

# 华南板溪群五强溪组 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学新结果及其构造地层学意义

张世红<sup>①\*</sup>, 蒋干清<sup>②</sup>, 董进<sup>①</sup>, 韩以贵<sup>①</sup>, 吴怀春<sup>①</sup>

① 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083;

② Department of Geoscience, University of Nevada, Las Vegas, NV 89154-4010, USA

\* E-mail: [shzhang@cugb.edu.cn](mailto:shzhang@cugb.edu.cn)

收稿日期: 2008-06-17; 接受日期: 2008-08-05

国家自然科学基金(批准号: 40621002, 40572019)、教育部基金项目(编号: IRT0546, NCET-04-0727)、“111”项目(编号: B07011)和美国国家自然科学基金(编号: EAR0521196, EAR0745825)资助

**摘要** 分布在湖南省北部的板溪群对了解新元古代晚期南华裂谷的发生和演化有重要意义, 但板溪群与邻区地层的对比一直存在很大争议. 报道了在古丈地区板溪群五强溪组距该组底部约 92 m 的凝灰岩层内获得的(809.3±8.4) Ma 的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄. 结合芷江地区已发表的板溪群顶部(725±10) Ma 的年龄, 可将五强溪组下部对比到湘西北老山崖组, 五强溪组中上部则与溇水河组-莲沱组相当. 根据现有的年代学证据和对湖南芷江、古丈、大庸地区地层剖面的对比研究推测, 在~725 Ma 之后、长安冰碛岩沉积时或其沉积之前, 古丈地区的五强溪组上部遭受了~2000 m 厚的剥蚀, 这一剥蚀事件可能与南华裂谷伸展断层的强烈活动有关. 裂谷盆地伸展断层的活动大大地影响或控制了 Sturtian 期冰碛岩在华南的分布厚度和类型.

**关键词**

新元古代  
板溪群  
SHRIMP  
U-Pb 年龄  
华南

近年来, 对新元古代冰期事件与 Rodinia 超大陆裂解过程之间的成因联系存在截然不同的认识. 在许多大陆, Sturtian 期冰碛岩直接覆盖在裂谷型沉积建造之上, 而且冰碛岩之下往往有强烈的地层缺失<sup>[1-3]</sup>. 在雪球地球模型中, 裂谷作用和大陆冰川发育之间并没有必然联系<sup>[3,4]</sup>. 但另一种认识(以 Eyles 和 Januszczak<sup>[2]</sup>为代表)则强调冰碛岩形成和裂谷作用本身有关, 认为只是在裂谷基底强烈抬升超过那一地区雪线高度的地方才形成冰川, 由于新元古代晚期的裂谷作用是具有全球规模的, 所以冰碛岩的分布也可以是具有全球规模的, 但根本就不需要假设、也不存在全球等时的冰川作用, 换言之不需要雪球地球模型. 在后面的这个模型中, 强烈的地层缺失被解释为与冰川同时存在的裂谷伸展断层活动的证据.

直接检验这两种对立的认识是很困难的, 而且需要多学科的分析, 但冰碛岩形成和裂谷活动的时间关系和成因联系已成为值得关注的重要问题<sup>[2,4,5]</sup>.

华南提供了一个很好的例子. 在扬子克拉通地区, 长安期冰碛岩(一般对比为 Sturtian 冰期)直接覆盖在板溪群火山碎屑岩地层之上, 但板溪群、特别是板溪群上部的五强溪组厚度变化很大. 五强溪组薄的地方不到 100 m, 而厚的地方超过 2000 m. 五强溪组厚度变化的原因有两种可能, 第一种可能是五强溪组沉积受古地貌或者同沉积断层控制, 在这种情况下, 其厚度和长安期冰川作用没有直接联系; 第二种情况是五强溪组在沉积后遭到不同程度的剥蚀. 本文重点报道在湘西古丈地区五强溪组底部新获得的~809 Ma 的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄, 该结果为板溪群

与湘西北-湖北峡东地区的地质对比提供了一个锚点. 另一方面, 结合已报道的板溪群顶部~725 Ma SHRIMP 年龄<sup>[6]</sup>和区域地质对比, 推测古丈地区在约 725 Ma 之后发生了大约 2000 m 厚的地层剥蚀, 地层剥蚀可能发生在长安冰期开始的阶段, 而且至少部分与裂谷活动导致的地块升降有关.

### 1 地质背景

一般文献中的“华南板块”由两个主要的前寒武纪构造单元组成, 即西北部的扬子克拉通和东南部的华夏地块(图 1(b)), 它们在~900 Ma 时通过四堡造山运动拼接为一个构造整体<sup>[11,12]</sup>. 但之后不久, 南华裂谷盆地在~820 Ma 时期开始扩张<sup>[9,13,14]</sup>, 盆地中心(或至少是裂谷系统中主要的一支)大致仍沿四堡期缝合带分布<sup>[15]</sup>.

新元古代板溪群沉积于扬子克拉通东南缘, 主要出露于湖南省北部, 以碎屑岩-火山碎屑岩为主. 靠近裂谷盆地中心其厚度超过 3500 m, 往北在克拉通内部减薄到小于 500 m. 尽管早期文献对板溪群的含义用法有所不同, 但 1980 年代后期之后渐趋于统一<sup>[15-18]</sup>. 通常认为, 板溪群可划分为下部的马底驿组和上部的五强溪组, 并以角度不整合覆盖于冷家溪群之上. 冷家溪群被认为是南华裂谷的基底, 近期的研究认为其沉积年龄也不老于(862 ± 11) Ma<sup>[19]</sup>. 通过对板溪群底部局部分布的沧水浦火山岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年表明, 板溪群开始沉积的年龄约为(814 ± 12) Ma<sup>[20]</sup>. 最近在湖南芷江地区报道的板溪群顶部凝灰岩层 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为(725 ± 10) Ma<sup>[6]</sup>. 这些数据说明板溪群地层沉积持续了近 90 Ma. 更多的年代学证据对板溪群内部划分、区域地质对比以及了解南华裂谷演化过程显然是必要的.

取样剖面位于湘西古丈县城南~15 km 处, 张家界至吉首高速公路旁(图 1). 这一地区新元古代地层出露很好. 板溪群下部的马底驿组主要为红色、紫红色粉砂岩和砂岩, 其上覆五强溪组主要为灰色、褐色砂岩和含砾砂岩以及绿色凝灰质粉砂岩. 两个组的界线被解释为可进行区域对比的层序界面<sup>[10,15,17]</sup>. 五强溪组地层厚度变化强烈, 在本研究剖面只有~152 m, 而在距离此剖面~90 km 的芷江地区, 其厚度超过 2000 m.

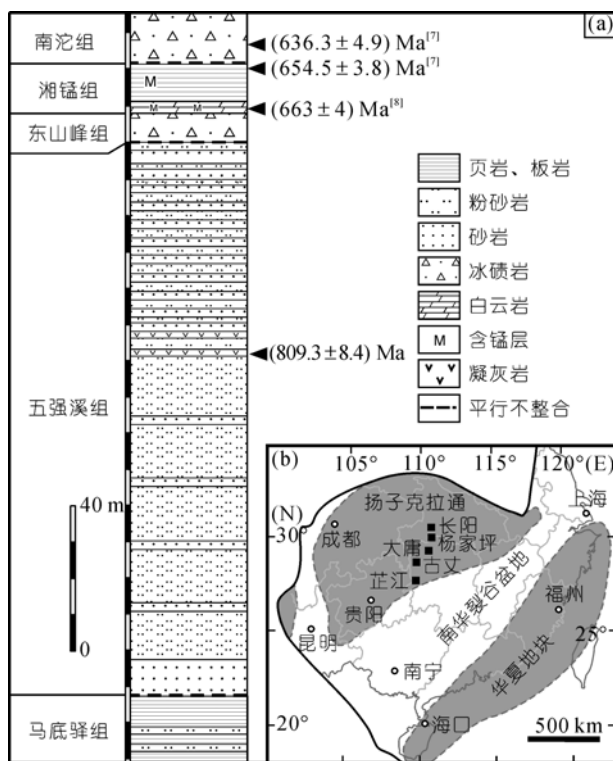


图 1

(a) 湘西古丈剖面五强溪组-南沱组地层柱状简图; (b) 图 4 主要剖面的构造位置(其中(b)据文献<sup>[9,10]</sup>修改)

五强溪组之上覆盖着厚仅~6 m 的长安期(Sturtian 期)冰碛岩(在本区则称为东山峰组(图 1(a))). 东山峰组的厚度在区域上也常常从几米到几百米范围内变化, 但一些文献中报道的某些剖面杂砾岩厚度很大, 其冰成性质有待进一步核实. 东山峰组之上覆盖着 10 m 厚的湘锰组, 可与贵州省的大塘坡组对比, 在华南有些地方厚度超过 250 m. 湘锰组以及与其对应的大塘坡组接近底部的年龄为(663 ± 4) Ma<sup>[8]</sup>, 其顶部被南沱组冰碛岩覆盖, 年龄不大于(654.5 ± 3.8) Ma<sup>[7]</sup>. 在古丈剖面, 南沱组厚~130 m, 最近报道的底部年龄约为(636.3 ± 4.9) Ma<sup>[7]</sup>, 南沱组顶界年龄为~635 Ma, 在华南已得到多项研究的相互印证<sup>[21-24]</sup>.

本次研究采集的火山灰岩层位于五强溪组/马底驿组界线之上 92 m, 东山峰组/五强溪组界线之下 58.8 m 处(图 1(a), 28°33.224'N, 109°52.657'E). 火山灰层呈翠绿色, 厚约 20 cm, 夹在粉砂岩地层中. 火山灰样品主要由黏土、长石和石英等矿物组成, 在显微镜下容易观察到玻屑.

## 2 SHRIMP 年代学分析

火山灰样品经破碎、重液分选后在双目显微镜下挑选出锆石颗粒。将有代表性的锆石样品与标准锆石 TEMORA 1 (417 Ma, Black 等<sup>[25]</sup>) 置于环氧树脂内, 研磨抛光至锆石内部暴露, 制成样品靶, 并进行透、反射光和阴极发光照相。样品靶表面镀金。U, Th 和 Pb 同位素组成分析在中国地质科学院北京离子探针中心 SHRIMP II 上完成, 分析流程依照文献<sup>[26]</sup>。标准操作条件包括: 每个年龄数据由 5 组扫描获得、一次离子流  $O_2^-$  强度为 2 nA、分析束斑为 25~30  $\mu\text{m}$ 、质量分辨率约为 5000。用于年龄计算的衰变常数使用 Steiger 和 Jäger<sup>[27]</sup> 的推荐值。数据处理采用 SQUID 和 ISOPLOT 程序<sup>[28,29]</sup>。标准锆石和锆石样品均采用  $^{204}\text{Pb}$  做普通铅校正, Pb 同位素比值采用 Stacey 等<sup>[30]</sup> 的推荐值:  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.097$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.864$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.052$ 。

样品 04SC11 中的锆石多为棱柱状自形晶, 长 100~200  $\mu\text{m}$ , 宽 50~100  $\mu\text{m}$ , 另有少量棱角状晶体碎片。锆石均呈无色或浅粉红色, CL 图像显示很好的岩浆成因振荡环带(图 2)。

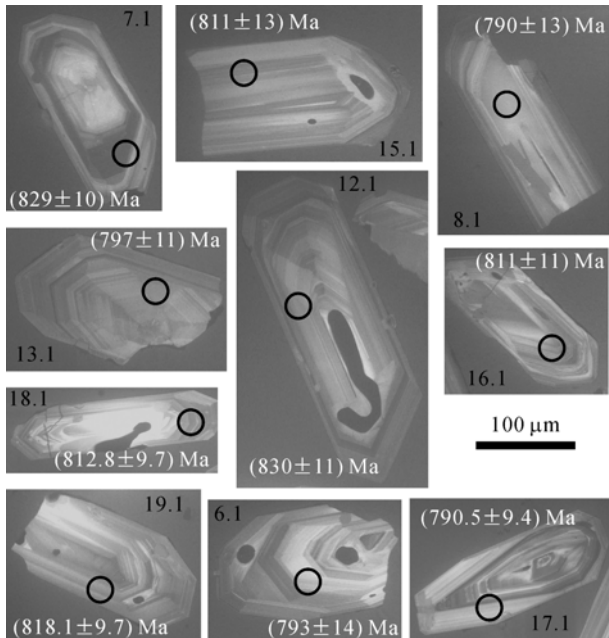


图 2 样品 04SC11 中具有代表性的锆石阴极发光图像

共分析 21 个锆石颗粒, 每个颗粒做 1 个测点。样品的 U 含量为 33~122 ppm (1 ppm=1  $\mu\text{g/g}$ , 下同),

Th/U 比值为 0.57~1.74。在 U-Pb 谐和图上, 20 个测点较为集中, 1 个明显离群的测点(表 1 中的测点 5.1)  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  表面年龄为  $(914 \pm 15)$  Ma, 大于变质基底的 最大沉积年龄( $\sim(860 \pm 11)$  Ma)<sup>[19]</sup>, 这一锆石可能是捕获晶, 因此不参与年龄统计。其余 20 个测点的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄为  $(809.3 \pm 8.4)$  Ma (MSWD = 2.4)(图 3), 解释为该火山灰层的形成年龄。这一结果与板溪群底部的沧水铺火山岩的形成年龄  $(814 \pm 12)$  Ma 相符合<sup>[20]</sup>, 与侵入五强溪组并被长安冰碛岩所覆盖的辉绿岩脉的年龄  $(768 \pm 28)$  Ma 也相符合<sup>[31]</sup>。

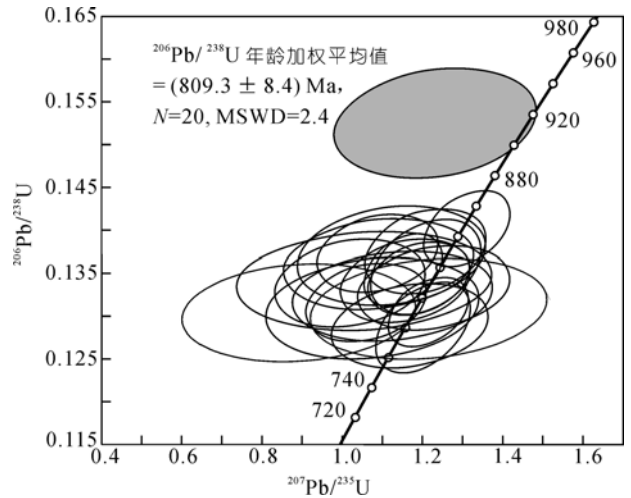


图 3 五强溪组样品 04SC11 锆石 U-Pb 一致曲线图  
年龄误差为  $2\sigma$ , 灰色测点不参与加权平均年龄计算

## 3 区域地层对比意义

近年来, 在华南板溪群及其相关的地层中发表了多项锆石 U-Pb 年龄, 为南华裂谷盆地早期沉积的碎屑岩-火山碎屑岩地层对比提供了重要约束(表 2)。五强溪组底部是板溪群内部最重要的一个层序界面<sup>[15,17]</sup>, 在湘西地区很容易识别和对比。最近, Zhang 等<sup>[6]</sup>在芷江地区的牛牯坪组距顶部约 300 m 处的火山灰层中获得了  $(725 \pm 10)$  Ma 的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄。芷江地区的牛牯坪组是后来划分出来的组一级的地层单位<sup>[17]</sup>, 曾经是五强溪组最上部的一个岩性段(在不作特殊说明的情况下, 本文使用的五强溪组内涵同《湖南省地质志》<sup>[16]</sup>)。因此, 可以用  $(725 \pm 10)$  Ma 代表板溪群顶部年龄或(传统的)五强溪组顶部的年龄。在以往的文献中, 一种认识是将五强溪组和湘西北的溇水河组以及湖北峡东地区的莲沱组对比<sup>[151]</sup>;

表 1 样品 04SC11 的锆石 SHRIMP U-Pb 测试数据<sup>a)</sup>

点号	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub> /%	U /ppm	Th /ppm	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* /ppm	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U 年龄/Ma	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb 年龄/Ma	<sup>207</sup> Pb* / <sup>206</sup> Pb*	±%	<sup>207</sup> Pb* / <sup>235</sup> U	±%	<sup>206</sup> Pb* / <sup>238</sup> U	±%
1.1	1.44	42	45	1.11	4.71	780 ±12	858 ± 75	0.0677	3.6	1.200	4.0	0.1286	1.7
2.1	1.64	68	98	1.49	7.93	809 ±12	423 ±160	0.0553	7.3	1.020	7.5	0.1338	1.6
3.1	0.40	122	185	1.56	14.8	845 ±10	862 ± 64	0.0678	3.1	1.309	3.3	0.1401	1.3
4.1	0.92	33	42	1.33	3.72	792 ±14	848 ±200	0.0673	9.7	1.210	9.9	0.1308	1.8
5.1	1.65	43	30	0.70	5.77	914 ±15	552 ±180	0.0586	8.1	1.230	8.3	0.1524	1.7
6.1	1.84	44	39	0.92	4.99	793 ±14	589 ±210	0.0596	9.9	1.080	10.0	0.1309	1.8
7.1	1.43	96	86	0.93	11.5	829 ±10	510 ±120	0.0575	5.5	1.088	5.7	0.1373	1.3
8.1	3.13	36	49	1.38	4.21	790 ±13	176 ±310	0.0496	13.0	0.890	13.0	0.1303	1.8
9.1	0.94	55	50	0.94	6.11	781 ±12	798 ±140	0.0657	6.7	1.168	6.9	0.1288	1.6
10.1	1.87	37	44	1.23	4.44	828 ±13	581 ±180	0.0594	8.3	1.122	8.5	0.1370	1.7
11.1	0.74	82	82	1.03	9.64	820 ±13	759 ± 91	0.0645	4.3	1.207	4.6	0.1356	1.7
12.1	0.84	65	56	0.90	7.70	830 ±11	731 ±100	0.0637	4.9	1.207	5.1	0.1375	1.5
13.1	1.55	72	87	1.25	8.24	797 ±11	543 ±120	0.0583	5.6	1.058	5.8	0.1316	1.4
14.1	1.69	50	58	1.20	6.00	822 ±12	534 ±190	0.0581	8.7	1.090	8.8	0.1360	1.6
15.1	2.02	45	76	1.74	5.31	811 ±13	492 ±270	0.0570	12.0	1.050	12.0	0.1340	1.7
16.1	1.36	55	88	1.65	6.43	811 ±11	694 ±120	0.0626	5.5	1.157	5.7	0.1340	1.5
17.1	0.68	106	94	0.92	11.9	790.5 ± 9.4	852 ± 65	0.0674	3.1	1.213	3.4	0.1305	1.3
18.1	0.89	107	96	0.93	12.4	812.8 ± 9.7	749 ± 87	0.0642	4.1	1.190	4.3	0.1344	1.3
19.1	0.71	94	119	1.30	11.0	818.1 ± 9.7	664 ± 69	0.0617	3.2	1.151	3.4	0.1353	1.3
20.1	1.64	54	46	0.88	6.22	801 ±12	663 ±190	0.0617	8.9	1.130	9.0	0.1323	1.6
21.1	1.07	56	31	0.57	6.48	807 ±11	831 ±130	0.0668	6.1	1.227	6.3	0.1333	1.5

a) 误差为 1σ, <sup>206</sup>Pb<sub>c</sub> 和 Pb\* 分别表示普通铅和放射性成因铅, 使用实测的 <sup>204</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb 比值进行普通 Pb 校正, 标准误差为 0.39% (不包括在上述误差中, 只用于不同靶之间的数据比较)

表 2 华南板溪群及其相关的地层、岩墙锆石 U-Pb 年龄

地点	岩石单元和岩性	方法	年龄/Ma	文献
湘西 28°33.801'N, 109° 53.683'E	南沱组, 凝灰岩层	SHRIMP U-Pb	636.3±4.9	[7]
湘西 28°33.801'N, 109° 53.683'E	湘锰组上部, 凝灰岩层	SHRIMP U-Pb	654.5±3.8	[7]
黔东南郎沟	大塘坡组下部, 凝灰岩层	U-Pb	663±4	[8]
湘西 27°35.9'N, 109°42.4'E	牛牯坪组, 凝灰岩层	SHRIMP U-Pb	~725±10	[6]
湖北宜昌	莲沱组, 凝灰岩层	SHRIMP U-Pb	748±12	[32]
湘西北杨家坪	溇水河组, 凝灰岩层	SHRIMP U-Pb	758±23	[33]
湘西古丈	辉绿岩墙	SHRIMP U-Pb	768±28	[31]
桂北龙胜	三门街组, 流纹英安岩	SHRIMP U-Pb	765±14	[31]
湘西 28°33.224'N, 109°52.657'E	五强溪组, 凝灰岩层	SHRIMP U-Pb	809.3±8.4	本文
湘西北杨家坪	老山崖组, 凝灰岩层	SHRIMP U-Pb	809±16	[33]
湖南益阳	沧水铺火山岩	SHRIMP U-Pb	814±12	[20]
桂北 25°18'50"N, 109°14'34"E	四堡群, 碎屑锆石	LA-ICP-MS U-Pb	868±9.7	[19]
湘西北	冷家溪群, 碎屑锆石	LA-ICP-MS U-Pb	862±11	[19]

另一种认识是将莲沱组-溇水河组以及南华裂谷盆地相的富禄组对比为相同时代的地层置于整个板溪群之上<sup>[14,32]</sup>, 但两者均一直缺少年代学证据. 芷江地区最近发表的牛牯坪火山灰的年龄排除了莲沱组置于板溪群之上的对比方案, 其作者<sup>[6]</sup>建议将莲沱组对比到板溪群中部, 本文的结果支持这一结论并可进一步将五强溪组下部对比到杨家坪地区的老山崖组 ((809 ± 16) Ma, 表 2), 五强溪组中上部对比到溇水河

组-莲沱组 (~760~750 Ma, 表 2). 新的年龄较好地限制了五强溪组沉积的地质时代和沉积持续的时间, 即沉积开始于 ~810 Ma, 结束于 ~725 Ma, 证实老山崖组和溇水河组-莲沱组与板溪群五强溪组为同时异地地层. 板溪群下部相当于马底驿组以及更早一些的裂谷火山岩地层<sup>[20]</sup>所代表的地质时间很短, 而且在湘西北以及湖北峡东大部分地区缺失. 板溪群总体构成了一个从南部盆地边缘向北到克拉通内部逐



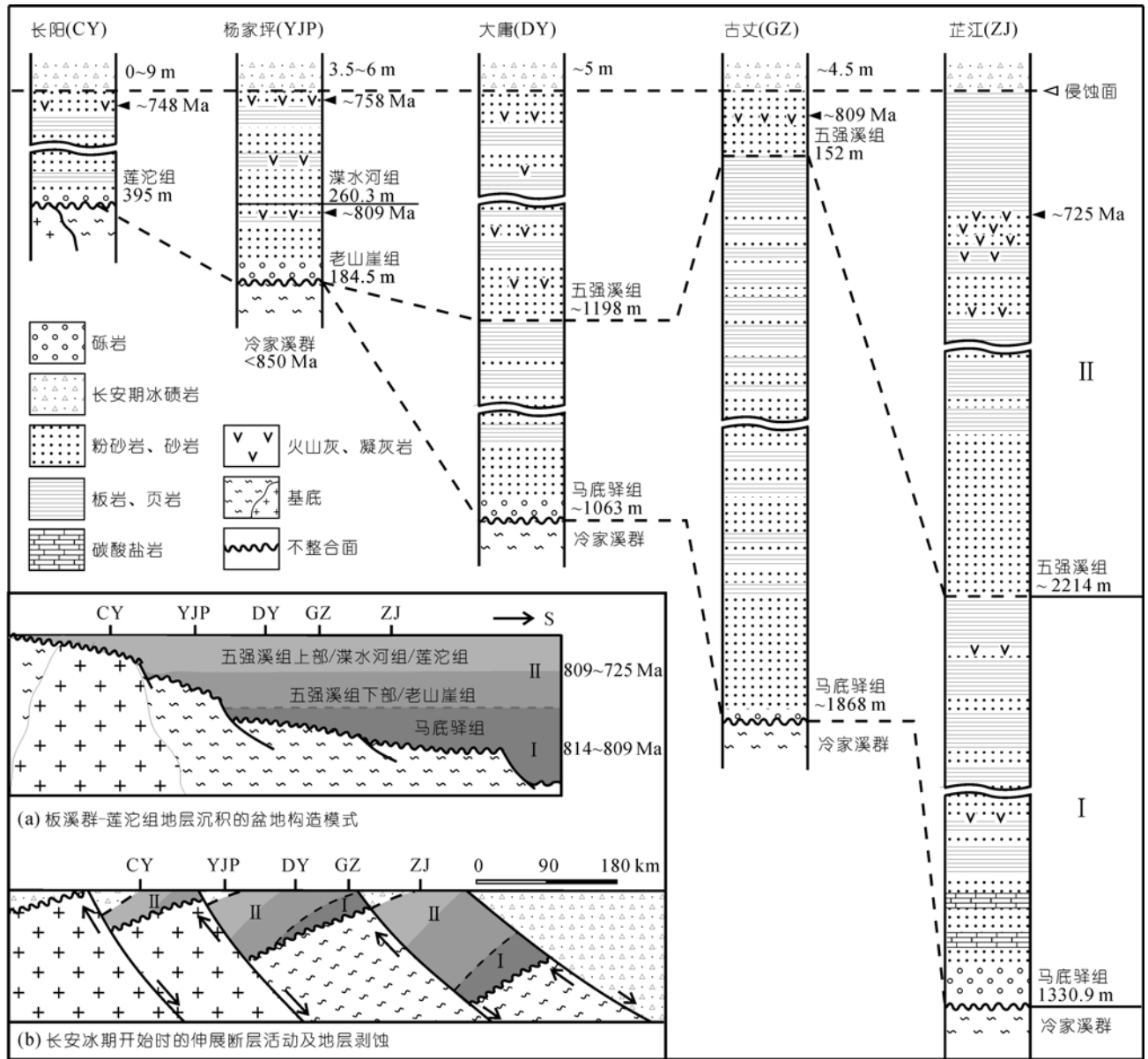


图 4 板溪群及其与莲沱组-溇水河组/老山崖组地层对比关系

内插图: (a) 板溪群时期盆地沉积模式; (b) 长安(Sturtian)冰期开始时的裂谷伸展断层活动和冰碛岩沉积模式

步超覆的构造地层格架(图 4(a)).

#### 4 对地层缺失的讨论

在湘西地区, 五强溪组地层厚度可以从几十米到数千米之间变化. 在古丈剖面上该组只有 152 m 厚, 上下界线分别由长安期冰碛岩和马底驿组紫红色粉砂岩、砂岩限定. 年龄为~809 Ma 的凝灰岩层距长安期冰碛岩与五强溪组砂岩的界线仅 58.8 m. 但在剖面

以北~60 km 的大庸地区, 五强溪组的厚度达到 1198 m, 在古丈剖面以南~90 km 的芷江地区五强溪组的厚度为 2214 m. 通过岩性地层的追溯和对比, 我们认为古丈剖面的五强溪组仅相当于其相邻地区五强溪组地层的下部(即五强溪组一段, 《湖南省地质志》[16]), 而上部地层的缺失极有可能是被剥蚀的结果. 理由是: (1) 在研究剖面上, 五强溪组顶部发育有明显的侵蚀不整合; (2) 古丈剖面保留的五强溪组一段地层

和芷江、大庸地区五强溪组一段在岩性地层特征及沉积相特征方面没有明显差异, 该段底部数米为含砾砂岩, 下部为不等粒长石石英砂岩和砂板岩互层, 含较多凝灰质板岩夹层, 自下而上显示稳定的海进沉积特征. 芷江、大庸地区保存的 2~4 段地层则以砂板岩为主, 多发育水平层理, 总体应形成于前滨及滨外陆棚环境. 这些特点说明古丈地区并不是五强溪组沉积早期就已经存在的明显的古高地; (3) 芷江地区是五强溪组保存最完整的地区之一, 尽管后来的地层划分将其自下而上分解为五强溪组(狭义)、多益塘组、百合垄组和牛牯坪组(渔溪口剖面, 湖南省地质矿产局<sup>[17]</sup>), 但这些地层单位之间均为整合接触关系. 在芷江-大庸地区以及附近的剖面没有观察到明显的岩相变化或同沉积断层活动的标志. 如果古丈地区在五强溪组沉积期间隆起或遭受剥蚀, 附近的五强溪组中应该出现明显的浅水相、陆相地层, 但目前没有这种证据. 据此推测古丈地区在五强溪组地层沉积之后( $\sim 725$  Ma)才遭受剥蚀, 随后又被东山峰组(长安期冰碛岩)覆盖(图 4). 根据邻区地层剖面比较, 估计古丈剖面被剥蚀的地层约有 2000 m, 剥蚀时间已和Sturtian冰期地层的年龄很接近(ca. 710 Ma)<sup>[35,36]</sup>, 这一剥蚀厚度远超过了仅由冰期海平面变化造成的蚀源区与盆地沉积区之间的高差, 所以可以推测, 在长安冰期或接近于长安冰期开始时, 裂谷伸展断层活动至少是造成古丈地区五强溪组地层大规模剥蚀的主要因素之一, 而芷江、大庸地区相对保存完整的剖面可能位于断块旋转相对下降的构造部位, 避免

了大规模剥蚀(构造模式见图 4(b)). 莲沱组-长安冰期间华南处在约  $37^\circ$  的中纬度地区<sup>[37,38]</sup>, 所以不排除由于强烈的裂谷活动造成过局部的地貌高差, 并由此导致华南较早地出现过高原冰川的可能性.

需要指出的是, 如果在长安冰期发生了强烈的裂谷伸展断层活动, 犁式断层的下盘将由于卸载作用而旋转, 上覆的冰碛岩沉积会有很大的厚度差异<sup>[2,3]</sup>. 事实上, 在南华裂谷盆地中部(图 1(b)), 长安期冰碛岩有些地方发育厚度超过 3000 m, 但在扬子克拉通大部分地区(例如图 1(b)所示的研究剖面所在地区)一般只有数米厚, 已报道的几个厚愈数百米的长安期冰碛岩的剖面还需要进行深入的冰碛岩沉积学分析和确认. 进一步的研究应致力于寻找南华裂谷盆地同生长断层的位置, 厘定断层系统并研究其控制沉积的过程, 进而才能深入了解Sturtian期裂谷作用与冰碛岩发育的关系.

## 5 结论

湘西古丈地区五强溪组下部( $809.3 \pm 8.4$ ) Ma 的年龄(本文)和芷江地区五强溪组顶部( $725 \pm 10$ ) Ma 的年龄<sup>[6]</sup>指示五强溪组下部与湘西北杨家坪地区的老山崖组(或张家湾组)地层同期, 五强溪组中上部应与溇水河组-莲沱组地层同期. 板溪群和莲沱组地层构成了一个向北超覆的沉积地层格架. 在 $\sim 725$  Ma 之后, 长安冰碛岩沉积时或其沉积之前, 在古丈地区观察到五强溪组上部遭受 $\sim 2000$  m 厚的剥蚀, 推测这一剥蚀和南华裂谷伸展断层的强烈活动有关. 长安冰期记录在时间和空间上与南华裂谷活动关系十分密切.

**致谢** 作者感谢与童金南、颜丹平、李献华、张启锐的有益讨论, 感谢杜远生教授和另一位审稿人的建设性意见.

## 参考文献

- 1 Evans D A D, Li Z X, Kirschvink J L, et al. A high-quality mid-Neoproterozoic paleomagnetic pole from South China, with implications for ice age and the breakup configuration of Rodinia. *Precambrian Res*, 2000, 100: 313—334
- 2 Eyles N, Januszczak N. 'Zipper-rift': a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma. *Earth-Sci Rev*, 2004, 65: 1—73 [\[DOI\]](#)
- 3 Hoffman P F. On Cryogenian (Neoproterozoic) ice-sheet dynamics and the limitations of the glacial sedimentary record. *S Afr J Geol*, 2005, 108: 557—577 [\[DOI\]](#)
- 4 Hoffman P F, Halverson G P, Domack E W, et al. Are basal Ediacaran (635 Ma) post-glacial "cap dolostones" diachronous? *Earth*

- Planet Sci Lett, 2007, 258: 114—131 [\[DOI\]](#)
- 5 Eyles N, Janaszczak N. Syntectonic subaqueous mass flows of the Neoproterozoic Otavi Group, Namibia: where is the evidence of global glaciation? *Basin Res*, 2007, 19: 179—198
  - 6 Zhang Q R, Li X H, Feng L J, et al. A new age constraint on the onset of the Neoproterozoic glaciations in the Yangtze Platform, South China. *J Geol*, 2008, 116: 423—429 [\[DOI\]](#)
  - 7 Zhang S H, Jiang G Q, Han Y G. The age of the Nantuo Formation and Nantuo Glaciation in South China. *Terra Nova*, 2008, 20(4): 289—294 [\[DOI\]](#)
  - 8 Zhou C, Tucker R, Xiao S, et al. New constraints on the ages of Neoproterozoic glaciations in South China. *Geology*, 2004, 32: 437—440 [\[DOI\]](#)
  - 9 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 [\[DOI\]](#)
  - 10 Jiang G Q, Sohl L E, Christie-Blick N. Neoproterozoic stratigraphic comparison of the Lesser Himalaya (India) and Yangtze block (South China): paleogeographic implications. *Geology*, 2003, 31: 917—920
  - 11 Ye M F, Li X H, Li W X, et al. SHRIMP zircon U-Pb geochronological and whole-rock geochemical evidence for an early Neoproterozoic Sibaoan magmatic arc along the southeastern margin of the Yangtze Block. *Gondwana Res*, 2007, 12: 144—156 [\[DOI\]](#)
  - 12 Li W X, Li X H, Li Z X, et al. Obduction-type granites within the NE Jiangxi Ophiolite: implications for the final amalgamation between the Yangtze and Cathaysia Blocks. *Gondwana Res*, 2008, 13: 288—301 [\[DOI\]](#)
  - 13 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 [\[DOI\]](#)
  - 14 Li Z X, Bogdanova S V, Collins A S, et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Res*, 2008, 160: 179—210 [\[DOI\]](#)
  - 15 Wang J, Li Z X. History of Neoproterozoic rift basins in South China: implications for Rodinia break-up. *Precambrian Res*, 2003, 122: 141—158 [\[DOI\]](#)
  - 16 湖南省地质矿产局. 湖南省地质志. 北京: 地质出版社, 1988. 698
  - 17 湖南省地质矿产局. 全国地层多重划分对比研究(43): 湖南省岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社, 1997. 292
  - 18 刘鸿允, 等. 中国震旦系. 北京: 科学出版社, 1991. 388
  - 19 Wang X L, Zhou J C, Griffin W L, et al. Detrital zircon geochronology of Precambrian basement sequences in the Jiangnan orogen: dating the assembly of the Yangtze and Cathaysia Blocks. *Precambrian Res*, 2007, 159: 117—131 [\[DOI\]](#)
  - 20 王剑, 李献华, Duan T Z, 等. 沧水铺火山岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及“南华系”底界新证据. *科学通报*, 2003, 48(16): 1726—1731
  - 21 储雪蕾, Wolfgang Todt, 张启锐, 等. 南华-震旦系界线的锆石 U-Pb 年龄. *科学通报*, 2005, 50(6): 600—602
  - 22 Condon D, Zhu M, Bowring S, et al. U-Pb ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China. *Science*, 2005, 308: 95—98 [\[DOI\]](#)
  - 23 Yin C Y, Tang F, Liu Y Q, et al. U-Pb zircon age from the base of the Ediacaran Doushantuo Formation in the Yangtze Gorges, South China: constraint on the age of Marinoan glaciation. *Episodes*, 2005, 28: 48—49
  - 24 Zhang S, Jiang G, Zhang J, et al. U-Pb sensitive high-resolution ion microprobe ages from the Doushantuo Formation in south China: constraints on late Neoproterozoic glaciations. *Geology*, 2005, 33: 473—476 [\[DOI\]](#)
  - 25 Black L P, Kamo S L, Allen C M, et al. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chem Geol*, 2003, 200: 155—170 [\[DOI\]](#)
  - 26 Williams I S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben M A, Shanks W C, Ridley W I, eds. *Applications of Micro-analytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Reviews in Economic Geology, Vol 7.* Colorado: Society of Economic Geologists, 1998. 1—35
  - 27 Steiger R H, Jäger E. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth Planet Sci Lett*, 1977, 36: 359—362 [\[DOI\]](#)
  - 28 Ludwig K R. A User's Manual for SQUID Version 1.02, 2001
  - 29 Ludwig K R. User's manual for Isoplot/Ex Version 3.00, 2003
  - 30 Stacey J S, Kramers J D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet Sci Lett*, 1975, 26: 207

—221 [DOI](#)

- 31 Zhou J B, Li X H, Ge W C, et al. Age and origin of middle Neoproterozoic mafic magmatism in southern Yangtze Block and relevance to the break-up of Rodinia. *Gondwana Res*, 2007, 12: 184—197 [DOI](#)
- 32 马国干, 李华芹, 张自超. 华南地区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
- 33 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
- 34 彭学军, 刘耀荣, 吴能杰, 等. 扬子陆块东南缘南华纪地层对比. *地层学杂志*, 2004, 28: 354—359
- 35 Fanning C M, Link P K. U-Pb SHRIMP ages of Neoproterozoic (Sturtian) glaciogenic Pocatello Formation, southeastern Idaho. *Geology*, 2004, 32: 881—884
- 36 Bowring S A, Grotzinger J P, Condon D J, et al. Geochronologic constraints on the chronostratigraphic framework of the Neoproterozoic Huqf supergroup, Sultanate of Oman. *Am J Sci*, 2007, 307: 1097—1145
- 37 Zhang Q R, Piper J D A. Palaeomagnetic study of Neoproterozoic glacial rocks of the Yangzi Block: palaeolatitude and configuration of South China in the Proterozoic Supercontinent. *Precambrian Res*, 1997, 85: 173—199
- 38 Evans D A D. Stratigraphic, geochronological, and paleomagnetic constraints upon the Neoproterozoic climatic paradox. *Am J Sci*, 2000, 300: 347—433 [DOI](#)