

# 会理—东川地区中元古代地层—构造格架

尹福光<sup>1)</sup>, 孙志明<sup>1)</sup>, 张璋<sup>1,2)</sup>

1) 成都地质矿产研究所, 成都, 610081; 2) 中国地质大学研究生院, 武汉, 430094

**内容提要:** 会理—东川地区是上扬子陆块出露中元古界地层最广泛的地区。以菜子园—麻塘东西向断裂带为界, 之北为会理群, 之南为汤丹群、东川群, 断裂带内为通安组五段。均为一套浅变质的沉积岩夹火山岩。笔者等通过沉积学、火山岩岩石学 and 同位素地质年代学综合研究, 认为中元古代(1800 ~ 1650Ma)堆积了一套偏碱性细碧角斑岩和火山—沉积碎屑岩建造的河口群, 形成了近东西向的裂谷盆地。东川群大致相当于 Calymmian 期, 其黑山组中凝灰岩锆石 SHRIMP 年龄为  $1503 \pm 17\text{Ma}$ , 形成于被动陆缘的伸展环境; 会理群大致相当于 Stenian 期, 具陆缘—岛弧型火山岩组合特征。通安组五段为裂谷—深海型沉积。会理群、东川群形成不同时代、不同环境下的两套产物, 在新元古代以前分属不同的两个块体, 不能加以简单的对比。二者应该以菜子园—麻塘断裂带为界, 保持相对独立。

**关键词:** 会理; 东川; 中元古代; 地层—构造格架

四川会理—云南东川地区元古界地层, 是上扬子陆块基底岩系的重要组成部分, 地层发育比较完整, 其中蕴藏着丰富的铁、铜等矿产资源。同时, 国际地学界对元古宙时期形成的 Rodinia 超级大陆的形成演化、古地理格局和矿产资源的控制等问题非常重视, 业已形成当前地学研究领域的前沿课题之一。以菜子园—麻塘东西向断裂带为界(王康明, 2001), 四川省、云南省分别对会理、东川地区的前寒武纪地层建立了各自的地层系统(图1、表1)。在四川称之为会理群, 包括力马河组、凤山营组、天宝山组, 其下伏地层称之为河口群。在云南东川地区称之为东川群, 包括因民组、落雪组、黑山组、青龙山组, 其下有汤丹群(本文称谓), 包括洒海沟组、望厂组、菜园湾组、平顶山组。而在断裂带内, 又称通安组, 细分为5段。它们的时代归属与对比, 以及大地构造属性不同的学者有不同的认识。

笔者等在对四川会理、云南东川地区元古宙地层野外工作基础上, 结合系统的沉积学、同位素地质年代学、火山岩岩石学综合研究, 以活动论观点为指导, 认为上扬子陆块前寒武纪地质体与现今造山带一样, 应为不同性质、不同时代的地质体拼接而成。本文就以这样的指导思想来探讨其地层—构造格架及演化历史, 为阐明上扬子陆块基底成因及性质, 追

溯 Rodinia 超级大陆形成具有十分重要的作用。在沉积学方面进行了沉积相、沉积环境的研究, 重点对沉积环境争议较大的会理群、通安组五段进行了详尽的沉积学工作。在年代学方面, 对该地区地层中所含火山岩岩石进行采样和室内的 SHRIMP 测年, 与本文相关的样品有4件。火山岩岩石地球化学资料主要据耿元生(2007a)、赵彻终(1999)、刘肇昌等(1996)和吴根耀(1982))。

## 1 地质背景

在上扬子陆块西南缘沿着康定—渡口—元谋—易门一线的南北方向, 也就是传统的“康滇地轴”地区, 断续分布着元古界地层, 是我国南方前南华纪地层出露最为广泛的地区之一。主要为一套浅变质的沉积岩夹火山岩。以河口群、汤丹群、东川群、会理群、通安组为典型代表的五套浅变质火山—沉积岩系组成(表1、图2), 构成了上扬子陆块前寒武纪基底。

河口群为两套火山岩(下为角斑岩, 上为细碧岩)夹一套沉积岩(已变质为黑云母片岩)。在四川会理称河口组, 产特征的拉拉厂式铜矿, 在滇中新平称大红山群, 产大红山式铁铜矿床(吴根耀, 1987)。

汤丹群(表1, 相当于陈天佑的下昆阳群)的洒

注: 本文为国家973项目“国家重点基础研究发展规划项目”(编号2009CB421003)、国土资源大调查项目“西南地区基础地质调查综合研究”(编号1212010610213)、国家自然科学基金重点项目(编号41030315)和国家自然科学基金项目(编号40773001)的成果。

收稿日期: 2010-10-20; 改回日期: 2011-07-18; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 尹福光, 男, 1965年生。研究员。主要从事区域地质、构造地质学研究。Email: yfuguang@126.com。

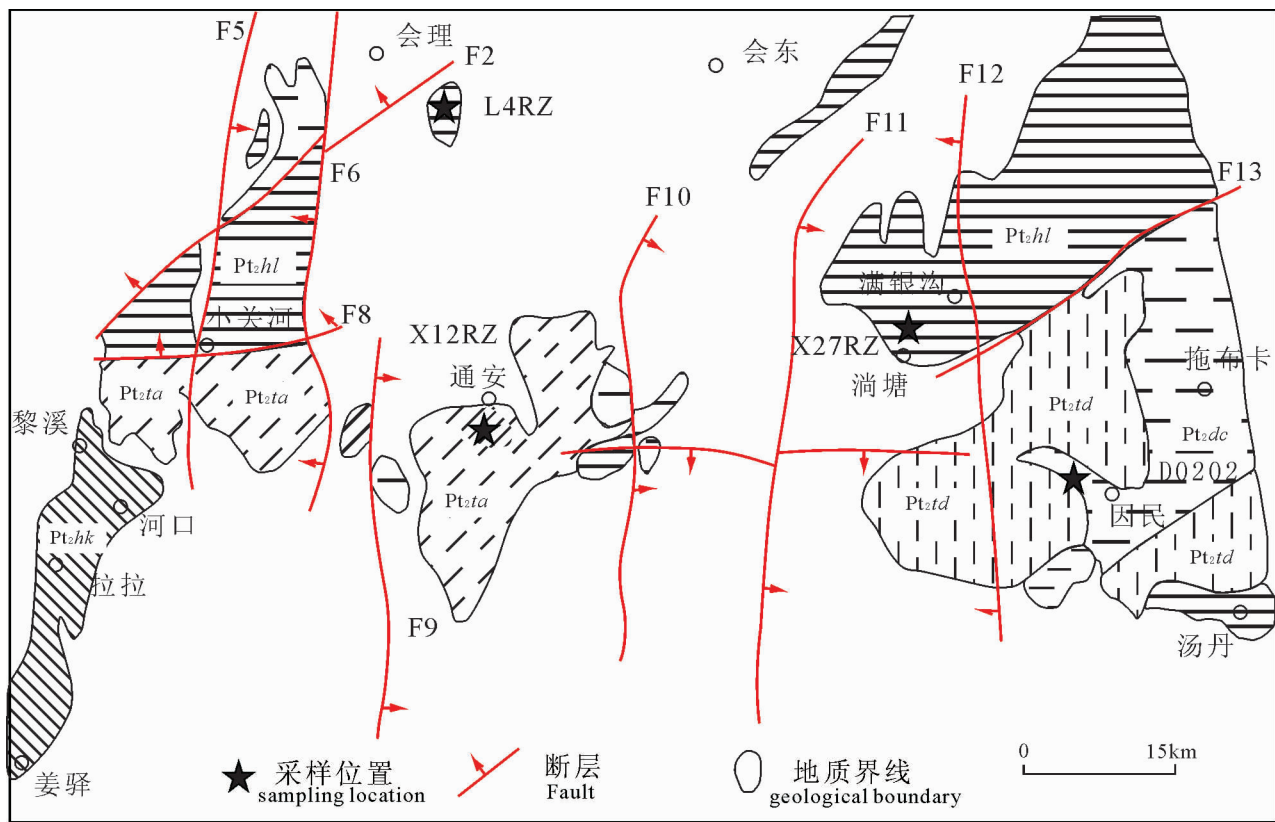


图1 会理—东川地区元古界地层分布略图及采样位置(据吴根耀,1982,修改)

Fig. 1 Sketch map of Mesoproterozoic strata distribution in the Huili—Dongchuan area, western margin of the Yangtze block (modified after Wu Genyao, 1982) and sampling position

中元古界:Pt<sub>2</sub>hk—河口群, Pt<sub>2</sub>ta—通安组, Pt<sub>2</sub>td—汤丹群, Pt<sub>2</sub>dc—东川群, Pt<sub>2</sub>hl—会理群。F1—小关河断层;F2—鹿厂断层;

F3—沙河铺断层;F4—菜园园断层;F5—红山湾断层;F6—么棚子断层;F7—松民断层;F8—茂鹿断层;F9—麻塘断裂

Mesoproterozoic: Pt<sub>2</sub>hk—Hekou Gr., Pt<sub>2</sub>ta—Tong'an Fm., Pt<sub>2</sub>td—Tangdan Gr.; Pt<sub>2</sub>dc—Dongchuan Gr., Pt<sub>2</sub>hl—Huili Gr.; F1—Xiaoguanhe fault; F2—Luchang fault; F3—Shahepu fault; F4—Caizi yuan fault; F5—Hongshanwan fault; F6—Yaopengzi fault; F7—Songmin fault; F8—Maolu fault; F9—Matang fault

海沟组为板岩、千枚岩,下部夹白云岩。望厂组为薄—厚层石英砂岩夹板岩。菜园湾组为灰白色,肉红色薄至厚层白云岩、白云质灰岩。平顶山组为黑色碳质板岩,夹黑色碳质泥质白云岩,下部夹火山岩,厚度变化很大(刘肇昌等,1996),但其时代、成因争议较大(花友仁,1959;李复汉等,1988;李希勤等,1984;吴懋德等,1990;吕世琨等,2001;戴恒贵,1997)。

东川群自下而上,因民组以紫红色砂岩、板岩互层为特征,底部为砾岩;落雪组为白云岩,下部和底部产东川式铜矿,主要见于藻礁相、藻席相、潮沟充填相、潮滩相(以上为潮间带)和泻湖相的沉积(牟传龙等,2000);黑山组下部为白云岩或灰岩(可相变为石英砂岩),中—上部的岩性为碳质板岩及碳质灰岩,夹火山岩。青龙山组为浅海碳酸盐台地相

的中厚层一块状的白云岩和白云质灰岩。

会理群自下而上,力马河组为深灰色薄层板岩夹薄层状砂岩、透镜状砾岩。凤山营组为深灰色薄层条带状灰岩、白云岩;天宝山组为变质斑状英安岩、灰绿色厚层一块状变质凝灰岩夹中—酸性凝灰岩熔岩、凝灰质千枚岩。

通安组前人划分为五段,一至四段岩性与汤丹组相近,而通安组五段为灰色千枚岩、板岩,夹有一套基性和酸性火山喷发碎屑岩和熔岩。在基性火山岩中,普遍夹有薄层硅质岩和碳酸盐岩透镜体。与四段为断层接触,其构造变形非常强烈,发育一系列向北倾的逆冲断层,为一套典型的构造混杂岩。

## 2 火山岩的岩石地球化学特征

该地区的河口群、汤丹群,东川群黑山组(通安

表1 康滇地区前南华纪地层划分沿革表

Table 1 History and comparison of stratigraphic divisions for Pre-Nanhuan System (Mesoproterozoic—early Neoproterozoic) in Kang-Dian (Western Sichuan—Yunnan) region

		吴懋德等 (1990)	云南地质志 (1990)	有色314队陈天佑等 (1990)	李复汉等 (1988)	四川地质志 (1990)	本文		
新元古界	上昆阳群	华家箐组 柳坝塘组			大营盘群				
	中昆阳群	唐房运动 美党组 大龙头组 大营盘组	上昆阳群 大营盘组	麻地组 小河口组 大营盘组 小黑箐运动	三风口运动	天宝山组 力马河组	会理群 天宝山组 力马河组	满银沟运动 美党组 大龙头组 通安组	
中元古界	下昆阳群	绿汁江组 鹅头厂组 落雪组 茵民组							中昆阳群 绿汁江组 鹅头厂组 落雪组 茵民组
	古元古界	龙川群	龙川运动 苴林亚群 大红山亚群	下昆阳群 美党组 大龙头组 大黑山头组 黄草岭组	下昆阳群 美党组 大龙头组 大黑山头组 黄草岭组	会理群 天宝山组 力马河组 小官河运动	河口组 天宝山组 力马河组	河口群 汤丹群 平项山组 菜园湾组 望厂组 洒海沟组	

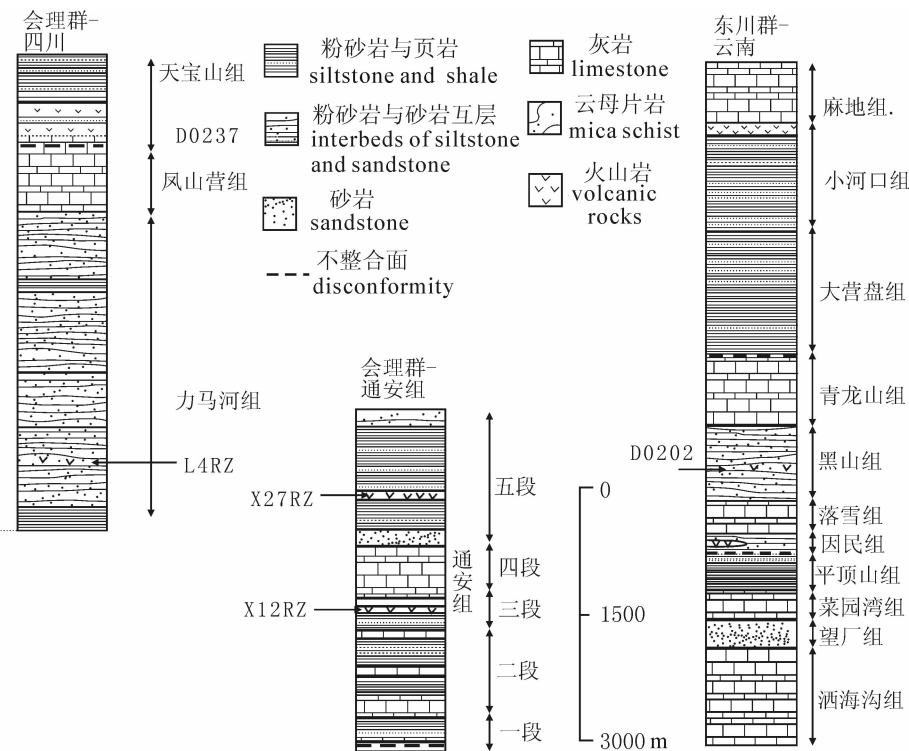


图2 会理—东川地区元古宇岩性柱主图及采样位置

Fig. 2 Main stratigraphic column of Proterozoic in Huili—Dongchuan region and sampling localities

组三段)、通安组五段、天宝山组等五套地层夹有火山岩。

2.1 河口群、汤丹群火山岩

河口群以云母片岩、钠长浅粒岩为主,夹千枚岩、磁铁石英岩、白云石大理岩及斜长变粒岩、钠长片岩等,可恢复出多个富钠质安粗一流纹质熔岩、凝灰岩与富含有机炭及黄铁矿之深灰色、黑色泥岩夹碳硅质泥岩、白云岩等组成的火山喷发—沉积旋回。河口群火山岩组合从钾细碧岩到细碧岩→钠角斑岩→钾角斑岩→石英角斑岩。

据赵彻终等(1999)统计河口群 67 件火山岩样品的化学分析数据表明,绝大多数细碧岩类和大多数角斑岩类均为碱性—强碱性。在硅

碱图上绝大多数落在碱性和强碱性玄武岩系列区。系列岩石化学图解分析表明河口群火山岩应为碱性+拉斑玄武岩系列,总体显示板内玄武岩特征,为陆壳分裂背景下形成的。稀土元素中, $Sm/Nd = 0.224 \sim 0.34$ ,平均0.288,与大洋玄武岩(0.234~0.425)相当,说明裂谷已达相当程度,接近陆间裂谷。刘肇昌等(1996)认为是河口期在康滇运动SN向拉张作用下,原始结晶基底发生裂解,拉拉地区形成近东西向的裂谷盆地,盆地内堆积了河口群。

东川地区汤丹群的火山岩主要为火山角砾岩、凝灰岩—沉凝灰岩、细碧岩。火山角砾岩分布于火山岩层下部,呈似层状。火山角砾成分主要为含玻屑和石英、长石碎屑的浆屑,填隙物为凝灰质。与沉凝灰岩交替成层,构成清晰的旋回或基本层序。其成因与时代现无定论,有较大的分歧。

## 2.2 东川群黑山组火山岩

黑山组上下段都为黑色板岩,中部为具浊流成因的灰色厚层块状变凝灰质砾岩与含砾凝灰质砂岩,变晶屑凝灰岩,条带状含砾凝灰质板岩等互层。砾石成分主要有杏仁状、致密状、斑状玄武岩和安山岩。其次夹有喷溢流成因的条带状砂屑灰岩、泥质粉砂岩、粉砂质板岩等。从其上、下地层沉积岩岩性、沉积相组合特征看,其沉积构造背景应为被动陆缘下的拉张环境。

## 3.3 通安组三段火山岩

通安组三段火山岩沿菜子园断裂发育,见于黎溪尘河、通安新铺子一带,为一套凝灰岩、凝灰质白云岩和板岩、细碧岩、角斑岩的火山—沉积建造,玄武岩见枕状构造。

玄武岩组合总体属亚碱性岩系的拉斑玄武岩系列。稀土分布曲线向右陡倾斜,与大陆裂谷碱性玄武岩特征类似。微量元素以富集大离子亲石元素为特征,Cr含量极低( $1.58 \times 10^{-6} \sim 11 \times 10^{-6}$ ),微量元素皮尔斯标准化型式为“大隆起”型,为典型板内玄武岩的配分模式。赵彻终等(1999)据一些微量元素比值与投点表明这套火山岩形成于板内裂谷带,但已拉至洋壳。吴懋德(1990)也认为在许多方面仍然保持火山地堑的特征,喷溢流沉积和浊积岩系发育,时限为1700~1400Ma。

在会东东部的小街、新田等地出露较广。分为上下两部分,下部玄武质火山岩段为灰绿色玄武质晶屑凝灰岩与沉积凝灰岩,上部流纹质火山岩段为含变余石英和钠长石晶屑的凝灰岩和少量熔岩。该双峰岩套的火山机构具裂隙式喷发特征,喷发裂隙

呈东西向展布。在 $Al_2O_3-FeO-MgO$ 图解上玄武岩类平均值投点于大陆裂谷区。在 $[w(MgO)]^{-3}-[w(TiO_2)]^{-2}-[w(K_2O)]$ 图上投入大陆裂谷和大洋碱性玄武岩区(赵彻终等,1999)。这表明小街凤山营组玄武岩—流纹岩双峰组合为大陆板内裂谷条件下的产物。

## 2.4 天宝山组火山岩

为变质斑状英安质凝灰岩、熔岩,发育斑状结构及柱状节理。下部凝灰岩从玄武安山岩过渡为安山岩、英安岩,熔岩类从英安岩过渡至流纹岩。在戈蒂尼—里特曼图解上,流纹岩类落在造山带区。吴根耀(1987)有关测试数据表明,天宝山组酸性火山岩与洋脊花岗岩相比,Sr高出1~6倍,Ba高出5~370倍;Zr、Y变化范围较大, $Zr \times 10^{-6} = 58 \times 10^{-6} \sim 1100 \times 10^{-6}$ , $Y = 16 \times 10^{-6} \sim 57 \times 10^{-6}$ ,约40%的样品Zr、Y含量与非造山的A型花岗岩(Collis, 1982)相近,其余Zr、Y值相似于造山花岗岩。这些资料分析表明,该组合具有造山带火山岩的特征,为造山作用的产物。

## 3 年代学特征

### 3.1 河口岩群年代学

河口岩群上部钠长浅粒岩获得 $1987 \pm 8$  Ma的颗粒锆石 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄值(吴根耀,2006),李复汉等(1988)曾获1712Ma的钠长浅粒岩锆石U-Pb模式年龄。沈远仁等获得大红山群主矿体的粗铅法年龄为2293.5Ma(转引自吕世琨等,2001)。河口群时限为1950~1700Ma(袁海华等,1987;刘肇昌等,1996)。Greentree(2006,2008)认为河口群碎屑锆石年龄最年轻的为 $1400 \pm 8$  Ma,可能代表变质年龄,次新的为 $1825 \pm 13$  Ma,代表了成岩年龄。

### 3.2 会理群、东川群年代学

本次研究中,分别对会理群、东川群所含火山岩岩石进行了取样。东川地区黑山组(D0202)采样位置地理坐标为: $N26^{\circ}16'01.9''$ , $E102^{\circ}55'30.8''$ ;通安组三段(X12RZ)采样位置地理坐标为: $N26^{\circ}16'01.9''$ , $E102^{\circ}55'30.8''$ ;力马河(L4RZ)采样位置地理坐标为: $N26^{\circ}16'01.9''$ , $E102^{\circ}55'30.8''$ ;通安组五段(X27)采样位置地理坐标为: $N26^{\circ}37'.49.1''$ ;  $E102^{\circ}52'.56.8''$ (图1)。样品为灰白色,块状,已风化呈松软土状。均为晶屑—岩屑凝灰岩,表面风化后呈细小糖粒状颗粒。显微镜下观察表明,晶屑呈镶嵌状,成分主要是斜长石、石英,少量为正长石。斜长石晶屑裂纹发育,熔蚀现象常见。基质脱玻化明

显,发育梳状、簇状构造。样品经手工粉碎,后按常规重力及电磁法浮选出可能的锆石颗粒,最后在双目镜下挑选锆石颗粒。锆石多为浅紫红色,粒状,短柱状、碎粒状,金刚光泽,透明,表面多具磨蚀特征,锆石长度一般为60~140 $\mu\text{m}$ ,少数达200 $\mu\text{m}$ 。

制靶、反射和透射下的显微观察与照相均在北京离子探针中心实验室完成,根据阴极发光图片分析、检查了锆石内部结构,选择了具有明显的振荡环带结构的锆石为本次测试的对象,并确定了测试位置。

锆石 U-Pb 测年在中国地质科学院地质研究所

北京离子探针中心的 SHRIMP II 上采用标准测定程序完成,详细的分析流程见文献的论述(Liu Dunyi, et al., 2003; 简平,等,2001)。应用澳大利亚国家地调局标准锆石 TEM(417Ma)进行元素间的分馏校正,采用澳大利亚国立大学地学院标准锆石 SL13(572Ma, U = 238 $\mu\text{g/g}$ )标定样品的 U、Th 及 Pb 含量。数据处理采用 Squid 和 Isoplot 程序。普通 Pb 由实测<sup>204</sup>Pb校正。所有测点的误差均为1 $\sigma$ ,所采用的<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U加权平均年龄具95%的置信度。

获得不谐和年龄,其中加权处理后获得平均年龄,东川地区黑山组(D0202)为1503 ± 17Ma

表2 会理—东川地区中元古代岩石锆石 SHRIMP 测年结果

Table 2 SHRIMP U-Pb data of the zircons from the Mesoproterozoic rocks in Huili—Dongchuan area, western Yangtze Block

样品	测定点号	含量 ( $\mu\text{g/g}$ )		$\frac{\text{Th}}{\text{U}}$	同位素比值						年龄(Ma)				$\rho\gamma$
		Th	U		$n(^{207}\text{Pb})/n(^{206}\text{Pb})$		$n(^{207}\text{Pb})/n(^{235}\text{U})$		$n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
					测值	相对误差(%)	测值	相对误差(%)	测值	相对误差(%)	测值	$\pm\sigma$	测值	$\pm\sigma$	
样品: L4RZ, 采样经纬度坐标: N26° 16' 01.9", E102° 55' 30.8"	D0202-1.1	143	185	0.80	0.0971	1.2	3.460	2.6	0.2586	2.4	1483	35	1547	30	4
	D0202-2.1	296	392	0.78	0.09690	0.81	3.510	2.3	0.2627	2.2	1504	33	1542	27	3
	D0202-3.1	424	486	0.90	0.09726	0.92	3.436	2.4	0.2563	2.2	1471	33	1475	31	1
	D0202-4.1	67	98	0.71	0.0944	1.7	3.45	3.0	0.2651	2.5	1516	37	1490	41	-2
	D0202-5.1	110	168	0.68	0.0962	1.3	3.476	2.7	0.2622	2.3	1501	34	1516	41	1
	D0202-6.1	85	120	0.73	0.0935	1.5	3.405	2.8	0.2642	2.4	1511	36	1422	57	-6
	D0202-7.1	251	306	0.85	0.09646	0.95	3.511	2.5	0.2640	2.3	1510	34	1502	20	0
	D0202-8.1	135	212	0.66	0.0978	1.0	3.571	2.5	0.2647	2.3	1514	33	1463	28	-3
	D0202-9.1	187	222	0.87	0.0999	1.0	3.619	2.5	0.2627	2.3	1503	34	1507	30	1
	D0202-10.1	174	260	0.69	0.09643	0.98	3.451	2.4	0.2596	2.2	1488	33	1486	33	0
	D0202-11.1	177	188	0.97	0.0962	1.1	3.552	2.6	0.2678	2.3	1529	36	1479	33	-3
	D0202-12.1	42	72	0.61	0.0955	1.9	3.56	3.2	0.2705	2.6	1543	39	1370	93	-12
	D0202-13.1	319	326	1.01	0.09995	0.78	3.614	2.4	0.2622	2.2	1501	34	1489	22	0
	D0202-14.1	75	98	0.78	0.0985	1.6	3.57	3.3	0.2630	2.9	1505	43	1508	34	1
	D0202-15.1	148	153	1.00	0.0988	1.2	3.639	2.6	0.2671	2.3	1526	36	1466	43	-3
	D0202-16.1	80	134	0.62	0.0990	1.3	3.537	2.7	0.2592	2.4	1486	34	1504	42	2
	D0202-17.1	51	77	0.68	0.1047	1.9	3.57	3.2	0.2472	2.6	1424	37	1712	90	17
	D0202-18.1	119	258	0.48	0.09717	0.90	3.535	2.4	0.2639	2.2	1510	32	1538	22	2
样品: D0202, 采样经纬度坐标: N26° 16' 01.9", E102° 55' 30.8"	L4RZ-1.1	41	93	0.46	0.0792	2.9	2.037	3.0	0.1866	0.93	1094	10	943	130	-16
	L4RZ-2.1	94	154	0.63	0.16220	0.57	9.420	0.85	0.4212	0.64	2261	12	2450	15	8
	L4RZ-3.1	20	55	0.38	0.0785	7.9	2.02	8.0	0.1865	1.1	1102	13	1090	220	-1
	L4RZ-4.1	62	75	0.86	0.1010	6.6	4.21	6.7	0.3026	0.95	1723	16	1741	140	1
	L4RZ-5.1	32	80	0.41	0.0728	8.8	1.82	8.9	0.1815	0.96	10903	11	1285	220	15
	L4RZ-6.1	32	62	0.52	0.0940	7.1	2.45	7.2	0.1887	1.1	1096	20	986	440	-11
	L4RZ-7.1	48	114	0.44	0.1033	1.9	3.367	2.1	0.2363	0.81	1355	11	1504	71	10
	L4RZ-8.1	250	291	0.89	0.07398	0.88	1.854	1.1	0.1818	0.64	1073	6.4	968	30	-11
	L4RZ-9.1	37	89	0.42	0.0789	4.9	1.993	5.0	0.1831	0.94	1068	11	755	220	-41
	L4RZ-10.1	56	193	0.30	0.1170	4.7	5.32	4.7	0.3294	0.63	1841	11	1928	89	5
	L4RZ-11.1	146	255	0.59	0.0985	1.5	3.594	1.9	0.2645	1.2	1511	17	1554	42	3
	L4RZ-12.1	126	338	0.39	0.1472	1.2	6.134	1.3	0.3021	0.50	1656.7	7.4	2017	28	18
	L4RZ-13.1	188	221	0.88	0.1149	1.2	4.76	2.5	0.3001	2.2	1685	33	1809	35	7

续表 2

样品	测定点号	含量 ( $\mu\text{g/g}$ )		$\frac{\text{Th}}{\text{U}}$	同位素比值						年龄 (Ma)				PY
		Th	U		$n(^{207}\text{Pb})/n(^{206}\text{Pb})$		$n(^{207}\text{Pb})/n(^{235}\text{U})$		$n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
					测值	相对误差 (%)	测值	相对误差 (%)	测值	相对误差 (%)	测值	$\pm\sigma$	测值	$\pm\sigma$	
样品: X12RZ, 采样经纬度坐标: N26° 16' 01.9", E102° 55' 30.8"	X12RZ-1.1	602	1392	0.45	0.06737	0.64	0.811	2.9	0.0873	2.9	534	15	788	22	32
	X12RZ-2.1	499	1185	0.43	0.06977	0.55	1.203	2.9	0.1251	2.9	755	21	876	23	13
	X12RZ-3.1	226	840	0.28	0.06892	0.64	1.253	2.9	0.1319	2.9	796	22	845	22	6
	X12RZ-4.1	592	1290	0.47	0.06991	0.61	1.003	2.9	0.1041	2.9	632	18	824	23	23
	X12RZ-5.1	237	1005	0.24	0.06934	0.63	1.114	3.0	0.1165	2.9	705	20	901	19	21
	X12RZ-6.1	800	880	0.94	0.08340	0.60	2.164	2.9	0.1882	2.9	1103	30	1233	14	10
	X12RZ-7.1	137	670	0.21	0.10089	0.47	2.943	2.9	0.2116	2.9	1211	33	1567	12	21
	X12RZ-8.1	331	1217	0.28	0.06399	0.68	0.912	2.9	0.1034	2.9	632	18	818	23	22
	X12RZ-9.1	327	1205	0.28	0.06584	0.84	0.944	3.0	0.1040	2.9	634	18	804	30	21
	X12RZ-10.1	267	1044	0.26	0.06771	0.71	0.924	3.0	0.0989	2.9	603	17	855	23	29
	X12RZ-11.1	394	1162	0.35	0.06792	0.57	1.149	2.9	0.1227	2.9	743	21	821	20	9
	X12RZ-12.1	264	1021	0.27	0.06813	0.59	1.249	2.9	0.1329	2.9	803	22	854	18	6
	X12RZ-13.1	57	174	0.34	0.08012	1.1	2.196	3.1	0.1988	2.9	1168	33	1267	41	7
	X12RZ-14.1	97	206	0.49	0.0823	1.6	2.439	3.6	0.2148	3.2	1255	39	1229	45	-2
	X12RZ-15.1	125	575	0.22	0.09045	0.49	3.230	2.9	0.2590	2.9	1489	42	1437	13	-3
样品: X27RZ, 采样经纬度坐标: N26° 37' 49.1", E102° 52' 56.8"	X27RZ-1.1	285	254	0.80	0.0751	3.2	1.805	4.2	0.1743	2.7	1035	27	1103	95	6
	X27RZ-2.1	77	125	0.78	0.0786	2.9	1.896	4.0	0.1748	2.7	1035	27	1106	100	6
	X27RZ-3.1	186	227	0.90	0.0760	4.1	1.820	5.1	0.1736	2.9	1030	29	1107	120	7
	X27RZ-4.1	132	221	0.71	0.07539	1.3	1.629	3.0	0.1567	2.7	938	27	1238	63	24
	X27RZ-5.1	355	671	0.68	0.0733	1.5	1.791	3.9	0.1773	3.6	1054	37	1051	49	0
	X27RZ-6.1	135	186	0.73	0.0739	1.4	1.719	3.9	0.1688	3.6	1004	35	1097	35	8
	X27RZ-7.1	62	101	0.85	0.0751	2.4	1.845	4.4	0.1781	3.7	1057	38	1109	140	4
	X27RZ-8.1	467	349	0.66	0.07849	1.1	1.936	3.9	0.1789	3.8	1056	38	1018	39	-4
	X27RZ-9.1	222	261	0.87	0.07441	0.93	1.782	3.7	0.1737	3.6	1032	36	1062	33	3
	X27RZ-10.1	42	108	0.69	0.0745	3.5	1.697	5.1	0.1653	3.7	986	36	1200	91	17
	X27RZ-11.1	142	205	0.97	0.0757	2.1	1.763	4.2	0.1689	3.6	1003	35	1059	58	5
	X27RZ-12.1	371	436	0.61	0.07536	0.74	1.642	3.7	0.1581	3.6	946	36	1036	24	9
	X27RZ-13.1	267	473	1.01	0.07271	0.74	1.647	3.7	0.1642	3.6	980	36	1048	20	6

(孙志明, 2009), 通安组三段为  $1270 \pm 95$ 、 $861 \pm 34\text{Ma}$  (X12RZ), 通安组五段为  $1082 \pm 13\text{Ma}$  (I4RZ), 天宝山组为  $1036 \pm 12\text{Ma}$  (D0237) (图 3, 表 2)。通安组三段的 X12RZ 样品 15 个锆石测点获得的 U-Pb 谐和年龄得出 3 组数据,  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  值多数小于 0.4, 代表了变质年龄 ( $861 \pm 34\text{Ma}$ ), 其上有两个点的  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  值为 0.49、0.94, 可能代表了岩浆锆石年龄, 加权年龄为  $1270 \pm 95\text{Ma}$ 。力马河组 (I4RZ) 13 个锆石测点获得的 U-Pb 谐和年龄同样得出 3 组数据, 但  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  值多数大于 0.4, 其中 6 个较为集中的加权年龄为  $1082 \pm 13\text{Ma}$ , 代表了成岩年龄。其余样品都为成岩年龄。

### 3.3 汤丹群时代归属

汤丹群现阶段尚无准确的测年数据, 据地质现象有两种不同的看法, 一是认为与大红山群、河口群

相当 (刘肇昌等, 1996), 二是认为大致与天宝山组、滇中黑山头组富良棚段相当。通过野外实地调研发现, 汤丹群与上覆地层因民组为不整合接触, 时代应老于  $1503 \pm 17\text{Ma}$ , 与大红山群、河口群相当。但还有待精确定年数据进一步证实。汤丹群碎屑锆石年龄有两组  $3576 \sim 3364$ 、 $3575$  (Greentree, 2006), 说明沉积时物源区年龄应大于  $2500\text{Ma}$ 。

## 4 讨论与结论

从表 1 及前人资料分析, 可以看出他们进行地层划分与对比主要注重岩性间的对比, 如果岩石组合相近而认为是同一时间段所形成, 而加以对比。未考虑前寒武纪基底是相似于一个现今的造山带, 可能由不同时代、不同性质的块体拼接在一起。所以, 要建立起该地区的地层构造格架必须要有造山

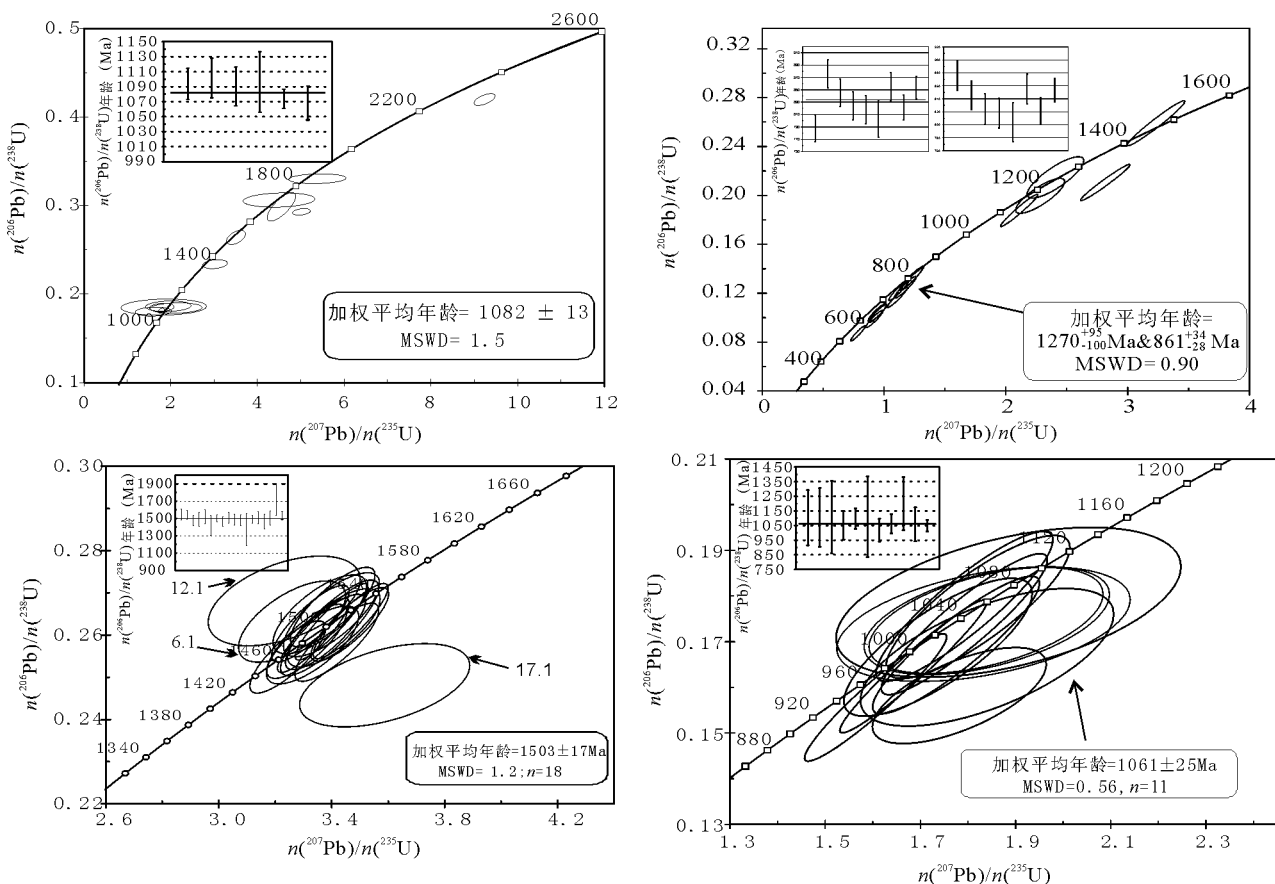


图3 会理—东川地区中元古界凝灰岩样品锆石 U-Pb 一致曲线

Fig. 3 The SHRIMP U-Pb concordant plots of the zircons from the tuff in Mesoproterozoic in Huili—Dongchuan area

L4RZ—力马河组; X12RZ—通安组三段; D0202—黑山组; X27RZ—通安组五段

L4RZ—Limahe Fm. ; X12RZ—the 3rd Member of the Tong'an Fm. ; D0202—Heishan Fm. ; X27RZ—the 5th Member the of Tong'an Fm.

带地质动力学的观念。

### 4.1 岩性、岩相区别

现阶段,多数学者(表1)都认为东川群与会理群为相当时间、相当环境的沉积体,是完全可以对比的。而实际上在菜子园—麻塘近东西向断裂带的两侧地层岩性差别较大。东川群的因民组底部表现为残坡积相向冲积扇、河口湾、潮坪相演化。落雪组为一套典型的潮坪相沉积。黑山组有一个完整的从陆架到大陆斜坡再回到陆架的演化旋回。青龙山组为台地相的碳酸盐沉积,最后上升为陆。会理群表现为深水向浅水沉积环境的演化序列。通安组五段为深海—半深海相细碎屑岩,夹有裂谷型的基性和酸性双峰式火山岩组合。在火山岩中,普遍夹有热液成因的硅质岩与铁矿石,以及钙屑浊流成因的碳酸盐岩透镜体。力马河组为深海盆地相的板岩夹浊流成因的薄层状砂岩、透镜状砾岩。凤山营组为深水陆架演变成浅水陆架的薄层条带状灰岩、白云岩组

合。天宝山组主要为陆相喷溢而形成的厚层一块状中—酸性凝灰岩、凝灰熔岩。黑山组、通安组五段中的火山岩虽然都在拉张背景下所形成,而通安组五段中的裂谷已经达洋壳,黑山组中的火山岩只是在被动陆缘伸展背景下形成,仅是陆壳拉张。天宝山组中的火山岩更是在挤压背景下的岛弧环境形成。

以上分析表明,菜子园—麻塘断裂带之南的东川群具有被动陆缘型沉积组合特征,之北的会理群具有裂谷—次深海—造山型组合特征,岩石、沉积相特征两者之间不能完全对比。因此,会理群、东川群、通安组五段分别代表不同沉积环境下三个区域的岩石组合,三者之间不能代替,相对独立。

### 4.2 形成时代的差别

由于过去条件所限,未有高精度的测年数据,加上为无化石地层,只能进行岩性岩相对比,因而出现了认识的局限性。实际上,会理群、东川群形成时间差别很大,东川地区黑山组形成时代为中元古的早

期(1503 ± 17Ma),大致相当于 Calymmian 期,而会理群形成时代为中元古晚期(1061 ± 17Ma、1082 ± 13,天宝山组为 1028 ± 9Ma(耿元生,2007a,b),大致相当于 Stenian 期。因此,形成时代不同,保持相对独立。

但对 1000 ± Ma 这期火山热事件性质争议比较大,应分地区而论。张传恒等(2007)认为昆阳群富良棚段是弧后裂陷盆地,但未阐明火山弧的位置。或有人认为天宝山组属造山相关的火山岩系,为岩弧属性(耿元生,2007a,b;周朝宪,1998;孙传敏,1994)。而另一种认为通安组五段属拉张背景下的裂谷系,并在菜子园一带出现了超基性岩,也可能生成了洋盆(刘肇昌等,1996;越彻终,1999;吴根耀,2006)。

#### 4.3 讨论

会理、东川地区中元古代的构造—沉积序列演化虽然非常相似,并且现阶段它们也相邻,并由南华纪地层所覆盖。但它们也各具自身的特点,并且为两个不同时期的产物。东川群大致相当于 Calymmian 期,形成于被动陆缘的伸展环境。会理群大致相当于 Stenian 期,具陆缘—岛弧型火山岩组合特征。通安组五段为裂谷—深海型沉积。因此,会理、东川地区在新元古代以前分属不同的两个块体,不能加以简单的对比(张传恒等,2007;Li Z X et al.,1996,1999,2002;Zhou et al.,2002;颜丹平等,2002;Li X H,1999;李献华等,2003;陆松年等,2002;吴根耀,2006)。根据目前研究表明,二者应该以菜子园—麻塘裂断裂带为界,保持相对独立。

结合区域资料(刘肇昌等,1996;赵彻终,1999;吴根耀,2006),会理、东川地区在古一中元古代历经了三个构造演化阶段,古元古代 Statherian 期(1950~1700Ma)为火山裂谷—碰撞造山阶段,以因民砾岩的出现为结束标志。在康滇运动 SN 向拉张作用下,原始结晶基底发生裂解,拉拉地区、汤丹地区形成近东西向的裂谷盆地,盆地内堆积了一套偏碱性细碧角斑岩和火山—沉积碎屑岩建造的河口群。中元古代 Calymmian 期(1700~1400Ma)为被动陆缘—褶皱回返阶段,以发育满银沟风化残积型铁矿为结束标志。主要为东川群被动陆缘型沉积组合,夹伸展背景下形成的基性火山岩为特征。中元古代 Ectasian—Stenian 期(1400~1000Ma)为火山裂谷—碰撞造山阶段,以天宝山岛弧型火山岩喷发,及其后长时沉积间断,缺失 Tonian 期地层,由新元古代直接覆盖等为结束标志。

#### 4.4 结论

总之,东川群、会理群在时间上为早晚关系,前者早。空间上,东川群、会理群在新元古代才聚合在一起。会理群形成时期(Ectasian—Stenian 期)的早期,通安组五段所在地区(菜子园—麻塘地区),为一裂谷—一次深海洋盆,而东川群所在地区(东川地区)为一被动陆缘;晚期,东川地区向北俯冲,天宝山组地区演变为一活动陆缘,最终洋盆关闭,两者聚合造山,与整个上扬子陆块 Rodinia 超大陆形成同步。

**致谢:**本认识形成过程中与全国地层委员会、云南省地质调查院等多位专家学者进行了探讨,他们并提出了宝贵意见,在此一并感谢。

#### 参 考 文 献 / References

- 曹瑞骥,梁玉左,段锦荪. 1984. 据叠层石组合及同位素年龄新资料讨论昆阳群的层序和对比. 地质论评. 30(1): 69~73.
- 段锦荪. 1987. 云南前震旦系同位素年龄地质解释的初步探讨. 云南地质. 6(2): 179~187.
- 戴恒贵. 1997. 康滇地区昆阳群和会理群地层、构造及找矿靶区研究. 云南地质. 16(1): 1~39.
- 耿元生,杨崇辉,杜利林,王新社,任留东,周喜文. 2007a. 天宝山组形成时代和形成环境——锆石 SHRIMP U-Pb 年龄和地球化学证据. 地质论评,53(4): 556~563.
- 耿元生,杨崇辉,王新社,任留东;杜利林;周喜文. 2007b. 扬子地台北西缘结晶基底的时代. 高校地质学报. 13(3): 429~441.
- 花友仁. 1959. 对东川铜矿地层划分和区域构造的探讨. 地质论评. 19(4): 23~27.
- 简平,刘敦一,张旗,张福勤;石玉若;施光海;张履桥;陶华. 2003. 蛇绿岩及蛇绿岩中浅色岩中的 SHRIMP U-Pb 测年. 地学前缘. 10(4): 439~456.
- 梁玉左,吴懋德,曹仁关,段锦荪. 1982. 昆阳群中“稳定条件下微小类型叠层石组合”的发现及其地质意义. 云南地质. 1(1): 85~87.
- 刘敦一,简平,张旗,张福勤,石玉若,施光海,张履桥,陶华. 2003. 内蒙古图林凯蛇绿岩中埃达克岩 SHRIMP 测年:早古生代洋壳消减的证据. 地质学报,77(3): 317~327.
- 李复汉,王福星,申玉连. 1988. 康滇地区的前震旦系. 重庆:重庆出版社,1~214.
- 李泽琴,王奖臻,刘家军,李朝阳,杜安道,刘玉平,叶琳. 2003. 拉拉铁氧化物—铜—金—钼—稀土矿床 Re-Os 同位素年龄及其地质意义. 地质找矿论丛,18(1): 39~42.
- 李希勤,吴懋德,段锦荪. 1984. 昆阳群层序及顶底问题. 地质论评. 30(5): 399~408.
- 李献华,李正祥,周汉文,刘颖;梁细荣;李武显. 2003. 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. 中国科学(D 辑),46(增刊): 60~68.
- 陆松年,杨春亮,李怀坤,陈志宏. 2002. 华北古大陆与哥伦比亚超大陆. 地学前缘,9(9): 226~233.
- 吕世琨,戴恒贵. 2001. 康滇地区建立昆阳群(会理群)层序的回顾和重要赋矿层位的发现. 云南地质,20(1): 1~24.
- 牟传龙,林仕良,余谦. 2000. 四川会理—会东及邻区中元古代昆阳群



- 沉积特征及演化. 沉积与特提斯地质, 20(1): 44 ~ 51.
- 宋彪, 张玉海, 万渝生. 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.
- 孙志明, 尹福光, 关俊雷, 刘建辉, 李军敏, 耿全如, 王立全. 2009. 云南东川地区昆阳群黑山组凝灰岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地层学意义. 地质通报, 28(7): 896 ~ 900.
- 吴根耀. 2006. 从关键地质事件看华南的前寒武系划分. 地层学杂志, 30(03): 271 ~ 286.
- 王康明, 阚泽忠. 2001. 扬子地台西缘对 Rodinia 形成期地质响应. 华南地质与矿产, 4: 24 ~ 27.
- 吴懋德, 段锦荪, 宋学良. 1990. 云南昆阳群地质. 昆明: 云南科技出版社, 1 ~ 265.
- 尹福光, 孙志明, 白建科. 2011. 东川、滇中地区中元古代地层格架. 地层学杂志, 35(01): 49 ~ 54.
- 颜丹平, 周美夫, 宋鸿林, Malpas J. 2002. 华南在 Rodinia 古陆块位置的讨论——扬子地块西缘变质岩浆杂岩证据及其与 Seychelles 地块的对比. 地学前缘, 9(4): 249 ~ 256.
- 赵彻东, 刘肇昌, 李凡友. 1999. 会理—东川元古代海相火山岩带的特征与形成环境. 矿物岩石, 19(2): 17 ~ 24.
- 张传恒, 高林志, 武振杰, 史晓颖, 阎全人, 李大建. 2007. 滇中昆阳群凝灰岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄: 华南格林威尔期造山的证据. 科学通报, 52(7): 818 ~ 824.
- 周家云, 陈家彪, 沈冰, 朱志敏, 刘飞燕, 罗丽萍, 李潇雨. 2008. 四川拉拉铜矿构造形成动力学机制. 大地构造与成矿学, 32(1): 98 ~ 104.
- Greentree M R, Li Zhengxiang, Li Xianhua, Wu Huaichu. 2006. Late Mesoproterozoic to earliest Neoproterozoic basin record of the Sibao orogenesis in western South China and relationship to the assembly of Rodinia. Precambrian Research, 151: 79 ~ 100.
- Greentree M R, Li Zhengxiang. 2008. The oldest known rocks in south western China: SHRIMP U-Pb magmatic crystallisation age and detrital provenance analysis of the Paleoproterozoic Dahongshan Group. Journal of Asian Earth Sciences, 33: 289 ~ 302.
- Li X H. 1999. U-Pb zircon ages of granites from the southern margin of the Yangtze Block: timing of Neoproterozoic Jinming Orogeny in SE China and implications for Rodinia assembly. Precambrian Research, 97: 43 ~ 57.
- Li Z X, Powell C McA. 1996. Break of Rodinia and Gondwanaland and assembly of Asia. Aust. J. Earth Sci., 43(4): 591 ~ 592.
- Li Z X, Li X H, Kinny P D, Wang J. 1999. The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China? Earth Planet. Sci. Lett., 173: 171 ~ 181.
- Li Z X, Li X H, Zhou H W, Kinny P D. 2002. Grenvillian continental collision in south China: New SHRIMP U-Pb zircon results and implications for the configuration of Rodinia. Geology, 30(2): 163 ~ 166.
- Liu D Y, Jian P, Zhang Q, Zhang F Q, Shi Y R, Shi G H, Zhang L Q, Tao H. 2003. SHRIMP dating of adakites in the Tulingkai ophiolite, Inner Mongolia: Evidence for the early Paleozoic subduction. Acta Geologica Sinica(English edition), 77(3): 317 ~ 327.
- Zhou Meifu, Yan Danping, Kennedy A K, Li Yunqian, Ding Jun. 2002. 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., 196: 51 ~ 67.

## Mesoproterozoic Stratigraphic—Structure Framework in Huili—Dongchuan Area

YIN Fuguang<sup>1)</sup>, SUN Zhiming<sup>1)</sup>, ZHANG Zhang<sup>1,2)</sup>

1) Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu, 610081;

2) Graduate Faculty of China University of Geosciences, Wuhan, 430074

**Abstract:** In the upper Yangtze block, the Mesoproterozoic most widely outcropped in the Huili—Dongchuan area. Being divided by a east—west direction extensional fault, Caiziyuan—Matang fault, the Huili Group is on the north side, and Tangdan Group, Dongchuan Group are on the south side, and in the fault belt is the 5th Member of the Tong'an Formation. All of them are epimetamorphic sedimentary rocks with interbeds of volcanic rocks. Based on synthetic research in sedimentology, volcanic petrology and isotopic chronology, writers finger out that a east—west directional rift basin formed in Mesoproterozoic (1800 ~ 1650Ma), in which accumulated the Hekou Group, composed of metalkaline spilitic—keratophyre and pyroclastic sedimentary rock formation. The time of the Dongchuan Group is Calymmian, the zircons from tuff in the Heishan Formation of which give out a SHRIMP U-Pb age of  $1503 \pm 17\text{Ma}$ , formed in extensional environment in passive continental margin. The time of the Huili Group is about Stenian, has volcanic assemblage characteristics of continental margin— island-arc. The 5th Member of the Tong'an Formation is rift—deep sea sedimentation. So the Huili Group and the Dongchuan Group formed in different time and different environment, were individual before Neoproterozoic; the Caiziyuan—Matang fault could be considered as their boundary to keep their independence.

**Key words:** Huili; Dongchuan; Mesoproterozoic; stratigraphic—structure framework