

# 粤东北基底变质岩的组成和形成时代

于津海,王丽娟,周新民,蒋少涌,王汝成,徐夕生,邱检生

南京大学地球科学系,内生矿床成矿机制研究国家重点实验室,江苏南京 210093

**摘要:** 基底变质岩的成分和形成时代对揭示地壳演化至关重要. 利用锆石 U-Pb-Hf 研究和全岩成分分析,发现粤东北及邻区的许多基底变质岩是晚新元古代形成的沉积岩,它们具有高的  $\text{SiO}_2$ 、Rb、Zr、Y 和过渡金属元素含量以及相对低的  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、CaO、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、Sr、Nb 含量. 它们沉积于活动大陆边缘环境,盆地的形成与 Rodinia 超大陆裂解时的张性背景相关. 粤东北龙川地区新元古代沉积岩主要由新太古代和中元古代碎屑物质组成,并含少量中太古代和新元古代物质,明显不同于闽西南和粤北地区新元古代沉积岩. 粤东北这些变质岩没有受到加里东运动的强烈影响,而是在印支期发生变质—重熔作用.

**关键词:** 锆石 U-Pb-Hf 研究;基底变质岩;新元古代沉积盆地构造;粤东北.

中图分类号: P588.3

文章编号: 1000-2383(2006)01-0038-11

收稿日期: 2005-10-11

## Compositions and Formation History of the Basement Metamorphic Rocks in Northeastern Guangdong Province

YU Jin-hai, WANG Li-juan, ZHOU Xin-min, JIANG Shao-yong, WANG Ru-cheng, XU Xi-sheng, QIU Jian-sheng

State Key Laboratory of Mineral Deposits Research, Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China

**Abstract:** The compositions and formation history of basement metamorphic rocks are the key to understanding crust evolution. Based on zircon U-Pb-Hf isotopic studies and the compositions of basement metamorphic rocks in northeastern Guangdong Province and southern Jiangxi Province, this paper indicates that the protoliths of these metamorphic rocks are sedimentary rocks deposited in the Late Neoproterozoic. They have high  $\text{SiO}_2$ , Rb, Zr, Y and transitional metal concentrations and relatively low  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO,  $\text{Na}_2\text{O}$ , Sr and Nb contents. They were deposited in an active continental margin basin near a volcanic arc. The basin formation was closely related with the extensional regime during the breakup of the supercontinent Rodinia. Neoproterozoic sediments in the Longchuan area of northeastern Guangdong Province are mainly composed of Neoproterozoic and Mesoproterozoic clastic constituents with small amounts of Mesoproterozoic and Neoproterozoic fragments, quite distinct from those in southwestern Fujian Province and northern Guangdong Province, showing different provenances. The basement metamorphic rocks in northeastern Guangdong Province were not influenced by the Early Paleozoic Caledonian movement, but underwent strong Indosinian metamorphism and anatexis.

**Key words:** zircon U-Pb-Hf study; basement metamorphic rock; tectonic setting of Neoproterozoic sedimentary basin; northeastern Guangdong Province.

## 0 引言

粤东北的变质岩分布于蕉岭、梅县、兴宁、和平和龙川一带(图1),它们的原岩以陆源碎屑沉积岩

为主. 这些变质岩多被泥盆纪以后的沉积岩角度不整合覆盖,故一般被认为形成于震旦纪—寒武纪(广东省地质矿产局,1988). 这些基底变质岩的变质程度以绿片岩相—低角闪岩相为主,局部地区可达高角闪岩相以上,并伴有混合岩形成. 尽管这些变质岩

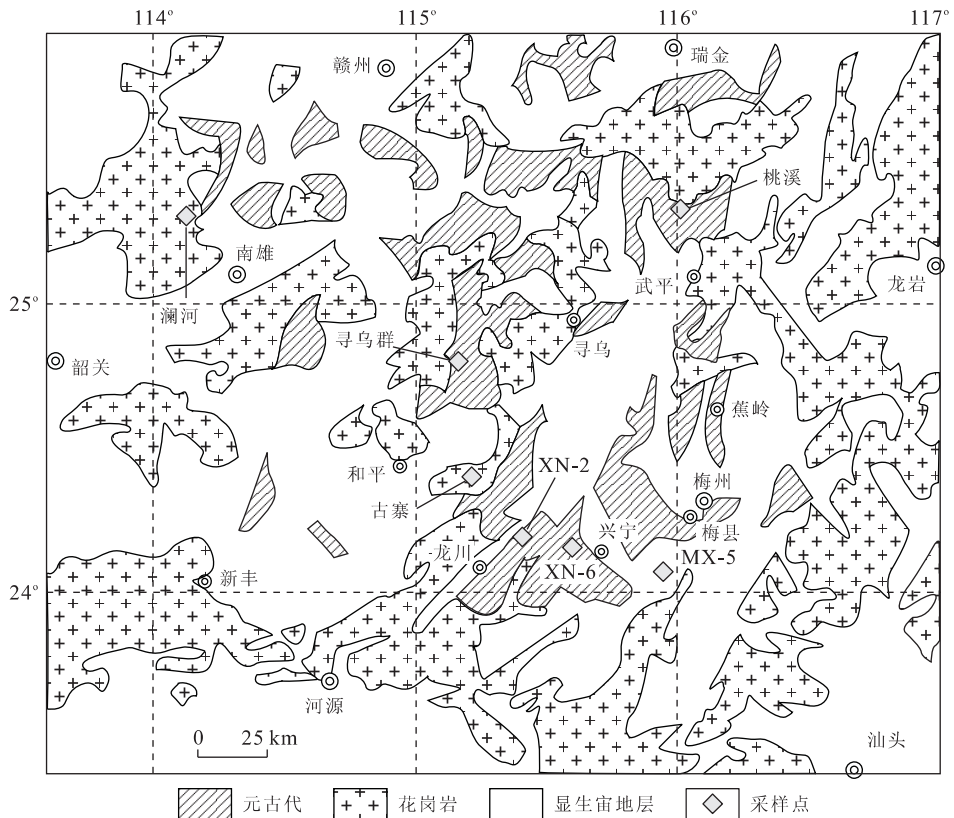


图1 粤赣闽交界地区地质简图及采样点(据程裕祺(1990)主编的1:500万地质图修改和简化)

Fig. 1 Schematic geologic map of the Yue-Gan-Min area and sampling locations

大多没有经历高级变质作用,但与之相同的变质岩完全有可能在加里东或印支期的构造运动中进入下地壳,成为华夏地块广泛出露的中生代花岗岩和伴生的矿床源岩。以下的研究也证实部分变质岩受到了高级变质作用甚至部分熔融。因此,对这些基底变质岩的成分、原岩形成时间和变质作用时代的确定,不仅对限定它们在华南巨量花岗质岩浆产生和众多稀有金属矿床形成的作用具有重要意义,而且有助于揭示华南东南部地壳的组成、形成和演化。

## 1 样品特征

本次研究对粤东北的龙川、兴宁和梅县等地出露的变质岩进行了考察(图1)。这些地区的基底变质岩包括绿泥石千枚岩、板岩、各种云母片岩、黑云母斜长片麻岩、黑云母变粒岩、混合岩和混合片麻岩。由于这些变质岩大多风化强烈,很难对它们开展进一步工作,因此,本文重点介绍对3个较为新鲜的片麻岩和混合岩的研究结果。样品MX-5采自梅县乌泥塘至新圩的某采石坑(图1),是一个中粒黑

云母斜长片麻岩。它主要由石英(50%±)、斜长石(30%±)和黑云母(13%±)组成,另含少量白云母(4%±)和钾长石(<3%)。样品XN-2是采自龙川县东场镇附近罗坳村的细粒黑云母斜长片麻岩。岩石富含石英(55%±),另含较多的斜长石(25%±)和黑云母(15%±)以及少量形态不规则的白云母(5%±)。岩石有弱的蚀变,表现为斜长石的绢云母化和黑云母部分绿泥石化。样品XN-6采自兴宁县城西的茅塘。这里出露了大片条纹状—条带状混合岩(图2),其中基体部分(XN-6-1)是条纹状中细粒黑云母斜长片麻岩,而脉体(XN-6-2)是粉红色中粒钾长花岗岩。基体主要由石英、斜长石和黑云母组成,岩石蚀变弱。脉体主要由微斜条纹长石和石英组成,钾长石可含55%以上,自形一半自形,边界平直,有弱波状消光,可包裹少量斜长石和石英;石英多为不规则粒状,显示明显的韧性变形特征;斜长石和已绿泥石化的黑云母含量<5%。花岗质脉体大多与基体黑白分明呈截然关系,且多顺层(片理)分布,但也有垂直片理的(图2)。

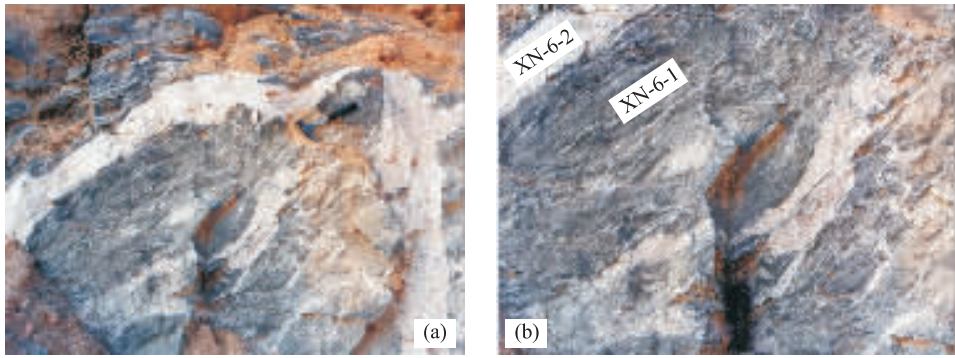


图 2 兴宁县茅塘附近混合岩的构造特征

Fig. 2 Photographs showing structure of migmatites near the Maotang of Xingning county  
样品 XN-6-1 采自基体, XN-6-2 为花岗质脉体

## 2 化学组成

### 2.1 主量元素

表 1 中列出了上述 3 个样品和邻区(赣南)寻乌群变质岩的化学组成,同时还包括了古寨混合花岗岩和研究区内 2 个被广东省区调队划归为潘洞和白云单元的花岗质片麻岩。寻乌群样品采自江西安远县的鹤子镇附近(图 1)。这些岩石的化学成分有较大的变化,如  $\text{SiO}_2 = 61.44\% \sim 75.14\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10.86\% \sim 15.01\%$ ,  $\text{MgO} = 0.30\% \sim 4.06\%$ ,  $\text{CaO} = 0.34\% \sim 4.64\%$  和  $\text{Na}_2\text{O} = 0.96\% \sim 2.43\%$ 。但  $\text{TiO}_2$  和  $\text{FeO}^t$  含量的变化较小(除混合岩脉体 XN-6-2 外)。与  $\text{SiO}_2$  相应的火成岩(如花岗岩—石英闪长岩)的成分相比,这些变质岩都显示出明显低的  $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量和高  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{FeO}^t$ 、 $\text{MgO}$  含量,说明岩石中含有较少的长石和较多的镁铁质矿物。与上地壳平均成分(Rudnick and Fountain, 1995)相比,这些变质岩具有更高的  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{FeO}^t$  和低的  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  含量,说明岩石含有相对高的石英和 Ti-Fe 氧化物以及低的斜长石含量。在  $\text{Si}-(\text{al}+\text{fm})-(\text{c}+\text{alk})$  原岩类型判别图上,所有样品都投入沉积岩区域(图 3a)。根据 Shaw(1972)的判别式,计算得到的 DF 都是负值(除了混合岩脉体 XN-6-2)(表 1),也说明这些岩石都是副变质岩。在  $\text{c}-\text{al}-\text{alk}$  判别图解中它们也都落入杂砂岩和长石质粘土区域(图略)。古寨混合花岗岩曾被称为花岗闪长岩(丁兴等, 2005),但大量复杂的碎屑锆石的存在和岩浆结晶锆石的缺乏表明它不是一个典型的岩浆岩。图 3a 和 DF 计算值(表 1)也都证实它是一个副变质岩。在  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  砂岩分类

图中,这些变质岩和邻区一些同时代变质沉积岩都投入了杂砂岩区(图 3b)。

### 2.2 微量元素

与常量元素大的变化相比,微量元素变化相对很小(除混合岩脉体 XN-6-2 外)(表 2)。与中酸性火成岩和上地壳平均成分(Rudnick and Fountain, 1995)相比,这些变质岩显示了高的 Rb、Zr、Y、V、Co、Ni 含量和低的 Sr、Nb 含量(表 2)。这与主量元素和岩相学特征所显示的岩石中含有较多的石英和镁铁质矿物和较少的长石是吻合的。岩石中的稀土(REE)含量中等,变化于  $(180 \sim 268) \times 10^{-6}$ ; 轻重稀土分馏较大,  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 10 \sim 14$ ; 钕负异常中等( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.43 \sim 0.67$ )。兴宁混合岩的脉体具有非常低的过渡金属元素 Zr、Hf、Nb、Ta、LREE 含量和高的 HREE、Pb 含量,因此,其轻重稀土比值很低(图 4)。脉体的这些化学特征不同于典型酸性岩浆岩的特征,暗示它非岩浆注入成因,而可能是变质分异形成。

## 3 锆石 U-Pb 定年结果

研究区的这些变质岩大多被认为属于震旦纪,并在加里东期受到了混合岩化作用(广东省地质矿产局, 1988)。陈忠权等(2001)将研究区一些花岗质片麻岩划归于元古代早期。但是这些认识都缺乏精确的同位素年代学资料限定。本研究选择采自龙川的黑云母斜长片麻岩(XN-2)进行详细的 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 定年。该样品中的锆石多呈棕褐色浑圆状或圆化柱状,表面粗糙;部分颗粒颜色较浅,或发育裂隙呈半透明状;少量颗粒具有较好的晶

表 1 粤东北和赣南部分基底变质岩的主量元素组成

Table 1 Major element compositions of basement metamorphic rocks in northeastern Guangdong and southern Jiangxi %

样品号	MX-5	XN-2	XN-6-1	XN-6-2	XN-6*	XW-9	XW-11	XW-12	白云	潘洞	古寨	平均值
SiO <sub>2</sub>	70.24	74.01	61.44	75.14	64.18	68.43	72.70	62.65	62.76	74.49	63.16	68.07
TiO <sub>2</sub>	0.53	0.72	0.85	0.06	0.70	0.73	0.69	0.88	0.95	0.69	0.59	0.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.76	11.54	15.01	13.11	14.63	13.43	10.86	14.88	12.85	10.94	12.83	12.86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.37	4.68	6.57	0.79	5.41	1.20	1.13	7.36	1.58	1.08	2.16	3.22
FeO						4.24	3.53		5.89	3.66	3.55	3.48
MnO	0.06	0.03	0.10	0.01	0.09	0.08	0.08	0.08	0.16	0.08	0.08	0.08
MgO	1.77	1.67	3.80	0.29	3.09	3.01	2.63	3.66	4.06	0.30	3.23	2.60
CaO	1.09	0.34	4.45	1.27	3.81	2.31	1.99	1.38	4.64	1.80	3.06	2.27
Na <sub>2</sub> O	1.97	0.96	2.04	2.10	2.05	2.43	1.73	1.70	2.20	1.88	2.01	1.88
K <sub>2</sub> O	3.59	2.33	3.01	6.14	3.64	2.88	1.99	4.23	3.67	3.60	4.23	3.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.14	0.20	0.08	0.18	0.14	0.16	0.17	0.32	0.22	0.24	0.19
烧失量	2.12	3.41	2.59	0.91	2.25	1.14	2.16	3.09	1.08	0.60	4.59	2.27
总量	99.61	99.84	100.06	99.89	100.03	100.02	99.64	100.07	100.16	99.34	99.73	99.83
DF	-2.0	-5.4	-1.2	1.2	-0.7	-2.4	-4.3	-3.1	-1.6	-1.5	-1.0	68.07

样品 XW-9 和 XW-11 的分析是张孟群在南京大学分析中心用 XRF 方法完成, FeO 和 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 是用湿方法获得;其他样品是由 C. Lawson 在澳大利亚 Macquarie 大学 GEMOC 国家重点研究中心用 XRF 方法完成,分析精度都优于 1%。XN-6\* 代表混合岩的原岩,是根据基体(80%)和脉体(20%)比例(图 2)计算;数据来源同图 3 说明;DF 值按 Shaw(1972)判别方程计算。

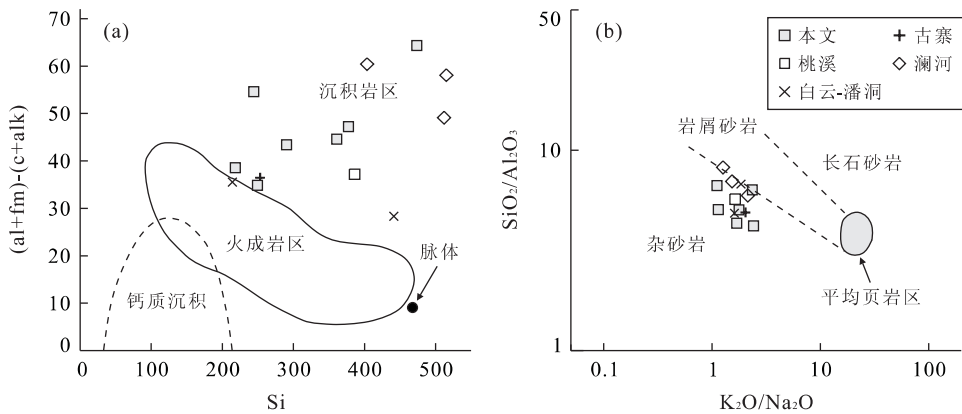


图 3 粤东北—赣南地区变质岩的原岩恢复和岩石类型确定(砂岩分类图据 Pettijohn *et al.* (1988))

Fig. 3 (a) Protolith discrimination of metamorphic rocks in northeastern Guangdong and southern Jiangxi; (b) determination of sandstone types

其他数据来源:澜河据 Xu *et al.* (2005);桃溪据于津海等(2005a);古寨据丁兴等(2005);白云—潘洞据陈忠权等(2001)

形。在 BSE 图像上,磨圆的锆石颗粒无内部结构、简单条带或呈不规则条带特征(图 5a—5f),一些不规则浑圆状颗粒具有毛刺或火焰状边界(图 5c—5e),有些颗粒发育裂纹或富含包裹体(图 5h—5j),少量自形颗粒具韵律环带或者没有(图 5k—5l)。这些复杂的形态和内部结构说明锆石的成因多样,也证实了原岩的沉积成因。

本次研究对 42 颗锆石进行的 44 次 U-Pb 分析结果列于表 3。由于 <sup>207</sup>Pb 含量一般较低,年轻锆石的 <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb 年龄误差会很大,因此,本文对 <540 Ma 的显生宙锆石采用 <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 表面年龄作

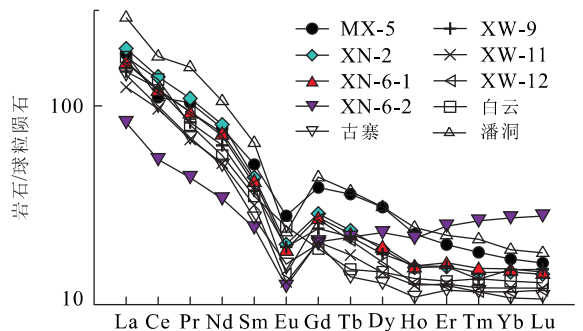


图 4 基底变质岩的稀土配分模式

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of basement metamorphic rocks

表 2 粤东北和赣南部分基底变质岩的微量元素组成 ( $10^{-6}$ )

Table 2 Trace element contents of some basement metamorphic rocks in northeastern Guangdong and southern Jiangxi

样号	MX-5	XN-2	XN-6-1	XN-6-2	XN-6*	XW-9	XW-11	XW-12	白云	潘洞	古寨	平均
Sc	9.81	11.96	16.84	2.30	13.93	13.81	11.23	17.19			15.50	13.35
V	74.40	74.30	114.90	11.00	94.10	92.50	76.80	121.20			128.40	94.53
Co	20.32	10.71	21.72	2.24	17.82	15.81	11.78	22.86			18.44	16.82
Ni	33.98	14.16	32.71	3.00	26.76	45.65	30.12	35.48			67.66	36.26
Ga	18.92	15.61	20.47	11.74	18.72	17.68	16.21	26.07	9.80	14.70	14.96	16.96
Rb	157.60	146.50	183.80	167.20	180.50	161.20	147.50	284.80	133.00	233.00	182.20	180.70
Sr	109.10	56.30	162.30	80.50	145.90	164.80	86.90	58.27	287.00	113.00	182.80	133.80
Y	45.40	32.10	34.20	42.30	35.80	33.53	26.22	27.15	25.10	39.80	21.94	31.90
Zr	199.60	342.00	228.60	42.40	191.40	226.30	293.80	229.10	220.00	217.00	186.70	234.00
Nb	11.08	13.49	15.56	4.73	13.40	14.23	20.87	24.98	16.00	20.00	13.03	16.34
Ba	558.00	488.00	466.00	611.00	495.00	700.00	391.00	413.00	1013.00	683.00	844.00	621.00
La	56.70	60.30	51.70	25.50	46.50	46.20	38.50	51.00	54.60	86.00	44.40	53.80
Ce	89.30	113.30	97.80	43.30	86.90	98.60	78.10	96.60	110.00	143.00	80.50	99.60
Pr	12.67	13.31	11.37	5.30	10.16	10.08	8.25	11.40	9.80	19.10	8.44	11.47
Nd	46.21	48.31	43.79	20.36	39.10	37.97	30.82	42.37	33.80	63.40	30.11	41.34
Sm	9.88	8.49	8.19	4.72	7.50	7.27	6.16	7.80	6.84	12.70	5.29	7.99
Eu	2.05	1.47	1.39	0.90	1.29	1.43	0.95	1.04	1.81	1.69	1.17	1.43
Gd	10.02	7.39	7.09	5.34	6.74	6.23	5.32	6.94	4.94	11.30	5.21	7.12
Tb	1.70	1.11	1.07	1.03	1.06	1.03	0.84	0.99	0.71	1.76	0.65	1.10
Dy	9.93	6.07	6.30	7.38	6.52	5.77	4.63	5.23	4.67	9.95	4.11	6.32
Ho	1.63	1.10	1.12	1.54	1.21	1.12	0.90	0.92	0.97	1.75	0.78	1.15
Er	4.19	3.24	3.40	5.19	3.75	3.25	2.65	2.61	2.74	4.68	2.47	3.29
Tm	0.58	0.46	0.49	0.84	0.56	0.43	0.39	0.37	0.43	0.68	0.37	0.47
Yb	3.52	3.03	3.14	5.68	3.65	3.12	2.52	2.42	2.73	3.93	2.25	3.02
Lu	0.52	0.45	0.46	0.89	0.55	0.48	0.39	0.38	0.41	0.58	0.34	0.45
Hf	5.60	9.62	6.42	1.32	5.40	6.51	8.67	6.68	6.10	6.20	5.20	6.66
Ta	1.26	1.03	1.39	0.92	1.30	0.98	1.99	2.14	2.80	2.30	1.21	1.67
Pb	36.86	20.12	20.62	62.73	29.04	26.20	11.73	22.85			15.07	23.13
Th	17.38	20.25	17.77	18.21	17.86	18.26	17.98	19.57	17.10	30.30	14.82	19.28
U	6.48	4.15	4.52	6.21	4.86	2.77	4.06	6.14	3.20	6.40	3.41	4.61
Eu/Eu*	0.62	0.55	0.55	0.55	0.55	0.63	0.50	0.43	0.91	0.42	0.67	
La/Yb	10.80	13.40	11.10	3.00	8.60	10.00	10.30	14.20	13.50	14.80	13.30	

微量元素分析由高剑峰用 ICP-MS 方法在南京大学地球科学系内生金属矿床成矿机制国家重点实验室完成,分析精度优于 10%。

为其形成时代,而对于老的锆石则采用 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  表面年龄。表 3 和图 6 显示龙川片麻岩中锆石的年龄变化很大(表 3),最老锆石的年龄达 3 012 Ma, 3 个老锆石构成的不一致曲线的上交点是 3 004 Ma (图 6),两者相似,说明原岩中存在少量中太古代碎屑物质。其他锆石的年龄集中于 3 个区域,即新太古代—早元古代、中元古代—新元古代和早中生代(图 6)。第 1 组锆石占 26%,它们的年龄大多偏离谐和线,但它们可以构成一条不一致曲线,其上交点年龄是 2 577 Ma(图 6),说明它们都是形成于新太古代的锆石;第 2 组碎屑锆石是岩石中的主体(占总量的 55%),年龄变化于 1 720~548 Ma。这些碎屑锆石的年龄大多是谐和的(图 6),与一些不谐和的锆石也不构成不一致曲线,结合这些锆石 U/Th 比值

的巨大差异(0.06~1.23)和形态特征(图 5),说明它们是多成因的。第 3 组锆石是形成于 221~247 Ma 的新生锆石,这些年轻锆石具有自形柱状晶形或韵律环带(图 5k, 5l),显示出岩浆成因特点,表明岩石受到了印支热事件的强烈影响而发生部分熔融。一些碎屑锆石所具有的毛刺或火焰状边界(图 5c~5e)可能是部分熔融过程中形成的熔蚀边。

#### 4 锆石的 Lu-Hf 同位素组成

对 14 颗锆石的 Hf 同位素分析结果显示,它们 Hf 同位素组成有较大的变化(表 4), $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  变化于 0.280 745~0.282 325,计算获得的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = +7.2 \sim -15.3$ , Hf 模式年龄( $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ )变化于 1.6~

表 3 龙川片麻岩(XN-2)中锆石的 LA-ICPMS U-Pb 定年结果

Table 3 LA-ICPMS U-Pb dating results of zircons from the Longchuan gneiss (XN-2)

分析点号	同位素比值			定年结果			不谐和性
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
XN-2-21	0.224 32±0.002 15	17.199 87±0.211 46	0.556 39±0.007 21	3 012±15	2 946±12	2 852±30	-6.6
XN2-28c	0.211 16±0.002 09	15.086 81±0.179 47	0.518 38±0.006 44	2 915±16	2 821±11	2 692±27	-9.3
XN2-28r	0.193 46±0.001 91	9.273 97±0.103 77	0.347 76±0.004 00	2 772±16	2 366±10	1 924±19	-35.3
XN-2-39c	0.174 72±0.001 78	10.724 81±0.141 70	0.445 26±0.006 00	2 603±17	2 500±12	2 374±27	-10.5
XN2-18	0.172 93±0.001 68	11.727 48±0.132 80	0.491 83±0.005 79	2 586±16	2 583±11	2 579±25	-0.4
XN-2-12	0.171 02±0.001 62	10.929 61±0.138 76	0.463 71±0.006 26	2 568±16	2 517±12	2 456±28	-5.3
XN2-14	0.170 57±0.001 67	10.806 75±0.118 76	0.459 51±0.005 25	2 563±16	2 507±10	2 437±23	-5.9
XN2-10	0.167 65±0.001 62	11.118 87±0.126 14	0.481 04±0.005 66	2 534±16	2 533±11	2 532±25	-0.1
XN2-5	0.164 26±0.001 59	9.906 08±0.113 09	0.437 45±0.005 19	2 500±16	2 426±11	2 339±23	-7.7
XN-2-5	0.161 67±0.001 53	10.041 37±0.122 84	0.450 55±0.005 85	2 473±16	2 439±11	2 398±26	-3.7
XN-2-40	0.156 78±0.001 96	8.460 96±0.125 39	0.391 43±0.005 47	2 421±21	2 282±13	2 129±25	-14.1
XN-2-8	0.156 01±0.001 57	7.913 17±0.095 02	0.367 89±0.004 59	2 413±17	2 221±11	2 020±22	-19.0
XN2-22	0.154 08±0.001 56	7.643 77±0.089 00	0.359 82±0.004 29	2 392±17	2 190±10	1 981±20	-19.9
XN-2-37c	0.151 68±0.001 51	6.810 12±0.080 52	0.325 53±0.003 92	2 365±17	2 087±10	1 817±19	-26.5
XN2-1	0.113 48±0.001 12	4.455 85±0.053 20	0.284 86±0.003 52	1 856±18	1 723±10	1 616±18	-14.6
XN-2-31	0.105 33±0.001 22	4.322 27±0.059 83	0.297 65±0.003 93	1 720±21	1 698±11	1 680±20	-2.7
XN2-2r	0.096 89±0.000 94	3.287 21±0.037 70	0.246 10±0.002 92	1 565±18	1 478±9	1 418±15	-10.5
XN2-2c	0.096 37±0.000 99	3.462 35±0.041 57	0.260 81±0.003 19	1 555±19	1 519±9	1 494±16	-4.5
XN2-25	0.093 77±0.000 92	2.881 16±0.033 80	0.222 91±0.002 72	1 504±18	1 377±9	1 297±14	-15.2
XN-2-34	0.092 20±0.001 09	3.153 66±0.043 79	0.248 08±0.003 22	1 471±22	1 446±11	1 429±17	-3.3
XN2-25-1	0.089 48±0.000 97	2.527 53±0.030 83	0.204 87±0.002 45	1 415±21	1 280±9	1 201±13	-16.5
XN2-11	0.087 37±0.000 85	2.541 35±0.029 75	0.210 99±0.002 56	1 369±19	1 284±9	1 234±14	-10.8
XN2-15	0.085 16±0.000 95	2.598 69±0.032 40	0.221 31±0.002 64	1 319±22	1 300±9	1 289±14	-2.5
XN2-21	0.081 07±0.001 13	1.793 13±0.026 04	0.160 49±0.001 94	1 223±27	1 043±9	960±11	-23.2
XN2-31	0.079 28±0.000 84	2.012 55±0.023 25	0.184 22±0.002 09	1 179±21	1 120±8	1 090±11	-8.3
XN2-4c	0.077 43±0.000 76	1.760 73±0.020 42	0.164 94±0.001 96	1 132±19	1 031±8	984±11	-14.1
XN-2-29	0.077 36±0.000 82	2.048 59±0.026 74	0.192 11±0.002 50	1 131±21	1 132±9	1 133±14	0.2
XN2-9	0.076 98±0.000 75	2.165 78±0.024 66	0.204 05±0.002 39	1 121±19	1 170±8	1 197±13	7.5
XN2-17	0.075 13±0.000 77	1.820 20±0.021 50	0.175 71±0.002 09	1 072±20	1 053±8	1 044±11	-2.9
XN2-7	0.072 88±0.000 72	1.661 65±0.018 79	0.165 37±0.001 90	1 011±20	994±7	987±11	-2.6
XN2-24	0.070 86±0.000 72	1.554 87±0.018 19	0.159 15±0.001 88	953±21	952±7	952±10	-0.2
XN2-8	0.068 19±0.000 72	1.388 72±0.016 70	0.147 73±0.001 75	874±22	884±7	888±10	1.7
XN-2-23	0.068 16±0.000 70	1.228 04±0.015 70	0.130 72±0.001 69	874±21	813±7	792±10	-9.9
XN2-20	0.065 77±0.001 89	0.742 37±0.020 88	0.081 85±0.001 18	799±59	564±12	507±7	-38.0
XN2-16	0.064 00±0.001 38	0.670 78±0.014 39	0.076 01±0.001 01	742±45	521±9	472±6	-37.7
XN-2-15	0.062 59±0.000 87	0.991 79±0.015 57	0.114 96±0.001 52	695±29	700±8	702±9	1.1
XN-2-22	0.058 95±0.000 59	0.753 63±0.009 52	0.092 76±0.001 20	565±22	570±6	572±7	1.2
XN-2-4r	0.058 01±0.000 63	0.708 86±0.009 25	0.088 64±0.001 14	530±24	544±5	548±7	3.4
XN2-13	0.054 69±0.001 10	0.267 71±0.005 45	0.035 50±0.000 45	400±44	241±4	225±3	-44.5
XN2-12	0.054 08±0.000 86	0.272 18±0.004 47	0.036 50±0.000 45	374±35	244±4	231±3	-39.0
XN2-30	0.053 60±0.000 76	0.261 20±0.003 90	0.035 34±0.000 43	354±32	236±3	224±3	-37.4
XN2-27	0.066 33±0.000 92	0.318 38±0.004 71	0.034 80±0.000 43	817±29	281±4	221±3	-74.2
XN2-26	0.245 57±0.002 45	1.242 25±0.013 93	0.036 70±0.000 42	3 157±16	820±6	232±3	-94.2
XN2-33	0.070 86±0.000 79	0.381 26±0.004 65	0.089 03±0.000 45	953±23	328±3	247±3	-75.5

定年结果由作者在澳大利亚 Macquarie 大学 GEMOC 国家重点研究中心用 LA-ICPMS 法在 HP4500 系列 300 型 ICP-MS 上完成。锆石样品的制作、U-Pb 分析的详细流程以及数据的精度和校正与 Andersen *et al.* (2004) 描述的相同。

3.8 Ga。其中 3 颗老锆石具有相似的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值和高的模式年龄(表 4),说明它们都是中太古代陆壳物质再循环的产物。XN-2-39 和 XN-2-40

两颗锆石具有最高的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值,它们的模式年龄与结晶年龄一致,表明它们很可能是从新太古代幔源岩浆直接结晶(图 7a)。新元古代锆石的成因比较复杂



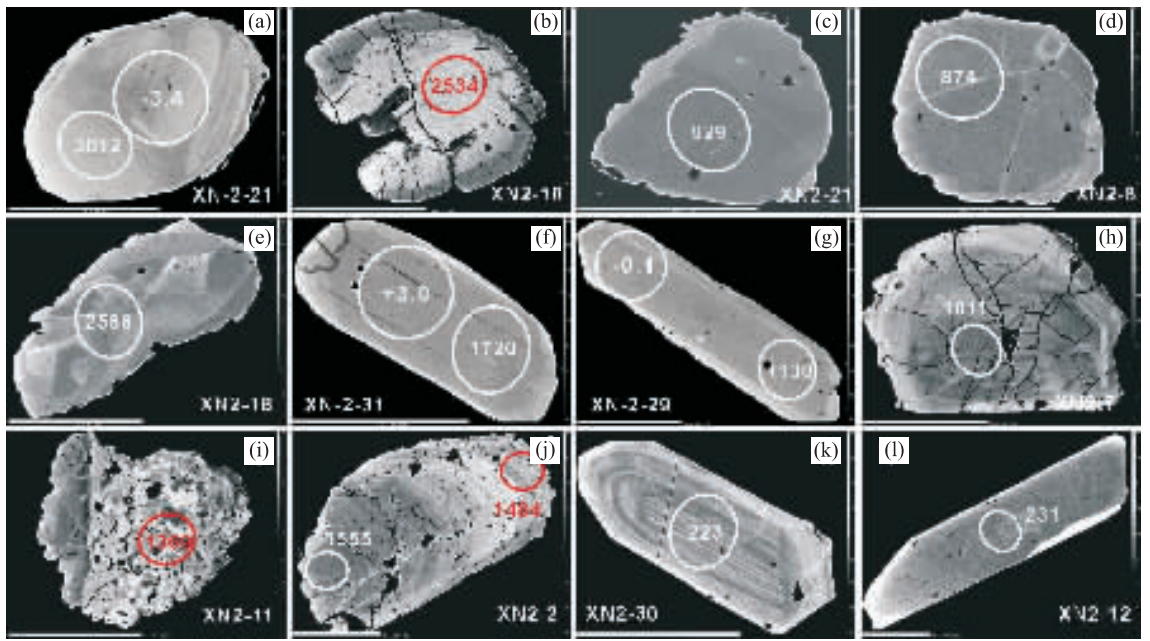


图 5 龙川片麻岩(XN-2)中锆石的 BSE 图像(小圈为 U-Pb 分析点;大圈为 Lu-Hf 分析点;左下线段都是 100  $\mu\text{m}$ )

Fig. 5 BSE images of zircons from the Longchuan gneiss (XN-2)

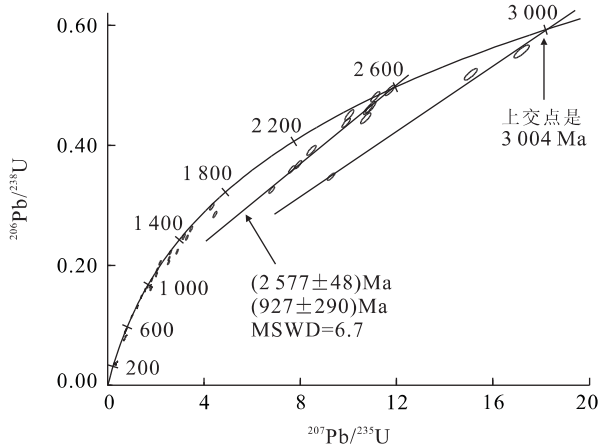


图 6 龙川片麻岩(XN-2)中锆石 U-Pb 谐和图

Fig. 6 U-Pb concordia of zircons from the Longchuan gneiss

杂,有些可能是上述新太古代陆壳物质再循环的产物,另一些可能是早元古代陆壳物质再循环的产物或者是新太古代地壳与新元古代新生幔岩岩浆混合的产物(图 7a)。

## 5 讨论和结论

### 5.1 基底变质岩的形成时代

对龙川片麻岩中 42 颗锆石的 U-Pb 分析显示了岩石是由不同时代的碎屑物质组成,其中最年轻

的具有谐和年龄的碎屑锆石的年龄是 548 ~ 565 Ma,限定了该变质岩原岩的沉积时代不会早于此年龄。由于这些变质岩多被寒武纪地层覆盖或呈整合接触过渡,即使在没有寒武纪地层与之接触的地方,也由于其明显高的变质作用而指示其早于寒武纪的低级变质岩。因此,龙川片麻岩的原岩应形成于新元古代的晚期。在 1:20 万兴宁幅中该地区的这些混合岩和中深变质岩都被认为是加里东构造热事件的产物(陈忠权等,2001)。然而,本次定年工作没有在粤东北地区发现加里东热事件的痕迹。同样,在邻近的古寨混合花岗岩中也没有典型的加里东期形成的锆石。龙川片麻岩中 42 颗分析的锆石中有 6 颗(占 14.3%)获得了印支期年龄,而这些年轻锆石都具有自形柱状晶形,且大多数具韵律环带(图 5k, 5l),说明这些新生锆石是从熔体中结晶的。这表明该岩石是在印支期热事件的强烈影响下发生了变质—部分熔融。但是,在北部的桃溪地区和西北的诸广地区(甚至更北部的武功山地区)加里东期热事件非常强烈(Xu *et al.*, 2005; 于津海等,2005a),桃溪地区新元古代沉积岩的变质级达到麻粒岩相,甚至部分熔融。这些表明各地区受构造热事件影响的强度是不均衡的,研究区北部受加里东运动的影响最强,印支期主要表现为深部熔融产生的岩浆活动;而南部受印支运动的影响更明显,加里东热事件的影响可能没有超过角闪岩相(因为没有锆石形成)。

表 4 龙川片麻岩中锆石的 Lu-Hf 同位素分析结果

Table 4 Lu-Hf isotopic compositions of zircons from the Longchuan gneiss (XN-2)

	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\sigma$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$\sigma$	$T_{\text{DM}}$	$T_{\text{DM}}^{\text{C}}$	$t/\text{Ma}$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$
xn-2-4	0.282 202	0.000 033	0.000 501	0.000 004	0.017 07	0.000 12	1.415	1.944	548	-7.9
xn-2-5	0.280 751	0.000 021	0.000 681	0.000 006	0.022 47	0.000 17	3.325	3.840	2 473	-15.3
xn-2-8	0.281 399	0.000 034	0.001 305	0.000 021	0.039 02	0.000 60	2.524	2.637	2 331	3.4
xn-2-12	0.280 883	0.000 029	0.001 143	0.000 035	0.033 90	0.000 44	3.193	3.559	2 568	-9.3
xn-2-15	0.281 995	0.000 024	0.000 411	0.000 003	0.013 77	0.000 20	1.685	2.289	702	-11.7
xn-2-21	0.280 745	0.000 021	0.000 925	0.000 015	0.031 65	0.000 44	3.354	3.558	3 012	-3.4
xn-2-23	0.281 958	0.000 028	0.000 337	0.000 015	0.010 18	0.000 38	1.731	2.261	874	-9.0
xn-2-27	0.282 325	0.000 027	0.000 475	0.000 001	0.013 29	0.000 03	1.250	1.588	700	-0.1
xn-2-29	0.282 051	0.000 016	0.000 675	0.000 038	0.019 09	0.001 10	1.622	1.921	1 131	-0.1
xn-2-31	0.281 770	0.000 026	0.001 009	0.000 014	0.027 52	0.000 44	2.013	2.187	1 720	3.0
xn-2-32	0.282 254	0.000 025	0.001 690	0.000 014	0.048 02	0.000 49	1.388	1.804	650	-4.3
xn-2-34	0.281 858	0.000 017	0.000 887	0.000 034	0.027 02	0.001 40	1.889	2.140	1 471	0.6
xn-2-39	0.281 280	0.000 027	0.000 799	0.000 002	0.020 76	0.000 22	2.647	2.674	2 603	6.3
xn-2-40	0.281 405	0.000 022	0.000 611	0.000 014	0.014 92	0.000 32	2.471	2.492	2 438	7.2

由作者在 Macquarie 大学 GEMOC 中心用 Nu 型 MC-ICP-MS 仪分析获得. 详细分析流程同 Griffin *et al.* (2002) 和 Andersen *et al.* (2004) 描述.  $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$  由 2 阶段模式计算, 设  $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{c}} = 0.015$ ,  $\lambda^{176}\text{Lu} = 1.93 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$  (Griffin *et al.*, 2002).

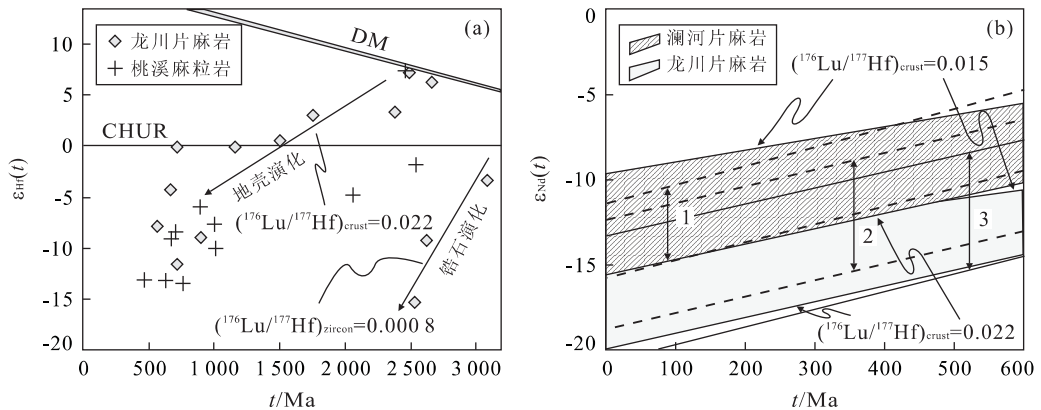


图 7 (a) 龙川片麻岩中锆石的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)-t$  投影图; (b) 由锆石 Hf 同位素计算的全岩  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  与基底变质岩对比

Fig. 7 (a)  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)-t$  plot for zircons of the Longchuan gneiss; (b) comparison of  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  of Longchuan gneiss calculated from  $\epsilon_{\text{Hf}}$  of zircons with the basement metamorphic rocks

a. 桃溪群麻粒岩中锆石的 Hf 同位素据于津海等 (2005a); b. 1. 周潭群; 2. 麻源群; 3. 桃溪群. 它们的 Nd 同位素组成转引于于津海等 (2005b). 龙川片麻岩和澜河片麻岩  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  范围的上界和下界是分别根据  $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{crust}} = 0.015$  和  $0.022$  计算获得

### 5.2 原岩沉积环境

上述锆石定年结果表明粤东北变质岩的原岩是晚新元古代的沉积岩. 古寨混合岩中锆石的年龄谱相似于龙川片麻岩 (丁兴等, 2005), 显示相同的原岩. Xu *et al.* (2005) 曾对粤北澜河片麻岩进行过详细研究, 那些变质岩在图 3a 投影中都落入沉积岩区, 用 Shaw (1972) 的判别式计算的 DF 值为明显负值 (-4.2 ~ -6.1), 证实其原岩也是沉积成因的. 根据其中最年轻的碎屑锆石年龄, 澜河片麻岩原岩的沉积时代被限定在新元古代. 作者曾对研究区北侧闽西南桃溪群泥质麻粒岩进行过锆石 U-Pb 定年

(于津海等, 2005a), 结果表明它们的原岩也是晚新元古代的沉积岩. 此外, 作者未发表的定年资料证实赣南寻乌群变质岩也形成于晚新元古代. 所有这些数据在晚新元古代南岭北部和东段的广大地区曾是一个沉积盆地. 那么, 当时研究区是处于一个怎样的沉积环境? Bhatia (1983) 和 Bhatia and Crook (1986) 曾根据现在沉积物的沉积环境和化学成分对比, 建立了利用沉积物的化学成分判断古沉积环境的许多图解. 在  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$  以及 2 个判别函数构建的二维判别图中 (图 8a, 8b), 本研究样品 (粤东北和赣南) 都落在大陆弧和活动大陆边



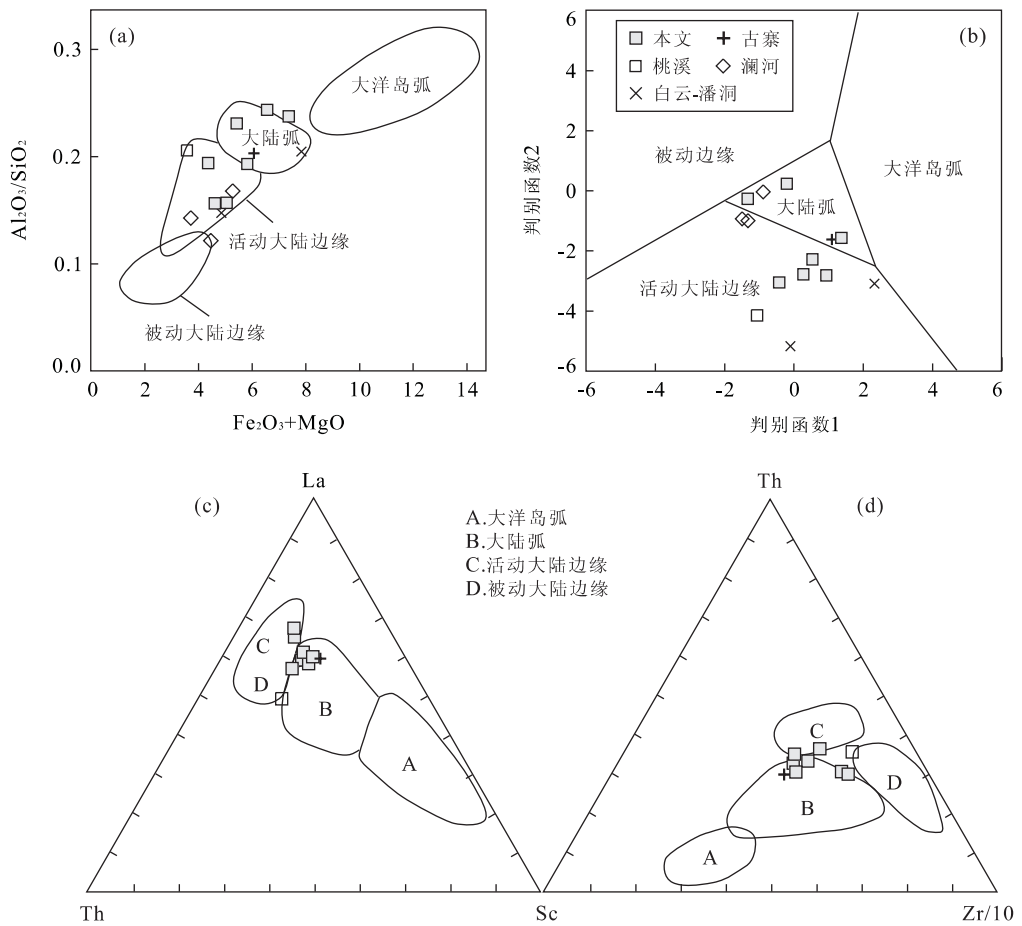


图 8 变质砂岩沉积环境的构造判别图(据 Bhatia(1983); Bhatia and Crook(1986))

Fig. 8 Tectonic setting discrimination for sandstones

缘的区域,而澜河片麻岩和桃溪泥质麻岩主要落在活动大陆边缘区域.在 La、Th、Sc 和 Zr 等微量元素的三角判别图中这些变质沉积岩都落入了大陆弧与活动大陆边缘的过渡区(图 8c, 8d).

Bhatia(1983)定义的大陆弧沉积盆地就是存在于弧间、弧前或弧后的盆地,它们是在靠近厚的陆壳或薄的大陆边缘上发展起来的火山弧.活动大陆边缘包括安第斯型厚地壳边缘的盆地,靠近或就是在厚的大陆边缘上发展起来.沉积物主要来源于隆起的基底的花岗岩、片麻岩或长英质火山岩.由此可以推测研究区这些新元古代沉积物很可能是在靠近一个古火山弧的活动大陆边缘盆地形成的,因为碎屑锆石的定年资料没有指出存在一个年轻的火山弧.但是,在华南特别是扬子南缘和西缘,新元古代(825~702 Ma)是岩浆活动非常强烈时期(Li *et al.*, 2003; 于津海等, 2005a; 郑永飞, 2003).这些岩浆活动被认为与地幔柱引起的裂谷作用相关(Li *et al.*, 2003; Li *et al.*, 2005),它们伴随着 Rodinia 超大

陆的裂解.因此,华夏地块晚新元古代沉积盆地的形成可能与这时期的拉伸背景相关,即华夏地块的晚新元古代沉积盆地是在超大陆裂解过程中形成的.

### 5.3 原岩物质组成和来源

尽管上述变质沉积岩都形成于新元古代,但不同地区(甚至在同一地区)存在明显的成分差异(表 1, 图 3a, 图 8).成分的差异反映了岩石中组成的不同,例如,龙川片麻岩的锆石研究说明碎屑物中主要包含了新太古代和中—新元古代的物质,但也含有少量中太古代物质(图 6).这些物质既有来自幔源岩浆岩也有来自经过了再循环的物质(图 7a).古寨混合岩与龙川片麻岩邻近(图 1),而且具有相似的碎屑锆石年龄谱(丁兴等, 2005),说明它们的碎屑物质来自相同的源区.粤北澜河片麻岩中锆石的 U-Pb-Hf 研究显示(Xu *et al.*, 2005),原岩中的碎屑物质主要是中元古代幔源岩浆岩的剥蚀物;而桃溪群麻岩原岩的碎屑物质主要是由新元古代中期(736 Ma)形成的花岗质岩石的剥蚀物组成(于津海

等,2005a),其中碎屑锆石的 Hf 同位素组成与龙川片麻岩中碎屑锆石的 Hf 同位素也有较大区别(图 7)。造成这些差异的原因是各地沉积岩的源区物质不同,这可能是:(1)各地剥蚀的老基底的组成不同;(2)物源区隆升和剥蚀深度不同;(3)来自不同的物源区。对比龙川片麻岩、澜河片麻岩、古寨混合花岗岩和桃溪麻粒岩中锆石的年龄谱与华南前寒武纪岩浆岩和变质岩的形成时代和分布(Grimmer *et al.*, 2003),可以推断南岭地区晚新元古代的沉积物一部分来源于北部的扬子地块,而另一部分很可能来自于曾经与华夏地块南部相连的其他陆块,最有可能的是印度或澳大利亚地块(Li *et al.*, 1995, 2003; Jiang *et al.*, 2003; Yang *et al.*, 2004)。

#### 5.4 基底变质岩成分

上述分析显示研究区及其周边地区出露的基底变质岩都是副变质岩,它们与上地壳平均成分相比具有明显高的 SiO<sub>2</sub>、TiO<sub>2</sub>、FeO、Rb、Zr、Y、V、Co、Ni 含量和相对低的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO、Na<sub>2</sub>O、Sr、Nb 含量。这些富黑云母和石英的变质岩发生部分熔融将产生高 Si 的过铝花岗岩,而南岭地区确实分布着大量中生代的高 Si 强过铝花岗岩(孙涛等,2003;赵蕾等,2004),这表明一些相似的变质岩已经进入了中下地壳成分花岗岩的源区。龙川片麻岩中新生岩浆锆石的存在也为此提供了进一步的佐证。尽管这些变质岩没有进行 Nd 同位素分析,但岩石的 Nd、Hf 同位素存在明显的相关性(Vervoort *et al.*, 1999),因此可以利用岩石的 Hf 同位素计算  $\epsilon_{Nd}$ 。假设岩石中不同时代的锆石能够代表岩石中碎屑物的比例,而且在它们形成后就按照平均地壳的 <sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf 比值演化,这样就可以计算沉积岩形成后演化到某一时刻的  $\epsilon_{Hf}$ ,再利用 Vervoort *et al.* (1999)提出的关系式计算得到岩石的  $\epsilon_{Nd}$ 。图 7b 显示了根据 (<sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf)<sub>c</sub>=0.015(地壳平均值)和 0.022(下地壳平均值)计算出的龙川片麻岩的  $\epsilon_{Nd}$  变化。另外还根据澜河片麻岩的锆石 Hf 同位素(Xu *et al.*, 2005)计算了岩石的 Nd 同位素组成(图 7b)。与其他地区基底变质岩相比,龙川片麻岩相似于桃溪地区变质岩的 Nd 同位素组成,而澜河片麻岩具有更高的  $\epsilon_{Nd}$ ,相似于赣中的周潭群。需要特别指出的是尽管这种混合组分对应的模式年龄是古元古代,但详细锆石年代学的研究排除了它们是古元古代陆壳的衍生物,而实际上它们是新太古代和中新元古代物质的混合物。

致谢:非常感谢 O'Reilly 教授提供了作者在 GEMOC 中心进行合作研究的机会,感谢研究生赵蕾帮助进行了锆石的分离和部分 Hf 同位素分析。另外,作者还要感谢韶关 290 所的谭正中高工和本系研究生谢磊在本研究的野外工作中给予的帮助。

#### References

- Andersen, T., Griffin, W. L., Jackson, S. E., et al., 2004. Mid-Proterozoic magmatic arc evolution at the southwest margin of the Baltic Shield. *Lithos*, 73:289–318.
- Bhatia, M. R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.*, 91:611–627.
- Bhatia, M. R., Crook, A. W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92:181–193.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Guangdong Province, 1988. Regional geology of Guangdong Province. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese with English abstract).
- Chen, Z. Q., Li, W. H., Guo, L., 2001. Discovery of Proterozoic granite in Northeast Guangdong Province. *Guangdong Geology*, 16(4):16–21 (in Chinese with English abstract).
- Ding, X., Zhou, X. M., Sun, T., 2005. The episodic growth of the continental crustal basement in South China: Single zircon LA-ICPMS U-Pb dating of Guzhai granodiorite in Guangdong. *Geological Review*, 51(4):382–392 (in Chinese with English abstract).
- Griffin, W. L., Wang, X., Jackson, S. E., et al., 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, 61:237–269.
- Grimmer, J. C., Ratschbacher, L., McWilliams, M., et al., 2003. When did the ultrahigh-pressure rocks reach the surface? A <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb zircon, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar white mica, Si-in-white mica, single-grain provenance study of Dabie Shan synorogenic foreland sediments. *Chemical Geology*, 197:87–110.
- Jiang, G., Sohl, L. E., Christie-Blick, N., 2003. Neoproterozoic stratigraphic comparison of the Lesser Himalaya (India) and Yangtze block (South China): Paleogeographic implications. *Geology*, 31:917–920.
- Li, W. X., Li, X. H., Li, Z. X., 2005. Neoproterozoic bimodal magmatism in the Cathaysia block of South China and its tectonic significance. *Precam. Res.*, 136:51–66.

- Li, Z. X., Li, X. H., Kinny, P. D., et al., 2003. 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.*, 122: 85–109.
- Li, Z. X., Zhang, L., Powell, C. M., 1995. South China in Rodinia: Part of the missing link between Australia-East Antarctica and Laurentia? *Geology*, 23: 407–410.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., Siever, R., 1988. Sand and sandstone. Springer-Verlag, New York.
- Rudnick, R. L., Fountain, D. M., 1995. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Review of Geophysics*, 33(3): 267–309.
- Shaw, D. M., 1972. The origin of the Apsley gneiss, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 9: 18–35.
- Sun, T., Zhou, X., Chen, P., et al., 2003. Strongly peraluminous granites of Mesozoic in eastern Nanling range, southern China: Petrogenesis and implications for tectonics. *Sci. in China (Series D)*, 33(12): 1209–1218 (in Chinese with English abstract).
- Vervoort, J. D., Patchett, P. J., Blichert-Toft, J., et al., 1999. Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 168: 79–99.
- Xu, X., O'Reilly, S. Y., Griffin, W. L., et al., 2005. Relict Proterozoic basement in the Nanling mountains (SE China) and its tectonothermal overprinting. *Tectonics*, 24, TC2003, doi:10.1029/2004 TC001652.
- Yang, Z., Sun, Z. M., Yang, T., et al., 2004. A long connection (750–380 Ma) between South China and Australia: Paleomagnetic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 220: 423–434.
- Yu, J. H., Zhou, X. M., O'Reilly, Y. S., et al., 2005a. Formation history and protolith characteristics of granulite facies metamorphic rock in Central Cathaysia. *Chinese Science Bulletin*, 50(18): 2080–2089 (in Chinese).
- Yu, J. H., Zhou, X. M., Zhao, L., et al., 2005b. Mantle-crust interaction generating the Wuping granites—Evidenced from Sr-Nd-Hf-U-Pb isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, 21: 651–664 (in Chinese with English abstract).
- Zhao, L., Yu, J. H., Xie, L., 2004. Geochemistry and origin of the Hongshan topaz-bearing leucogranites in south-western Fujian Province. *Geochimica*, 33: 372–386 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, Y. F., 2003. Neoproterozoic magmatic activity and global change. *Chinese Science Bulletin*, 48(16): 1705–1720 (in Chinese).

### 附中文参考文献

- 陈忠权, 李文辉, 郭良, 2001. 粤东北发现元古宙花岗岩. *广东地质*, 16(4): 16–21.
- 丁兴, 周新民, 孙涛, 2005. 华南陆壳基底的幕式生长——来自广东古寨花岗岩闪长岩中锆石 LA-ICPMS 定年的信息. *地质论评*, 51(4): 382–392.
- 广东省地质矿产局, 1988. 广东省区域地质志. 北京: 地质出版社.
- 孙涛, 周新民, 陈培荣, 等, 2003. 南岭东段中生代强过铝花岗岩成因及其大地构造意义. *中国科学(D 辑)*, 33(12): 1209–1218.
- 于津海, 周新民, O'Reilly, Y. S., 等, 2005a. 南岭东段基底麻粒岩相变质岩的形成时代和原岩性质. *科学通报*, 50(18): 2080–2089.
- 于津海, 周新民, 赵蕾, 等, 2005b. 壳幔作用导致武平花岗岩形成——Sr-Nd-Hf-U-Pb 同位素证据. *岩石学报*, 21: 651–664.
- 赵蕾, 于津海, 谢磊, 2004. 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*, 33: 372–386.
- 郑永飞, 2003. 新元古代岩浆活动与全球变化. *科学通报*, 48(16): 1705–1720.