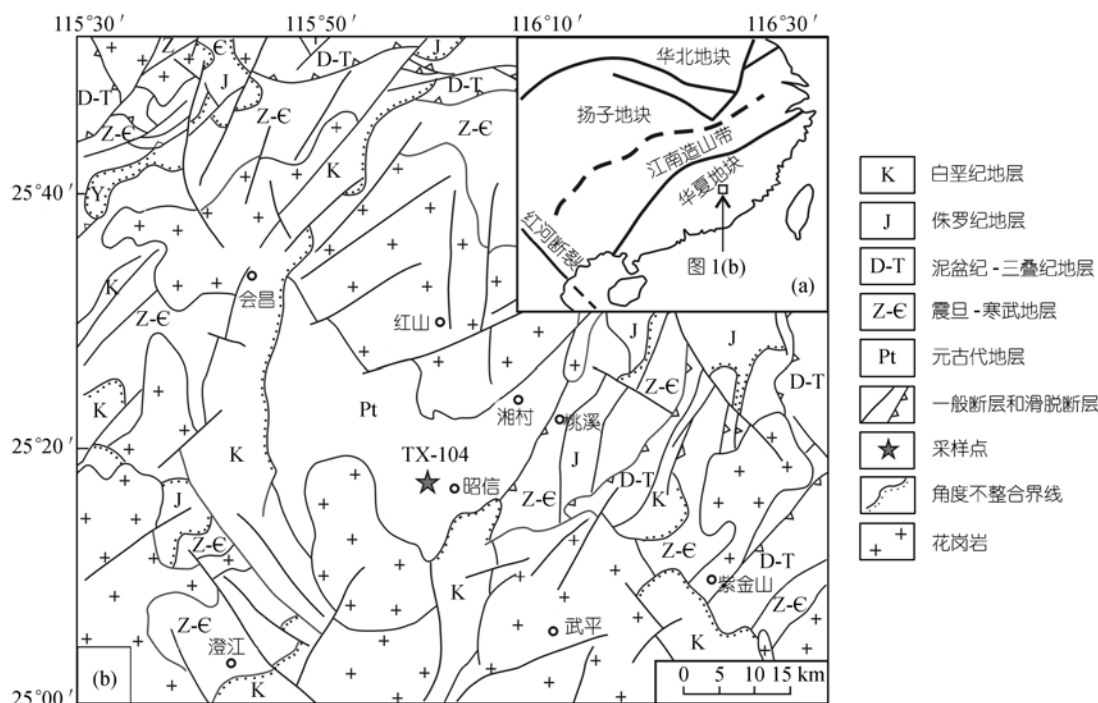


图 1 研究区地质简图和采样点

型和SX50 型电子探针仪上进行, 单颗粒锆石U-Pb定年是在带激光熔蚀装置的HP4500 系列 300 型的 ICP-MS分析仪上进行, 熔蚀点的直径一般为 40~50 μm . Lu-Hf同位素分析是在Nu Plasma MC-ICP-MS上进行, 其熔蚀点的直径一般为 60 μm . 详细的测试条件、工作步骤、标样校正以及年龄计算等见Griffin等描述^[12,13].

3 锆石 BSE 图像和成分特征

样品中的锆石主要有两类, 一类呈浑圆状, 晶面不清楚或多晶面, 浅棕-浅黄棕色; 另一类为柱状, (100)柱面较清楚, 但锥面大多不清, 或棱角呈蚀圆状, 无色-浅粉红色. 锆石颗粒虽呈浑圆状, 但大多数光泽尚可, 相似于变质成因的锆石^[14,15].

BSE图像显示本样品的锆石至少具有三种成因: 类型 I 是呈棱角或浑圆状的继承锆石, 它们存在于大多数锆石颗粒的核部(图 2(a)~(d)), 大都具有很暗的BSE亮度, 没有内部结构, 显示了变质成因或后期改造的特点. 类型 II 是分布于幔部或核部的具有自形韵律环带的锆石(图 2(b)~(f)), 它们是岩浆成因的或属于深熔锆石^[15,16]. 处于核部的类型 II 锆石(II-c)的韵律环带更密且均匀(图 2(e)), 而处于幔部的类型

II 锆石(II-m)的环带较宽(图 2(b)~(d)). 类型 III 构成锆石的最外壳(图 2), 它们的BSE图像均匀, 亮度相似于类型 II-m中的暗带, 显示了变质成因特征. 通常没有类型 II 生长的颗粒为浑圆状(图 2(a)), 而有类型 II 生长的颗粒为柱状. 两个粒径的锆石没有本质区别, 只是小粒级的锆石中含的继承锆石更小.

电子探针分析显示位于核部的继承锆石(类型 I)具有很低的 HfO_2 和 $\text{Y}_2\text{O}_3+\text{ThO}_2+\text{UO}_2$ 含量以及较高的 Th/U 比值; 外壳的类型 III 锆石的成分也很均匀, 以高的 HfO_2 含量和低的 $\text{Y}_2\text{O}_3+\text{ThO}_2+\text{UO}_2$ 含量为特征, 它们的 Th/U 比值最低(表 1, 图 3); 位于幔部的 II-m 锆石的 HfO_2 含量变化大, 其中韵律环带 BSE 亮带(II-m-B)的 HfO_2 较暗带(II-m-D)的略低, 而 $\text{Y}_2\text{O}_3+\text{ThO}_2+\text{UO}_2$ 含量明显更高, 其 Th/U 比值也高于后者(表 1, 图 3); 位于核部的类型 II-c 锆石在 HfO_2 和 $\text{Y}_2\text{O}_3+\text{ThO}_2+\text{UO}_2$ 含量上相似于 II-m-D, 但 Th/U 比值却与 II-m-B 的相似.

通常高的Th/U比值(>0.4)和韵律环带被认为是岩浆成因锆石的特征, 而无环带或弱环带和低的Th/U比值(<0.1)被认为是变质成因锆石的特征^[14,17,18]. 很高的Th/U比值表明类型 I 锆石最初应该是岩浆成因的, 但是由于受到了后期多次高温事件和流体的

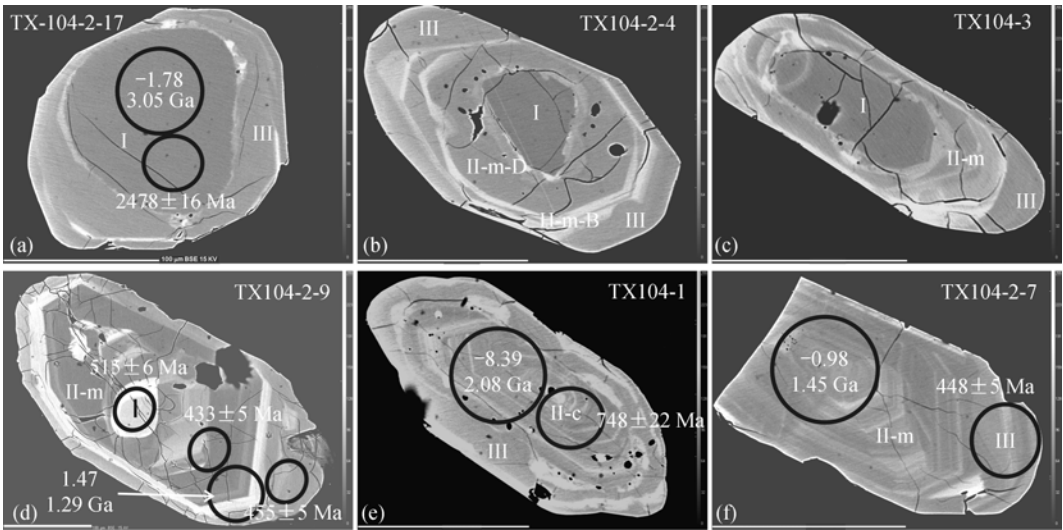


图 2 桃溪泥质麻粒岩中不同锆石类型的 BSE 图像
小圆是定年位置，旁边是年龄值；大圆是 Hf 同位素分析点，其中显示的是 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 和 Hf 模式年龄；左下比例尺都是 100 μm

表 1 锆石成分电子探针分析结果(%)^{a)}

类型	No	SiO ₂	ZrO ₂	HfO ₂	Y ₂ O ₃	ThO ₂	UO ₂	Total	Y+Th+U	Y/Hf	Th/U	Th/U*(点数)
I	23	31.97	65.71	1.21	0.131	0.022	0.038	99.09	0.191	0.100	0.579	0.556(10)
II-c	7	31.90	65.23	1.57	0.152	0.002	0.040	98.89	0.194	0.090	0.051	0.561(7)
II-m-D	9	32.06	64.87	1.59	0.128	0.021	0.062	98.73	0.211	0.075	0.339	0.317(4)
II-m-B	9	31.69	65.28	1.42	0.251	0.089	0.190	98.92	0.531	0.165	0.468	0.510(5)
III	23	31.75	65.12	1.90	0.112	0.011	0.082	98.98	0.205	0.055	0.134	0.083(5)

a) 类型 II 中，c-分布于核部的继承锆石，m-分布于幔部的深熔锆石，D-韵律环带中 BSE 暗带成分，B-BSE 亮带成分；Th/U*是 LA-ICPMS 方法获得的比值，较 EMP 方法获得的更可信

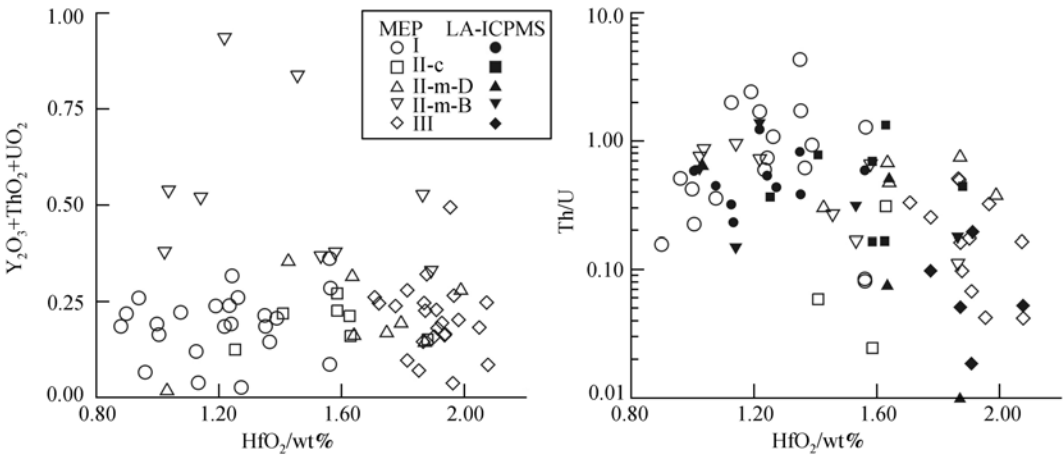


图 3 不同类型锆石的成分对比(实心符号为 LA-ICP-MS 分析结果)

影响(见后面讨论)，这些继承锆石中的元素发生了离子扩散使成分均一化了，原来的韵律环带消失了。类型 III 锆石显示明显低的 Th/U 比值和高的 HfO₂ 含量，与其无结构的 BSE 图像相吻合，都反映了变质成因

的特点. 类型 II 锆石都是岩浆成因的, 但结构特征以及后面的定年都显示 II -c 和 II -m 不是同期岩浆作用的产物.

4 锆石 U-Pb 定年结果

在 BSE 图像和化学成分研究的基础上, 本文对 37 颗锆石进行了 U-Pb 定年, 一些较大的颗粒同时进行了核(c)-边(r)年龄的测定. 由于边部的类型 III 锆石较窄(大多 <50 μm), 所以有些年龄是混合了类型 II -m 组分的年龄. 在激光熔蚀过程中, TX104-2-12 颗粒的 U-Pb-Th 同位素信号(signal)呈现明显的阶梯状变化, 说明激光熔蚀穿过了不同锆石层圈, 本文分前后两段分别计数获得两个年龄值, 其中前段数据(-q)应该能够较好反映蚀点的锆石年龄, 而后段(-h)代表深部锆石的年龄, 但由于会受到浅部锆石干扰, 获得的可能是个混合年龄. 另外, 本文还对 1 颗独居石和 2 颗榍石进行了 U-Pb 年龄测定. 分析结果列于表 2.

分析结果显示类型 III 和类型 II -m 的锆石具有低的年龄值, 且在 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 投影图上绝大多数落在谐和线上或附近(图 4(a)), 不谐和性(discordance)小于 10%(表 2), 而类型 I 和 II -c 的锆石具有老的年龄值, 且大部分投影点偏离谐和线(图 4(b)), 显示了明显的 Pb 丢失, 这时 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄更接近它们形成时代. 因此, 对类型 III 和 II -m 的锆石, 本文取 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值代表它们的结晶或重结晶年龄, 而对类型 I 和 II -c 的锆石取 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄或不一致曲线的上交点值为其结晶年龄.

类型 I 锆石的年龄变化于 611~2478 Ma, 除了 TX104-2-9c. 在 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 投影图上, 这些分析点并不构成一条不一致曲线(图 4(b)), 说明它们是多来源的. 但是, 三个老年龄的锆石构成了一条不一致曲线(图 4(b)), 其上交点为 2523 ± 27 , 下交点为 735 ± 45 . 上交点年龄与分析中最老的单颗粒锆石的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄相近, 暗示原岩中包含了少量新太古代的物质. 其他类型 I 锆石的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄大多数集中于 611~737 Ma(表 2), 但由于它们的不谐和性都大于 10%, 所以它们的真实形成时代应更老. 锆石 TX104-2-9c 具有异常年轻的年龄值(495 ± 22 Ma), 且具有很好的谐和性(表 2), 与类型 II -m 相似. 该继承锆石具有很亮的 BSE 图像, 且在其周围发育放射状裂纹(图 2(d)), 说明它含有高的 U, Th 含量, 并很可能发生过明显的蜕晶化作用(体积膨胀), 因为颗粒小或 U

含量高的锆石颗粒易发生蜕晶化而丢失较多的放射成因 Pb^[18], 特别是在化学淋滤和高温重结晶过程中. 因此, 该年龄很可能代表了后期重结晶的时代.

类型 II -c 锆石的年龄变化于 594~985 Ma, 主要介于 683~748 Ma, 相似于大多数类型 I 锆石年龄(表 2). 这些锆石也多数偏离谐和线(图 4(c)), 说明有放射性 Pb 的丢失, 这样它们构成的不一致曲线的上交点更能代表它们真实的形成时代. 这些锆石和部分类型 I 锆石共同拟合的不一致曲线的上交点年龄是 736 Ma(图 4(c)), 与上述古老锆石构成的下交点年龄(735 Ma)一致, 说明一些老的继承锆石在 736 Ma 的岩浆活动中发生了完全的 U-Pb 同位素重置.

类型 II -m 锆石具有低的年龄值, 但变化较大(433~521 Ma), 而类型 III 锆石的年龄相对集中, 与类型 II -m 的低年龄段重合(表 2, 图 5). 在年龄频率分布直方图上, 类型 III 和 II -m 锆石显示了两个弱的峰值, 分别在 430~460 Ma 和 470~490 Ma(图 5). 其中分布于 430~460 Ma 间的 14 个颗粒的加权平均值为 444.8 ± 4.8 Ma, 分布于 470~490 的 4 个颗粒的平均值是 478.7 ± 5.4 Ma. 如果单独对类型 III 年龄值计算, 得到的平均值是 443 ± 10 Ma. 结合 BSE 图像和锆石成分, 可以认为此年龄值代表了本变质岩的变质作用时代, 而 480 Ma 左右代表了一期岩浆活动的时代.

两个榍石和一个独居石的分析结果都具有很好的谐和性(表 2), 但它们的年龄有较大的区别, 其中一个榍石和独居石的年龄与类型 II -m 锆石的年龄大致相似, 而另一颗榍石给出了本样品中最低的年龄值(344 ± 4.2 Ma), 它可能代表了后期一次弱的热扰动.

5 锆石的 Hf 同位素组成

与 Sm-Nd 同位素体系相似, 地幔部分熔融过程中由于 Hf 较 Lu 更容易进入熔体, 从而造成亏损地幔中 Lu/Hf 比值的升高, 其 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值将随演化快速增大, 而产生的熔体(新生的地壳组分)由于具有低的 Lu/Hf 比值, 其 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值增加缓慢. 锆石是很适合于 Hf 同位素研究的一种样品, 因为它有高的 Hf 含量和极低的 Lu/Hf 比值, 因此, 其形成以后放射性成因的同位素变化可以被忽略, 分析获得的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值可以近似代表锆石的原始同位素比值^[12,19~21]. 又因为锆石可以同时被用来精确的 U-Pb 定年, 这样 U-Pb 与 Lu-Hf 同位素体系结合可以揭示

表2 桃西泥质麻粒岩中锆石、榍石和独居石的 LA-ICPMS 方法 U-Pb 定年结果^{a)}

分析点号	锆石 类型	同位素比值				年龄值			不谐 和性
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	
TX104-5c	I	1.32163±0.01491	0.09773±0.00112	0.09813±0.00098	0.03670±0.00038	1589±19	601±7	855±7	-65.1
TX104-6c	I	0.63815±0.00798	0.07690±0.00089	0.06019±0.00069	0.03211±0.00035	611±25	478±5	501±5	-22.6
TX104-9c	I-II	0.77568±0.00870	0.09158±0.00104	0.06144±0.00061	0.03298±0.00031	655±21	565±6	583±5	-14.3
TX104-17c	I	0.83467±0.01009	0.09617±0.00111	0.06294±0.00069	0.03725±0.00036	706±23	592±7	616±6	-16.9
TX104-18c	I	0.71952±0.01073	0.08171±0.00098	0.06386±0.00091	0.03471±0.00040	737±30	506±6	550±6	-32.5
TX104-20c	I	1.04367±0.01373	0.10143±0.00120	0.07463±0.00091	0.03830±0.00037	1058±25	623±7	726±7	-43.2
TX104-2-2c	I	3.64637±0.04676	0.21386±0.00251	0.12367±0.00153	0.08142±0.00095	2010±22	1249±13	1560±10	-41.5
TX104-2-8c	I	0.95102±0.01448	0.10157±0.00129	0.06800±0.00098	0.03616±0.00050	869±30	624±8	679±8	-29.7
TX104-2-17	I	9.44893±0.10699	0.42272±0.00496	0.16215±0.00159	0.12160±0.00110	2478±16	2273±23	2383±10	-9.8
TX104-2-19c	I	7.67138±0.08925	0.35957±0.00427	0.15476±0.00158	0.12430±0.00137	2399±17	1980±20	2193±11	-20.3
t104-2-3	I	0.68740±0.00997	0.07947±0.00100	0.06275±0.00083	0.03670±0.00051	700±28	493±6	531±6	-30.7
t104-2-4	I	0.63362±0.00821	0.07337±0.00093	0.06260±0.00068	0.02728±0.00033	695±23	456±6	498±5	-35.5
t104-2-9c	I	1.53642±0.02126	0.11032±0.00146	0.10094±0.00120	0.04361±0.00053	1642±22	675±9	945±9	-61.9
TX104-2-9c	I?	0.65487±0.00745	0.08319±0.00097	0.05711±0.00056	0.02209±0.00022	495±22	515±6	512±5	4.0
TX104-1c	II-c	0.99252±0.01166	0.11210±0.00131	0.06420±0.00066	0.02916±0.00029	748±22	685±8	700±6	-8.9
TX104-2c	II-c	0.76265±0.00906	0.08869±0.00104	0.06238±0.00065	0.03587±0.00036	687±22	548±6	576±5	-21.2
TX104-4c	II-c	0.81878±0.01008	0.09328±0.00108	0.06369±0.00072	0.03035±0.00029	731±24	575±6	607±6	-22.4
TX104-12c	II-c	1.30379±0.01421	0.13142±0.00147	0.07198±0.00071	0.04548±0.00045	985±20	796±8	847±6	-20.5
TX104-15-2c	II-c	0.92507±0.01059	0.10665±0.00123	0.06290±0.00064	0.04089±0.00038	705±22	653±7	665±6	-7.7
TX104-24c	II-c	0.79365±0.00932	0.09238±0.00108	0.06231±0.00065	0.03366±0.00035	685±22	570±6	593±5	-17.6
TX104-2-12q	II-c	0.80066±0.01007	0.09550±0.00117	0.06083±0.00067	0.02957±0.00030	633±24	588±7	597±6	-7.5
TX104-2-12h	II-c	0.93395±0.01091	0.10689±0.00121	0.06338±0.00068	0.03729±0.00036	721±23	655±7	670±6	-9.7
t104-1	II-c	0.79842±0.01096	0.09289±0.00117	0.06227±0.00075	0.03617±0.00042	683±26	573±7	596±6	-16.8
t104-14	II-c	0.66463±0.00912	0.08060±0.00103	0.05972±0.00070	0.02658±0.00034	594±25	500±6	517±6	-16.3
TX104-3r	II	0.61538±0.00703	0.07637±0.00088	0.05844±0.00058	0.03812±0.00047	546±22	474±5	487±4	-13.6
TX104-13r	II-III	0.61265±0.00690	0.07793±0.00090	0.05702±0.00057	0.03189±0.00045	492±22	484±5	485±4	-1.8
TX104-14	II-III	0.57057±0.00714	0.07347±0.00098	0.05635±0.00055	0.03060±0.00045	466±22	457±6	458±5	-2.1
TX104-15-2r	II	0.62204±0.00685	0.08046±0.00091	0.05606±0.00055	0.02392±0.00022	454±21	499±6	491±4	10.1
TX104-25r	II	0.54469±0.00631	0.07044±0.00082	0.05609±0.00057	0.02230±0.00026	456±22	439±5	442±4	-3.9
TX104-2-3r	II-III	0.55144±0.00628	0.07202±0.00083	0.05554±0.00057	0.02330±0.00024	434±23	448±5	446±4	3.4
TX104-2-9m	II	0.53660±0.00657	0.06955±0.00082	0.05597±0.00062	0.02164±0.00021	451±24	433±5	436±4	-4.1
TX104-2-9r	II	0.57083±0.00622	0.07320±0.00081	0.05656±0.00057	0.02204±0.00021	474±22	455±5	459±4	-4.2
TX104-2-10	II	0.56138±0.00653	0.07286±0.00084	0.05589±0.00058	0.02349±0.00022	448±22	453±5	452±4	1.2
TX104-2-14	II	0.56831±0.00698	0.07282±0.00086	0.05661±0.00062	0.02345±0.00023	476±24	453±5	457±5	-5.1
TX104-2-16c	II	0.56226±0.00677	0.06996±0.00085	0.05830±0.00060	0.01480±0.00013	541±23	436±5	453±4	-20.1
TX104-2-16m	II	0.66036±0.00749	0.08410±0.00098	0.05696±0.00056	0.02500±0.00023	489±22	521±6	515±5	6.5
TX104-2-19r	II	0.61656±0.00712	0.07774±0.00091	0.05753±0.00058	0.03642±0.00066	512±22	483±6	488±5	-6.0
t104-2-2c	II	0.59610±0.00811	0.07630±0.00093	0.05666±0.00070	0.03355±0.00058	478±27	474±6	475±5	-0.9
TX104-15	III	0.55309±0.00713	0.07137±0.00095	0.05623±0.00058	0.03113±0.00052	461±23	444±6	447±5	-3.9
TX104-18r	III-II	0.56412±0.00669	0.07196±0.00085	0.05685±0.00059	0.02516±0.00026	485±23	448±5	454±4	-8.0
TX104-21r	III-II	0.58322±0.00672	0.07496±0.00087	0.05643±0.00057	0.02065±0.00024	469±23	466±5	467±4	-0.7
TX104-2-7r	III-II	0.55089±0.00609	0.07203±0.00082	0.05547±0.00055	0.02286±0.00023	431±22	448±5	446±4	4.1
t104-2-2r	III	0.53247±0.00768	0.06982±0.00090	0.05528±0.00070	0.02755±0.00082	424±28	435±5	433±5	2.9
t104-2-9r	III-II	0.54314±0.00709	0.06957±0.00087	0.05662±0.00062	0.02285±0.00037	476±24	434±5	441±5	-9.4
t104-4	III-II	0.55705±0.00697	0.07110±0.00087	0.05681±0.00060	0.02253±0.00026	484±24	443±5	450±5	-8.8
t104-10	III-II	0.52717±0.00671	0.06832±0.00084	0.05595±0.00061	0.02177±0.00027	450±24	426±5	430±5	-5.6
TX104-2-15	独居石	0.58479±0.00666	0.07416±0.00087	0.05720±0.00056	0.02502±0.00022	499±22	461±5	468±4	-7.9
TX104-2-21	榍石	0.64381±0.00728	0.08153±0.00096	0.05728±0.00056	0.02447±0.00022	502±22	505±6	505±5	0.6
t104-7	榍石	0.40896±0.00514	0.05485±0.00069	0.05397±0.00056	0.01804±0.00019	370±23	344±4	348±4	-6.9

a) 锆石类型栏中: II-III指以类型II为主, III-II是以类型III为主; 不谐和性的负值指示投影点位于谐和线下方, 正值在上方

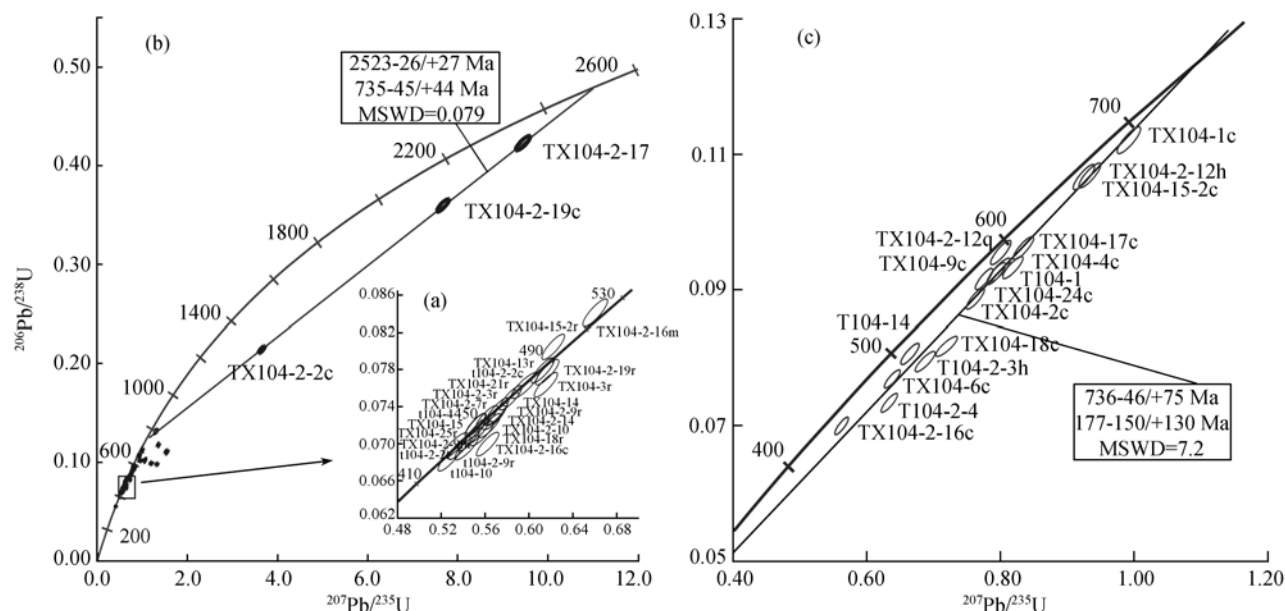


图 4 锆石的 Pb^{207}/U^{235} - Pb^{206}/U^{238} 投影图

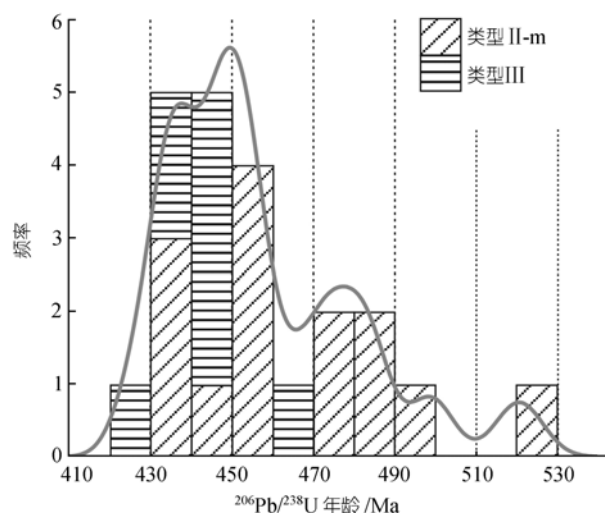


图 5 早古生代锆石年龄频率分布直方图

不同时期物质成分的演化^[19~21].

本文选择了 18 颗锆石进行 Hf 同位素分析, 这些锆石大多进行了定年, Hf 同位素分析点临近定年点且与定年部位性质一致(根据 BSE). 没有定年资料的 TX104-12r 和 TX104-10r 取类型 III 平均值计算它们的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 和 T_{DM} 值(表 3). 分析结果显示类型 I 和 II-c 锆石的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值有较大变化, 这再次证明本变质岩原岩物质是多来源的. 3 个老年龄的锆石具有不同的 Hf 同位素组成, 其中 TX104-2-17c 和 TX104-2-2

具有最高的模式年龄和负的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值, 表明它们可能是中太古代地壳物质的衍生物. TX104-2-19c 的模式年龄与其结晶年龄基本一致, 而且具有正的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值(表 3), 相似于当时亏损地幔的 Hf 同位素组成, 表明它是从古元古代早期的亏损地幔产生的岩浆中直接结晶的. 新元古代锆石具有两组模式年龄, 分别是 2.31~2.41 和 2.04~2.07 Ga, 它们的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值都非常低, 其中第一组锆石位于 TX104-2-19c 沿平均地壳成分的演化线上(图 6(a)), 说明它们的母岩浆很可能是这期幔源地壳物质再部分熔融的产物, 而第二组锆石的母岩浆则应该是由古元古代中期产生的幔源物质部分熔融形成的.

类型 II-m 和 III 锆石的年龄相近, 但它们的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值变化很大. 计算显示它们的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值可以从 -13.2 变化到 2.36, 亏损地幔模式年龄(T_{DM})介于 1.24 Ga~2.19 Ga. $\epsilon_{Hf}(t)$ -t 投影显示这些锆石的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值有随时代变新而变大的趋势(图 6(b)), 该演化趋势既不同于地壳物质演化趋势, 也不平行于亏损地幔演化线. 结合类型 II 锆石的岩浆成因特征以及它们的模式年龄变化, 可以推断这些锆石的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 变化是由新生的幔源组分不断加入引起的, 即早古生代部分熔融形成的岩浆在其结晶和随后的变质作用过程中受到了新生的幔源岩浆或流体的强烈作用, 其中继承锆石基本没有受到影响, 早结晶的锆石(如 TX104-2-14,

表 3 锆石的 Hf 同位素分析结果^{a)}

分析点	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	年龄/Ma	T _{DM}	ε _{Hf} (t)	类型
TX104-10r	0.282338±0.000014	0.001675±0.000039	0.043183	443	1.74	-5.78±0.50	II-III
TX104-12r	0.282276±0.000020	0.001689±0.000044	0.044108	443	1.87	-7.98±0.71	II-III
TX104-21r	0.282236±0.000015	0.000668±0.000009	0.018192	466	1.92	-8.57±0.53	III-II
TX104-2-3r	0.282358±0.000016	0.002669±0.000070	0.073171	448	1.71	-5.26±0.57	II-III
TX104-2-7c	0.282475±0.000023	0.002214±0.000014	0.057777	448	1.45	-0.98±0.81	II-III
TX104-2-9	0.282539±0.000024	0.000518±0.000011	0.014024	433	1.29	1.47±0.85	III-II
TX104-2-16c	0.282574±0.000035	0.001888±0.000029	0.053129	436	1.24	2.36±1.24	II-III
TX104-2-10c	0.282531±0.000021	0.001442±0.000008	0.039786	453	1.31	1.35±0.74	II-m
TX104-2-14	0.282118±0.000015	0.001056±0.000005	0.028095	453	2.19	-13.16±0.53	II-m
TX104-1c	0.282107±0.000022	0.001034±0.000005	0.025134	748	2.04	-6.99±0.78	II-c
TX104-15-2c	0.282107±0.000017	0.001037±0.000016	0.027974	705	2.07	-7.95±0.60	II-c
TX104-12c	0.281882±0.000014	0.001596±0.000046	0.042842	985	2.41	-10.04±0.50	II-c
TX104-6c	0.282022±0.000026	0.001396±0.000038	0.036492	611	2.31	-13.21±0.92	I-II
TX104-2-8c	0.282064±0.000026	0.001188±0.000033	0.033501	869	2.07	-5.91±0.92	I
TX104-18c	0.281938±0.000018	0.001579±0.000061	0.040587	737	2.42	-13.50±0.64	I
TX104-20c	0.281907±0.000027	0.001844±0.000019	0.046712	1058	2.32	-7.73±0.96	I
TX104-2-19c	0.281421±0.000041	0.000297±0.000002	0.007673	2399	2.45	7.41±1.46	I
TX104-2-2c	0.281344±0.000024	0.000505±0.000005	0.016218	2010	2.87	-4.79±0.85	I
TX104-2-17c	0.281115±0.000025	0.000401±0.000001	0.010221	2478	3.05	-1.78±0.89	I

a) 现在全球平均值: ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.282772, ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.0332, λ(¹⁷⁶Lu)=1.93×10⁻¹¹ y⁻¹; T_{MD}模式年龄用两阶段模式计算, 假设地壳 ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.015 [12], 单位Ga

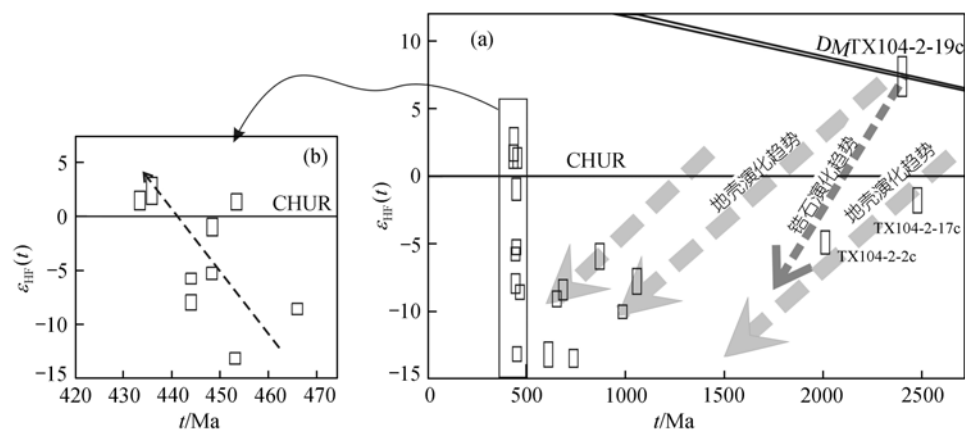


图 6 不同类型锆石的ε_{Hf}(t)-t 投影图
投影点的高度表示由分析误差计算得到的ε_{Hf}(t)变化

TX104-21)影响较小, 而后结晶的锆石和更晚结晶的造岩矿物受到了越来越多地幔物质的影响. 因此, 在 443 Ma 发生麻粒岩相变质作用造成一些含 Zr, Hf 造岩矿物分解而增生的锆石也就继承了更多的幔源信息.

6 讨论和结论
6.1 麻粒岩的形成历史
锆石的BSE结构图像和元素组成指示桃溪麻粒岩相变质岩中至少存在三类锆石. 位于核部的类型

I 和 II -c 锆石属于原岩组分, 这部分锆石的形成时代和 Hf 同位素不尽相同, 表明变质岩的原岩物质是多来源的, 它们主要形成于新元古代 (~736 Ma), 少量属于新太古代和(或)古元古代. 由于后期的部分熔融和变质作用发生在 520 Ma 以后, 因此, 桃溪岩组应该属于晚新元古代(震旦系)地层, 而不是以前认为的中元古代^[10,11].

华南新元古代中期的岩浆活动非常发育, 尤其在扬子地块周边地区^[22~24], 它们被认为与引起 Rodinia 超大陆裂解的地幔超柱活动有关^[23~27]. 根据近年来获得的新的锆石年代学资料^[22~27]的统计分析显示, 华南的新元古代中期的岩浆活动主要集中在两个时间段, 分别为 825~797 和 766~702 Ma 期间. 但是在华夏地块内部这两期的岩浆活动还很少报道. 最近李武显等^[27]发现闽西北的马面山双峰式火山岩是新元古代裂谷活动的产物, 流纹岩中锆石的 SHRIMP 法 U-Pb 定年显示它们形成于第一期的 818 ± 9 Ma. 虽然本次工作研究的样品是副片麻岩, 但低成熟度的化学特征和自形的 II -c 锆石形态都指示原岩的主要物质没有经过远距离搬运, 说明研究区或附近也曾发生过强烈的新元古代中期岩浆活动. 结合我们未发表的粤东、粤北和赣南等地变质岩中碎屑锆石的年龄资料, 可以推断华夏地块同样发生过强烈的新元古代中期岩浆活动, 只是由于华夏地块在随后的地质历史中遭受了更加强烈的构造岩浆活动, 这些新元古代岩石很可能大多数已被改造.

锆石最外层的类型 III 具有变质成因的化学特征和内部结构, 由于它们含有最低的 Y_2O_3 (类似于重稀土) 含量, 暗示它们是与变质石榴子石同时结晶的, 即它们是在麻粒岩相峰期变质作用过程中增生的, 所以 443 ± 10 Ma 应代表麻粒岩相峰期变质作用的年龄, 这与华夏地块普遍发育的加里东期花岗岩和混合岩的时代一致^[28,29]. 具有岩浆特征的类型 II -m 锆石的年龄也很低, 其中低年龄段与变质作用时间重合. 显然, 岩浆作用不可能与变质作用同时发生, 而较广的年龄谱(相差 88 Ma)也说明它们不可能是由单一岩浆结晶的产物. 笔者认为部分 II -m 锆石所具有的与麻粒岩相变质作用相似的年龄很可能是受到这期高级变质作用影响 U-Pb 同位素体系重置发生 Pb 丢失的结果. 只是由于这期岩浆活动与变质作用时间非常接近, 在 $^{207}Pb/^{235}U$ - $^{206}Pb/^{238}U$ 投影图上, 它们不会明显偏离谐和线. 因此, 本文将 478.7 ± 5.4 Ma 作

为这次部分熔融事件的时代.

6.2 锆石的 U-Pb-Hf 同位素给出的地壳成分演化信息

富铝和相似于花岗岩的化学成分特征指示该麻粒岩的原岩是成熟度较低的长石砂岩, 即很可能是由新元古代花岗岩或流纹岩近距离风化搬运堆积的沉积岩, 同时混入了少量新太古代和古元古代物质. 三个老锆石具有中太古代-新太古代的 Hf 模式年龄, 而不同的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 表明它们有些是从更老的幔源陆壳物质再循环(部分熔融)的岩浆中结晶的, 有些则是从新生幔源岩浆直接结晶. 但是在华夏地块至今没有发现真正的古元古代以前的结晶岩石, 所有古老年龄都是来自碎屑锆石^[30,31]. 三个老年龄都测自浑圆状的继承核(图 2(a)), 因此, 它们可能是本地区古老岩浆活动产生的锆石经多次循环的产物, 也可能是来源于遥远的其他陆块, 如扬子地块或澳大利亚地块.

新元古代的锆石具有低的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 和古元古代的模式年龄(表 3), 表明它们很可能是从古元古代幔源地壳物质再循环-部分熔融的岩浆中结晶的(图 6(a)). 这些锆石既有碎屑状的(I 型)也有形态较好的(II -c 型), 反映它们来源区于较广的地区, 代表了各种新元古代岩浆活动的组分. 但是闽西北马面山群的双峰式火山岩具有很高的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值 ($-4.35 \sim +3.33$)^[27], 说明当时有地幔玄武质岩浆的注入并与地壳物质发生了混合. 因此, 华夏地块新元古代岩浆活动主要表现为古老陆壳物质的再循环, 但也有新生幔源物质的加入.

岩石化学上的极其富铝和大量继承锆石存在以及蓝晶石等的残留^[9], 说明早古生代的部分熔融没有造成熔体与残留体的分离, 或者说熔体中包含了大量的残留体. 但是新生幔源物质的加入却明显改变了该变质岩的物质组成, 尤其是同位素组成. 在早古生代幔源物质的加入之前, 岩石具有很低的 Hf 同位素组成, 混合的模式年龄应该是古元古代早期的 (2.3~2.4 Ga), 这种成分演化到 450 Ma 的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 值应小于 -12 (图 6(a)). 当幔源物质加入后岩石的 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值和 $\epsilon_{Hf}(t)$ 明显升高 (> -8.0). 考虑到难熔的锆石等组分只占全岩的很少比例, 因此, 早古生代锆石的 Hf 同位素组成基本代表了全岩的同位素成分特征. 如果将这些锆石的 Hf 同位素平均, 得到 $^{176}Hf/^{177}Hf = 0.282383$ 和 $\epsilon_{Hf}(450 \text{ Ma}) = -4.0$, 模式年龄是 1.64 Ga. 按 $\epsilon_{Hf} = 1.36 \times \epsilon_{Nd} + 3$ 的相关性^[32], $\epsilon_{Nd}(450 \text{ Ma})$ 将等于

-5.15, 这与华南一些加里东期花岗岩和混合岩的同位素组成相似^[33~36]。如果这样的同位素组成沿地壳平均的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值(0.015)演化到燕山早期(160~170 Ma), 则 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = -7.5 \sim -7.6$, 对应的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -7.7 \sim -7.8$, 这意味着从这种原岩熔融形成的燕山早期花岗岩将具有中元古代的模式年龄和稍高的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 和 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值, 这与南岭东段一些中生代高硅过铝花岗岩的Nd同位素组成基本一致^[37~39](如果考虑残留锆石等组分的影响), 表明这种麻粒岩相变质岩有可能是南岭一些过铝质花岗岩的源岩。

一些学者根据全岩的Nd模式年龄得出华南一些花岗岩由中元古代地壳物质部分熔融形成的^[34,35,40]。然而, 本次单颗粒锆石的U-Pb-Hf同位素研究指出本区不存在强烈的中元古代幔源岩浆活动。所以, 上述推论很可能是不准确的, 岩石所具有的中元古代模式年龄很可能是不同时代幔源组分混合的结果。

以往早古生代(加里东)运动被认为是一次褶皱造山运动, 华南的许多混合岩的形成属于这次构造热事件的产物^[29,36,41], 本次研究表明加里东运动在南岭东段(武夷山南端)也非常强烈, 它造成晚新元古代桃溪群地层挤压埋深进入下地壳。在地壳深部桃溪群变质岩不仅发生了部分熔融和高级变质作用, 而且还受到了大量地幔物质的混染, 即壳幔相互作用成为加里东运动的一个重要方面。换句话说, 广泛的花岗质岩浆活动和变质作用很可能与这些幔源物质的加入密切相关。这期幔源组分对地壳的贡献在以往的研究中被忽略了^[42], 但是, 华南许多加里东花岗岩以及本变质岩所具有的上述同位素特征[高的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 和 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值和中元古代模式年龄]以及邻区同时代基性岩浆活动的存在^[43,44]都表明华夏地块在早古生代有一次重要的地幔岩浆贡献。

致谢 感谢福建省三明市区域地质调查队陈泽霖先生、庄建民高级工程师和胡宗良工程师以及南京大学地球科学系谢磊同学在野外工作中给予的极大帮助, 感谢澳大利亚Macquarie大学GEMOC国家中心实验室Norman先生和Suzie女士在样品分析上给予的帮助, 同时也要感谢两位评审者对本文初稿提出的宝贵的修改意见。本工作受国家自然科学基金(批准号: 40372087, 40132010)和国家创新群体研究基金(批准号: 40221301)资助。

参 考 文 献

- 1 陆怀鹏, 徐士进, 王汝成, 等. 川西沙坝麻粒岩原岩特征及变质作用. 南京大学学报(自然科学), 1999, 35(3): 296~302

- 2 高山, Qiu Yunmin, 凌文黎, 等. 崆岭高级变质地体单颗粒锆石SHRIMP U-Pb年代学研究. 中国科学, D辑, 2001, 31(1): 27~35[摘要] [PDF]
- 3 张业明, 张仁杰, 胡宁, 等. 琼中高级变质岩中单颗粒锆石Pb-Pb年龄及其地质意义. 地球学报, 1999, 20(3): 284~288
- 4 徐夕生, 周新民. 广东麒麟玄武岩质角砾岩筒中岩石包体的研究. 岩石学报, 1995, 11(4): 441~448
- 5 于津海, 赵蕾, 徐夕生. 中国东南新生代玄武岩中麻粒岩相捕虏体的新发现及其意义. 高校地质学报, 2002, 8(3): 280~292
- 6 Yu J H, Xu X, O'Reilly S Y, et al. Granulite xenoliths from Cenozoic Basalts in SE China provide geochemical fingerprints to distinguish lower crust terranes from the North and South China tectonic blocks. Lithos, 2003, 67: 77~102[DOI]
- 7 陈斌, 庄育勋. 粤西云炉紫苏花岗岩及其麻粒岩包体的主要特点和成因讨论. 岩石学报, 1994, 10(2): 139~149
- 8 杜杨松, Collerson K D, 赵建新, 等. 两广交界地区S型花岗岩中麻粒岩包体的特征和成因. 岩石学报, 1999, 15(2): 309~314
- 9 于津海, 周新民, 赵蕾, 等. 南岭东段麻粒岩相变质岩的发现及其地质意义. 岩石学报, 2003, 19(3): 461~467
- 10 马金清, 王文腾. 福建永定地区下、中元古界变质岩基本特征及地层时代依据. 福建地质, 1993, 12(4): 268~279
- 11 庄建民, 黄泉祯, 邓本忠, 等. 福建省前寒武纪变质岩岩石地层单位划分研究. 厦门: 厦门大学出版社, 2000. 80~90
- 12 Griffin W L, Wang X, Jackson S E, et al. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. Lithos, 2002, 61: 237~269[DOI]
- 13 Andersen T, Griffin W L, Jackson S E, et al. Mid-Proterozoic magmatic arc evolution at the southwest margin of the Baltic Shield. Lithos, 2004, 73: 289~318[DOI]
- 14 吴元保, 郑永飞. 锆石成因矿物学研究及其对U-Pb年龄解释的制约. 科学通报, 2004, 49(16): 1589~1604
- 15 简平, 程裕祺, 刘敦一. 变质锆石成因岩相学研究-高级变质岩U-Pb年龄解释的基本依据. 地学前缘, 2001, 8: 193~191
- 16 Keay S, Lister G, Buick I. The timing of partial melting, Barrovian metamorphism and granite intrusion in the Naxos metamorphic core complex, Cyclades, Aegean Sea, Greece. Tectonophysics, 2001, 342: 275~312[DOI]
- 17 Vavra G, Schmid R, Gebauer D. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibole to granulite facies zircon: geochronology of the Ivren Zone (Southern Alps). Contrib Mineral Petrol, 1999, 134: 380~404[DOI]
- 18 陈道公, Isachsen C, 支霞臣, 等. 安徽潜山片麻岩锆石U-Pb年龄. 科学通报, 2000, 45(2): 214~217[PDF]
- 19 Amelin Y, Lee D-C, Halliday A N, et al. Nature of the earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons. Nature, 1999, 399: 252~255[DOI]

- 20 Bodet F, Scharer U. Evolution of the SE-Asian continent from U-Pb and Hf isotopes in single grains of zircon and baddeleyite from large rivers. *Geochim Cosmochim Acta*, 2000, 64: 2067~2091[DOI]
- 21 Samson S D, D'Lemos R S, Blichert-Toft J, et al. U-Pb geochronology and Hf-Nd isotope compositions of the oldest Neoproterozoic crust within the Cadomian orogen: New evidence for a unique juvenile terrane. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 208: 165~180[DOI]
- 22 Li X H. U-Pb zircon ages of granites from the southern margin of the Yanhtze Block: Timing of Neoproterozoic Jinning orogeny in SE China and implications of for Rodinia assembly. *Precam Res*, 1999, 97: 43~57[DOI]
- 23 Li X H, Li Z X, Zhou H W, et al. U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian rift of South China: implications for the initial rifting of Rodinia. *Precam Res* 2002, 113: 135~154[DOI]
- 24 Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China? *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 173: 171~181[DOI]
- 25 Li X H, Li Z X, Ge W, et al. Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma? *Precam Res*, 2003, 122: 45~83[DOI]
- 26 Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: Evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. *Precam Res*, 2003, 122: 85~109[DOI]
- 27 Li W X, Li X H, Li Z X. Neoproterozoic bimodal magmatism in the Cathaysia Block of South China and its tectonic Significance. *Precam Res*, 2005, 136: 51~66[DOI]
- 28 袁正新, 钟国芳, 谢岩豹, 等. 华南地区加里东期造山运动时空分布的新认识. *华南地质与矿产*, 1997, (4): 19~25
- 29 王江海, 涂湘林, 孙大中. 粤西云开地块内高州地区深熔混合岩的锆石 U-Pb 年龄. *地球化学*, 1999, 28: 231~238
- 30 郑永飞. 新元古代岩浆活动与全球变化. *科学通报*, 2003, 48(16): 1705~1720[摘要] [PDF]
- 31 甘晓春, 赵凤清, 金文山, 等. 华南火成岩中捕获锆石的早元古代-太古宙 U-Pb 年龄信息. *地球化学*, 1996, 25(2): 112~120
- 32 Vervoort J D, Patchett P J, Blichert-Toft J, et al. Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system. *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 168: 79~99[DOI]
- 33 黄莹, DePaolo D J. 华南古生代花岗岩 Nd-Sr 同位素研究及华南基底. *岩石学报*, 1989, 5(1): 28~36
- 34 王德滋, 沈渭洲. 中国东南部花岗岩成因与地壳演化. *地学前缘*, 2003, 10(3): 209~220
- 35 沈渭洲, 凌洪飞, 李武显, 等. 中国东南部花岗岩类 Nd-Sr 同位素研究. *高校地质学报*, 1999, 5: 22~32
- 36 胡恭任, 于瑞莲, 刘丛强. 江西省金溪-南城混合岩和花岗岩的岩石地球化学及同位素地球化学岩浆. *岩石矿物学杂志*, 2001, 20: 102~110
- 37 沈渭洲, 王德滋, 谢永林, 等. 湖南千里山复式花岗岩体的地球化学特征和物质来源. *岩石矿物学杂志*, 1995, 14(3): 193~202
- 38 沈渭洲, 凌洪飞, 李武显, 等. 中国东南部花岗岩的Nd模式年龄与地壳演化. *中国科学, D辑*, 2000, 30: 471~478[摘要] [PDF]
- 39 赵蕾, 于津海, 谢蕾. 闽东南红山含黄玉浅色花岗岩的地球化学特征和成因. *地球化学*, 2004, 33: 372~386
- 40 洪大伟, 谢锡林, 张季生. 从花岗岩的 Sm-Nd 同位素探讨华南中下地壳的组成、性质和演化. *高校地质学报*, 1999, 5: 361~371
- 41 黄标, 孙明志, 武少兴, 等. 武夷山中段加里东期混合岩的特征及成因讨论. *岩石学报*, 1994, 10(4): 427~439
- 42 沈渭洲, 于津海, 赵蕾, 等. 南岭东段后太古宙地层的Sm-Nd同位素特征与地壳演化. *科学通报*, 2003, 48(16): 1740~1745 [摘要] [PDF]
- 43 杨树锋, 陈汉林, 武光海, 等. 闽北早古生代岛弧火山岩的发现及其大地构造意义. *地质科学*, 1995, 30: 105~116
- 44 任胜利, 李继亮, 周新华, 等. 闽北政和洋后变质超镁铁岩的岩石地球化学及矿物化学研究. *地球化学*, 1997, 26(4): 13~23

(2005-02-02 收稿, 2005-05-16 收修改稿)