

文章编号:1009-3850(2015)04-0085-07

川西新元古界苏雄组层型剖面底部豆状熔结凝灰岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义

卓皆文^{1,2}, 江新胜^{1,2}, 王 剑^{1,2}, 崔晓庄^{1,2}, 伍 皓^{1,3},
熊国庆^{1,2}, 陆俊泽^{1,2}, 江卓斐⁴

(1. 中国地质调查局成都地质调查中心, 四川 成都 610081; 2. 国土资源部沉积盆地与油气资源重点实验室, 四川 成都 610081; 3. 中国地质科学院研究生院, 北京 100037; 4. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083)

摘要:采用 LA-ICP-MS 方法,首次对四川西部新元古界苏雄组层型剖面底部豆状熔结凝灰岩进行了锆石 U-Th-Pb 同位素测定,获得了两组谐和度极高的年龄数据:805.9 ± 4.4 Ma (N = 11, MSWD = 0.58) 和 849.4 ± 6.2 Ma (N = 6, MSWD = 0.34)。其中,805.9 ± 4.4 Ma 代表凝灰岩沉积年龄,与前人报道的苏雄组流纹岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄(803 ± 12 Ma)高度一致,进一步约束了苏雄组底部火山喷发的起始年代。构造岩浆热事件分析表明,805.9 ± 4.4 Ma 代表了华南扬子古大陆 800 Ma 左右的火山喷发事件;而 849.4 ± 6.2 Ma 则与 Rodinia 超大陆初始裂解(~850 Ma)的同裂谷岩浆活动相对应。

关键词:苏雄组;豆状熔结凝灰岩;锆石 U-Pb 年龄;新元古代;构造岩浆热事件
中图分类号:P511. **文献标识码:**A

引言

苏雄组为扬子地块西缘新元古代康滇裂谷盆地的充填物(图 1),集中分布于小相岭、大相岭、甘洛和西昌螺髻山等地,主要岩性为双峰式火山岩^[1-3]。限于测年技术的精度,以往获得的苏雄组年龄变化范围较大(900 ~ 600 Ma)^[1-2,4-7],可靠性不强。2001 年,李献华等首次采用 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年方法对苏雄组流纹岩进行了年龄测定,获得了 803 ± 12 Ma 高精度年龄值^[8],此后未见任何新的年龄报道。近期笔者在川西甘洛地区的苏雄组层型剖面底部采集了一个豆状熔结凝灰岩样品(LGP-3N₁, N 29°08'12'', E 102°51'38''),并获得了两组谐

和度极高的 U-Pb 同位素年龄,为华南新元古代地层格架的建立和 Rodinia 超大陆裂解过程构造岩浆热事件的研究提供了新的年代证据。

苏雄组的称谓与定义一度比较混乱,曾被称为富林杂岩、仁勇组、博洪组、阿子觉组、乌斯大桥群和小相岭火山岩等,最后将以火山岩为主的地层统称为苏雄组,以火山碎屑岩为主的地层统称为开建桥组^[5-6,9]。而其时代也几经变化,最初被划为前震旦纪^[10],之后又被划为早震旦纪^[9],最近又被归入新元古代中期^[8]。苏雄组层型剖面位于四川西部甘洛县苏雄,下与中元古界峨边群角度不整合接触,上与开建桥组断层接触(图 2),是一套以酸性火山熔岩为主,夹数层基性火山岩和少量火山碎屑岩

收稿日期:2014-07-09; 改回日期:2014-10-28
作者简介:卓皆文(1980-),男,博士,高级工程师,主要从事沉积与大地构造研究。E-mail:zhuojiawen_1980@163.com
通讯作者:江新胜(1956-),男,博士,研究员,主要从事岩相古地理研究。E-mail:cdjxinsheng@126.com
资助简介:国家自然科学基金重点项目(41030315)和中国地质调查局项目(12120114067901、1212011121105)联合资助

的双峰式火山岩。在层型剖面上,苏雄组的厚度为1163m;在区域上,苏雄组的厚度从数百米到上千米,与开建桥组在横向上呈相互消长关系^[2,11]。

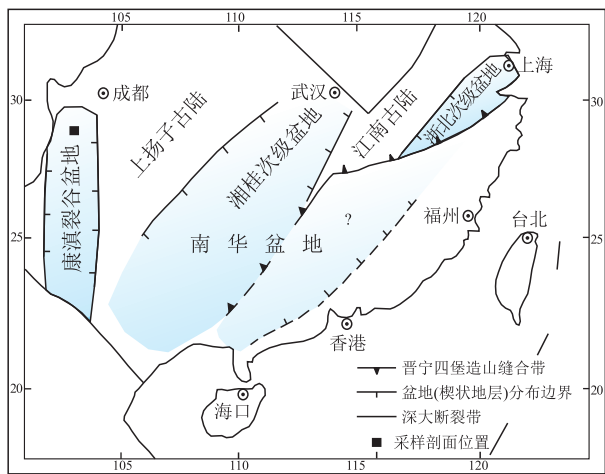


图1 华南新元古代裂谷次级盆地分布图(据文献[3]修改)

Fig. 1 Distribution of the Neoproterozoic rift sub-basins in South China (modified from Wang Jian et al., 2003)

1 测试方法

将样品粉碎至60目以下,先用人工重砂方法富集锆石,然后在双目镜下精选锆石。将挑好的锆石颗粒粘在双面胶上,固定在透明的环氧树脂中,和树脂一起打磨抛光,直至露出锆石的内部以适合LA-ICP-MS分析。对抛光后的锆石进行反射光、透射光显微照相和阴极发光(CL)图像分析,选择代表性的锆石颗粒和区域进行U-Th-Pb同位素分析。

锆石原位微区U-Th-Pb分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室进行,采用激光剥蚀-电感耦合等离子体质谱(LA-ICP-MS)分析法进行U-Th-Pb分析。测年采用的ICP-MS为美国Agilent公司生产的Agilent7500a,激光剥蚀系统为德国MicroLas公司生产的GeoLas2005,实验中采用He作为剥蚀物质的载气,激光频率为6Hz,激光强度为50mJ,激光斑束直径为32 μ m,分析流程详见文献[12]。同位素组成用标准锆石91500作为外标进行校正,元素含量测定采用NIST SRM610作外标、Si29作内标进行校正。锆石测年中Pb同位素比值、U-Pb年龄和微量元素含量运用ICPMSDataCal(ver8.3)^[13]进行处理。年龄计算采用标准程序Isoplot(ver3.23)^[14],测试数据、年龄加权平均的误差均为1 σ 。对年龄>1000Ma的锆石采用²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb年龄,而对年龄<1000Ma的锆石则采用²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄^[15]。

2 测试结果

阴极发光影像显示,样品LGP-3N₁的锆石晶体为自形长柱状,长宽比为2:1~4:1,晶面光滑,晶棱平直,内部具清晰的震荡环带结构,为典型岩浆型锆石(图3)。本文共测试了20颗锆石的20个测点(表1),得到了两组非常集中的年龄数据(图4)。

测点1.1~11.1的U含量为(426~2673) $\times 10^{-6}$,Th含量为(405~4257) $\times 10^{-6}$,锆石均具有较高的Th/U比值,其变化范围为0.49~1.59,均大于0.4,属于典型的岩浆成因锆石^[16]。其U-Pb年龄值在误差范围内具有很好的一致性,均分布于谐和线上或附近,表明这些锆石几乎没有U和Pb的丢失和加入,样品可靠性高(图4)。测点1.1~11.1的²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄加权平均值为805.9 $\pm$ 4.4Ma(95%置信度,MSWD=0.58)(图4),代表了川西苏雄组层型剖面豆状熔结凝灰岩(LGP-3N₁)锆石的结晶年龄,即豆状熔结凝灰岩的沉积年龄。

测点12.1~17.1的U含量为(969~1659) $\times 10^{-6}$,Th含量为(533~1559) $\times 10^{-6}$,锆石均具有较高的Th/U比值,其变化范围为0.55~1.15,均大于0.4,也为典型的岩浆成因锆石^[16]。测试结果表明,测点12.1~17.1的U-Pb年龄在误差范围内具有很好的一致性,均分布于谐和线上或附近,表明这些锆石几乎没有U和Pb的丢失和加入,样品可靠性高(图4)。测点12.1~17.1的²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄的加权平均值为849.4 $\pm$ 6.2Ma(95%置信度,MSWD=0.34)(图4),代表了较早一期的岩浆活动,解释为扬子地块西缘对Rodinia超大陆初始裂解(~850Ma)的响应。

应该说明的是,测点18.1、19.1和20.1明显偏离谐和线或呈零星分布,未参与年龄计算(图4)。

3 讨论

本文获得LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄为805.9 $\pm$ 4.4Ma的豆状熔结凝灰岩距离层型剖面苏雄组底部约100m,采样位置以下为流纹质玻屑凝灰岩、砾岩(图2)。火山物质为事件产物,砾岩的沉积速率很大,因而采样层位以下近100m厚的地层的形成时间在地质历史中可以忽略不计,所以本文获得的805.9 $\pm$ 4.4Ma年龄可以作为苏雄组的底部年龄。该年龄与李献华等采自汉源万工东约2km公路边的苏雄组流纹岩样品测得的803 $\pm$ 12Ma SHRIMP锆石U-Pb年龄^[8]高度一致。应该说明的

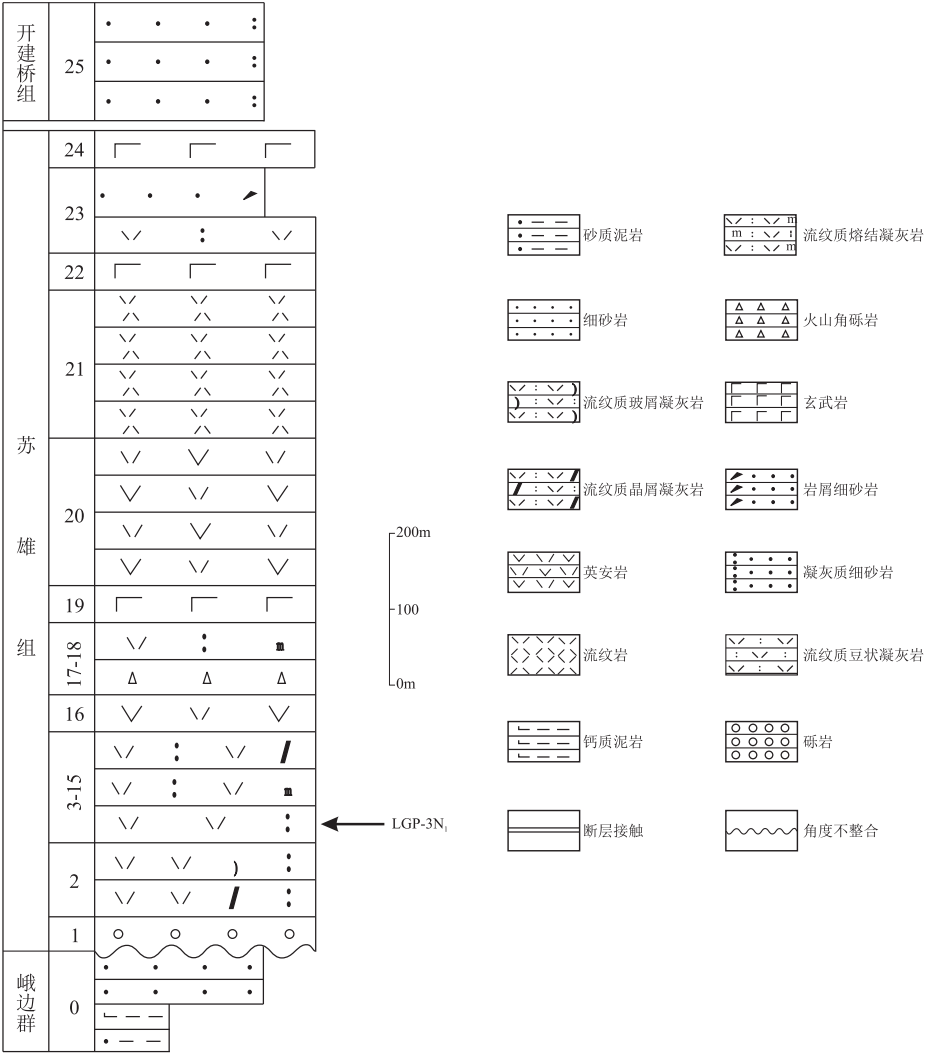


图 2 川西苏雄组层型剖面柱状图及采样位置

Fig. 2 Column and sampling site (sample LGP-3N₁) in the Suxiong Formation in western Sichuan

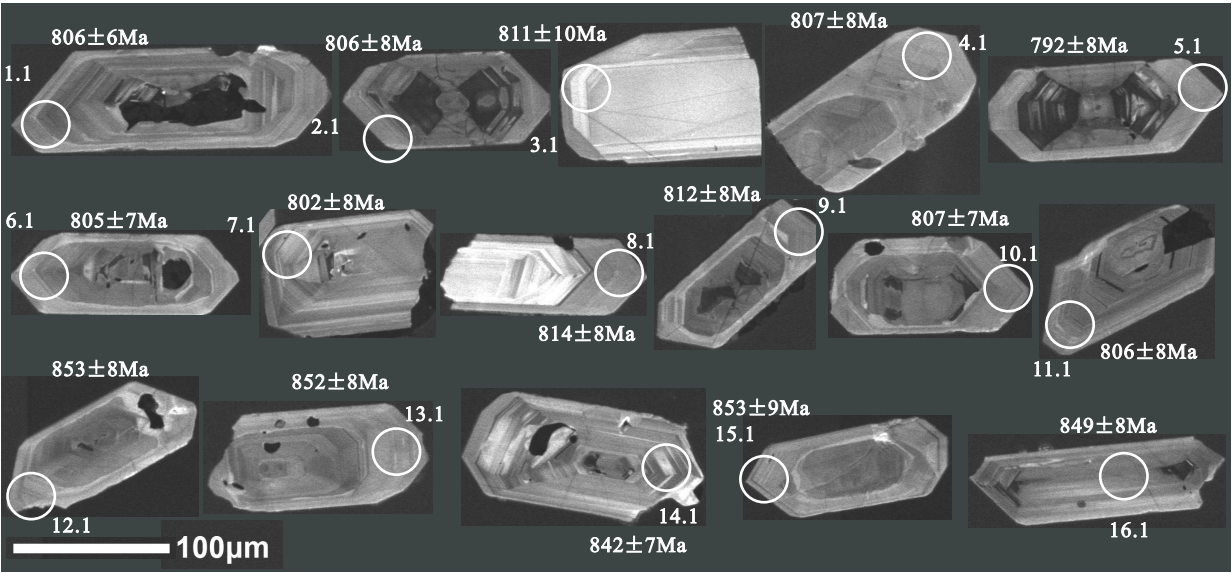


图 3 川西苏雄组豆状熔结凝灰岩锆石的阴极发光图像

Fig. 3 CL images of zircons in pisolitic welded tuff (sample LGP-3N₁) from the Suxiong Formation in western Sichuan

表 1 川西苏雄组豆状熔结凝灰岩 LGP-3N₁ 的锆石 U-Th-Pb 同位素分析结果

Table 1 Zircon U-Th-Pb isotope analyses for pisolitic welded tuff (sample LGP-3N₁) from the Suxiong Formation in western Sichuan

LGP-3N ₁ 测量点	元素含量(×10 ⁻⁶)			Th/U	同位素比值				年龄 (Ma)				
	Pb	Th	U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	谐和度
1.1	574	1069	1618	0.66	1.20888±0.02701	0.13318±0.00103	0.03962±0.00082	776±46	805±12	806±6	806±6	99%	
2.1	1074	2168	2118	0.99	1.21612±0.02831	0.13320±0.00140	0.04304±0.00089	791±48	808±13	806±8	806±8	99%	
3.1	199	405	426	0.96	1.22731±0.04455	0.13399±0.00181	0.04050±0.00112	809±77	813±20	811±10	811±10	99%	
4.1	491	922	1369	0.69	1.20414±0.03302	0.13339±0.00146	0.03974±0.00102	765±57	802±15	807±8	807±8	99%	
5.1	1786	4257	2673	1.59	1.21610±0.02873	0.13065±0.00134	0.03854±0.00091	822±51	808±13	792±8	792±8	97%	
6.1	628	1191	1636	0.72	1.24065±0.03118	0.13304±0.00115	0.04068±0.00087	839±54	819±14	805±7	805±7	98%	
7.1	425	865	997	0.90	1.31372±0.04268	0.13249±0.00134	0.03866±0.00102	965±66	852±19	802±8	802±8	93%	
8.1	318	548	961	0.58	1.28078±0.03702	0.13466±0.00134	0.04223±0.00102	876±92	837±16	814±8	814±8	97%	
9.1	590	1061	1555	0.68	1.23784±0.03090	0.13424±0.00143	0.04322±0.00096	813±49	818±14	812±8	812±8	99%	
10.1	818	1706	1448	1.17	1.25311±0.03413	0.13328±0.00121	0.04203±0.00102	850±57	825±15	807±7	807±7	97%	
11.1	546	891	1835	0.49	1.30721±0.03394	0.13324±0.00132	0.04388±0.00110	946±51	849±15	806±8	806±8	94%	
12.1	418	710	1143	0.62	1.37197±0.03891	0.14153±0.00137	0.04369±0.00109	918±60	877±17	853±8	853±8	97%	
13.1	560	944	1493	0.63	1.32650±0.03847	0.14132±0.00137	0.04477±0.00112	850±63	857±17	852±8	852±8	99%	
14.1	629	1232	1068	1.15	1.29680±0.03575	0.13955±0.00122	0.04388±0.00110	828±61	844±16	842±7	842±7	99%	
15.1	345	533	969	0.55	1.46328±0.04694	0.14151±0.00161	0.04807±0.00128	1047±63	915±19	853±9	853±9	92%	
16.1	839	1599	1659	0.96	1.38792±0.03499	0.14070±0.00136	0.04466±0.00095	961±50	884±15	849±8	849±8	95%	
17.1	523	861	1343	0.64	1.37321±0.03651	0.14098±0.00133	0.04597±0.00102	926±56	878±16	850±8	850±8	96%	
18.1	1303	3145	2325	1.35	1.16308±0.02846	0.12568±0.00130	0.03660±0.00087	818±56	783±13	763±7	763±7	97%	
19.1	597	1000	1356	0.74	1.37760±0.03987	0.14521±0.00146	0.04641±0.00115	872±61	879±17	874±8	874±8	99%	
20.1	815	1583	1479	1.07	1.45447±0.03783	0.15008±0.00166	0.04724±0.00119	928±51	912±16	901±9	901±9	98%	

是,李献华等未标明测试的流纹岩样品所在剖面的具体位置,且不是在苏雄组层型剖面上采集的,本文所取得的年龄是对其数据的进一步补充。考虑到陆相沉积的穿时性,苏雄组的底界年龄可能存在一定的变化范围,因此,本文将川西苏雄组底界的形成年龄限定为 800 ± 5 Ma。

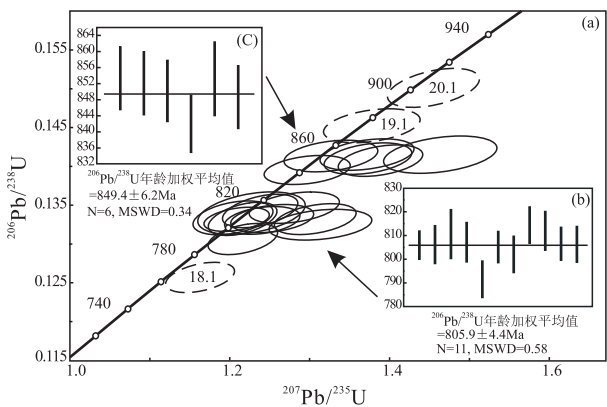


图4 川西苏雄组豆状熔结凝灰岩锆石 U-Pb 谐和图和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄图

Fig. 4 U-Pb concordia and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ plots for zircons in pisolitic welded tuff (sample LGP-3N₁) from the Suxiong Formation in western Sichuan

目前尚无关于苏雄组顶界高精度年龄的报道,只能根据间接证据进行估计。前人研究认为,“整合于苏雄组之上”的开建桥组 K-Ar 年龄为 725 Ma 和 729 Ma^[17],而实际上苏雄组与开建桥组既是上下关系,又是横向过渡关系,总体上属于同时异相关系^[18-22]。因此,其与开建桥组的沉积时限应该是一致的。最新的研究成果表明^[18,19,21,22],澄江组、开建桥组的上限年龄为 725 Ma,那么苏雄组的上限年龄也应为 725 Ma。综上所述,本文认为川西苏雄组的形成时限为 $800 \pm 5 \sim 725$ Ma,时间上持续了近 80 Ma。当然,该认识仍然需要更多的精确年代学证据的验证或支持。

苏雄组年龄的厘定对华南新元古代地层格架的确立和完善具有重要的意义。由于前人所测得的苏雄组年龄变化范围大(900 ~ 600 Ma),可靠性不高,一直不利于扬子地块西缘的地层划分对比。本文所获得的 805.9 ± 4.4 Ma 年龄数据为把苏雄组限定在新元古代中期地层提供了又一个证据。结合前人的资料^[18-22],在扬子地块西缘,苏雄组可与川西开建桥组、滇中澄江组和陆良组上段及上覆地层牛头山组进行对比;在新元古代康滇裂谷盆地,存在着与华南新元古代完全相对应的 4 个沉积旋

回,川西苏雄组和开建桥组、滇中澄江组和陆良组上段及上覆地层牛头山组构成了新元古代康滇裂谷盆地的第二个旋回沉积。在区域上,苏雄组可与黔东南番召组和清水江组、湘西北五强溪组以及桂北三门街组和拱洞组对比,代表着与华南 800 ± 5 Ma 沉积记录相配套的火山作用事件。最近发表的云南武定罗茨地区澄江组底部玄武岩 804 ± 6 Ma^[23]、四川省会东县溜姑乡的花岗岩体 806 ± 13 Ma^[24] 和滇东北东川下田坝地区黑云母二长花岗岩 801.1 ± 6.6 Ma^[25] 的 3 个 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄,进一步证实了在扬子地块西缘存在着约 800 Ma 与地幔柱相关的火山岩浆活动。华南新元古代裂谷盆地的第二沉积旋回以双峰式火山岩强烈喷发、沉积范围快速扩展为标志^[18,19]。岩石地球化学资料表明,苏雄组火山岩是一套典型的弱碱性双峰式火山岩,形成于大陆裂谷环境。扬子地块西缘康滇裂谷非常类似于现代与地幔柱活动有关的高火山活动型裂谷^[8]。

研究表明,Rodinia 超大陆汇聚之后长期处于隆升剥蚀状态,直至约 850 Ma,发生了全球性的裂谷事件^[3,26],华南新元古代裂谷盆地就是在这样的背景下形成的。本次从川西层型剖面苏雄组豆状溶结凝灰岩中获得另外一组数据的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 加权平均年龄为 849.4 ± 6.2 Ma,与前人报道的川西南盐边关刀山岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄 (857 ± 13 Ma)^[27] 一致,这两个年龄数据均与 Rodinia 超大陆初始裂解的时间(~ 850 Ma)接近,表明扬子西缘具有与其相对应的同裂谷岩浆活动,代表了该时期超级地幔柱最早的岩浆活动记录^[28]。需要强调的是,虽然华南新元古代裂谷盆地的开启时间为 820 Ma^[3,18],但是 ~ 850 Ma 左右有小规模岩浆活动的记录。所以,该年龄数据 (849.4 ± 6.2 Ma) 为与全球 Rodinia 超大陆初始裂解(~ 850 Ma)响应的同裂谷岩浆活动提供了一个新的年代学证据。

4 结论

(1)从川西层型苏雄组剖面底部豆状熔结凝灰岩中获得其中一组数据的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 加权平均年龄 805.9 ± 4.4 Ma,与前人获得的苏雄组流纹岩年龄 803 ± 12 Ma 高度一致。该年龄进一步有效地约束了苏雄组的地层时代,为华南新元古代地层格架的建立和完善提供了又一个有力的年龄证据。结合前人研究成果,本文认为苏雄组的形成

时限为 $800 \pm 5 \sim 725 \text{ Ma}$ 。

(2)在扬子地块西缘,川西苏雄组和开建桥组、滇中澄江组和陆良组上段及上覆地层牛头山组构成了新元古代康滇裂谷盆地的第二个旋回沉积。在区域上,川西苏雄组可与黔东南番召组和清水江组、湘西北五强溪组以及桂北三门街组和拱洞组对比,代表着与华南 $800 \pm 5 \text{ Ma}$ 沉积记录相配套的火山作用事件。

(3)获得另外一组数据的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 加权平均年龄为 $849.4 \pm 6.2 \text{ Ma}$,该年龄为与全球 Rodinia 超大陆初始裂解($\sim 850 \text{ Ma}$)响应的同裂谷岩浆活动提供了一个新的年代学证据。

致谢:LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年得到了中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室胡兆初教授的帮助,在此表示衷心感谢!

参考文献:

[1] 刘鸿允,胡华光,胡世玲,等. 从 Rb-Sr 及 K-Ar 年龄测定讨论某些前寒武系及中生代火山岩地层的时代[J]. 地质科学, 1981,(4):303-313.

[2] 刘鸿允. 中国震旦系[M]. 北京:科学出版社,1991.1-388.

[3] WANG J,LI Z X. History of Neoproterozoic rift basins in South China; implications for Rodinia break-up [J]. Precambrian Research,2003,122:141-158.

[4] 耿元生,杨崇辉,王新社,等. 扬子地台西缘变质基底演化 [M]. 北京:地质出版社,2008.17-18.

[5] 董榕生,李建林. 论乌斯大桥群[J]. 成都地质学院学报, 1981,(2):1-5.

[6] 马国干,张自超,李华芹,等. 扬子地台震旦系同位素年代地层学的研究[J]. 中国地质科学院宜昌地质矿产研究所所刊, 1989,(14):83-124.

[7] 张盛师. 四川西南部苏雄组及其相当地层的时代和划分对比 [J]. 四川地质学报,1985,112-122.

[8] 李献华,周汉文,李正祥,等. 扬子地块西缘新元古代双峰式火山岩锆石 U-Pb 年龄和岩石化学特征[J]. 地球化学,2001,30 (4):315-322.

[9] 辜学达,刘啸虎,李宗凡,等. 四川省岩石地层[M]. 武汉:中国地质大学出版社,1997,1-417.

[10] 彭琪瑞,朱夏. 西康富林附近之前震旦纪火山岩系及侵入岩 [J]. 中国地质学会志,1944,24:67-86.

[11] 杨遵和,陈远德. 西南地区地层总结,震旦系[M]. 重庆:重庆出版社,1981.12-16.

[12] YUAN H L,GAO S,LIU X M,et al. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry[J]. Geostand News,2004,28 (3):353-370.

[13] LIU Y S,GAO S,HU Z C,et al. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North

China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths[J]. J. Petrol. ,2010,51(1-2): 537-571.

[14] LUDWIG K R. User's Manual for Isoplot 3.00:A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel [M]. Berkeley: Berkeley Geochronological Center Special Publication,2003,No. 4.

[15] BLACK L P,KAMO S L,WILLIAMS L S,et al. The application of SHRIMP to Phanerozoic geochronology:A critical appraisal of four zircon standards [J]. Chemical Geology, 2003, 200: 171-188.

[16] RUTATTO D. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism [J]. Chemical Geology,2002,184:123-138.

[17] 胡世玲,刘鸿允,劳秋元. 震旦纪地质年代学新研究[J]. 地质科学,1991,325-336.

[18] JIANG X S,WANG J,CUI X Z,et al. Zircon SHRIMP U-Pb geochronology of the Neoproterozoic Chengjiang Formation in central Yunnan Province (SW China) and its geological significance [J]. Science China: Earth Sciences, 2012, 55 (11):1815-1826.

[19] 卓皆文,江新胜,王剑,等. 华南扬子古大陆西缘新元古代康滇裂谷盆地的开启时间与充填样式[J]. 中国科学:地球科学,2013,43(12):1952-1963.

[20] 殷继成. 四川西南部震旦系的划分和对比[J]. 成都地质学院学报,1984,32(增刊1):3-93.

[21] 崔晓庄,江新胜,王剑,等. 滇中新元古代澄江组层型剖面锆石 U-Pb 年代学及其地质意义[J]. 现代地质,2013,27(3): 547-556.

[22] 卓皆文,江新胜,王剑,等. 川西新元古界开建桥组底部沉凝灰岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 矿物岩石, 2015,35(1):91-99.

[23] 崔晓庄,江新胜,王剑,等. 扬子西缘澄江组底部玄武岩形成时代新证据及其地质意义[J]. 岩石矿物学杂志,2015,34 (1):1-13.

[24] 程佳孝,罗金海,武显东,等. 滇东北下田坝花岗岩年代学、地球化学及其构造意义[J]. 地质学报,2014,88(3):337-346.

[25] 武显东,王宗起,罗金海,等. 滇东北东川下田坝 A 型花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及其构造意义 [J]. 地质通报,2014,33(6):860-873.

[26] 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 [J]? Earth and Planetary Science Letters,1999,173:171-181.

[27] 李献华,李正祥,周汉文,等. 川西南关刀山岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄、元素和 Nd 同位素地球化学——岩石成因与构造意义[J]. 中国科学:D 辑,2002,32(增刊):60-68.

[28] 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 [J]. Precambrian Research, 2003,122:85-109.

LA-ICP-MS zircon U-Pb ages for pisolitic welded tuff from the bottom of the Neoproterozoic Suxiong Formation in western Sichuan and their geological significance

ZHUO Jie-wen^{1,2}, JIANG Xin-sheng^{1,2}, WANG Jian^{1,2}, CUI Xiao-zhuang^{1,2}, WU Hao^{1,3}, XIONG Guo-qing^{1,2}, LU Jun-ze^{1,2}, JIANG Zhuo-fei⁴

(1. Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu 610081, Sichuan, China; 2. Key Laboratory of Sedimentary Basin and Oil and Gas Resources, Ministry of Lard and Resources, Chengdu 610081, Sichuan, China; 3. Graduate School, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 4. School of Geosciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: With the aid of LA-ICP-MS, the zircon U-Th-Pb age dating for the pisolitic welded tuff sample from the bottom of the Neoproterozoic Suxiong Formation in western Sichuan was carried out for the first time, and two groups of highly concentrated age data were obtained as follows: 805.9 ± 4.4 Ma ($N = 11$, $MSWD = 0.58$) and 849.4 ± 6.2 Ma ($N = 6$, $MSWD = 0.34$). The younger one, i. e. 805.9 ± 4.4 Ma, represents the age of the deposition of tuff. This age agrees well with the previously reported SHRIMP zircon U-Pb age 803 ± 12 Ma for the rhyolites from the Suxiong Formation, and represents the initial age for the volcanic activity at the bottom of the Suxiong Formation. The study of the tectonic-magmatic thermal events shows that the age 805.9 ± 4.4 Ma represents the ca. 800 Ma volcanic event on the Yangtze landmass in South China while the age 849.4 ± 6.2 Ma may well correspond to the syn-rifting magmatic activity during the initial rifting of the supercontinent Rodinia at ca. 850 Ma.

Key words: Suxiong Formation; pisolitic welded tuff; zircon U-Pb age; Neoproterozoic; tectonic-magmatic thermal event