

# 华南前寒武纪大陆地壳的形成和演化

郑永飞 张少兵

(中国科学院壳幔物质与环境重点实验室, 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026. E-mail: yfzheng@ustc.edu.cn)

**摘要** 华南存在U-Pb年龄老达 3.8 Ga的锆石, 对应的Hf模式年龄高达 4 Ga, 说明华南存在晚冥古代地壳残片. 此外, 在西藏发现U-Pb年龄老达 4.1 Ga的碎屑锆石, 这是目前中国报道的最老锆石. 这些结果意味着, 晚冥古代大陆地壳可能比先前认为的要广泛, 只是它们绝大多数已经再造成为太古宙地壳. 根据目前已经获得的锆石U-Pb定年和Hf同位素分析结果, 可见华南陆壳的生长始于太古宙早期, 在古元古代时期发生克拉通化达到相对稳定. 中国大陆参与板块构造活动的时间可追溯到冥太古代. 在新元古代时期伴随Rodinia超大陆的聚合和裂解, 大量的岩浆活动出现导致华南克拉通的初始破坏和再造. 但是, 太古宙和古元古代地壳物质在华南直接以岩石的形式出露地表的并不多, 而大部分表现为零散的地壳残片形式. 不过, 新元古代岩浆活动的产出与否, 依然是区别华南与华北的重要标志.

**关键词** 太古宙 古元古代 大陆地壳 生长 再造 华南

了解大陆早期地壳的形成和演化是重建其构造格局、追溯其演化历史的重要基础<sup>[1~3]</sup>. 众所周知, 华北出露有大量的太古宙岩石, 最老的锆石年龄为 3.85 Ga<sup>[4]</sup>. 相比而言, 华南则十分缺乏太古宙年龄的地壳. 长期以来, 这一差别一直被认为是区分华北与华南前寒武基底最重要的标志之一. 但是, 随着同位素年龄数据的不断累积, 特别是最近发表的一系列锆石U-Pb年龄数据<sup>[5~11]</sup>, 人们在华南地壳岩石中发现了越来越多的太古宙至古元古代的同位素年龄信息. 这些新的年龄信息不仅揭示了华南古老地壳物质的存在, 而且证实华南可能存在古老的太古宙地壳基底<sup>[12]</sup>.

华南由扬子陆块和华夏陆块沿早新元古代江南造山带拼合而成. 二者在前寒武纪基底的形成和演化上总体具有不一致性. 一般认为, 扬子陆块的古老岩石是湖北省宜昌附近的崆岭杂岩, 包括 2.9~2.95 Ga的TTG质片麻岩和混合岩, 1.9~2.0 Ga的变沉积岩(其中含大量的太古宙碎屑锆石), 以及少量的透镜状产出的角闪岩和镁铁质麻粒岩<sup>[13,14]</sup>. 而华夏陆块的古老岩石则为出露在浙西南—闽西北一带的八都群, 年龄为 1.8~2.0 Ga左右<sup>[15~18]</sup>. 这些古老岩石的出露表明, 扬子陆块和华夏陆块可能存在太古宙至古元古代的地壳基底. 最近, 在华南不同地区岩石中发现了太古宙至古元古代的锆石U-Pb年龄<sup>[5~11]</sup>, 进一步说明这一古老的地壳基底可能广泛分布于华南. 因此,

对于研究中国前寒武纪地壳的形成和演化来说, 认识古老克拉通形成和破坏的时间和过程, 正在逐渐成为国内外地球科学界较为关注的前沿和热点问题之一.

## 1 华南太古宙地壳生长

表 1 总结了在华南发现的所有微区 U-Pb 分析方法(SIMS 和 LA-ICPMS)获得的太古宙锆石年龄信息. 这些太古宙陆壳物质在华南的分布如图 1 所示.

从表 1 可以看到, 扬子陆块太古宙信息主要有以下几类: ( ) 太古宙岩石; ( ) 火山岩中捕获的太古宙锆石; ( ) 岩浆岩或变质岩中的锆石继承核; ( ) 沉积岩中的碎屑锆石. 太古宙岩石为出露于扬子陆块北部的崆岭杂岩中的TTG质片麻岩和混合岩, SHRIMP和LA-ICPMS分析表明<sup>[8,14]</sup>, TTG质岩浆活动的年龄在 2.9~2.95 Ga左右, 部分锆石继承核的年龄为 3.2 Ga左右. 对 2.9 Ga左右的锆石颗粒和 3.2 Ga左右的继承核进行的Hf同位素分析表明, 它们都具有负的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值和约 3.5 Ga的两阶段Hf模式年龄, 说明崆岭早期的地壳物质可能在古太古代就已经从地幔中分异出来<sup>[8]</sup>. 火山岩中的捕获锆石有: Zheng等<sup>[11]</sup>在湖北京山、湖南宁乡、贵州镇远的 3 个煌斑岩筒中发现了大量的太古宙锆石, 年龄主要分布在 2.9~2.8 和 2.6~2.5 Ga, 这说明崆岭所代表的太古宙基底在扬子陆块的分布范围非常广泛. 这些太古宙锆石具有

表1 华南岩石中的太古宙锆石微区分析 U-Pb 年龄

序号	省份	产地	岩性	分析方法	年龄/Ma	参考文献
1a	湖北	宜昌崆岭	奥长花岗岩片麻岩	SIMS 谐和点	3051±12, 2739±18	Qiu等 <sup>[14]</sup>
				SIMS 谐和点	2947±5(n=14), 2903±10(n=6)	Qiu等 <sup>[14]</sup>
			变泥质岩	SIMS 谐和点	3275±22, 3234±12, 3133±14, 3118±46, 2950±14, 2871±14, 2745±16, 2644±16	Qiu等 <sup>[14]</sup>
				SIMS 不一致线交点	2974±49	Qiu等 <sup>[14]</sup>
			混合岩	SIMS 不一致线交点	2916±31	Zhang等 <sup>[8]</sup>
			混合岩	LA-ICPMS 不一致线交点	2936±28	Zhang等 <sup>[8]</sup>
			混合岩	LA-ICPMS 不一致线交点	2947±28	Zhang等 <sup>[8]</sup>
			混合岩	LA-ICPMS 谐和点	3253±16, 3234±14, 3124±17, 3114±17, 3125±16, 3135±19, 3113±25	Zhang等 <sup>[8]</sup>
			片麻岩	LA-ICPMS 不一致线交点	2930±44	Zhang等 <sup>[8]</sup>
			奥长花岗岩片麻岩	LA-ICPMS 不一致线交点	2858±25	Zhang等 <sup>[8]</sup>
英云闪长质片麻岩	LA-ICPMS 不一致线交点	2893±29	Zhang等 <sup>[8]</sup>			
1b	湖北	宜昌莲沱	莲沱组凝灰岩	SIMS 不一致线交点	2760±50	马国干等 <sup>[19]</sup>
			莲沱组砂岩	LA-ICPMS 谐和点	3235±17, 3120±18, 3508±20, 3196±18, 3369±21, 3319±18, 3267±21	柳小明等 <sup>[20]</sup>
			莲沱组砂岩	SIMS 谐和点	3802±8, 3445±10, 2942±42	Zhang等 <sup>[10]</sup>
			莲沱组砂岩	LA-ICPMS 谐和点	3306±15, 2951±18	Zhang等 <sup>[10]</sup>
1c		宜昌南沱	南沱组砂岩	LA-ICPMS 谐和点	3437±15, 3502±16, 3086±18	柳小明等 <sup>[20]</sup>
2	湖北	京山	煌斑岩	LA-ICPMS 谐和点	2614±8, 2708±7, 2559±8, 2751±8	Zheng等 <sup>[11]</sup>
3	湖北	罗田黄土岭	麻粒岩	SIMS 谐和点	2723±5, 3443±13	吴元保等 <sup>[21]</sup>
4	安徽	潜山双河	榴辉岩	SIMS 不一致线交点	2489±25	陈道公等 <sup>[22]</sup>
5	安徽	马鞍山龙王山	黑云母副片麻岩	SIMS 不一致线交点	2458±76	Chavagnac等 <sup>[23]</sup>
			安粗岩	SIMS 谐和点	2485±9, 3098±1, 2421±22, 2592±10	张旗等 <sup>[24]</sup>
6	山东	五莲石场	中生代花岗岩	LA-ICPMS 不一致线交点	3565±280	Huang等 <sup>[25]</sup>
7	湖南	宁乡	煌斑岩	LA-ICPMS 谐和点	2415±12, 2835±10, 2485±8, 2525±7, 2751±8, 2980±7, 2487±8, 2434±8, 2492±8, 2441±8, 2740±9	Zheng等 <sup>[11]</sup>
				SIMS 谐和点	2461±30, 2465±17, 2459±10	尹崇玉等 <sup>[26]</sup>
				LA-ICPMS 谐和点	2576±9, 2632±10	Zheng等 <sup>[11]</sup>
				SIMS 谐和点	2770±27, 2696±41, 2818±8, 2432±26	李献华等 <sup>[17]</sup>
11	福建	桃溪	麻粒岩	LA-ICPMS 不一致线交点	2523±26	于津海等 <sup>[27]</sup>
12	云南	昆明梅树村组	寒武纪斑脱岩	SIMS 谐和点	2955±24, 2914±6	Compston等 <sup>[28]</sup>
13	四川	攀西会理	碱性正长岩	SIMS-207/206 点	2692±12, 2818±14	刘红英等 <sup>[29]</sup>
14	四川	冕宁沙坝	花岗质片麻岩	SIMS 谐和点	2468±11	陈岳龙等 <sup>[30]</sup>
15	广东	古寨	花岗闪长岩	LA-ICPMS 不一致线交点	2708±100	丁兴等 <sup>[31]</sup>
16a	广东	南雄澜河	片麻岩	LA-ICPMS 谐和点	2517±9	Xu等 <sup>[5]</sup>
			泥盆纪沉积物	LA-ICPMS 谐和点	2669±9	Xu等 <sup>[5]</sup>
16b		南雄潭溪	片麻岩	LA-ICPMS 谐和点	2479±18.5, 2497±17, 2558±16, 3099±15.5, 3755±15, 2504±17, 2650±16.3, 2498±16.9, 2487±16.7	于津海等 <sup>[2]</sup>
				LA-ICPMS 不一致线交点	2577±48, 3004±630	于津海等 <sup>[6]</sup>

负的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值, 说明其寄主岩浆是由古老的地壳物质重熔形成的, 也就是说地壳生长发生在太古宙早期. 张旗等<sup>[24]</sup>在安徽马鞍山龙王山组安粗岩中发现了 2.5~ 3.2 Ga 的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄; 崆岭以南的宜昌莲沱新元古代凝灰岩 SHRIMP 不一致线上交点年

龄为 2.76 Ga<sup>[19]</sup>. 岩浆岩和变质岩中的太古宙继承锆石核在扬子陆块广泛分布. 例如, 刘红英等<sup>[29]</sup>在攀西会理猫猫沟碱性正长岩中报道了具有 2.7~2.8 Ga SHRIMP 年龄的锆石继承核; 陈岳龙等<sup>[30]</sup>在四川冕宁沙坝的花岗质片麻岩中也发现了约 2.5 Ga 的继承

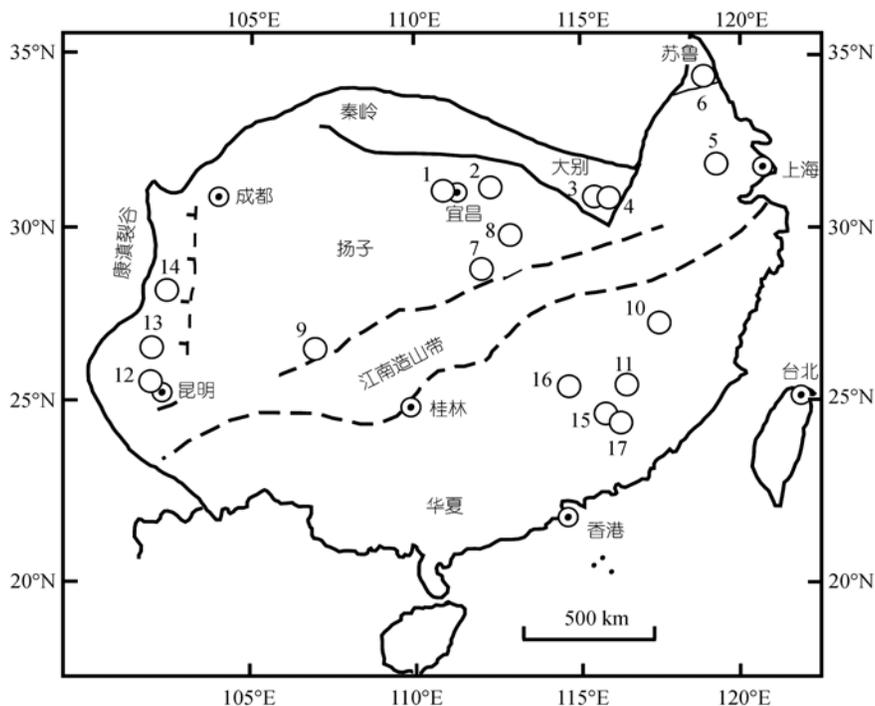


图 1 太古宙地壳残片在华南的分布示意图  
图中的数字对应表 1 中的序号

核。另外，大别-苏鲁造山带中的许多变质岩和岩浆岩中都发现了太古宙继承核或上交点年龄。例如，大别的黄土岭<sup>[21]</sup>和双河<sup>[22,23]</sup>以及苏鲁的五莲<sup>[25]</sup>。扬子陆块的沉积岩中，Compston等<sup>[28]</sup>在云南昆明附近寒武系底部梅树村组斑脱岩中得到了 2.91~2.96 Ga 的太古宙年龄。柳小明等<sup>[20]</sup>则在宜昌三峡地区的莲沱组和南沱组砂岩中发现了 3.32~3.51 Ga 年龄的碎屑锆石。Zhang等<sup>[10]</sup>在三峡大坝的莲沱组砂岩中发现了一颗 U-Pb 年龄老达 3.8 Ga 的碎屑锆石，并且具有负  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值 -0.8 和 Hf 模式年龄 3.96~4.00 Ga (图 2(a))。这证明扬子陆块存在冥太古代地壳残片，地壳生长则早达冥古宙晚期。

太古宙年龄在华夏陆块的记录主要表现为锆石残留核和碎屑锆石。李献华等<sup>[17]</sup>在福建建宁古元古代斜长角闪岩中发现了 2.7~2.8 Ga 左右的残留核；Xu 等<sup>[5]</sup>在南岭地区粤北澜河片麻岩和泥盆纪沉积岩中发现了 2.5~2.7 Ga 的锆石；于津海等<sup>[27]</sup>在南岭东段的桃溪麻粒岩中报道了 2.5 Ga 的 LA-ICPMS 不一致线上交点年龄；丁兴等<sup>[31]</sup>报道了粤东古寨花岗闪长岩的 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 年龄，发现了 2.7 Ga 左右的信息；于津海等<sup>[6]</sup>在粤东北龙川片麻岩中发现了 2.5~3.0 Ga 的碎屑锆石；于津海等<sup>[7]</sup>

在粤北南雄地区的潭溪片麻岩中报道了 ~2.5, 3.0~3.2 和 3.76 Ga 的碎屑锆石。对南岭地区的这些太古宙锆石的 Hf 同位素分析发现<sup>[5~7]</sup>，它们同时具有正和负的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值，说明这些锆石的母岩中既有新生的地壳物质，又有再造的古老地壳。虽然于津海等<sup>[7]</sup>发现的 U-Pb 年龄老达 3.76 Ga 的锆石只有一颗 (图 2(b))，并且具有负  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值 -1.6 和 Hf 模式年龄 3.95~4.07 Ga。这说明华夏陆块存在冥太古代地壳残片，地壳生长也早达冥古宙晚期。因此，华夏陆块的基底除了出露于浙西南、闽西北的古元古代八都群和麻源群之外，还可能有太古宙的地壳物质。

从图 1 中可以看到，太古宙陆壳物质在扬子陆块的各个区域均有分布，而在华夏陆块则主要分布于中部。太古宙地壳残片在华南的广泛分布说明，太古宙是华南陆壳生长的重要时期。在华南周边的一些地区，近年来同样发现了一些太古宙的信息。Lan 等<sup>[32]</sup>对华南与越南交界附近、红河断裂南边的 Cavin 杂岩中各种片麻岩进行了单颗粒 TIMS 锆石 U-Pb 定年，发现了 2.5~2.8 Ga 的年龄。最近，多吉等<sup>[33]</sup>在西藏西部普兰县的石英片岩中发现了一颗 U-Pb 年龄老达 4.1 Ga 的碎屑锆石 (图 2(c))，这可能提供了中国存在冥古宙地壳残片的证据。

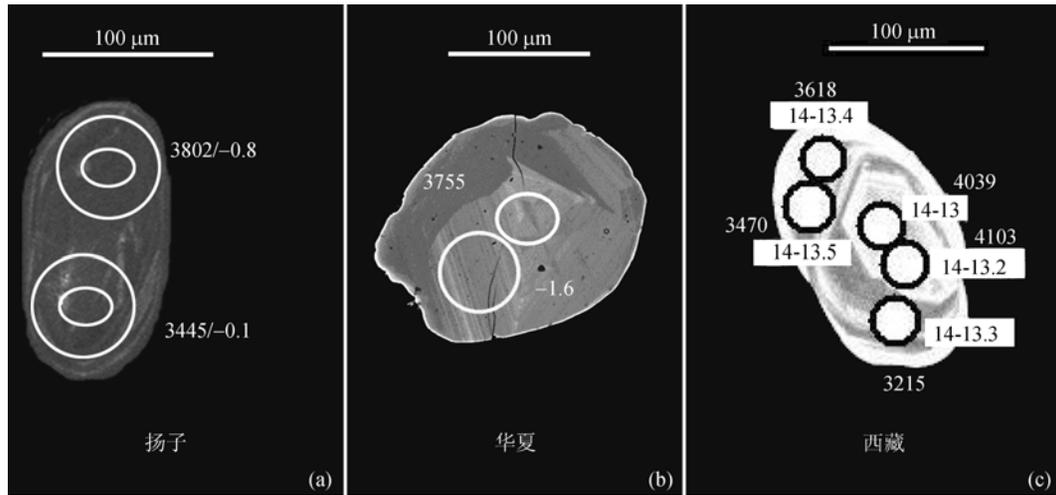


图2 扬子、华夏和西藏的冥太古代锆石颗粒  
对 U-Pb 年龄与部分  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值进行了标记。图片(a)和(c)为阴极发光照片, (b)为背散射照片

## 2 华南古元古代陆壳再造

古元古代的年龄信息在华南也广泛存在(表 2)。在扬子陆块北部的崆岭地区, Qiu等<sup>[14]</sup>在奥长花岗片麻岩和变泥质岩中分别得到了 1.99 和 1.93 Ga 的 SHRIMP 谐和年龄; Zhang等<sup>[8]</sup>在一个混合岩的锆石增生边上得到了 2.0 Ga 左右的谐和年龄, 并把它解释为混合岩化时间。崆岭变沉积岩中也记录了相似的 1.9~2.0 Ga 的变质年龄。这些年龄说明崆岭杂岩在古元古代时期经历了一次构造热事件<sup>[9]</sup>。华南北缘古元古代变质-岩浆事件的确定表明, 华南与华北<sup>[46]</sup>一样经历Columbia超大陆的聚合过程。因此, 这为研究华南在Columbia超大陆再造中的位置提供了重要的地质年代学依据。在华夏陆块的浙西南—闽西北一带也出露有古元古代的变质基底, 主要以八都群(麻源群)为代表, 其变质程度为角闪岩相, 以黑云斜长变粒岩为主体, 另有云母石英片岩、斜长角闪岩等, 并遭受了混合岩化作用<sup>[15]</sup>。对八都群以及相关的花岗质岩石的同位素定年工作表明, 其年龄为 1.8~2.0 Ga 左右<sup>[15-17]</sup>。这些结果表明, 华南古元古代岩石的存在是毫无疑问的。

类似的古元古代年龄在许多其他地区乃至在整个华南都有记录, 说明古元古代基底在华南的存在范围可能非常广泛。前文提到的许多有太古宙年龄的地方同时也记录了古元古代的信息, 包括湖北京山、湖南宁乡、贵州镇远的三个煌斑岩筒<sup>[11]</sup>, 大别山黄土岭麻粒岩<sup>[21]</sup>, 安徽马鞍山龙王山组安粗岩<sup>[24]</sup>,

云南昆明梅树村组斑脱岩<sup>[28]</sup>, 粤北潭溪片麻岩<sup>[7]</sup>, 粤东古寨花岗闪长岩<sup>[31]</sup>。除此之外, 华南古元古代的年龄信息还有: 尹崇玉等<sup>[26]</sup>报道了湖南石门南华系的新元古代凝灰岩中 4 个 1.90~1.99 Ga 的 SHRIMP 年龄; 彭头平等<sup>[45]</sup>在云南临沧黑云母花岗岩中测得一个 1.98 Ga 的 SHRIMP 年龄; Bryant等<sup>[35]</sup>在大别造山带的白马尖中生代花岗岩中发现了 1.8~2.0 Ga 的锆石残留核。与此相似, 在山东五莲的中生代花岗岩中也发现了 1.87 Ga 的锆石残留核和 2.0 Ga 的上交点年龄<sup>[25]</sup>。在扬子陆块北缘的大别-苏鲁造山带中, 除了中生代花岗岩以外, 代表扬子陆壳俯冲并折返的超高压变质岩中也记录了类似的古元古代年龄, 尤其是 1.8~1.9 Ga 的年龄, 主要分布地点有大别的双河、五庙、黄镇、英山和苏鲁的荣成、威海、三清阁等<sup>[34,36-44]</sup>。Zheng等<sup>[40]</sup>在五庙片麻岩中发现了 2.15 Ga 的继承锆石, 对应着  $(8.5 \pm 0.6)$  的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值和 2.19 Ga 的模式年龄。双河大理岩中榴辉岩锆石 SHRIMP 法 U-Pb 不一致线上交点年龄为 1.82 Ga<sup>[37]</sup>, 与围岩片麻岩锆石 Hf 模式年龄 1.82 Ga<sup>[40]</sup> 一致。新店大理岩中榴辉岩含有 LA-ICPMS 年龄为 1.81 Ga 的古元古代锆石<sup>[37]</sup>。这些古元古代年龄锆石是碎屑锆石, 其源区就是新元古代裂谷活动时的裂谷肩部古老围岩, 在裂谷盆地灰岩沉积时风化成为碎屑沉积到灰岩中来的。

图3为古元古代陆壳物质在华南的分布情况。从图3中可以看到, 古元古代陆壳物质广泛分布在扬子陆块和华夏陆块的不同地区。对具有古元古代年龄锆石的 Hf 同位素数据分析表明华南古元古代事件主

表 2 华南岩石中的古元古代锆石微区分析 U-Pb 年龄

序号	省份	产地	岩性	分析方法	年龄/Ma	参考文献
1a	湖北	宜昌崆岭	奥长花岗岩片麻岩	SIMS 谐和点	1992±16	Qiu等 <sup>[14]</sup>
			变泥质岩	SIMS 谐和点	1933±50	Qiu等 <sup>[14]</sup>
			混合岩	SIMS 谐和点	2013±20	Zhang等 <sup>[8]</sup>
			混合岩	LA-ICPMS 谐和点	1980±72(n=9)	Zhang等 <sup>[8]</sup>
			变泥质岩	LA-ICPMS 不一致线交点	1948±46, 1979±22	Zhang等 <sup>[9]</sup>
			角闪岩	LA-ICPMS 不一致线交点	1943±44	Zhang等 <sup>[9]</sup>
			1b	湖北	宜昌莲沱	莲沱组砂岩
莲沱组砂岩	LA-ICPMS 谐和点	1954±18				Zhang等 <sup>[10]</sup>
2	湖北	京山	煌斑岩	LA-ICPMS 谐和点	2033±8, 1995±8, 2008±8, 2013±8, 2000±8, 2009±9, 2008±10, 2013±8, 2015±10	Zheng等 <sup>[11]</sup>
				LA-ICPMS 不一致线交点	2040±23	Zheng等 <sup>[11]</sup>
3a	湖北	罗田黄土岭	麻粒岩	SIMS 不一致线交点	2052±100	吴元保等 <sup>[2]</sup>
3b	湖北	英山万家老屋	片麻岩	SIMS-207/206 点	2230±10, 2122±39	吴元保等 <sup>[34]</sup>
4a	安徽	岳西白马尖	中生代花岗岩	SIMS 207/206 年龄	1805±375, 1865±56, 1929±25, 1844±86, 2023±41	Bryant等 <sup>[35]</sup>
4b	安徽	潜山双河	硬玉石英岩	SIMS 不一致线交点	1921±23	Ayers等 <sup>[36]</sup>
			榴辉岩	SIMS 不一致线交点	1816±14	Wu等 <sup>[37]</sup>
			大理岩	SIMS 207/206 年龄	1956±31, 1773±23, 1646±29, 1651±25, 1873±13	Liu等 <sup>[38]</sup>
4c	安徽	潜山新店	榴辉岩	LA-ICPMS 207/206 年龄	1806±32	Wu等 <sup>[37]</sup>
4d	安徽	太湖五庙	榴辉岩	SIMS 207/206 年龄	1861±32	Maruyama等 <sup>[39]</sup>
			片麻岩	LA-ICPMS 不一致线交点	2147±22	Zheng等 <sup>[40]</sup>
5a	安徽	马鞍山龙王山	安粗岩	SIMS 谐和点	1839±6	张旗等 <sup>[24]</sup>
5b	安徽	黄镇	榴辉岩	SIMS 不一致线交点	1896±34	陈道公等 <sup>[41]</sup>
			榴辉岩	SIMS 不一致线交点	1817±102	Li等 <sup>[42]</sup>
6a	山东	荣成	榴辉岩	SIMS 不一致线交点	1838±41	唐俊等 <sup>[43]</sup>
		海洋所	角闪岩	LA-ICPMS 谐和点	1719±18 (n=6)	唐俊等 <sup>[43]</sup>
6b	山东	威海	榴辉岩	SIMS 不一致线交点	1822±25	Yang等 <sup>[44]</sup>
6c	山东	五莲七宝山	中生代花岗岩	LA-ICPMS 谐和点	1873±56	Huang等 <sup>[25]</sup>
		五莲大店	中生代花岗岩	LA-ICPMS 不一致线交点	1999±280	Huang等 <sup>[25]</sup>
6d	山东	三清阁	大理岩	SIMS 207/206 年龄	1698±30, 1841±12, 1824±9, 2012±77, 2007±61, 1908±10	Liu等 <sup>[38]</sup>
7	湖南	宁乡	煌斑岩	LA-ICPMS 谐和点	2005±8, 2200±10, 2364±8	Zheng等 <sup>[11]</sup>
8	湖南	石门溁水河组	凝灰岩	SIMS 谐和点	1971±18, 1811±72, 1986±30, 1976±50	尹崇玉等 <sup>[26]</sup>
9	贵州	镇远	煌斑岩	LA-ICPMS 谐和点	1786±12	Zheng等 <sup>[11]</sup>
10	福建	建宁天井坪	斜长角闪岩	SIMS 谐和点	2026±14, 1745±40, 1780±40, 1795±29, 1773±19, 1776±25, 1845±26, 1737±18, 1784±28, 1757±26	李献华等 <sup>[17]</sup>
11	云南	临沧	花岗岩	SIMS 谐和点	1977±44	彭头平等 <sup>[45]</sup>
12	云南	昆明梅树村组	寒武纪斑脱岩	SIMS 谐和点	1854±20, 1842±13, 2069±23	Compston等 <sup>[28]</sup>
13	四川	冕宁沙坝	麻粒岩	SIMS 谐和点	1990±22	陈岳龙等 <sup>[30]</sup>
14	广东	龙川	片麻岩	LA-ICPMS 不一致线交点	1720±21	于津海等 <sup>[6]</sup>
15	广东	古寨	花岗闪长岩	LA-ICPMS 不一致线交点	1718±80	丁兴等 <sup>[31]</sup>
16	广东	南雄潭溪	片麻岩	LA-ICPMS 谐和点	1717±18.9, 1630±20.6, 1670±18.2	于津海等 <sup>[7]</sup>

要表现为古老地壳的再造。Zheng等<sup>[11]</sup>报道了湖北京山煌斑岩中捕获的古元古代锆石的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值, 其变化范围较大, 但均为负值。在湖南宁乡煌斑岩中只有一粒锆石具有 2.0 Ga 左右的谐和年龄, 对应的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值为 -10。对崆岭地区变沉积岩的 Hf 同位素分析表明,

其源区物质为各种太古宙岩石, 因此, 它们 1.97 Ga 左右的变质年龄记录了扬子北部的一次地壳再造事件<sup>[9]</sup>, 可能与 Columbia 超大陆聚合<sup>[46,47]</sup> 有关。莲沱砂岩中 1.95 Ga 的锆石  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值为 -25~-14, 同样记录了地壳的再造<sup>[10]</sup>。不过, 大别山变质火成岩分别出现

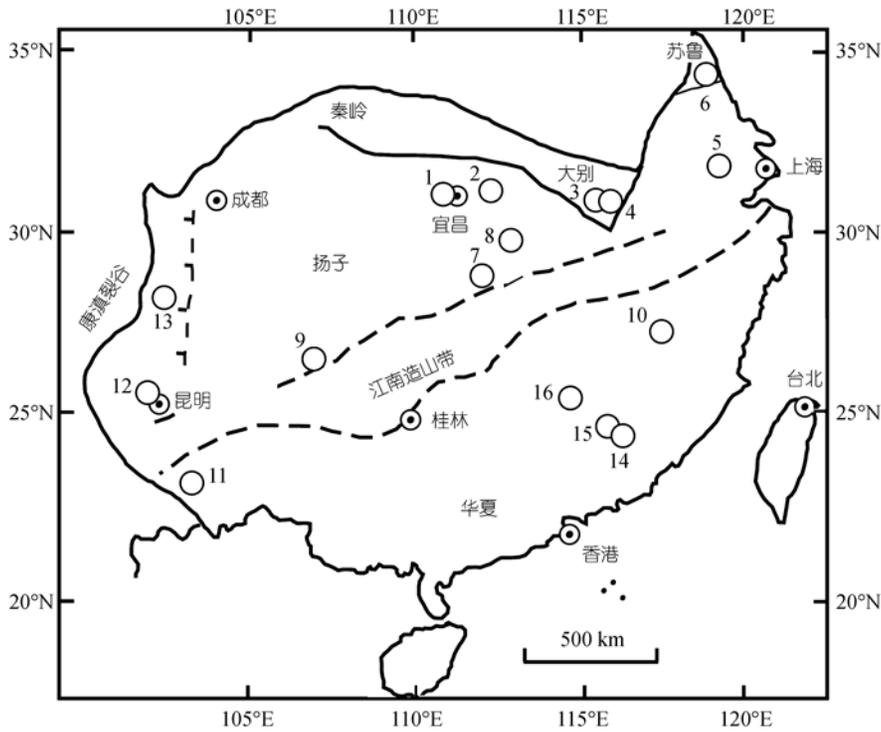


图3 古元古代陆壳物质在华南的分布示意图  
图中的数字对应表2中的序号

两个一致的锆石 U-Pb 和 Hf 横式年龄 2.15 Ga 和 1.82 Ga, 可能说明华南存在古元古代的初生地壳残片。

对表 1 和 2 列出的所有年龄进行了统计. 同一个地区一组相似的年龄, 只取其加权平均值, 以避免出现因多次测量而频率很高的假象. 从统计结果来看 (图 4), 华南古元古代到太古宙的陆壳物质可以按年龄划分为 7 组, 分别是 1.8~2.0, ~2.5, ~2.7, ~3.0, ~3.2,

~3.5 和 3.75 Ga. 它们可能分别对应着不同时期的幕式岩浆活动事件, 但是每次岩浆活动的强度和性质尚有待于进一步研究. 不过, 2.0~1.8 Ga 期间变质作用和岩浆活动事件在扬子陆块北部同时出现<sup>[9]</sup>, 指示华南在 Columbia 超大陆聚合事件中出现了象俯冲-碰撞这样的板块构造过程。

### 3 华南新元古代地壳生长和再造

华南区别于华北的一个显著特征是华南广泛产出新元古代岩浆岩<sup>[12]</sup>, 尤其是 820 和 750 Ma 这两期大规模岩浆活动<sup>[48-55]</sup>, 它们记录了华南在新元古代时期的生长和再造, 可能于 Rodinia 超大陆的裂解有关。

Zheng 等<sup>[40]</sup>在应用锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素分析研究大别造山带中超高压榴辉岩和片麻岩的原岩性质时发现, 它们的原岩为 ~750 Ma 的镁铁质和长英质岩浆岩, 并包含少量的古元古代地壳. 其  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值可以分为两组, 12.9~5.9 为一组, 2.3~ -2.7 为一组, 分别对应新元古代的新生地壳和再造的古老地壳. Wu 等<sup>[54]</sup>在研究皖南花岗闪长岩时发现, 其锆石 U-Pb 年龄具有 ~824 和 ~882 Ma 两组, 全岩 Nd 和锆石 Hf 同位素

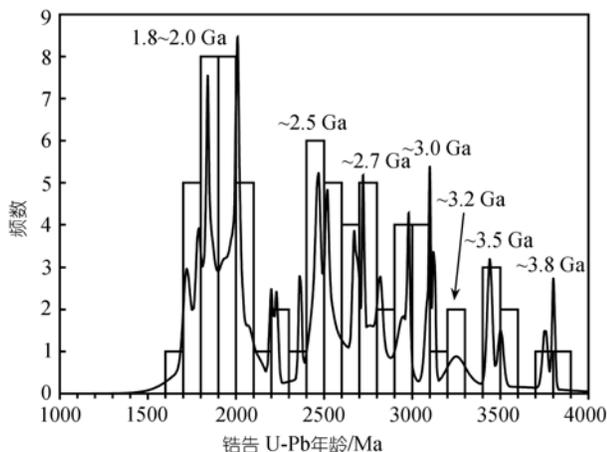


图4 华南太古宙和古元古代锆石微区分析 U-Pb 年龄统计直方图

具有“类地幔”特点, 对应正的锆石  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值、高 A/CNK 比值和高  $\delta^{18}\text{O}$  值。基于这些数据, Wu 等<sup>[54]</sup>认为在 900 Ma 左右存在一次弧陆碰撞事件, 然后这些初生地壳被迅速风化沉积, 在 820 Ma 左右由于造山带拉张垮塌引起熔融形成皖南兼具“类地幔”特点的 S 型花岗闪长岩。因此, 这些花岗闪长岩标志着华南陆壳在新元古代的生长和再造。也就是说, 华南在新元古代时期的地壳再造既包括对古老地壳的再造, 也包括对新生地壳的再造。湖南宁乡、贵州镇远煌斑岩中捕获的新元古代锆石具有 -9 到 +15 的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值<sup>[11]</sup>, 同样也指示了华南陆壳在新元古代时期的生长和再造。

华南陆壳的增生不仅以弧陆碰撞的形式发生在新元古代早期((900 ± 20) Ma)<sup>[54]</sup>, 而且以裂谷岩浆的形式发生在约 750 Ma 左右<sup>[40]</sup>。对华南 ~825 Ma 和 760~750 Ma 的两期花岗质岩石进行的 Hf-O 同位素研究发现<sup>[56]</sup>, ~825 Ma 的花岗质岩石具有 -3.4 ~ -1.6 的中性  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值和 8.7‰~10.4‰ 的高  $\delta^{18}\text{O}$  值, 而 760~750 Ma 的双峰式侵入岩则以 3.5 到 9.9 的正  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值和 4.2‰~6.2‰ 的低  $\delta^{18}\text{O}$  值为特征, 说明在后者的形成过程中有显著的亏损地幔加入。显然, 在 ~825 Ma 岩浆作用时只有软流圈地幔的热量供应, 而在 750 Ma 时由于 Rodinia 超大陆裂解岩浆作用既有地幔热量又有地幔物质供应。

#### 4 华南前寒武纪大陆地壳形成和演化

华南地区在扬子和华夏陆块均发现了一粒 U-Pb 年龄老达 3.8 Ga 的冥太古代的锆石(图 2(a)和(b)), 它们的 Hf 模式年龄均高达 4 Ga。华北早就报道有 3.85 Ga 年龄锆石的存在<sup>[4]</sup>。尽管 U-Pb 年龄老达 3.8 Ga 的锆石在华南数量上很少, 但是 3.8 Ga 锆石在华南和华北的产出可能说明, 它们从冥太古代起就经历了相似时间地质事件的改造。因此, 中国大陆参与板块构造活动的时间可追溯到冥太古代。西藏地区 4.1 Ga 碎屑锆石是目前中国报道的最老的锆石(图 2(c)), 在邻区的印度尚未发现, 而只有澳大利亚有这个年龄的锆石产出<sup>[3]</sup>。这可能说明, 这颗西藏的冥古宙晚期锆石来自澳大利亚, 经印度中转来到中国南部大陆边缘。因此这几个大陆之间在前寒武纪时间存在一定的联系, 可能同属 Rodinia 超大陆的一部分。结合在华夏和扬子陆块发现的老达 ~4 Ga 年的锆石 Hf 模式年龄<sup>[7,10]</sup>, 这些结果意味着冥古宙晚期大陆地壳可能比先前认为的要广泛, 只是它们绝大多数已经再造成为太古宙地壳。

图 5 总结了已有的华南前寒武纪锆石 U-Pb 年龄与 Hf 同位素模式年龄之间的关系。根据这些结果, 可以大致勾画出华南地壳前寒武纪演化的大概轮廓。华南最早的陆核(崆岭)可能自早太古宙(>3.2 Ga)就开始形成, 经过中晚太古宙的生长和古元古代(1.8~2.0 Ga)的再造而克拉通化。超大陆形成是大陆岩石圈加厚过程, 而超大陆裂解是大陆岩石圈边缘减薄过程。华夏与扬子陆块在新元古代早期通过弧陆碰撞沿江南造山带会聚之时, 也是华南岩石圈加厚之时。当华南在 ~750 Ma 从 Rodinia 裂解时, 只是其北部(现在方位)发生减薄裂开, 而中部的江南造山带只是发生拉张塌陷形成碰撞后岩浆作用。这个时期的岩浆作用可能对华南岩石圈初始减薄发挥了一定作用, 但是其具体程度尚有待研究。不过, 在这个基础上发展起的显生宙岩浆活动不同程度的继承了其下伏基底的物质组成。总体来说, 华南大陆增生早期以初生地壳生长为主。随着地壳的逐渐演化, 初生地壳物质不断加入, 古老地壳物质在不同阶段受到再造, 在新元古代时期既有初生地壳生长和再造, 也有太古宙和古元古代地壳再造。

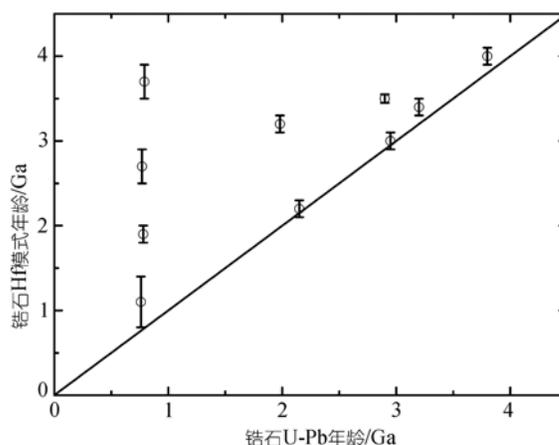


图 5 华南前寒武纪锆石 Hf 模式年龄相对 U-Pb 年龄的关系。数据来自文献<sup>[5-11, 37, 40]</sup>; 锆石 Hf 模式年龄解释的原则<sup>[40]</sup>是: 对正  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值者采用以亏损地幔为储库的单阶段模式, 而对负  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值者则采用以平均大陆地壳为储库的两阶段模式。

太古宙克拉通是那些表现出长期稳定性没有变形的地壳和岩石圈地区。克拉通根部原来是由古大洋岩石圈构成, 机制上或者通过浅俯冲环境下的漂浮底垫形成, 或者通过碰撞环境下的岛弧岩石圈堆砌形成。虽然人们知道相当薄的或者再水化的克拉通岩石圈在地球冷却过程中难以保持长期稳定, 但是对古大陆岩石圈长期稳定性的机制依然知之甚少。

对华北克拉通破坏的化学地球动力学研究发现,大规模岩石圈减薄的时间发生在中生代,但是在减薄机制上存在不同观点.地壳地球化学家认为岩石圈减薄是通过基性下地壳拆沉实现的,启动机制或者是华南陆块俯冲<sup>[57]</sup>,或者是太平洋板块俯冲<sup>[58]</sup>.而地幔地球化学家则认为通过软流圈地幔的热/化学侵蚀实现的,启动机制是类似于地幔柱上升的地幔垂直上涌<sup>[59]</sup>.拆沉与侵蚀之间的差别在于每次减薄移去物质的数量和速率:侵蚀以小批量渐变式进行,而拆沉以大批量突变式进行.也许真实的减薄过程介于两者之间;或者对克拉通边缘造山带岩石圈根部以拆沉减薄为主,而对克拉通内部岩石圈地幔以侵蚀减薄为主.如果岩石圈地幔发生水化,其流变学性质将变得与软流圈地幔相似.一旦受到地幔对流的影响,岩石圈地幔就会发生热化学侵蚀而减薄移去.

类似的岩石圈减薄过程可能同样出现在华南,但是其时间和机制均有待于解决.新元古代时期Rodinia超大陆的聚合和裂解,可能是引起华南克拉通初始破坏的主要过程;显生宙几次幕式造山带岩浆活动,则是残留岩石圈活化和再造的进一步体现.早白垩世时西南太平洋地幔超柱活动引起太平洋板块西向俯冲加速,导致俯冲板块上方软流圈地幔的西向对流加速,在中国东部大陆岩石圈地幔之下形成热异常.这种西向流动的热异常遇到碰撞加厚的造山带根部时引起部分熔融,形成一系列富集型岩浆岩上升到地壳侵位.此外,深俯冲至地幔过渡带的洋壳中蛇纹石由于相转变发生脱水,也可能导致陆下岩石圈地幔的水化熔融而出现减薄.这两个机制之一或者相结合都可能是导致中国东部中生代岩石圈减薄的重要途径.

## 5 结语

大陆地壳生长机制可以看作围绕古老陆核发生弧陆碰撞而不断扩大,而原始陆核的形成则可能与地幔柱岩浆活动有关.这在大规模板块构造开始之前尤其突出.一旦板块运动开始,弧陆碰撞和裂谷岩浆活动则成为大陆地壳侧向增生和垂直生长的两种重要方式.大陆地壳的生长涉及到下列三种类型的再造过程:( )地壳再循环:初生地壳部分熔融形成花岗质岩石;( )壳内再循环:地壳物质的侵蚀及嗣后的沉积和成岩作用,( )壳幔再循环:板块俯冲将地壳物质带入地幔.在超大陆裂解的地方发生大

规模裂谷岩浆活动,而弧后裂谷可能是最终演化为裂解大陆边缘的最有利构造位置.因此,研究大陆的生长和再造同样有助于认识板块构造和地幔柱过程在地球演化过程中的相对作用.

无论大陆增生还是超大陆形成,都是碰撞造山作用的产物.把古碰撞造山带划分成弧-陆碰撞型和陆-陆碰撞型两大类.大陆增生主要通过弧-陆碰撞的方式,大洋弧岩浆作用导致了初生地壳生长.陆-陆碰撞才能导致超大陆形成.不过,在陆-陆碰撞之前往往两者之间存在残留的大洋弧或大陆弧以及由此衍生的弧-陆碰撞造山带.无论哪一种碰撞造山带,均伴有不同深度的俯冲作用,结果形成了不同等级的变质岩,其中蓝片岩相和榴辉岩相变质岩产出本身就是板块构造活动的标志.洋壳俯冲过程中伴有岛弧岩浆作用,但是与陆壳俯冲有关的岩浆活动尚未发现.板块俯冲引起地壳堆砌加厚,碰撞造山带由于重力不稳定和/或岩石圈拉张发生地壳垮塌,结果导致碰撞后岩浆作用.弧-陆碰撞导致大陆增生,而同碰撞岩浆作用才是洋壳向陆壳转化过程中出现壳内化学分异的第一步.碰撞后岩浆作用则是壳内化学分异的第二步.这两个步骤是大陆地壳形成和演化的关键过程.只有这种碰撞造山带内部的地壳熔融和分异,才能形成今天看到的大陆地壳元素和同位素组成.同碰撞和碰撞后岩浆作用是锆石生长的主要过程,因此锆石U-Pb定年和Hf同位素分析的整合研究就能够对大陆地壳的增生和分异提供重要制约.正是由于这些过程,孤陆碰撞带的华南前寒武纪地壳在太古代<sup>[10]</sup>、古元古代<sup>[9]</sup>和新元古代<sup>[54]</sup>发生幕式再造.

大多数化学或矿物学上充分演化的花岗岩都具有对应演化的同位素组成.换句话说,花岗岩的“地壳”或“再循环”化学性质通常在放射成因同位素组成上得到充分反映.具有“类地幔”Nd-Hf同位素组成的花岗岩常常与化学上不太演化的辉长岩和闪长岩共生,后者在体积上要比花岗岩小得多.这类花岗岩表现出高的放射成因Nd-Hf同位素比值,表明它们的源区是富含亏损地幔组分.产生这类富含亏损地幔组分的花岗岩浆的基本机制是初生地壳沿大陆边缘的再造,这可以通过下列两种途径之一来实现:( )弧陆碰撞造山带初生地壳物质的再造<sup>[54]</sup>,( )超大陆裂解过程中初生地壳物质的裂谷重熔<sup>[40]</sup>.

锆石U-Pb定年和Hf同位素分析已经成为定量确

定大陆地壳生长和再造事件的两个最重要手段<sup>[3-11]</sup>。需要指出的是, 岩浆岩锆石 U-Pb 年龄代表地壳熔融物质再造的时间, 但是并不能代表地壳生长的时间<sup>[40]</sup>。由于古老地壳和年轻物质的混合, 全岩 Nd 模式年龄在很多情况下也不能反映地壳生长的真实年龄<sup>[60]</sup>。例如, 大部分华南岩浆岩和沉积岩的 Nd 模式年龄为元古代<sup>[61]</sup>, 但是锆石 Hf 同位素研究揭示出华南地壳在太古宙和元古代时期的幕式生长<sup>[5-11, 40]</sup>。锆石 Hf 模式年龄可以用来制约地壳生长的时间, 前提是不仅其  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  值与同时期亏损地幔  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  值一致, 而且其 Hf 模式年龄与岩浆活动时间一致<sup>[40]</sup>。当根据变质岩中的 Hf 同位素组成推断源岩性质时, 需要应用原岩形成年龄而不是变质年龄来计算  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  值<sup>[40, 62]</sup>。此外, 变质生长锆石的 Hf 同位素比值会不同程度地高于原岩锆石<sup>[6]</sup>。这些基本准则在处理和解释 Hf 同位素数据需要予以注意。

致谢 论文初稿承蒙吴福元和赵国春审阅。

### 参 考 文 献

- Albarede F. The growth of continental crust. *Tectonophysics*, 1998, 296: 1—14[DOI]
- Condie K C. Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. *Tectonophysics*, 2000, 322: 153—162[DOI]
- Nutman A P, Friend C R L, Bennett V C. Review of the oldest (4400~3600 Ma) geological and mineralogical record: Glimpses of the beginning. *Episodes*, 2001, 24: 93—101
- Liu D Y, Nutman A P, Compston W, et al. Remnants of 3800 Ma crust in Chinese part of Sino-Korean craton. *Geology*, 1992, 20: 339—342[DOI]
- Xu X S, O'Reilly S Y, Griffin W L, et al. Relict Proterozoic basement in the Nanling Mountains (SE China) and its tectonothermal overprinting. *Tectonics*, 2005, 24(2): doi: 10.1029/2004TC001652
- 于津海, 王丽娟, 周新民, 等. 粤东北基底变质岩的组成和形成时代. *地球科学*, 2006, 31(1): 38—48
- 于津海, O'Reilly S Y, 王丽娟, 等. 华夏地块古老物质的发现和前寒武纪地壳的形成. *科学通报*, 2007, 52(1): 11—18
- Zhang S B, Zheng Y F, Wu Y B, et al. Zircon isotope evidence for 3.5 Ga continental crust in the Yangtze craton of China. *Precambrian Res*, 2006, 146: 16—34[DOI]
- Zhang S B, Zheng Y F, Wu Y B, et al. Zircon U-Pb age and Hf-O isotope evidence for Paleoproterozoic metamorphic event in South China. *Precambrian Res*, 2006, 151: 265—288[DOI]
- Zhang S B, Zheng Y F, Wu Y B, et al. Zircon U-Pb age and Hf isotope evidence for 3.8 Ga crustal remnant and episodic reworking of Archean crust in South China. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 252: 56—71[DOI]
- Zheng J P, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. Widespread Archean basement beneath the Yangtze craton. *Geology*, 2006, 34: 417—420[DOI]
- 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
- Gao S, Ling W L, Qiu Y M, et al. Contrasting geochemical and Sm-Nd isotopic compositions of Archean metasediments from the Kongling high-grade terrane of the Yangtze craton: Evidence for cratonic evolution and redistribution of REE during crustal anatemies. *Geochim Cosmochim Acta*, 1999, 63: 2071—2088[DOI]
- Qiu Y M, Gao S, McNaughton N J, et al. First evidence of 3.2 Ga continental crust in the Yangtze craton of South China and its implications for Archean crustal evolution and Phanerozoic tectonics. *Geology*, 2000, 28: 11—14[DOI]
- 甘晓春, 李惠民, 孙大中, 等. 浙西南早元古代花岗岩的年龄. *岩石矿物学杂志*, 1995, 14(1): 1—8
- 李曙光, 陈移之, 葛宁洁, 等. 浙西南八都群变火山岩系及变晶糜棱岩的同位素年龄及其构造意义. *岩石学报*, 1996, 12(1): 79—87
- 李献华, 王一先, 赵振华, 等. 闽浙古元古代斜长角闪岩的离子探针锆石 U-Pb 年代学. *地球化学*, 1998, 27(4): 327—334
- Zhao G C, Cawood P A. Tectonothermal evolution of the Mayuan assemblage in the Cathaysia Block: implications for Neoproterozoic collision-related assembly of the South China craton. *Am J Sci*, 1999, 299: 309—339[DOI]
- 马国干, 李华芹, 张自超. 华南震旦纪时限范围的研究. *宜昌地质矿产研究所所刊*, 1984, 8: 1—29
- 柳小明, 高山, 凌文黎, 等. 扬子克拉通 35 亿年碎屑锆石的发现及其地质意义. *自然科学进展*, 2005, 15(11): 1334—1337
- 吴元保, 陈道公, 夏群科, 等. 北大别黄土岭麻粒岩锆石 U-Pb 离子探针定年. *岩石学报*, 2002, 18(3): 378—382
- 陈道公, Deloule E, 夏群科, 等. 大别山双河含柯石英榴辉岩中变质锆石: 离子探针和微区结构研究. *岩石学报*, 2002, 18(3): 367—377
- Chavagnac V, Jahn B M, Villa I M, et al. Multichronometric evidence for an in situ origin of the ultrahigh-pressure terrane of Dabieshan, China. *J Geol*, 2001, 109: 633—646[DOI]
- 张旗, 简平, 刘敦一, 等. 宁芜火山岩的锆石 SHRIMP 定年及其一样. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2003, 33: 309—314
- Huang J, Zheng Y F, Zhao Z F, et al. Melting of subducted continent: element and isotopic evidence for a genetic relationship between Neoproterozoic and Mesozoic granitoids in the Sulu orogen. *Chem Geol*, 2006, 229: 227—256[DOI]
- 尹崇玉, 刘敦一, 高林志, 等. 南华系底界与古城冰期的年龄: SHRIMP II 定年证据. *科学通报*, 2003, 48(16): 1721—1725
- 于津海, 周新民, O'Reilly S Y, 等. 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. *科学通报*, 2005, 50(16): 1758—1766
- Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, et al. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *J Geol Soc London*, 1992, 149: 171—184
- 刘红英, 夏斌, 张玉泉. 攀西会理猫猫沟钠质碱性岩锆石 SHRIMP 定年及其地质意义. *科学通报*, 2004, 49(14): 1431—1438
- 陈岳龙, 罗照华, 赵俊香, 等. 从锆石 SHRIMP 年龄及岩石地球化学特征论四川冕宁康定杂岩的成因. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2004, 34(8): 687—697
- 丁兴, 周新民, 孙涛. 华南陆壳基底的幕式生长——来自广东古寨花岗闪长岩中锆石 LA-ICPMS 定年的信息. *地质论评*, 2005,

- 51(4): 382—392
- 32 Lan C Y, Chung S L, Lo C H, et al. First evidence for Archean continental crust in northern Vietnam and its implications for crustal and tectonic evolution in Southeast Asia. *Geology*, 2001, 29: 219—222[DOI]
- 33 多吉, 温春齐, 郭建慈, 等. 西藏 4.1 Ga 碎屑锆石年龄的发现. *科学通报*, 2007, 52(1): 19—22
- 34 吴元保, 陈道公, Deloule E, 等. 北大别片麻岩的锆石 U-Pb 年龄离子探针测定及其地质意义. *地质论评*, 2001, 47(3): 239—244
- 35 Bryant D L, Ayers J C, Gao S, et al. Geochemical, age, and isotopic constraints on the location of the Sino-Korean/Yangtze suture and evolution of the Northern Dabie Complex, East central China. *Geol Soc Am Bull*, 2004, 116: 698—717[DOI]
- 36 Ayers J C, Dunkle S, Gao S, et al. Constraints on timing of peak and retrograde metamorphism in the Dabie Shan ultrahigh-pressure metamorphic belt, East central China, using U-Th-Pb dating of zircon and monazite. *Chem Geol*, 2002, 186: 315—331[DOI]
- 37 Wu Y B, Zheng Y F, Zhao Z F, et al. U Pb, Hf and O isotopes evidence for two episodes of fluid-assisted zircon growth in marble-hosted eclogites from the Dabie Orogen. *Geochim Cosmochim Acta*, 2006, 70: 3743—3761[DOI]
- 38 Liu F L, Gerdes A, Liou J G, et al. SHRIMP U-Pb zircon dating from Sulu-Dabie dolomitic marble, South China: constraints on prograde, ultrahigh-pressure and retrograde metamorphic ages. *J Metamorph Geol*, 2006, 24: 569—589
- 39 Maruyama S, Tabata H, Nutman A P, et al. SHRIMP U-Pb geochronology of ultrahigh-pressure metamorphic rocks of the Dabie Mountains, Central China. *Cont Dyn*, 1998, 3: 72—85
- 40 Zheng Y F, Zhao Z F, Wu Y B, et al. Zircon U-Pb age, Hf and O isotope constraints on protolith origin of ultrahigh-pressure eclogite and gneiss in the Dabie orogen. *Chem Geol*, 2006, 231: 135—158[DOI]
- 41 陈道公, Deloule E, 程昊, 等. 大别-苏鲁变质岩锆石微区氧同位素特征初探: 离子探针原位分析. *科学通报*, 2003, 48(16): 1732—1739
- 42 Li X P, Zheng Y F, Wu Y B, et al. Low-T eclogite in the Dabie terrane of China: Petrological and isotopic constraints on fluid activity and radiometric dating. *Contrib Mineral Petrol*, 2004, 148: 443—470
- 43 唐俊, 郑永飞, 吴元保, 等. 胶东地块东部变质岩锆石 U-Pb 年龄和氧同位素研究. *岩石学报*, 2004, 20: 1039—1062
- 44 Yang J S, Wooden J L, Wu C L, et al. SHRIMP U-Pb dating of coesite-bearing zircon from the ultrahigh-pressure metamorphic rocks, Sulu terrane, East China. *J Metamorph Geol*, 2003, 21: 551—560[DOI]
- 45 彭头平, 王岳军, 范蔚茗, 等. 澜沧江南段早中生代酸性火成岩 SHRIMP 定年及构造意义. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2006, 36(2): 123—132
- 46 Zhao G C, Sun M, Wilde S A, et al. Assembly, accretion and breakup of the Paleo-Mesoproterozoic Columbia supercontinent: records in the North China Craton. *Gondwana Res*, 2003, 6: 417—434[DOI]
- 47 Zhao G C, Sun M, Wilde S A, et al. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. *Earth Sci Rev*, 2004, 67: 91—123[DOI]
- 48 Zhou M F, Yan D P, Kennedy A K, et al. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 196: 51—67[DOI]
- 49 Zhou M F, Kennedy A K, Sun M, et al. Neoproterozoic arc-related mafic intrusions along the northern margin of South China: Implications for the accretion of Rodinia. *J Geol*, 2002, 110: 611—618[DOI]
- 50 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? *Precambrian Res*, 2003, 122: 45—83[DOI]
- 51 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. *Precambrian Res*, 2003, 122: 85—109[DOI]
- 52 Zheng Y F, Wu Y B, Chen F K, et al. Zircon U-Pb and oxygen isotope evidence for a large-scale  $^{18}\text{O}$  depletion event in igneous rocks during the Neoproterozoic. *Geochim Cosmochim Acta*, 2004, 68: 4145—4165[DOI]
- 53 Wang X L, Zhou J C, Qiu J S, et al. LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology of the Neoproterozoic igneous rocks from Northern Guangxi, South China: Implications for tectonic evolution. *Precambrian Res*, 2006, 145: 111—130[DOI]
- 54 Wu R X, Zheng Y F, Wu Y B, et al. Reworking of juvenile crust: element and isotope evidence from Neoproterozoic granodiorite in South China. *Precambrian Res*, 2006, 146: 179—212[DOI]
- 55 Zhou M F, Ma Y X, Yan D P, et al. The Yanbian Terrane (Southern Sichuan Province, SW China): A Neoproterozoic arc assemblage in the western margin of the Yangtze Block. *Precambrian Res*, 2006, 144: 19—38[DOI]
- 56 Zheng Y F, Zhang S B, Zhao Z F, et al. Contrasting zircon Hf and O isotopes in the two episodes of Neoproterozoic granitoids in South China: implications for growth and reworking of continental crust. *Lithos*, 2007, doi: 10.1016/j.lithos.2006.10.003
- 57 Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, et al. Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 2004, 432: 892—897[DOI]
- 58 Wu F Y, Lin J Q, Wilde S A. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 233: 103—119[DOI]
- 59 Xu Y G. Thermo-tectonic destruction of the Achaean lithospheric keel beneath the Sino-Korean craton in China: evidence, timing and mechanism. *Phys Chem Earth*, 2001, 26: 747—757[DOI]
- 60 Kemp A I S, Hawkesworth C J, Paterson B A, et al. Episodic growth of the Gondwana supercontinent from hafnium and oxygen isotopes in zircon. *Nature*, 2006, 439: 580—583[DOI]
- 61 Chen J F, Jahn B M. Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotope evidence. *Tectonophysics*, 1998, 284: 101—133[DOI]
- 62 Zheng Y F, Wu Y B, Zhao Z F, et al. Metamorphic effect on zircon Lu-Hf and U-Pb isotope systems in ultrahigh-pressure eclogite-facies metagranite and metabasite. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 240: 378—400[DOI]