



# 黔东南新元古界下江群甲路组沉积特征 及其下伏岩体的锆石 U-Pb 年龄意义

陈文西<sup>1,2)</sup>, 王剑<sup>1)</sup>, 付修根<sup>1,2)</sup>, 汪正江<sup>1)</sup>, 熊国庆<sup>1)</sup>

1) 中国地质调查局成都地质矿产研究所, 成都, 610082; 2) 中国地质科学院, 北京, 100037

**内容提要:**黔东南地区的甲路组冲洪积相底砾岩为一套高角度不整合于四堡群变质岩系或侵入该变质岩系的花岗岩体之上的楔状地层。通过对该组大比例尺剖面实测与加密取样鉴定, 确定了该地区新元古界下江群甲路组与四堡群变质岩系及刚边花岗岩体之间的沉积超覆关系, 在此基础上建立了下江群的沉积演化序列。取自甲路组地层之下的花岗岩的高精度 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为  $823 \pm 12\text{Ma}$ , 这一年龄数据与已有的摩天岭花岗岩 TIMS 锆石 U-Pb 年龄  $825.0 \pm 2.4$  相一致, 代表了黔东南地区裂谷系沉积超覆的起始年龄。而该区裂谷系沉积超覆的开启年龄略晚于这个时间, 研究区内可能缺失 1000 ~ 820 Ma 之间与拉伸系 (Tonian) 大致相当的地层。

**关键词:**黔东南; 沉积超覆; 刚边花岗岩; SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄; 新元古界

华南新元古代裂谷系由一系列地堑、地垒式次级盆地组成, 裂谷系地层位于震旦系与四堡造山不整合面之间, 区域上侧向延伸不连续, 呈“楔状地层”展布 (王剑, 2005)。该套地层沉积超覆于四堡群或与之相当的冷家溪群、崆岭群、双桥山群、上溪群及双溪坞群地层之上 (王剑, 2000; 李献华等, 2002; Wang Jian et al., 2003), “楔状地层”的最低层位代表了华南裂谷系新一轮沉积旋回的起点, 其形成时间代表了裂谷系沉积超覆的开启年龄。近年来, 华南新元古代裂谷系沉积超覆作用特征及其开启年龄已获得了一系列成果与数据 (马国干等, 1984; 李献华, 1999, 2002; Li Z X et al., 1999, 2003; Li X H et al., 2002, 2003; 周汉文等, 2002), 但作为“华南裂谷”主体部分的湘黔桂次级盆地, 在以往的工作中黔东南地区还没有详细研究这些沉积超覆特征及其起点年龄。

在最近完成的 1: 5 万地质填图基础上, 笔者等对黔东南梵净山地区重要接触关系进行了详细的野外考察。通过大比例尺剖面实测与加密取样鉴定, 确定了该地区新元古界下江群甲路组与四堡群变质岩系及刚边花岗岩体之间的沉积超覆关系。在此基础上, 笔者对侵入四堡群同时又被甲路组底砾岩沉积超覆的刚边花岗岩进行了 SHRIMP 锆石 U-Pb 同

位素定年, 获得了该地区沉积超覆的起始年龄。

## 1 沉积超覆事件与沉积相特征

华南四堡造山运动之后, 经过长期的剥蚀夷平作用, 随着 820 Ma 左右 Rodinia 超大陆的解体, 开始了新一轮的沉积超覆作用 (Li Z X et al., 2003; 王剑, 2005)。最早的沉积超覆事件发生在湘—黔—桂、浙北等地堑区次级沉积盆地中心, 它们代表了华南新一轮沉积超覆事件的起点 (王剑, 2000, 2005)。在黔东南, 沉积超覆事件发生在九万大山北缘。在刚边乡西南 5km 处, 甲路组底部冲洪积相底砾岩沉积超覆于侵入四堡群之上的刚边花岗岩体之上; 而在刚边乡东南约 4km 处, 甲路组底部冲洪积相底砾岩沉积超覆于中元古界四堡群复理石浊积岩之上。区域上, 这种沉积超覆作用围绕刚边穹窿及岩体, 并向北延展。剖面序列上, 黔东南下江群从下至上由甲路组、乌叶组及番召组组成 (图 1)。

甲路组具逆粒序, 偶见定向排列构造。在甲路组超覆花岗岩地区, 底部砾岩成分相对简单, 主要以花岗岩砾石为主, 见少量硅质岩砾石, 经薄片鉴定, 填隙物主要为长石、石英及粉砂, 反映了一种快速剥蚀堆积的构造环境。甲路组下段向上逐渐由冲洪积相过渡为潮坪相含砾变质砂岩及泥质粉砂岩, 局部

注: 本文为国家自然科学基金资助项目 (编号 40472070) 和中国地质调查局项目 (编号 1212010510307) 的成果。

收稿日期: 2006-09-19; 改回日期: 2006-11-16; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 陈文西, 1977 年生, 男, 博士研究生。沉积学与大地构造学专业。通讯作者: 王剑, 电话: 028-83227596; 传真: 028-83222657;

Email: jianwang@mail.sc.cninfo.net。

夹玄武岩。本段厚度变化极大,由 480 m 逐渐变薄至尖灭,平均厚约 240 m。

随着裂谷作用的进行以及海侵超覆作用的扩大,在甲路组中段沉积了一套灰至灰绿色近滨至浅海相变质砂岩、泥质粉砂岩及含锰质页岩的组合。砂岩中小型沙纹层理发育,该组合的顶部见 2~3 条顺层侵入的辉绿岩岩脉,见杏仁状构造。本段厚度变化较大,由 800 m 逐渐变薄至 370 m,平均厚度 400 m 左右。

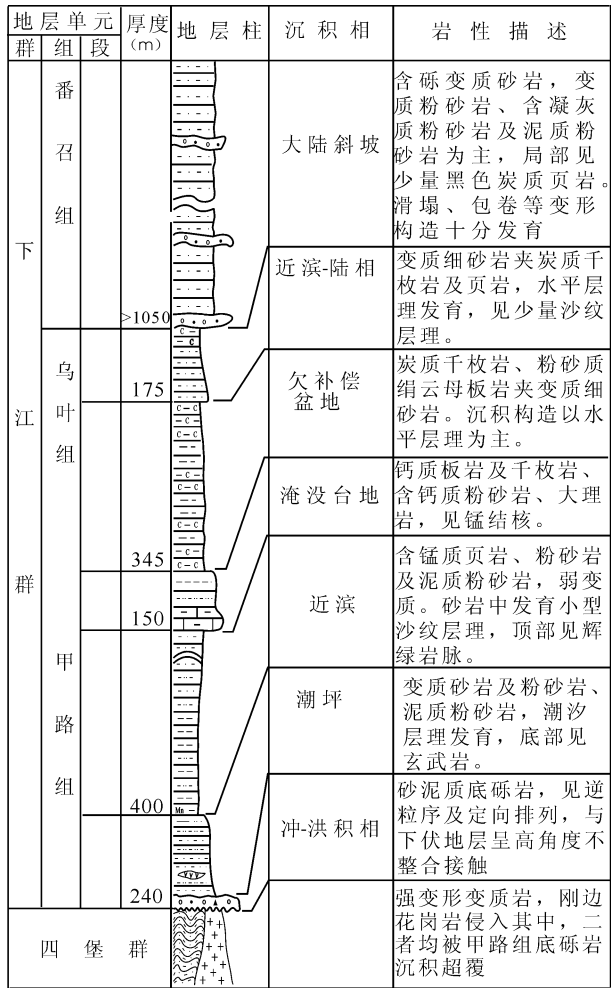


图 1 黔东南地区裂谷系沉积超覆剖面沉积演化序列  
Fig. 1 Sedimentary history of the Xiajiang Group overlapping on the Sibao Group in southeast Guizhou

海侵超覆作用的进一步扩大,海水由浅变深,在甲路组上段沉积了一套灰色碳酸盐岩台地钙质板岩、大理岩化泥岩、含钙质锰质粉砂岩及千枚岩的组合。该组合具向上变深演化的特征,形成淹没碳酸盐台地相。其厚度在 300~80 m 之间,平均厚约

150 m。

由于构造的快速沉降,海平面迅速上升,在前期淹没碳酸盐岩台地的基础上,乌叶组沉积了一套以欠补偿盆地为特征的岩性组合(图 1)。乌叶组下段岩性主要为炭质千枚岩、粉砂质绢云母板岩及变质细砂岩,该组合沉积构造简单,以水平层理为主。乌叶组上段逐渐由欠补偿盆地沉积过渡为浅海陆棚沉积环境,沉积了一套变质细砂岩夹炭质千枚岩及页岩的组合。

番召组沉积作用以大量同沉积变形构造发育为特征,形成了一套大陆斜坡滑塌、变形、水道充填沉积组合(图 1),主要为含砾变砂岩、变质粉砂岩、含凝灰质泥质粉砂岩及泥岩,滑塌、包卷等变形构造发育,偶见鲍马序列及小型沙纹层理。

综上所述,黔东南地区新元古界裂谷系是在四堡造山带剥蚀夷平的基础上建立起来的,裂谷系早期沉积作用以冲洪积相砾岩为特征,沉积超覆在四堡群之上,或沉积超覆在侵入其中的花岗岩之上。随着裂谷作用的进行以及海侵上超的扩大,研究区逐渐由滨海潮坪过渡为碳酸盐台地,直至碳酸盐台地被淹没而形成欠补偿盆地,最后形成了具拉张裂谷特征的大陆斜坡沉积盆地(图 1)。

2 样品的采集与分析方法

锆石年代学样品采自刚边乡西南 5 km 处的刚边剖面,该剖面下部为厚度大于 20 m 的花岗岩,上部为新元古界下江群地层(图 2)。剖面下部,下江群甲路组底砾岩高角度沉积超覆于花岗岩体之上,样品即采自于二者的接触线附近,采样点座标为: N25°33. 371', E108°37. 415', 样品为灰白色细粒至中粒二长花岗岩。通过人工挑选获得的锆石为紫红色透明状自形晶锆石,大小一般在 50~100 μm 之间。另外,本次野外工作也对刚边剖面的下江群进行了大比例尺实测与加密取样鉴定(图 2),以确定甲路组底砾岩与下伏花岗岩体之间的沉积超覆关系,其中,GC7-12-0~GC7-23 为灰白色细粒至中粒二长花岗岩,GC7-24~GC7-26 为底砾岩,GC7-27~GC7-38 为含砾砂岩与石英砂岩。

锆石样品的挑选是在成都地质矿产研究所完成的,对所取得的花岗岩样品采用手工碎样、重力浮选及电磁选方法选出锆石,然后在显微镜下挑选出透明,晶型完好的锆石颗粒。将样品锆石和标准锆石 TEM(年龄为 417 Ma)在玻璃板上用环氧树脂固定、抛光,然后进行反射光和透射光照相,并进行阴

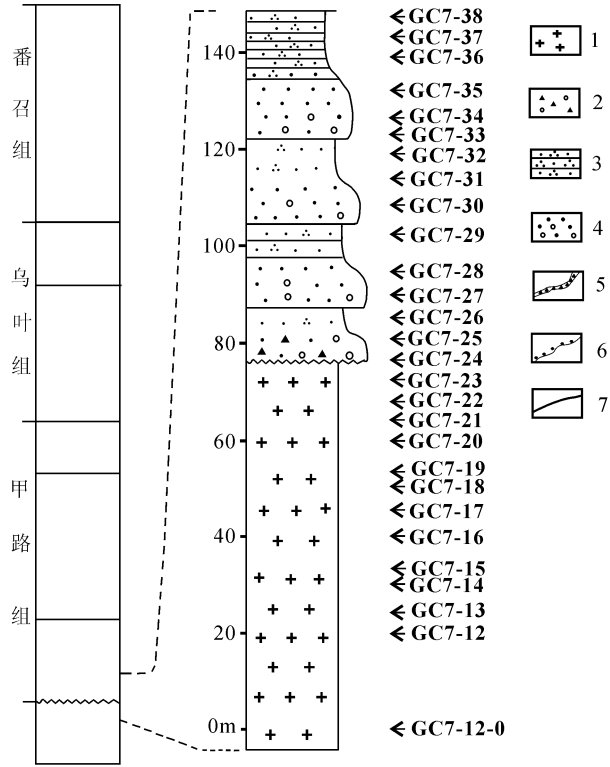
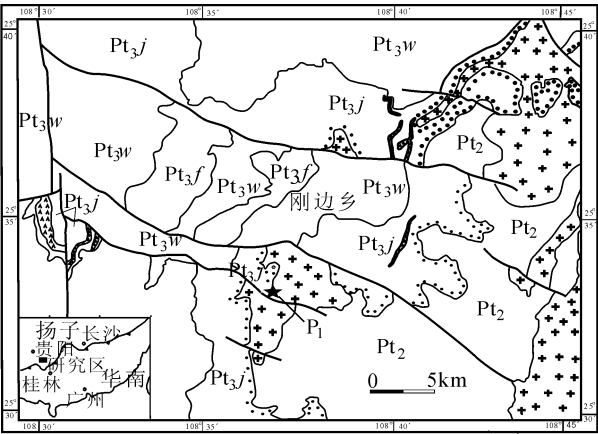


图 2 黔东南地区地质简图及详细的采样位置  
(据 1: 5 万宰便幅、高武幅修编)

Fig. 2 Simplified geologic map of SE Guizhou  
and sampling location (modified from 1:  
50000 geologic map of Zaibian and Gaowu)

1—花岗岩; 2—砾岩; 3—石英砂岩; 4—含砾砂岩; 5—侵入岩; 6—  
角度不整合; 7—断层; Pt<sub>2</sub>—中元古界四堡群; 新元古界: Pt<sub>3j</sub>—甲路  
组, Pt<sub>3w</sub>—乌叶组, Pt<sub>3f</sub>—番召组; P<sub>1</sub>—剖面位置

1—granite; 2—conglomerate; 3—silicarenite; 4—pebbled sanstone; 5—  
intrusion; 6—unconformity; 7—fault; Pt<sub>2</sub>—Sibao Group; Neoproterozoic;  
Pt<sub>3j</sub>—Jialu Formation, Pt<sub>3f</sub>—Wuye Formation, Pt<sub>3f</sub>—Fanzhao Forma-  
tion; P<sub>1</sub>—location of the section

极发光图像分析,以避免裂隙(易产生 Pb 丢失)或包裹体部位的影响。

锆石 U-Pb 同位素分析由北京离子探针中心 SHRIMP-II 型离子探针测定,详细的实验流程参见(宋彪等, 2002),用实测的<sup>204</sup>Pb进行普通 Pb 校正,普通 Pb 组成采用相应年龄的地壳平均 Pb 同位素组成。测试时使用的标准锆石为 SL13 和 TEM,前者用于标定铀和钍含量,后者用于校正年龄,每进行两个样品锆石分析后做一次参考样分析,以确保分析的质量。数据采用 Squid 和 Isoplot 程序处理。同位素比值为 1σ 相对误差,年龄加权平均值为 95% 置信度误差。

3 同位素定年分析结果

对取自沉积超覆界面之下的刚边花岗岩样品 P1 中的 17 个锆石 U-Pb 同位素组分进行了分析,其结果见表 1 所列。

通常 U 的含量越高,得到的同位素比值和年龄的测定误差越小。由表 1 可知,所测锆石分析点的 U 含量较高(U = 216 ~ 908 μg/g),Th 含量较低(Th = 46 ~ 272 μg/g),因此 Th/U 比值较小,绝大多数集中在 0.11 ~ 0.34 之间。除 4.1 和 15.1 分析点可能因含有继承的放射成因 Pb 而具有明显偏高的<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄(分别为 882 ± 29 Ma, 1097 ± 35 Ma)外,其余 15 个分析点在误差范围内有一致的 U-Pb 年龄,均落在 U-Pb 协和曲线之上(图 3),其 U-Pb 年龄的加权平均值为 823 ± 12 Ma (95% 置信

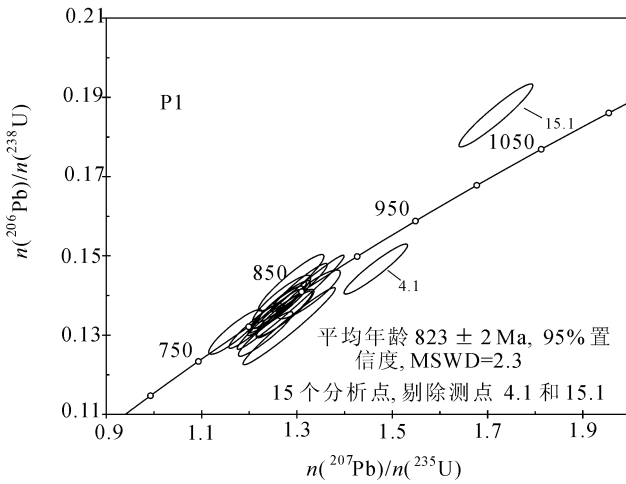


图 3 刚边花岗岩样品 P1 锆石 U-Pb 同位素一致图解  
Fig. 3 Zircon U-Pb Concordia diagram of the  
sample P1 from Gangbian granite

表 1 刚边花岗岩样品 P1 的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄测定结果  
Table 1 SHRIMP U-Pb zircon data of the Gangbian granite sample P1

| 点号      | <sup>206</sup> Pb <sub>e</sub><br>(%) | U<br>(μg/g) | Th<br>(μg/g) | <sup>232</sup> Th/<br><sup>238</sup> U | <sup>206</sup> Pb*<br>(μg/g) | <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U<br>年龄(Ma) | <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb<br>年龄(Ma) | n( <sup>207</sup> Pb*)/n( <sup>206</sup> Pb*) |             | n( <sup>207</sup> Pb*)/n( <sup>235</sup> U) |             | n( <sup>206</sup> Pb*)/n( <sup>238</sup> U) |             |
|---------|---------------------------------------|-------------|--------------|----------------------------------------|------------------------------|-----------------------------------------------|------------------------------------------------|-----------------------------------------------|-------------|---------------------------------------------|-------------|---------------------------------------------|-------------|
|         |                                       |             |              |                                        |                              |                                               |                                                | 测值                                            | 相对误差<br>(%) | 测值                                          | 相对误差<br>(%) | 测值                                          | 相对误差<br>(%) |
| P1-1.1  | 0.50                                  | 534         | 176          | 0.34                                   | 63.0                         | 825 ± 27                                      | 829 ± 28                                       | 0.06670                                       | 1.3         | 1.255                                       | 3.8         | 0.1365                                      | 3.5         |
| P1-2.1  | 0.09                                  | 627         | 67           | 0.11                                   | 73.2                         | 820 ± 27                                      | 835 ± 19                                       | 0.06690                                       | 0.9         | 1.252                                       | 3.6         | 0.1357                                      | 3.5         |
| P1-3.1  | 0.16                                  | 326         | 84           | 0.27                                   | 36.7                         | 792 ± 26                                      | 772 ± 36                                       | 0.06490                                       | 1.7         | 1.171                                       | 3.9         | 0.1308                                      | 3.5         |
| P1-4.1  | 0.42                                  | 666         | 217          | 0.34                                   | 84.2                         | 882 ± 29                                      | 999 ± 25                                       | 0.07246                                       | 1.2         | 1.465                                       | 3.7         | 0.1467                                      | 3.5         |
| P1-5.1  | 0.07                                  | 347         | 90           | 0.27                                   | 42.4                         | 856 ± 28                                      | 827 ± 25                                       | 0.06664                                       | 1.2         | 1.305                                       | 3.7         | 0.1420                                      | 3.5         |
| P1-6.1  | 0.09                                  | 360         | 41           | 0.12                                   | 40.9                         | 801 ± 45                                      | 940 ± 28                                       | 0.07039                                       | 1.4         | 1.284                                       | 6.2         | 0.1323                                      | 6.0         |
| P1-7.1  | —                                     | 295         | 82           | 0.29                                   | 34.3                         | 818 ± 27                                      | 878 ± 26                                       | 0.06830                                       | 1.3         | 1.273                                       | 3.8         | 0.1352                                      | 3.6         |
| P1-8.1  | 0.03                                  | 449         | 105          | 0.24                                   | 51.0                         | 801 ± 27                                      | 820 ± 25                                       | 0.06642                                       | 1.2         | 1.212                                       | 3.7         | 0.1324                                      | 3.5         |
| P1-9.1  | 0.12                                  | 284         | 64           | 0.23                                   | 33.2                         | 820 ± 27                                      | 873 ± 33                                       | 0.06820                                       | 1.6         | 1.275                                       | 3.9         | 0.1356                                      | 3.6         |
| P1-10.1 | —                                     | 387         | 272          | 0.73                                   | 43.3                         | 790 ± 26                                      | 889 ± 28                                       | 0.06869                                       | 1.4         | 1.234                                       | 3.8         | 0.1303                                      | 3.5         |
| P1-11.1 | 0.16                                  | 316         | 49           | 0.16                                   | 37.5                         | 832 ± 28                                      | 831 ± 31                                       | 0.06677                                       | 1.5         | 1.268                                       | 3.9         | 0.1378                                      | 3.6         |
| P1-12.1 | 0.11                                  | 418         | 89           | 0.22                                   | 49.5                         | 831 ± 27                                      | 824 ± 23                                       | 0.06657                                       | 1.1         | 1.263                                       | 3.7         | 0.1376                                      | 3.5         |
| P1-13.1 | 0.00                                  | 304         | 93           | 0.32                                   | 36.1                         | 835 ± 55                                      | 853 ± 27                                       | 0.06749                                       | 1.3         | 1.287                                       | 7.1         | 0.1383                                      | 7.0         |
| P1-14.1 | 0.03                                  | 293         | 49           | 0.17                                   | 36.0                         | 863 ± 33                                      | 782 ± 33                                       | 0.06520                                       | 1.6         | 1.288                                       | 4.4         | 0.1432                                      | 4.1         |
| P1-15.1 | 0.24                                  | 908         | 96           | 0.11                                   | 145                          | 1097 ± 35                                     | 843 ± 24                                       | 0.06717                                       | 1.2         | 1.718                                       | 3.7         | 0.1854                                      | 3.5         |
| P1-16.1 | 0.23                                  | 290         | 91           | 0.32                                   | 34.8                         | 840 ± 28                                      | 810 ± 35                                       | 0.06610                                       | 1.7         | 1.268                                       | 3.9         | 0.1391                                      | 3.5         |
| P1-17.1 | 0.16                                  | 216         | 72           | 0.34                                   | 26.0                         | 846 ± 28                                      | 884 ± 39                                       | 0.06850                                       | 1.9         | 1.325                                       | 4.1         | 0.1403                                      | 3.6         |

注:误差为 1σ。Pb<sub>e</sub> 和 Pb\* 分别表示普通铅和放射性成因铅。标准校正误差为 0.71%。应用实测的<sup>204</sup>Pb校正普通铅。

度,MSWD = 2.3),这一年龄代表了样品 P1 锆石的结晶年龄,也就是刚边剖面花岗岩的结晶年龄。至于分析点 6.1、13.1、14.1 和 15.1 与协和线有少许偏离,可能存在一定的分析误差。但这个年龄值与 P1 点南所取得的 TIMS 锆石 U-Pb 年龄 825.0 ± 2.4 Ma(曾雯等, 2005)相一致,因此,结果是可靠的。

4 讨论

4.1 华南裂谷系沉积超覆特征

华南新元古代裂谷系沉积位于震旦系与四堡造山不整合面之间,区域上侧向延伸不连续,呈“楔状地层”展布(王剑, 2005)。该套地层以沉积超覆于四堡群或与之相当的冷家溪群、崆岭群、双桥山群、上溪群及双溪坞群地层之上为特征,区域上这种沉积超覆特征明显。沉积超覆作用通常从冲洪积相开始,且常常与火山作用关系密切,常伴随着岩浆岩侵入、火山爆发、岩浆溢流及火山碎屑沉积作用(王剑, 2000, 2005; Wang J et al., 2003)。随着裂谷作用的进行以及海侵超覆作用的扩大,陆相沉积逐渐向海相沉积演化,并经历了一个从滨岸带至滨浅海、次深海至深海的演化过程。在湘西南,石桥铺组底部沉火山角砾岩沉积超覆在冷家溪群复理石浊积岩之上,向上逐渐由冲洪积粗碎屑岩相过渡至海相沉积,经历了陆相河流(石桥铺组下段)——滨海相

(石桥铺组上段)——碳酸盐台地(天井组一段)——海湾(淹没台地,天井组二段下部)——饥饿盆地(天井组二段上部)的过程(王剑, 2000)。而在桂北、湘北及湘西北,沉积超覆作用也与之相似,不同之处是湘北板溪群底部还发育了沧水铺陆相火山岩(Wang J et al., 2003)。

华南裂谷系沉积超覆特征明显,为湘桂次级盆地沉积的普遍特征。前文的分析表明,黔东南下江群底部甲路组底砾岩沉积超覆在四堡群复理石浊积岩或侵入四堡群的花岗岩体之上,向上逐渐由冲洪积粗碎屑岩相过渡至海相沉积,经历了冲洪积相(甲路组下段)——浅海相(甲路组中段)——碳酸盐台地(淹没台地,甲路组上段)——欠补偿盆地(乌叶组下段段)——浅海陆棚相(乌叶组上段)——大陆斜坡盆地(番禺组)的演化。这一特征与湘桂地区裂谷作用特征十分相似。因此,黔东南地区可能是湘黔桂次级裂谷盆地的重要组成部分。“桂北—黔东南—湘西北”一线构成了华南裂谷系的沉积中心枢纽,与桂北的白竹组、湘西北的张家湾组、湘北的沧水铺组及石桥组一样,黔东南甲路组可能同样代表了华南新元古代盆地打开时最早充填于地堑盆地中心的沉积,也就是华南新一轮沉积旋回的起点地层。

4.2 华南裂谷系沉积超覆的起始年龄

从前面的讨论可知,在最先接受沉积的地堑盆

地中,不整合面之上存在一套“楔状地层”,该套“楔状地层”的最低层位代表了华南裂谷系新一轮沉积旋回的起点,如桂北的白竹组、湘西北的张家湾组、湘北的沧水铺组、湘西南的石桥组等,这些地层底部的火山岩年龄代表了华南四堡运动之后开始接受沉积的最早时间(王剑, 2005)。近年来,关于华南裂谷系沉积超覆的开启年龄获得了一系列高精度定年数据:湘北板溪群英安质火山集块岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年结果为  $814 \pm 12$  Ma(王剑等, 2003);桂北鹰扬关群基性火山岩的 TIMS 锆石 U-Pb 定年结果为  $819 \pm 11$  Ma(周汉文等, 2002);康滇地区苏雄组火山岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年结果为  $803 \pm 12$  Ma(Li X H et al., 2002a)。这些数据十分接近,可能代表了华南裂谷系沉积超覆的开启年龄。

本文在黔东南地区侵入四堡群上部的花岗岩中获得了  $823 \pm 12$  Ma 的高精度 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年数据,该年龄略早于华南裂谷系沉积超覆的开启年龄,可能代表了华南裂谷系沉积超覆的起始年龄。在华南地区,侵入中元古界之后被新元古界沉积超覆的花岗岩体还有桂北的三防岩体、滇中峨山岩体、皖南许村岩体、赣北九岭岩体、峡东黄陵花岗岩等,它们的结晶年龄均在 820 ~ 826 Ma 之间(马国干等, 1984; 李献华, 1999, 2002; Li Z X et al., 1999, 2003; Li X H et al., 2002, 2003; 周汉文等, 2002)。因此,华南裂谷系沉积超覆的起始年龄应为 820 Ma 左右,刚边花岗岩与扬子地块其他地区 820 Ma 左右的花岗岩一样,同是华南地幔柱活动及 Rodinia 超大陆的产物(Li Z X et al., 1999; 王剑, 2000; Li X H et al., 2003)。

另外,在黔东南摩天岭侵入四堡群上部的花岗岩中获得了  $825.0 \pm 2.4$  Ma 的高精度 TIMS 锆石 U-Pb 定年数据(曾雯等, 2005),该数据与本文所测年龄一致,代表了黔东南裂谷系沉积超覆的起始年龄。同时,在该地区甲路组同沉积基性火山岩中获得了  $814 \pm 13$  Ma 的高精度 TIMS 锆石 U-Pb 定年数据(曾雯等, 2005),该时间略晚于黔东南裂谷系沉积超覆的起始年龄,与湘北板溪群英安质火山集块岩的锆石年龄、桂北鹰扬关群基性火山岩的锆石年龄、康滇地区苏雄组火山岩的锆石年龄一样,代表了华南裂谷系沉积超覆的开启年龄。

由上述讨论可知,华南四堡运动之后沉积超覆的起始年龄为 820 Ma 左右,黔东南地区裂谷系沉积超覆的开启年龄略晚于这个时间。因此,不整合面之上,黔东南地区可能缺失 1000 ~ 820 Ma 之间与拉

伸系(Tonian)大致相当的地层。不整合面之下,为四堡群,《中国地层典》依据侵入该组之花岗闪长岩体的 Rb-Sr 全岩等时线年龄为  $1063 \pm 95$  Ma, 锆石 U-Pb 年龄为 1100 Ma, 归属中元古代( $\geq 1000$  Ma)(《中国地层典》编辑委员会, 1999),这种划分是合理的。因此,在黔东南地区,不存在可与华北青北口系相对应的地层。这种特征与华南其他地区的研究成果是一致的(王剑, 2000, 2003, 2005)。

## 5 结论

(1)黔东南地区可能是湘黔桂次级裂谷盆地的重要组成部分,沉积特征与湘桂地区十分相似,经历了一个从陆相到海相的沉积超覆过程,沉积初期甲路组底砾岩沉积超覆在四堡群变质岩系或刚边花岗岩体之上,代表了该区沉积超覆的起点。

(2)黔东南地区被裂谷系沉积超覆的刚边花岗岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为  $823 \pm 12$  Ma,该年龄略早于华南裂谷系沉积超覆的开启年龄,可能代表了华南裂谷系最早沉积超覆的起点年龄(820 Ma 左右)。刚边花岗岩与扬子地块其他地区 820 Ma 左右的花岗岩一样,同是华南地幔柱活动及 Rodinia 超大陆的产物。

(3)黔东南地区可能缺失 1000 ~ 820 Ma 之间与拉伸系(Tonian)大致相当的地层。把刚边花岗岩连同其上的下江群一起归入与华北青白口系相当的新元界下部地层缺乏可靠的定年依据。

**致谢:**本文在野外工作中得到了贵州地质调查院的王雪华高工和贵州地矿局的曾昭光高工的大力支持与帮助,北京离子探针中心石玉若博士为室内锆石 U-Pb 测年进行了指导,在此一并深表感谢。

## 参 考 文 献 / References

- 李献华. 1999. 广西北部新元古代花岗岩锆石 U-Pb 年代学及其构造意义. 地球化学, 28(1): 1~9.
- 李献华, 李正祥, 周汉文, 刘颖. 2002. 皖南新元古代花岗岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学、元素地球化学和 Nd 同位素研究. 地质论评, 48(增刊): 8~16.
- 马国干, 李华芹, 张自超. 1984. 华南地区震旦纪时限范围的研究. 见: 中国地质科学院宜昌地质矿产研究所所刊, (8). 北京: 地质出版社, 1~29.
- 宋彪, 张玉海, 万渝生, 简平. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评, 48(增刊): 26~30.
- 王剑. 2000. 华南新元古代裂谷盆地演化——兼论与 Rodinia 解体的关系. 北京: 地质出版社, 7~99.
- 王剑, 李献华, Duan T Z, 刘敦一, 宋彪, 李忠雄, 高永华. 2003. 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, 48(16): 1726~1731.
- 王剑. 2005. 华南“南华系”研究新进展——论南华系地层划分与对

- 比. 地质通报, 24(6): 491 ~ 495.
- 曾雯, 周汉文, 钟增球, 曾昭光, 李惠民. 2005. 黔东南新元古代岩漿岩单颗粒锆石 U-Pb 年龄及其构造意义. 地球化学, 34(6): 548 ~ 556.
- 周汉文, 李献华, 王汉荣, 李江, 李惠民. 2002. 广西鹰扬关基性火山岩的锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 地质论评, 48(增刊): 22 ~ 25.
- 《中国地层典》编辑委员会. 1999. 中国地层典——中元古界. 北京: 地质出版社, 67.
- Li X H, Li Z X, Zhou H, Liu Y and Kinny P. D. 2002. U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian rift of South China; implications for the initial rifting of Rodinia. *Precambrian Research*, 113: 135 ~ 155.
- Li X H, Li Z X, Ge W C, Zhou H W, Li X W, Liu Y and Michael T. D. 2003. Neoproterozoic granitoids in South China; crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma?. *Precambrian Research*, 122: 45 ~ 83.
- Li Z X, Li X H, Kinny P D and Wang J. 1999. The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China?. *Earth and Planetary Science Letters*, 173: 171 ~ 181.
- Li Z X, Li X H, Kinny P D, Wang J, Zhang S and Zhou H. 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. *Precambrian Research*, 122: 85 ~ 109.
- Wang J, Li Z X. 2003. History of Neoproterozoic rift basins in China; Implication for Rodinia break-up. *Precambrian Research*, 122: 141 ~ 158.

## Sedimentary Characteristics of the Jialu Formation and Its Underlying Granite's U – Pb Zircon Age in Southeast Guizhou, China

CHEN Wenxi<sup>1,2)</sup>, WANG Jian<sup>1)</sup>, FU Xiugen<sup>1,2)</sup>, WANG Zhengjiang<sup>1)</sup>, XIONG Guoqing<sup>1)</sup>

1) *Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, Chengdu, 610082;*

2) *Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037*

### Abstract

The lower part of the Jialu Formation is characterized by alluvial/pluvial facies spheonoid basal conglomerate, and is unconformable on the Mesoproterozoic Sibao Group and the Gangbian granite, which intruded into Mesoproterozoic Sibao Group in southeast Guizhou, China. By large – scale section survey and crowding sampling, we have found out the overlap relationship between the Jialu Formation and the Sibao Group – the Gangbian granite, and set up the sedimentary sequence of the Xiajiang Group. At the same time we have gained one SHRIMP U – Pb zircon age  $823 \pm 12$  Ma from the Gangbian granite underneath the Jialu Formation, which is consistent with the Motianling granite TIMS U – Pb zircon age  $825.0 \pm 2.4$  Ma. It is suggested that the age of the initialized deposition in the Neoproterozoic rifting system was about  $823 \pm 12$  Ma, but the beginning of deposition of Neoproterozoic rifting system in the southeast Guizhou was a little younger than it. It is indicated that the studied area might be deficient in the strata of 1000 ~ 820 Ma, corresponding to Tonian.

**Key words:** southeast Guizhou; overlap; Gangbian granite; SHRIMP U – Pb zircon age; Neoproterozoic

