

上扬子陆块西南缘早—中元古代造山运动的地质记录

尹福光,孙志明,任光明,王冬兵

成都地质矿产研究所,成都,610081

内容提要:早—中元古代,上扬子陆块西南缘发育有河口群—大红山群、东川群、昆阳群—会理群为代表的3套浅变质火山-沉积岩系。已有的岩石学、地球化学、年代同位素数据指示了其大地构造格架及其演化史。在早—中元古代地层所夹的火山岩中,获得了4组SHRIMP U-Pb 岩浆锆石年龄:1800~1600Ma、1600~1300Ma、1300~1100Ma、1100~1000Ma。结合沉积相、常量、微量、稀土元素地球化学分析,证明了上扬子陆块西南缘在早—中元古代也相应历经了4个演化阶段。1800~1600Ma,在大红山地区、河口地区、东川汤丹地区形成近东西向的裂谷盆地。1600~1300Ma,在东川因民地区表现为一被动陆缘下的伸张环境。1300~1100Ma,在菜籽园—麻塘地区为板内裂谷-洋盆,老武山地区为裂谷盆地。1100~1000Ma 阶段,菜籽园-麻塘裂谷-洋盆向北俯冲或向北向南双向俯冲,在北边的天宝山地区和南边的富良棚地区形成火山岛弧,同时在扬子西缘也出现了1.0Ga 左右($1007 \pm 14 \sim 1014 \pm 8$ Ma)的同造山或同碰撞型花岗岩,表明此时康滇地区已经拼贴到一起,并与整个上扬子陆块 Rodinia 超大陆形成同步。

关键词: 上扬子陆块西南缘;早—中元古代;造山运动;地质记录

扬子陆块西缘,地处欧亚板块、印度板块和太平洋板块三大板块复合部位,是研究其地质构造演化最理想的场所之一,国内外众多学者开展过大量的研究工作(花友仁,1959;申玉连,1973;廖光宇,1980;廖光宇等,1988;陈智梁等,1987;李复汉等,1988;刘肇昌等,1996;戴恒贵,1997;颜丹平等,2002;耿元生等,2007a, 2007b, 2008;尹福光等,2011a, 2011b;Li Zhengxiang et al., 1999,2002;Li Xianhua, 1999, 2003; Greentree et al., 2006, 2008; Zhou Meifu et al., 2008)。自20世纪70年代以来,围绕广泛发育的古老基底岩系的沉积特征、变形变质、含(富)矿性地层、构造演化以及区域地层-构造格架建立等问题已经陆续部署并开展了系列工作。就上扬子陆块西南缘而言,前人研究资料表明,在1700Ma、1300Ma 和 1000Ma 三个时间段内,广泛展布着变形、隆起与区域不整合面(Li Xianhua, 1999),与其对应的三次碰撞造山运动分别被命名为大红山运动(谢振西,1973)、三风口运动(廖光宇,1980;廖光宇等,1988)和满银沟运动(申玉连,1973),并伴有相应的造山火山岩事件(廖光宇

等,1988;张传恒等,2007)。

大量分布的沉积岩和岩浆岩也记录了上扬子陆块西南缘在早—中元古代经历了1700Ma、1300Ma、1000Ma 三次造山运动的地质信息,许多学者分别从地球化学(吴根耀,1986,1987;刘肇昌等,1996;耿元生等,2007a, 2007b, 2008)、沉积学(牟传龙等,2000;尹福光等,2011a, 2011b)、同位素年代学等方面(Greentree, 2006, 2008;张传恒等,2007;孙志明等,2008, 2009;杨崇辉等,2009;尹福光等,2011a, 2011b)证实了这三次造山运动。尽管如此,对于扬子陆块西南缘早—中元古代区域构造演化仍欠具体。因此,本文在对四川会理、云南东川地区元古宙地层野外调查工作的基础上,结合系统的火山岩单颗锆石SHRIMP 年代学测试、地球化学分析、沉积相研究,来论述上扬子陆块西缘早—中元古代的地层-构造格架及演化历史,这有助于进一步认识和理解扬子陆块西南缘的大地构造发展演化过程。同时对于区域上进一步认识东川式铜矿、大红山式铁矿和拉拉式铜矿等有利成矿地质背景亦具有重要的实际意义。

注:本文为国家973项目(编号2009CB421003),中国地质调查局地质调查项目(编号1212010610213、1212011121110)及国家自然科学基金项目(编号40773001)共同资助的成果。

收稿日期:2010-09-07;改回日期:2011-12-13;责任编辑:郝梓国,黄敏。

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。

分为天宝山组)为花岗质斑岩;会东县新山乡一带发育的火山岩为玄武质安山岩(1:5 万小街幅划分为淌塘组,1:20 万会理幅划分为通安组五段)(X27RZ)和流纹斑岩(X12 RZ)(1:5 万小街幅划分为青龙山组,1:20 万会理幅划分为通安组三段)。年代学样品方面,与本文相关的样品共 8 件,其中 D0177、D0237、D0184 三件年龄样品为本次采集(图 1),其它五件为已发表(尹福光等,2011a, 2011b)或待刊。

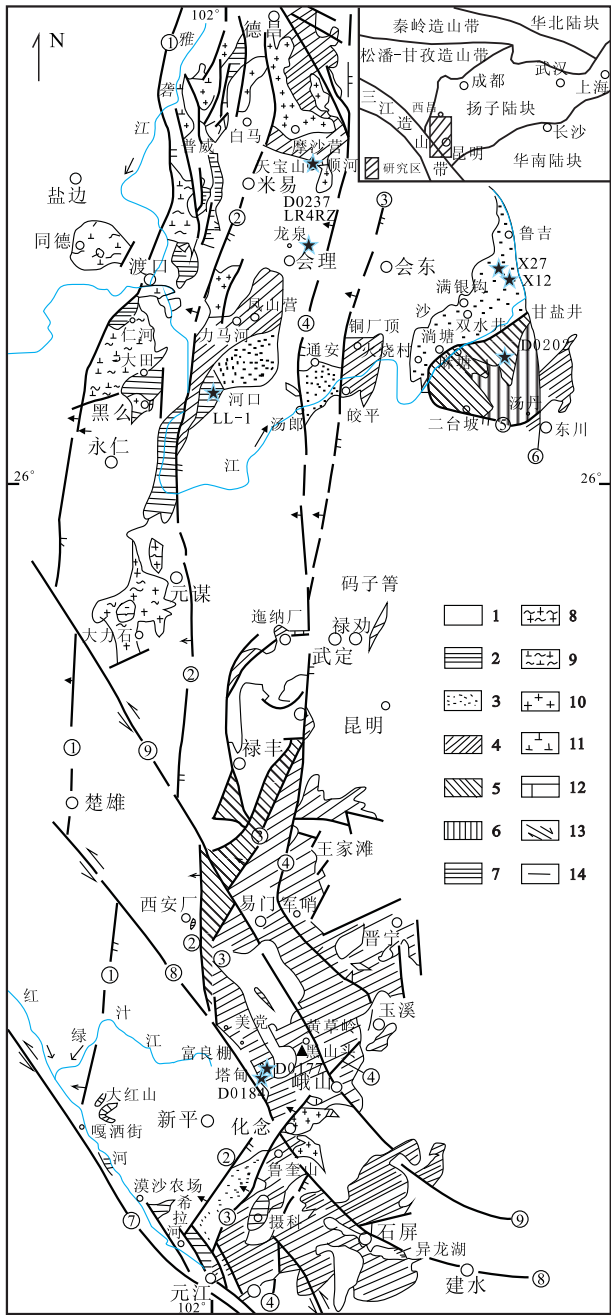


图 1 扬子陆块西缘中新元古代岩石简略地质图及采样位置(据李复汉,1988)

Fig. 1 Simplified geological map of the Mesoproterozoic to earliest Neoproterozoic rocks in western Yangtze Block and sample sites(after Li Fuhan,1998)

1—覆盖层;2—会理群;3—通安组;4—昆阳群;5—东川群;6—汤丹群;7—大红山群;8—花岗质混合岩;9—闪长质混合岩;10—花岗岩;11—闪长岩;12—逆冲推覆断裂;13—左旋走滑断裂;14—断层;①—渡口-楚雄-大红山断裂;②—安宁河-绿汁江-希拉河断裂;③—皎平-铜厂-扬武断裂;④—汤郎-禄表-摄科断裂;⑤—麻塘-汤丹断裂;⑥—小江断裂;⑦—红河断裂;⑧—化念-石屏-建水断裂;⑨—米茂-峨山断裂

1—Overburden layer; 2—Huili Group; 3—Tong'an Group; 4—Kunyang Group; 5—Dongchuan Group; 6—Tangdan Group; 7—Dahongshan Group; 8—granitic migmatite; 9—dioritic migmatite; 10—granite; 11—diorite; 12—thrusting nappe fault; 13—left lateral strike-slip fault; 14—fault; ①—Dukou-Chuxiong-Dahongshan Fault; ②—Anninghe-Luzhijiang-Xilahe Fault; ③—Jiaoping-Tongchang-Yangwu Fault; ④—Tanglang-Lubiao-Sheke Fault; ⑤—Matang-Tangdan Fault; ⑥—Xiaojiang Fault; ⑦—Honghe Fault; ⑧—Huanian-Shiping-Jianshui Fault; ⑨—Mimao-Eshan Fault

天宝山组(D0237)采样位置地理坐标为: $N26^{\circ}56'42''$, $E102^{\circ}16'07''$, $H1964m$, 岩石为英安岩、英安斑岩。岩石颜色相对较浅,呈灰褐色,黄褐色,具玻璃质结构及斑状—似斑状结构,流纹构造,基质(70%~75%)主要为斜长石、普通辉石、角闪石及少量石英颗粒。斑晶主要为中性长石(10%~15%)和斜方辉石(5%~10%),其中斜方辉石为自形一半自形状,局部密集分布,沿边部外围可见及弱绿泥-绿帘石化、滑石化。黑山头组富良棚段(D0184)采样位置地理坐标为: $N24^{\circ}15'02.8''$, $E102^{\circ}09'37.8''$, $H1750m$, 岩石为变凝灰质火山岩。薄片镜下见及岩石具变余鳞片粉晶粒状变晶结构、变余岩屑-晶屑凝灰质结构,凝灰质火山碎屑具有明显的定向排列,晶屑由石英(10%)、斜长石(15%)及少量绢云母(15%)化叶片状碎屑构成,长石具阶梯状碎屑,石英呈熔融粒状、棱角状分布。岩屑具斑状结构,基质由含微晶斜长石的中基性火山熔岩(45%)组成,胶结物主要为火山灰尘和铁质微粒(15%)构成。黑山头组富良棚段(D0177)采样位置地理坐标为: $N24^{\circ}18'33.5''$, $E102^{\circ}05'54.6''$, $H2000m$, 岩石为安山质(玄武质)晶屑-岩屑凝灰岩。镜下岩石具变余砂状结构、晶屑-岩屑凝灰结构,岩屑主要为中基性火山熔岩($>50\%$),呈不规则状,次棱角状分布,局部绿泥石化、褐铁矿化,少量斑晶具安山岩特征的玻晶交织结构。晶屑(35%~40%)主要为斜长石,少量石英。胶结物约占 10%左右,主要由一些蚀变火山质组成,镜下观察为绿泥石化、绢云母和铁质集合

体分布。

2.2 SHRIMP U-Pb 锆石数据

本项研究首先将在野外采集的岩石样品,通过室内单矿物的重砂分离,并配合显微镜观察测试,挑选出锆石等单矿物,然后采用单颗粒锆石 SHRIMP 法进行年龄测试。分别对同沉积所含火山岩岩石进行取样。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晶形较好的锆石颗粒,和标准锆石 TEM 粘贴在环氧树脂表面(TEM 标准锆石的标准值为 417Ma),经抛光后制成样靶。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、检查锆石内部结构,选择具有明显振荡环带结构的锆石为本次测试的对象,并确定测试位置。锆石 U-Pb 同位素分析在离子探针中心 SHRIMP-II 上进行,详细的分析流程见文献的论述(Liu Dunyi et al. 2003; 简平等,2003)。样品数据与图形处理分别采用 Squid (Dr. Ludwig K R 20011.03d 版)和 Isoplot(2002 年 2.49S 版)程序。普通 Pb 由实测²⁰⁴Pb 校正。所有测点的误差均为 1 σ ,所采用的²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄具 95%的置信度。

2.3 地球化学技术

通过薄片鉴定与综合研究,选送关键样品进行元素含量分析。在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成,主要元素分析在 X 荧光光谱仪(XRF, RIGAKU2100)上完成,微量元素则由 ICP-MS (Agilent 7500a)分析。XRF 含量校正曲线由 38 种标准样品分析结果所建立,这些样品包含从超镁铁质到长英质岩石以及沉积岩。将 0.59g 样品与 3.6g 四硼酸锂、0.4g 氟化锂、0.3g 硝酸铵充分混合后加入几滴 LiBr 溶液后熔成玻璃片供 XRF 分析,分析电压为 50kV,电流为 50mA。对标准样品(GSR-1、GSR-3)的分析表明,对于含量>10%的元素,其分析误差<1%,而含量<1%的样品,其误差大约为 10%。微量和稀土元素分析的样品制备流程按刘晔等(2007)设计进行。

3 同位素年龄结果

锆石样品的 U-Pb 年龄谐和图绘制和年龄权重平均计算均采用 Isoplot/Ex_ver3 (Liu Dunyi et al., 2003)完成。因为样品均为中元古界的样品,因此本次采用²⁰⁶Pb/²³⁸U 锆石年龄,经加权处理后获得平均年龄,会理拉拉地区河口群(LL-1-1)为

1722 $\pm$ 25Ma(王冬兵等,待刊),天宝山组为 1036 $\pm$ 12Ma(D0237),黑山头组富良棚段 1031 $\pm$ 12Ma(D1084)和 1047 $\pm$ 15Ma(D0177)(图 2,表 2)。

其中 D0177 样品锆石具有两种形态,一种锆石阴极发光(CL)图像显示锆石发光较弱、内部结构简单且均一,无继承性核、无变质增生边,可见岩浆成因韵律环带;另外一种为浑圆状,有继承性核及变质增生边。该样品共完成 15 个锆石 17 个点测试,前一种锆石为岩浆岩锆石,9 个锆石测点获得的 U-Pb 谐和年龄为 1047 $\pm$ 15Ma,后一种锆石核部获得的 U-Pb 年龄相对较老,最年轻的为 1433 $\pm$ 27Ma,最老的为 1784 $\pm$ 27Ma,反映继承性锆石的特点。

D0184 样品锆石阴极发光(CL)图像显示锆石发光较弱、内部结构简单且均一,无继承性核、无变质增生边,可见岩浆成因韵律环带,均为岩浆岩锆石。该样品共完成 17 个锆石 17 个点测试,16 个锆石测点获得的 U-Pb 谐和年龄为 1031 $\pm$ 12Ma,其中一个年龄为 978 $\pm$ 30 Ma,略低于 U-Pb 谐和年龄。

D0237 样品锆石阴极发光(CL)图像显示锆石发光较弱、内部结构简单且均一,无继承性核、无变质增生边,可见岩浆成因韵律环带。该样品共完成 17 个锆石 18 个点测试,14 个锆石测点获得的 U-Pb 谐和年龄为 1036 $\pm$ 12Ma。

另外,东川地区黑山组(D0202)为 1503 $\pm$ 17Ma(详见孙志明等,2009),通安组三段为 1270 $\pm$ 95 Ma、861 $\pm$ 34Ma(X12RZ),通安组五段为 1061 $\pm$ 27Ma(X27 RZ),力马河组为 1082 $\pm$ 13 Ma(L4RZ)(尹福光等,2011a,2011b),这里不再进行讨论。

从上述样品的锆石测年获得的 U-Pb 谐和年龄,结合前人资料,证明扬子陆块西缘早—中元古代火山事件有四期:1722 $\pm$ 25(王冬兵等,待刊)~1675 $\pm$ 8Ma(Greentree, 2008)、1503 $\pm$ 17Ma、1270 $\pm$ 95 Ma、1082 $\pm$ 13~1031 $\pm$ 12Ma。而落在 850~1000 Ma 范围内的变质年龄(尹福光等,2011a,2011b),记录着昆阳群受后期构造-热事件改造的时间(图 2)。

4 地球化学结果

4.1 主要元素

研究区火山岩化学分析结果见表 3。英安斑岩取自于天宝山组,火山凝灰岩取自于黑山组、通安组、力马河组、黑山头组富良棚段。

表 2 扬子陆块西缘中元古代岩石锆石 SHRIMP 测年结果

测点	²⁰⁶ Pb _c (%)	U (×10 ⁻⁶)	Th (×10 ⁻⁶)	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* (×10 ⁻⁶)	²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	±%	年龄值(Ma)	
												²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb
												年龄(Ma)±1σ	年龄(Ma)±1σ
D0177-1.1	0.50	165	148	0.93	25.0	0.0747	2.3	1.806	3.3	0.1753	2.4	1061±47	1020±31
D0177-2.1	1.04	95	73	0.80	14.7	0.0723	5.1	1.79	5.7	0.1791	2.5	996±100	1019±54
D0177-3.1	1.80	78	56	0.74	12.4	0.0726	8.2	1.82	8.6	0.1819	2.7	1002±170	1061±80
D0177-4.1	0.30	296	291	1.02	45.1	0.0732	2.1	1.784	3.0	0.1769	2.2	1018±42	1012±27
D0177-5.1	1.02	112	70	0.64	25.8	0.0910	5.4	3.32	5.9	0.2646	2.5	1447±100	1357±110
D0177-6.1	0.22	585	452	0.80	87.8	0.07300	1.2	1.754	2.5	0.1743	2.2	1014±24	1023±25
D0177-7.1	1.76	58	43	0.76	8.91	0.0751	7.9	1.80	8.4	0.1743	2.8	1071±160	1002±75
D0177-8.1	0.39	123	54	0.46	35.4	0.1094	1.6	5.06	2.9	0.3351	2.4	1790±30	1812±73
D0177-9.1	0.15	112	103	0.95	26.2	0.0989	1.6	3.71	2.9	0.2723	2.4	1603±29	1533±44
D0177-9.2	0.93	82	82	1.03	20.4	0.0989	3.3	3.93	4.1	0.2883	2.5	1604±61	1612±62
D0177-10.1	0.29	105	91	0.89	23.9	0.0947	1.9	3.45	3.1	0.2642	2.4	1522±35	1472±45
D0177-11.1	0.16	286	350	1.27	42.9	0.0751	1.4	1.807	2.6	0.1746	2.2	1070±28	1009±25
D0177-12.1	0.14	536	316	0.61	104	0.09074	0.88	2.812	2.3	0.2248	2.2	1441±17	1207±30
D0177-13.1	0.18	185	125	0.69	35.5	0.0834	1.7	2.561	2.9	0.2228	2.3	1278±33	1277±38
D0177-13.2	0.44	268	198	0.76	41.1	0.0745	1.9	1.823	3.0	0.1775	2.3	1055±38	1028±30
D0177-14.1	0.60	221	107	0.50	61.6	0.1036	1.7	4.62	2.9	0.3231	2.3	1690±32	1683±66
D0177-15.1	5.78	48	30	0.66	7.63	0.055	23	1.34	24	0.1758	3.3	427±520	807±180
D0237-1.1	0.24	196	172	0.91	24.4	0.0747	1.9	1.483	3.0	0.1440	2.3	867±19	1060±39
D0237-2.1	0.68	170	93	0.56	25.5	0.0719	3.5	1.715	4.2	0.1731	2.3	1029±23	982±72
D0237-3.1	1.03	154	85	0.57	22.9	0.0706	4.6	1.663	5.3	0.1709	2.6	1017±26	944±95
D0237-4.1	0.28	289	210	0.75	43.9	0.0739	1.7	1.793	3.0	0.1761	2.4	1045±24	1038±35
D0237-5.1	0.34	348	428	1.27	51.5	0.0734	1.7	1.738	2.8	0.1716	2.2	1021±22	1026±34
D0237-6.1	1.26	208	137	0.68	29.1	0.0664	4.6	1.475	5.2	0.1611	2.3	963±22	819±97
D0237-7.1	0.55	284	227	0.82	37.8	0.0730	2.3	1.550	3.2	0.1541	2.2	924±20	1013±47
D0237-8.1	0.31	144	67	0.48	22.1	0.0744	2.4	1.833	3.4	0.1788	2.4	1061±24	1051±49
D0237-9.1	0.75	186	125	0.70	26.7	0.0716	3.8	1.643	4.5	0.1664	2.3	992±22	975±78
D0237-10.1	0.63	239	168	0.73	35.9	0.0754	2.6	1.808	3.4	0.1738	2.3	1033±22	1080±52
D0237-11.1	0.50	264	197	0.77	40.0	0.0705	2.4	1.705	3.3	0.1754	2.2	1042±23	943±50
D0237-12.1	4.26	206	166	0.83	34.0	0.121	11	3.06	11	0.1839	2.8	1088±23	1965±190
D0237-13.1	0.67	256	168	0.68	39.4	0.0716	2.8	1.761	3.6	0.1784	2.3	1058±23	975±57
D0237-14.1	0.43	82	64	0.81	12.7	0.0780	2.6	1.927	3.8	0.1792	2.7	1062±28	1147±52
D0237-15.1	0.76	192	115	0.62	26.9	0.0761	3.2	1.698	4.0	0.1618	2.3	967±22	1099±64
D0237-16.1	0.69	213	129	0.63	31.3	0.0735	3.0	1.720	3.8	0.1697	2.3	1010±22	1029±60
D0237-17.1	0.96	132	67	0.52	20.2	0.0818	3.4	1.991	4.2	0.1765	2.4	1048±24	1241±67
D0237-12.2	1.10	199	140	0.73	29.8	0.0871	3.7	2.069	4.4	0.1723	2.4	1025±23	1362±72
D0184-1.1	0.49	200	141	0.73	29.8	0.0736	2.7	1.755	3.5	0.1728	2.3	1028±22	1031±54
D0184-2.1	18.30	171	157	0.95	32.3	0.100	22	2.48	23	0.1802	3.6	1068±35	1623±420
D0184-3.1	1.10	94	69	0.76	13.8	0.0743	5.0	1.724	5.6	0.1682	2.5	1002±23	1051±100
D0184-4.1	0.75	60	35	0.61	8.95	0.0775	5.5	1.84	6.6	0.1725	3.7	1026±35	1135±110
D0184-5.1	2.00	69	49	0.73	10.6	0.0683	8.3	1.65	8.7	0.1749	2.7	1039±26	878±170
D0184-6.1	1.37	166	155	0.97	25.7	0.0880	3.9	2.159	4.6	0.1779	2.4	1056±23	1383±75
D0184-7.1	0.86	325	352	1.12	47.3	0.0723	2.5	1.672	3.5	0.1678	2.4	1000±22	994±51
D0184-8.1	0.86	146	122	0.86	21.9	0.0730	3.7	1.738	4.4	0.1727	2.4	1027±22	1014±74
D0184-9.1	1.56	62	26	0.44	8.87	0.0740	7.6	1.67	8.2	0.1639	3.3	978±30	1041±150
D0184-10.1	3.53	44	31	0.73	6.70	0.083	13	1.96	14	0.1720	3.1	1023±29	1260±260
D0184-11.1	1.55	60	21	0.36	9.07	0.0727	6.9	1.74	7.4	0.1738	2.8	1033±27	1007±140
D0184-12.1	1.66	76	49	0.67	11.3	0.0719	6.8	1.69	7.3	0.1702	2.6	1013±24	983±140
D0184-13.1	13.05	74	57	0.80	13.4	0.134	14	3.39	15	0.1839	3.3	1088±33	2145±250
D0184-15.1	3.99	127	63	0.52	20.1	0.0679	9.9	1.65	10	0.1768	2.5	1049±24	865±200
D0184-16.1	1.39	161	161	1.03	24.2	0.0684	6.1	1.62	6.5	0.1719	2.4	1023±22	882±130
D0184-17.1	5.98	539	992	1.90	88.8	0.0886	6.3	2.20	6.7	0.1804	2.2	1069±22	1396±120

注:Pb_c和 Pb* 分别为普通铅和放射成因铅部分;年龄和同位素比值均为测定的²⁰⁴Pb 校正;* 表示放射成因铅。

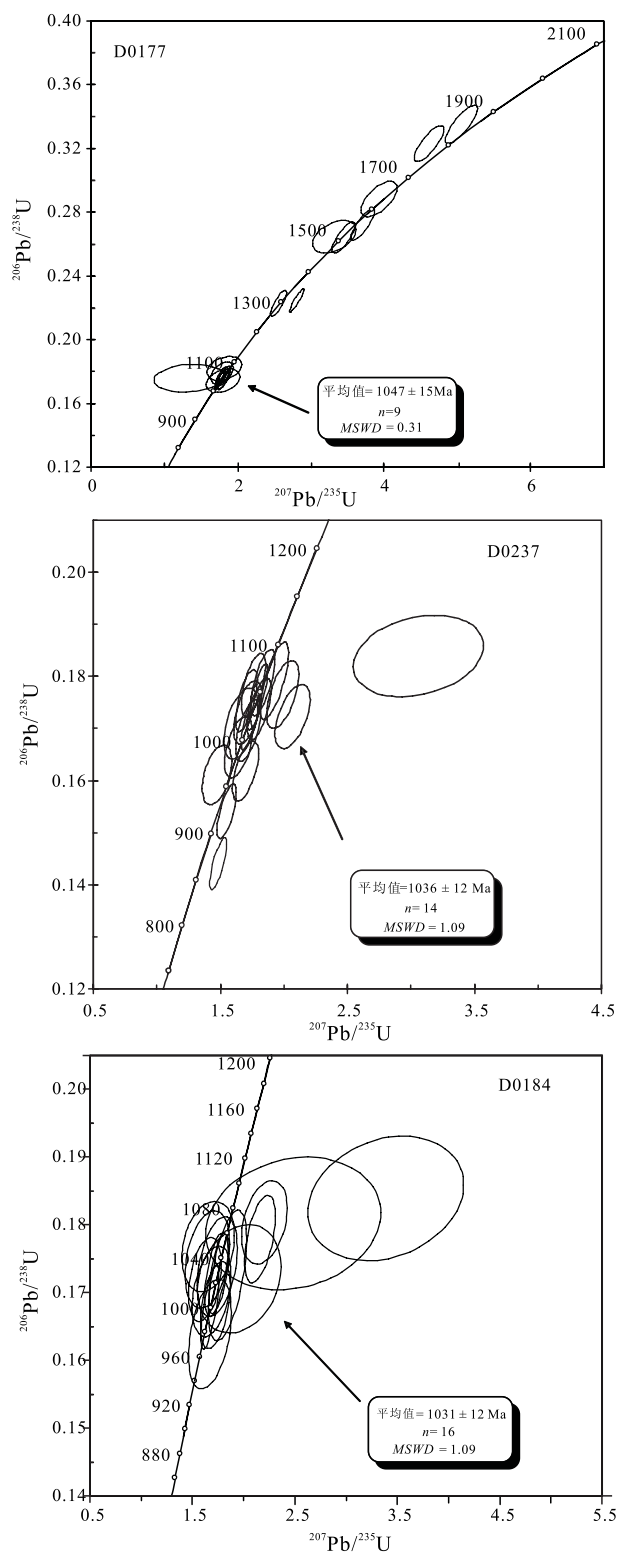


图 2 扬子陆块西缘 D0177、D0184、D0237 凝灰岩样品锆石 U-Pb 谐和图；D0237—天宝山组；D0177、D0184—黑山头组富良棚段

Fig. 2 U-Pb concordia diagrams of zircons from tuff samples D0177, D0184 and D0237 in western Yangtze Block; D0237—Tianbaoshan Formation; D0177 and D184—Fuliangpeng section of Heishantou Formation

从表 3 可以看出,研究区中元古代火山岩包括中性粗面玄武质岩、玄武质粗安岩和偏酸性的安山岩、英安岩及流纹岩等(如图 3)。其中,东川地区黑山组(D0202、D0202-1~2)SiO₂ 含量在 55.56%~55.81%之间,云南塔甸地区黑头山组富良棚段(D0177、D0184-2~5)SiO₂在 48.98%~54.49%之间,均小于 63%,显示为中性火山岩特征;其余通安组、天宝山组和力马河组 11 件样品中除力马河组一件样品为 57.31%(L3)和通安组五段一件为 60.64%(X27)以外,其他均在 66.05%~76.22%之间变化,平均为 72.23%,大于 63%,显示为中-酸性安山质流纹岩、流纹岩火山岩系列。Mg[#]变化范围集中在 7.14~50.00,平均为 25.93,远低于原始岩浆的参考值 65(邱家骧等,1991),只有通安组三段(X10、X12)和力马河组(L3)分别为 71.15、71.76 和 73.75,大于原始岩浆的 Mg[#]参考值,表明本次研究的中元古代中-酸性火山岩的原始岩浆可能经历了一定程度的分异演化,仅通安组三段和力马河组火山岩发生结晶分异作用较弱。黑山组和黑头山组的 Na₂O 含量略显偏高,在 2.78%~4.96%之间,而通安组、天宝山组及力马河组则普遍偏低,除力马河组 L4 为 4.64%外,主要集中在 0.076%~2.36%。Na₂O/K₂O=0.02~4.64。天宝山组、力马河组 A/CNK=1.45~3.14,黑山组和黑山头组 A/CNK=0.91~1.87,通安组 A/CNK 变化较大,其中通安组五段 A/CNK 在 0.95~1.51 之间,而三段在 3.01 左右,在火山岩全碱-二氧化硅(TAS)分类图解(图 3)中黑山组、黑山头组主要投入粗面玄武岩和玄武质粗安岩区内,通安组和天宝山组主要落在英安岩、流纹岩区域内,而力马河组一件样品投入粗安岩,2 件样品仍投入流纹岩范围内。整体上反映出火山作用由南往北从富良棚段、黑山组到力马河组、通安组及天宝山组岩性有从中基性向中酸性岩演化趋势。图 3 显示北边力马河组、天宝山组及通安组显示亚碱性岩石系列,TiO₂含量较低,在 0.22%~1.59%之间,表明火山岩遭受了地壳混染作用,而南边黑山组、富良棚段更显示板内碱性岩浆岩系列,TiO₂含量相对较高,在 1.47%~2.40%之间,表明岩石在成岩过程中受到地壳物质混染较轻。

在火山岩 lgτ-lgσ 图解(图 4)中,所有数据基本上都投入造山带和岛弧火山岩区域,只有天宝山组个别落入造山带碱性火山岩区,说明黑山头组、东川群黑山组、通安组、天宝山组及力马河组火山岩均与造山带的演化有关,只是黑山头组粗面玄武岩、碱性

表 3 上扬子陆块西缘中元古代火山岩主量(%)和微量($\times 10^{-6}$)元素地球化学数据
Table 3 Major (%) and trace element ($\times 10^{-6}$) analyses of volcanic rocks sampled from the Mesoproterozoic rocks in western Yangtze

编号	D0177	D0202	D0202-1	D0202-2	D0184-2	D0184-3	D0184-5	X10	X12	X25	X27	X29	D0237-1	D0237-4	D0237-7	L2	L3	L4
划归地层	黑山头组	东川黑山组			塔甸地区黑山头组			通安组					天宝山组			力马河组		
SiO ₂	54.49	55.56	56.82	55.81	52.67	48.98	50.89	71.20	72.36	66.05	60.64	68.00	73.02	76.58	76.22	75.17	57.31	71.50
Al ₂ O ₃	17.68	16.58	16.63	16.66	16.03	15.79	14.43	16.88	16.20	12.63	18.00	13.20	13.61	11.43	11.79	12.82	24.02	15.02
Fe ₂ O ₃	7.43	1.8	0.9	3.47	7.92	7.27	6.83	1.73	1.72	0.68	1.03	0.78	0.25	0.24	1.89	3.79	3.91	0.35
FeO	3.44	8.35	8.4	7.11	4.29	5.72	6.43	0.30	0.24	3.97	3.75	2.00	3.38	3.11	1.81	0.30	0.21	2.23
CaO	0.42	0.51	0.62	0.41	2.89	4.24	4.67	0.07	0.05	5.11	3.71	4.53	0.81	0.12	0.36	0.12	0.61	0.43
MgO	1.87	4.61	3.98	4.3	2.6	3.13	2.77	0.74	0.61	0.64	0.57	0.33	0.26	0.36	0.31	0.30	0.59	0.62
K ₂ O	1.84	1.02	3.86	3.26	1.58	1.52	2.3	4.70	4.53	3.07	3.96	2.84	3.74	3.25	3.76	3.27	5.80	1.80
Na ₂ O	4.06	4.73	2.78	2.95	4.94	4.83	2.88	0.24	0.20	0.33	0.53	1.62	2.36	2.11	0.076	0.20	0.44	4.64
TiO ₂	2.4	1.93	1.54	1.47	2.09	1.97	1.82	0.25	0.24	0.21	0.39	0.24	0.29	0.22	0.28	0.87	1.59	0.94
MnO	0.72	0.052	0.035	0.043	0.089	0.085	0.074	0.033	0.046	0.12	0.050	0.074	0.08	0.04	0.07	0.020	0.060	0.020
P ₂ O ₅	0.14	0.35	0.3	0.3	0.52	0.56	0.44	0.040	0.036	0.035	0.042	0.029	0.07	0.05	0.04	0.11	0.47	0.20
LOI	5.04	3.52	3.1	3.34	3.8	5.17	5.65	2.93	2.96	6.63	6.51	5.50	1.83	1.7	2.64	2.16	4.08	2.21
总量	99.53	99.01	98.97	99.12	99.42	99.27	99.18	99.11	99.19	99.48	99.18	99.14	99.70	99.21	99.25	99.13	99.09	99.96
Mg [#]	35.22	35.57	32.15	37.69	37.74	35.37	30.11	71.15	71.76	13.88	13.19	14.16	7.14	10.37	14.62	50.00	73.75	21.75
A/CNK	1.87	1.69	1.68	1.83	1.06	0.91	0.92	3.01	3.04	0.96	1.51	0.95	1.45	1.59	2.43	3.14	2.96	1.45
τ	5.68	6.14	8.99	9.33	5.31	5.56	6.35	66.56	66.67	58.57	44.79	48.25	38.79	42.36	41.84	14.51	14.83	11.04
σ	3.03	2.63	3.19	3.01	4.40	6.74	3.40	0.87	0.76	0.50	1.14	0.80	1.24	0.86	0.44	0.37	2.72	1.46
Rb	39.9	23.76	92.78	81.2	35.26	30.29	48.79	77.9	188	113	140	133	138	102	225	204	419	92.4
Sr	73.57	29.04	24.28	20.96	227.6	268.3	207.7	265	36.4	63.2	31.3	37	66.0	23.2	14.6	60.1	112	143
Ba	658.2	138	544.7	455.9	519.2	454.6	514.8	236	242	211	259	280	822	515	471	450	899	345
V	113.7	19.76	33.78	25.58	23.97	25.69	18.94	1.63	1.72	1.7	2.65	1.85	9.82	5.49	9.86	62.6	105	74
Zr	356.8	258.6	406.8	382.2	312.6	301	233.4	86.3	48.2	2414	2368	3254	466	308	435	337	440	325
Hf	7.827	5.766	8.43	8.038	6.392	6.354	5.101	5.86	5.05	54.8	49.6	81.6	14.3	10.2	13.6	10.2	15	10.9
Nb	50.23	48.72	66.82	61.17	59.38	58.46	46.13	6.17	6.75	269	255	485	22.7	24.2	33.9	12.1	23.2	14.2
Ta	3.265	3.312	4.664	4.278	3.67	3.678	2.882	1.2	1.88	17	14.3	26.7	2.26	1.48	3.19	1.68	2.72	1.08

续表 3

编号	D0177	D0202	D0202-1	D0202-2	D0184-2	D0184-3	D0184-5	X10	X12	X25	X27	X29	D0237-1	D0237-4	D0237-7	L2	L3	L4
划归地层	黑山头组	东川黑山组			塔甸地区黑山头组			通安组					天宝山组			力马河组		
U	0.984	1.077	1.492	1.394	0.771	0.741	0.604	4.5	4.3	1.3	4	3.2	4.40	5.10	5.40	4.5	8.5	4.5
Th	5.468	4.705	6.8	6.435	4.856	4.716	3.845	5.15	6.57	13.6	16.1	18.1	13.2	11.3	15.5	12.8	20.2	12.2
Sc	15.3	18.87	14.77	14.15	13.82	11.98	12.62	6.21	3.19	1.61	0.55	0.35	9.33	11.7	13.3	28.2	51	30.7
Cr	231.7	114.5	92.84	88.47	192.5	153.4	185.4	28.3	18	94.4	32.3	13.1	12.8	11.8	13.3	38	61.2	52.9
Ni	81.72	46.11	25.55	28.63	82.4	102.1	97.76	9.52	8.17	45.3	15.5	4.81	4.54	3.41	3.86	10.4	21.3	16.9
Co	31.14	25.31	18	20.44	34.01	43.45	30.71	6.53	2.44	4.37	5.1	2.89	3.87	2.99	4.32	3.92	18.3	11.4
La	55.85	32.28	59.32	57.18	72.64	74.34	46.71	26.4	38.7	396	412	328	99.8	62.2	111	37.8	57.9	36.4
Ce	116.5	70.19	125.2	118.7	139.6	144.6	97.16	23	28.5	719	814	587	138	129	162	81.1	140	93.1
Pr	14.96	8.897	15.23	14.56	15.46	16.91	11.73	3.88	5.17	68.5	84.5	63.7	20.6	12.1	24.3	8.41	19.7	13
Nd	57.52	34.75	58.14	53.85	56.77	62.62	45.92	9.4	13.9	317	426	219	88.1	71.9	106	36.5	83.4	24.9
Sm	10.2	5.99	9.996	8.946	8.912	10	8.056	1.07	2.17	57	77.6	51.6	23.6	15.6	28.7	7.94	19.5	7.26
Eu	2.965	1.742	2.212	2.038	3.014	3.261	2.418	0.33	0.39	1.99	4.44	1.67	2.22	1.57	3.34	1.25	3.15	1.72
Gd	7.614	5.002	8.722	6.99	7.255	8.178	6.067	4.6	2.89	40.2	49.3	40.9	12.1	8.06	13.0	9.56	17.5	10.5
Tb	1.043	0.774	1.24	1.008	1.025	1.124	0.843	0.52	0.51	6.77	8.59	8.82	3.61	2.14	4.00	1.45	2.08	1.19
Dy	5.246	4.185	6.418	5.366	5.225	5.466	4.217	1.19	1.23	49.6	56.8	63.2	11.3	7.94	15.2	6.88	15.2	7.99
Ho	0.919	0.808	1.249	1.025	0.934	0.948	0.759	1.18	1.07	3.39	4.96	7.38	1.49	0.78	1.44	1.07	3.39	1.98
Er	2.451	2.23	3.4	2.81	2.393	2.526	1.941	0.89	0.91	18.8	20.2	41.3	8.02	3.98	9.34	4.03	9.29	4.88
Tm	0.336	0.318	0.461	0.392	0.306	0.325	0.255	0.99	0.72	1.94	4.32	3.27	1.45	1.36	1.78	1.28	1.44	1.1
Yb	2.116	2.035	2.974	2.526	1.959	2.02	1.604	1.76	1.76	20.3	23.6	36.4	9.46	6.89	11.4	4.79	10.9	5.18
Lu	0.303	0.299	0.449	0.369	0.279	0.286	0.241	0.66	0.56	1.48	2.62	2.25	1.69	1.08	1.90	1.17	1.57	1.14
Y	21.5	29.04	24.28	20.96	227.6	268.3	207.7	5.88	8.9	175	187	268	82.3	91.4	91.8	32.7	59.8	34.5
La _N /Y _B _N	17.79	10.69	13.45	15.26	25.00	24.81	19.63	10.11	14.82	13.15	11.77	6.08	7.11	6.09	6.56	5.32	3.58	4.74
δEu*	0.34	0.32	0.24	0.26	0.37	0.36	0.35	0.15	0.16	0.04	0.07	0.04	0.13	0.14	0.17	0.14	0.17	0.20

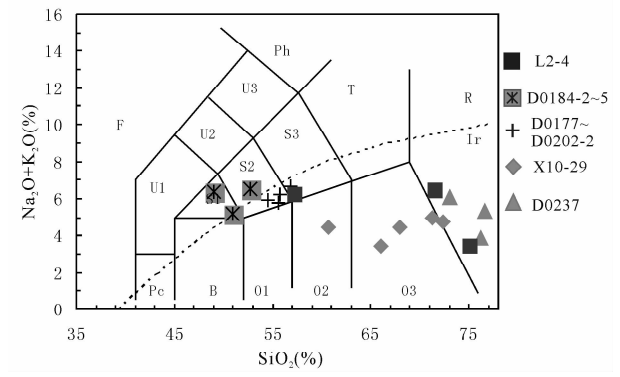


图 3 扬子西缘中元古代火山岩 TAS 图解

Fig. 3 The TAS diagram for Proterozoic volcanic of western Yangtze

玄武岩更接近板内稳定环境。

4.2 微量元素特征

在 $Zr/TiO_2-Nb/Y$ 岩石分类图解(图 5)中富良棚(D0177)、东川群黑山组(D0202)及通安组三段(X10~12)主要投入粗安岩、流纹质英安岩。通安组五段(X25~29)落入碱性流纹岩区域内。而天宝山组、力马河组及富良棚段(D0184)则分别投影到流纹岩、英安岩-流纹质英安岩及安山岩、含碱性玄武岩中, 总体与主量元素显示基本相同。

微量元素蛛网图中, 样品多为“多隆起”分段特征(图 6), Rb、Th、Ta 强烈富集, Ce、Hf、Sm、Yb 富集或弱富集, Sr 强烈负异常(被斜长岩同化)。蛛网图中曲线形态明显的可分为三组: 第一组为黑山组(D0177、D0202、D0184)呈双“隆起”型(图 6a), Rb、Th 强烈富集, Ba、Zr 强烈亏损, Y、Yb 弱亏损, 表现为过渡型钙碱性—碱性、更偏碱性火山岩, 仅塔甸富良棚段 D0184 三件样品 Y 表现出一定正异常, 这可能与当时火山质沉积环境有关; 第二组为通安组五段(X25、X27、29)呈平坦型至“隆起”型(图 6b), 除 Sr 外, 所有元素都较富集, 表现为过渡型拉斑质(MORB-VAB)环境; 第三组为通安组三段(X10、X12)、力马河组(L2-4)及天宝山组(D0237)为双“隆起”型, 通安组三段(X10~12)微量元素总体含量整体偏低(图 6b), Rb、Th、Ta、Hf 强烈富集, 但 Zr、Sm、Y 弱亏损, 为火山弧碱性粗安岩。五段与三段蛛网图配分模式略相似, 但微量元素总体含量较三段增加。天宝山组(D237)、力马河组(L2~4)配分模式几乎一致, Rb、Ba、Th 强烈富集, Nb、Ta、Zr、Y 弱亏损为特征, 为钙碱性火山向过渡型、更偏岛弧型拉斑质—碱性(MORB-VAB)岩石过渡。

在 Th-Hf/3-Ta 火山岩构造分类投点图(Wood,

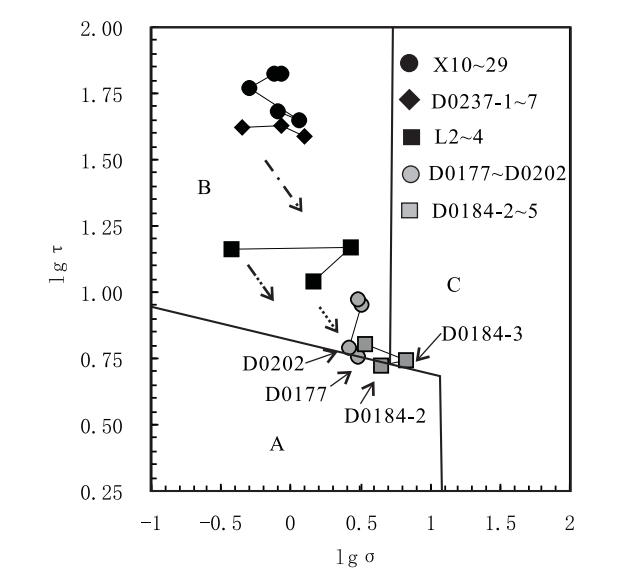


图 4 扬子西缘中元古代火山岩 $lg\tau$ - $lg\sigma$ 图解

Fig. 4 The $lg\tau$ - $lg\sigma$ diagram for Proterozoic volcanic of western Yangtze

$\tau = (Al_2O_3 - Na_2O) / TiO_2$; $\sigma = (K_2O + Na_2O)^2 / (SiO_2 - 43)$; A—板内稳定环境; B—造山带和岛弧火山岩; C—造山带火山岩演化的碱性火山岩区

$\tau = (Al_2O_3 - Na_2O) / TiO_2$; $\sigma = (K_2O + Na_2O)^2 / (SiO_2 - 43)$; A—intraplate basalts; B—orogenic belt and island-arc volcanic rocks; C—alkaline volcanic rocks of orogenic evolution

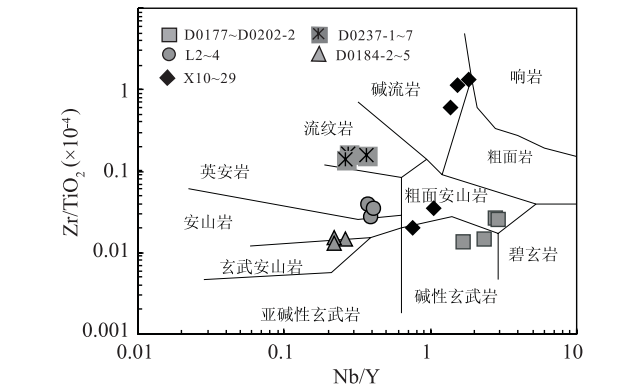


图 5 扬子西缘中元古代火山岩 $Zr/TiO_2-Nb/Y$ 岩石分类图解(Winchester et al., 1977)

Fig. 5 $Zr/TiO_2-Nb/Y$ rock classification diagram for Proterozoic volcanic of western Yangtze (Winchester et al., 1977)

1980)中, 多数投点于火山岛弧玄武岩和岛弧安山岩区, 而通安组五段投点于 E-MORB 区(图 4)。

黑山头组富良棚段、黑山组、通安组五段样品显示中等的 Nb-Ta 富集(如 $Nb/La = 0.62 \sim 1.51$), 有较高的 Nb/Th($9.19 \sim 26.86$), 相似于很多碱性

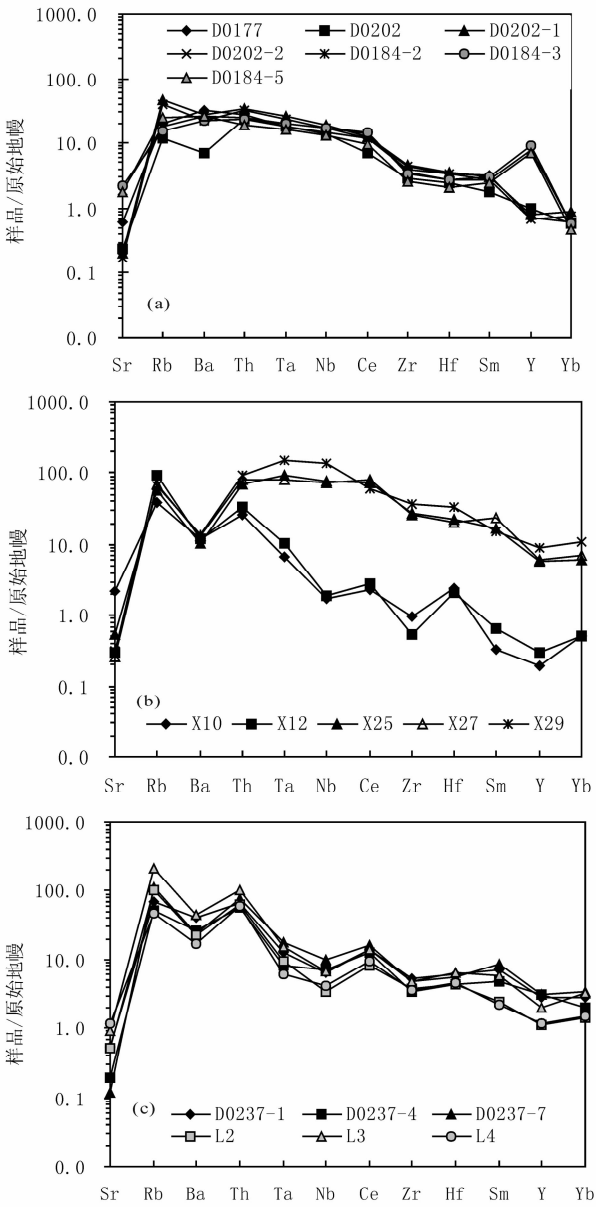


图 6 上扬子陆块元古界火山岩初始地幔微量元素蛛网图

Fig. 6 Primitive-mantle normalized spider diagram for the volcanic rocks sampled from the Mesoproterozoic rocks in western Yangtze Block

玄武岩到大陆裂谷或者洋岛,受大陆地壳污染相对较弱 (Barrat et al., 1998; Nick Rogers et al., 2000)。在 Th-Hf/3-Ta 构造图解(图 7)中投入板内碱性—拉斑玄武岩区域。

天宝山组、力马河组和通安组三段样品有极低的 Nb/La 比值 ($0.23\sim0.40$)、强贫化 Zr ($5.05\times10^{-6}\sim14.3\times10^{-6}$)、明显低的 Nb/Th ($0.95\sim2.14$),明显受大陆地壳的混染作用或者不同的造岩过程所致,为活动陆缘特征,在 Th-Hf/3-Ta 构造图

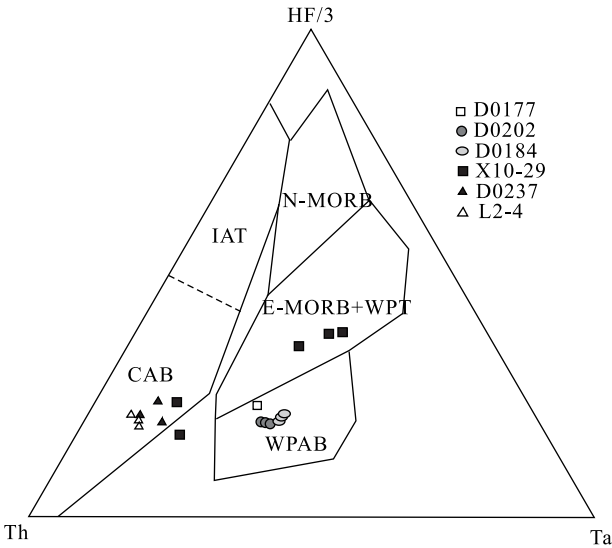


图 7 扬子西缘中元古代 Th-Hf/3-Ta 基性火岩构造分类投点图

Fig. 7 Th-Hf/3-Ta tectonic discrimination plot for Proterozoic basalts from western Yangtze

N-MORB—N 型洋中脊玄武岩;E-MORB—富集型洋脊玄武岩;IAT—岛弧拉斑玄武岩;CAB—岛弧钙碱性玄武岩;WPT—板内拉斑玄武岩;WPAB—板内碱性玄武岩
N-MORB—Normal type mid-ocean ridge basalt; E—MORB—enrichede type mid-ocean ridge basalt;IAT—island-arc tholeiite; CAB—i-sland arc calc-alkaline basalt; WPT—within plate tholeiite;WPAB—within-plate basalt

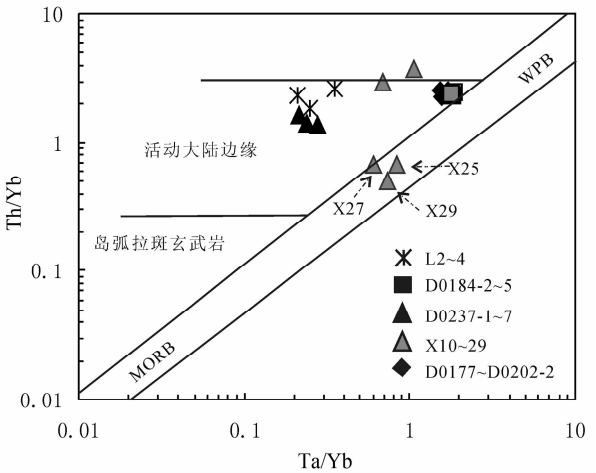


图 8 扬子西缘中元古代火山岩 Ta/Yb-Th/Yb 图解(Pearce,1982)

Fig. 8 The Ta/Yb-Th/Yb tectonic setting for Proterozoic volcanic of western Yangtze(Pearce,1982)

解(图 7)中落入破坏性板块边缘岛弧玄武岩区域。在 Ta/Yb-Th/Yb 图解(图 8)中除通安组五段(X25、X27、X29)三件样品投入过渡性玄武岩(TR)外,其他均投入活动大陆边缘或陆缘弧区域内,这可

能与岩浆受到地壳混染作用导致 Ti、Nb、Ta 等元素的浓度降低有关。

4.3 稀土元素特征

研究区火山岩稀土元素配分曲线共同特征是轻稀土弱富集,呈轻微的右倾型(图 9)。具体表现出三种类型,第一类为黑山组、富良棚段右倾,无 Eu 负异常或负异常不明显, Eu/Eu^* 异常在 0.24~0.37 之间,为部分熔融作用所致,其源区岩石可能为榴辉岩,显示出大陆边缘型安山岩或碱性玄武岩特征;第二类为通安组五段(X25~29)轻稀土弱富集,具明显负 Eu 异常, Eu/Eu^* 异常在 0.04~0.07 之间,为幔源型与大陆边缘型过渡类型,源区较深;第三类为通安组三段(X10~12)、天宝山组及力马河组,轻稀土弱富集,负 Eu 弱异常, Eu/Eu^* 异常在 0.12~0.19 之间,显示为大陆边缘过渡型。另外,通安组五段(X25、X27、X29)三件样品与其他样品相比,表现出极高的 LREE 含量且轻重稀土发生强烈分馏的特点,在稀土配分曲线图上(图 9)位于上方,负 Eu 异常也更加显著。

稀土元素表 3 及配分图 9 还显示出粗面安山质、玄武质偏中基性火山岩轻微负钕异常,如黑山组、黑山头组及富良棚段粗面安山凝灰岩、粗面玄武岩、安山岩等,其 Eu/Eu^* 异常在 0.24~0.37 之间;而中酸性火山岩(如通安组三、五段英安质岩,天宝山组和力马河组流纹质岩)虽然具有相似的轻微右倾的稀土曲线变化趋势,但也存在一定的差异,偏酸性的英安岩、流纹质岩较中基性岩粗面安山岩、玄武质岩负钕异常明显,加上稀土含量偏高的特征,表明区域上这两套火山岩存在一定的演化联系。

5 沉积相研究及沉积大地构造背景分析

多数学者(表 1)都认为东川群与会理群是相当时间、相当环境的沉积体,并且完全可以对比。而实际上在菜籽园—麻塘近东西向断裂的两侧地层岩性差别较大,并且地层中的火山岩也具有不同的构造环境。麻塘断裂带南侧为东川群,因民组底部表现为残坡积相,向上演化为冲积扇、河口湾、潮坪相,岩性表现为底部发育紫红色的砾岩,其上沉积具粒序层理的河流相的中厚层砂岩,并逐渐变为潮坪相的黑色薄层状碳质状砂板岩组合。落雪组为一套典型的潮坪相—碳酸岩台地相的含藻白云岩沉积。东川地区的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(尹福光,2011a, 2011b)。主要

表现为落雪组白云岩沉积结束后,黑山组下部为黑色薄层状碳质板岩与粉砂级的颗粒灰岩(白云岩),发育典型的潮汐作用形成的透镜状、脉状层理。向上层厚逐渐变薄,潮汐层理逐渐减少,水平层理逐渐增多,说明水体逐渐加深,水深已达到潮下的陆架。黑山组向青龙山组过渡中,恰好其沉积演化序列与下部相反,表现出水体逐渐变浅,从陆架过渡为台地相。在其过渡段中,有大量包卷层理、灰质砂球、砂枕、中厚层灰岩整体滑移体等,这些特征都标示出其沉积古地理有一定坡度,已为大陆斜坡。青龙山组为台地相的碳酸盐沉积,最后上升为陆。出露在菜籽园—麻塘断裂带中的会理群为深海—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(越彻终,1999)。在火山岩中,普遍夹有热液成因的硅质岩与铁矿石,以及钙屑浊积—碳酸盐岩透镜体。断裂以北的力马河组为深海盆地相—斜坡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—块状中—酸性凝灰岩、英安斑岩。总体上,会理群表现为深水向浅水沉积环境的演化序列。显然黑山组、通安组中的火山岩都在拉张背景下所形成,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,而通安组已为洋壳。天宝山组中的火山岩更是在挤压背景下的岛弧环境所形成。

6 讨论

目前,扬子陆块西南缘中元古代的锆石 SHRIMP U-Pb、LA-ICP-MS 年龄测定、地层时代的厘定及物源分析等方面取得了重大进展。获得的主要同位素年龄可分为四个阶段:1800~1600Ma、1600~1300Ma、1300~1100Ma、1100~1000Ma。

6.1 1800~1600Ma 阶段

该阶段以滇中地区大红山群、会理地区河口群和东川地区汤丹群的形成和演化为代表,并以发育大量的海相火山岩为特征(袁海华等,1987;杨应选,1988;陈好寿等,1992;刘肇昌等,1996,吴健民等,1998)。陈好寿等(1992)认为大红山群(河口群)属优地槽槽碧角斑岩系海相火山岩,刘肇昌等(1987)把它归之为元古代康滇陆间裂谷环境。杨应选(1988)称大红山、拉拉地区为初生裂陷槽,具陆缘海性质。吴健民等(1998)认为大红山群形成于陆隆裂陷环境,河口群与小溜口组形成于坳拉槽环境。

大红山群底巴组混合岩全岩 Rb-Sr 年龄 1706

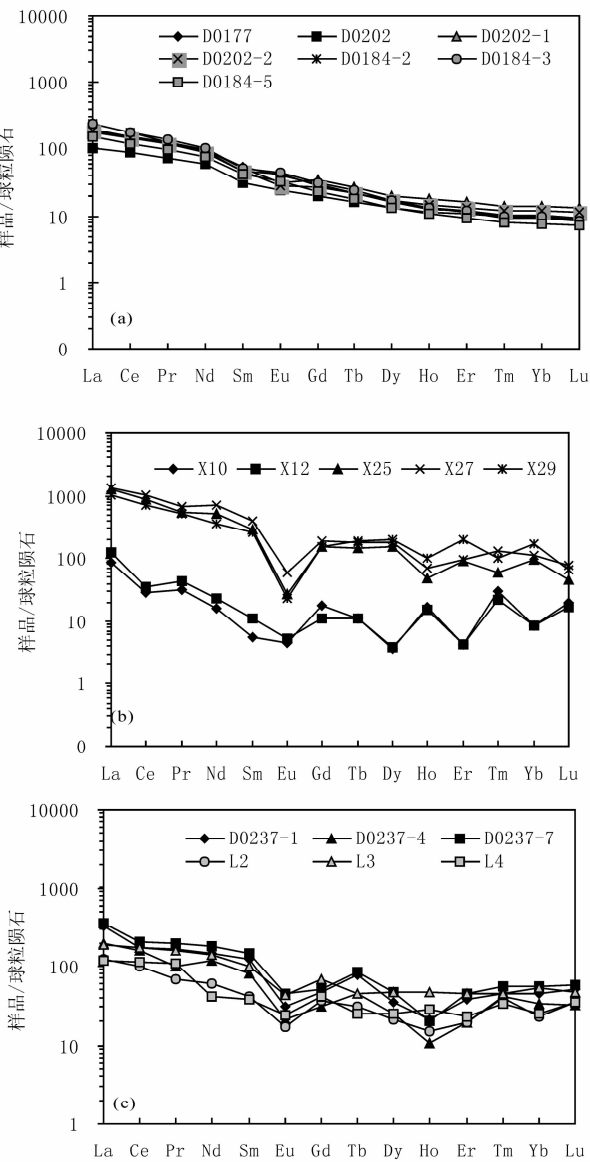


图 9 扬子陆块西缘元古界火山岩岩石
稀土元素配分曲线图

Fig. 9 Chondrite normalized REE diagram for the
volcanic rocks sampled from the Mesoproterozoic rocks
in western Yangtze Block

Ma(李复汉等, 1988), 大红山群岩浆岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 $1675 \pm 8\text{Ma}$ (Greentree et al., 2008)表明大红山岩群的形成时代应该在中元古早期或之前, 而地层中碎屑锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄测定及物源分析证实扬子地块在新太古代至古元古代($2780 \sim 1860\text{Ma}$)向大红山群提供了物源(Greentree et al., 2008)。一些研究者(袁海华等, 1987; 刘肇昌等, 1996)认为河口群时限为 $1950 \sim 1700\text{Ma}$, 与大红山群的形成时代相当。近期的研究表明, 河口群富钠质石英角斑岩 LA-ICP-MS 锆

石 U-Pb 年龄为 $1722 \pm 25\text{Ma}$ (王冬兵等, 待刊), 上部钠长浅粒岩获得的颗粒锆石 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄值为 $1987 \pm 8\text{Ma}$ (吴根耀, 2006)及锆石 U-Pb 模式年龄为 1712Ma (李复汉等, 1988), 侵入到河口群的辉绿岩体锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 $1710 \pm 8\text{Ma}$ (关俊雷等, 2011); Greentree 等(2006, 2008)认为在河口群碎屑锆石中获取的最年轻的年龄为 $1400 \pm 8\text{Ma}$, 可能代表了变质年龄, 次新的为 $1825 \pm 13\text{Ma}$, 代表了河口群的成岩年龄; 耿元生等(2008)根据碎屑锆石年龄认为河口群应小于 $1817 \pm 10\text{Ma}$ 。近期锆石测年结果表明, 河口群形成的时限为 $1817 \pm 10 \sim 1710 \pm 8\text{Ma}$ 。

依据浅变质火山岩的岩性、地球化学数据的分析表明, 河口群、大红山群和汤丹群(小溜口群)总体显示板内玄武岩特征, 是陆壳分裂背景下形成的, 接近陆间裂谷(赵彻冬等, 1999)。1800~1600Ma, 在康滇运动 SN 向拉张作用下, 原始结晶基底发生裂解, 扬子陆块西缘形成近东西向的裂谷盆地, 盆地内形成了河口群(刘肇昌等, 1996)。

6.2 1600~1300Ma 阶段

以东川群为代表, 东川群中黑山组凝灰岩中获得岩浆锆石的 SHRIMP U-Pb 年龄为 $1503 \pm 17\text{Ma}$ (孙志明等, 2009)。在 $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$ 岩石分类图解中, 投点于碧玄岩区, 微量元素蛛网图呈双“隆起”型, Rb、Th 强烈富集, Ba、Zr 亏损, Y、Yb 弱亏损, 表现为过渡型钙碱性—碱性、更偏碱性火山岩。Nb、Ta 富集(如 $\text{Nb}/\text{La} = 1.07 \sim 1.51$), 相似于很多碱性玄武岩到大陆裂谷或者洋岛, 未明显受大陆地壳污染(Barrat et al., 1998; Rogers et al., 2000)。稀土元素配分曲线为右倾, 无 Eu 异常, 为部分熔融作用所形成, 其源区岩石为榴辉岩。

东川群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。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, 有一个完整的从陆架到大陆斜坡再回到陆架的沉积旋回等。从上下地层沉积岩岩石、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。吴懋德等(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 $1700 \sim 1400\text{Ma}$ 。

6.3 1300~1100Ma 阶段

此阶段代表性沉积岩组为通安组三段、老武山组(Greentree et al., 2006)。通安组三段分布于莱

籽园-麻塘断裂内,形成于 $1270 \pm 95 \text{ Ma}$,主要为灰黑色薄层状板岩,夹砂岩和透镜体状砂质、砾质灰岩,其本身具正粒序,对下伏地层有冲刷,并发育有包卷层理,表现为浊流成因,具有斜坡-大陆架性质。

通安组三段微量元素 Rb、Th、Ta、Hf 强烈富集,但 Zr、Sm、Y 弱亏损,为火山弧碱性玄武岩。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。两者结论既有相似之处,都为拉张环境,又有不同之处,分别为板内或者弧后拉张。稀土元素配分曲线有强烈负 Eu 异常,也表明为幔源型与大陆边缘型过渡类型,源区较深。

老武山组岩石 TiO_2 一般 $> 2\%$,为典型的碱性板内岩浆岩。老武山组最初形成于 $1142 \pm 16 \text{ Ma}$,其碱性玄武岩化学特征相似于现代的陆内裂谷,沉积于拉分盆地事件(Greentree et al., 2006)。其相似于老于 1100 Ma 的 Laurentia, Congo 和 Kalahari 克拉通板内岩浆事件。

结合在菜籽园-麻塘断裂的菜籽园地区发育有超基性—基性岩,表现出拉张环境下的初始洋壳特征(刘肇昌等, 1996; 赵彻终等, 1999; 吴根耀, 2006),因而判别具初始洋盆的沉积环境。

6.4 1100~1000Ma 阶段

1100~1000Ma 阶段火山岩最为发育,包括菜籽园-麻塘断裂以北地区的力马河组、天宝山组,菜籽园-麻塘断裂带内的通安组五段,菜籽园-麻塘断裂以南地区的黑山头组富良棚段。张传恒等(2007)在昆阳群黑山头组富良棚段造山型火山岩中也获得三组年龄,他认为 1800 Ma 代表了基底年龄、 $1032 \pm 9 \text{ Ma}$ 为成岩年龄、 $850 \sim 100 \text{ Ma}$ 为变质年龄。本文在通安组五段、力马河组、天宝山组、黑山头组富良棚段所获得的 SHRIMP U-Pb 岩浆锆石年龄分别为 $1061 \pm 27 \text{ Ma}$ (X27)、 $1082 \pm 13 \text{ Ma}$ (L4RZ)、 $1036 \pm 12 \text{ Ma}$ (D0237)、 $1031 \pm 12 \text{ Ma}$ (D1084),与张传恒等(2007)所获年龄接近或相当。

张传恒等(2007)认为富良棚段火山岩属性以及与沉积环境变化、地壳活动性增强的同步性表明,该套火山凝灰岩属岩浆弧火山活动的产物,据此并结合这套火山岩的年龄($1032 \pm 9 \text{ Ma}$),推测华南地区应发育格林维尔期造山过程。Greentree 等(2006)认为来自富良棚的基性火山岩稀土元素配分曲线轻稀土富集 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 7.4 \sim 25.3$ 和 $\text{La}_{\text{N}} = 75 \sim 213$,为富石榴子石岩浆岩源分馏而来,无 Eu 异常,为岛弧型。

本文测试结果表明,天宝山组、力马河组和通安组三段样品有极低的 Nb/La 比值 ($0.17 \sim 0.40$),有明显低的 Nb/Th ($0.95 \sim 1.72$),表现出受大陆地壳的污染或者不同的造岩过程所致,为活动陆缘特征。在 Th-Hf/3-Ta 基性火山岩构造分类投点图中,多数投点于火山岛弧玄武岩和岛弧安山岩区,而通安组五段样品在图中投点于 E-MORB 区。轻稀土富集负 Eu 异常,为幔源型与大陆边缘型过渡类型。天宝山组火山岩为浅变质斑状英安岩、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,该组合具有造山带的特征,为造山作用的产物。

力马河组和通安组三段主要表现为活动大陆边缘特征。黑山头组富良棚段、天宝山组为造山作用产物,为岛弧型火山岩。

6.5 构造演化

早—中元古代,扬子陆块西南缘经历了 $1800 \sim 1600 \text{ Ma}$ 、 $1600 \sim 1300 \text{ Ma}$ 、 $1300 \sim 1100 \text{ Ma}$ 、 $1100 \sim 1000 \text{ Ma}$ 四个主要阶段的演化(图 10),前三次的地质记录都表现为拉张运动,后一次为挤压造山运动。

$1800 \sim 1600 \text{ Ma}$ 期间,在大红山地区、河口地区、东川地区形成于近东西向的裂谷盆地环境(刘肇昌等, 1996; 赵彻终等, 1999),结束于河口造山运动。该时期全球表现为 Nena、Ur、Atlantic 等 3 个大陆块体群汇聚形成哥伦比亚(Columbia)超大陆阶段(Rogers et al., 2002),而中国华北古大陆同属于哥伦比亚(Columbia)超大陆,并可能为 Nena 大陆块体群的组成部分(陆松年等, 2002)。扬子地块西南缘大红山岩群中碎屑锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄 ($2780 \sim 1860 \text{ Ma}$) 证实新太古代至古元古代向大红山群提供了物源(Greentree et al., 2008),说明在扬子地块西南缘可能存在比哥伦比亚(Columbia)超大陆更古老的陆块。而扬子地块西南缘在 $1800 \sim 1600 \text{ Ma}$ 仍处于拉张阶段,表明扬子地块西缘基底的演化与全球构造演化存在明显差异,古老微陆块汇聚时限明显滞后于 $1.9 \sim 1.5 \text{ Ga}$ 。当然也不排除在 1.8 Ga 之前扬子陆块西南缘就已经发生聚合并最终形成了类似于哥伦比亚(Columbia)超大陆的事实。 $1600 \sim 1300 \text{ Ma}$,以东川群沉积地层为代表,只出露于东川因民地区,为一被动陆缘下的伸张环境,结束于三风口造山运动。 $1300 \sim 1100 \text{ Ma}$,以老武山组火山岩、通安组三段沉积为代表,在菜籽园—麻塘地区为东西向板内裂谷-洋盆,老武山为裂谷盆地(Greentree et al., 2008)。该时期全球正处于罗

迪尼亚(Rodinia)超大陆形成阶段,同样反映出扬子陆块西南缘地质构造演化滞后于全球超大陆的汇聚与裂解的演化时限。只是在 1800~1100Ma 期间扬子陆块西缘在全球构造演化体系中的具体演化模式目前仍悬而未决。1100~1000Ma 阶段,以力马河组、天宝组、通安组五段、黑山头组沉积为代表,菜籽园-麻塘东西向裂谷发生洋盆向北俯冲或南北双向俯冲,在天宝山区形成火山岛弧,而菜籽园-麻塘东西裂谷-洋盆之南的富良棚地区形成岛弧型火山岩,结束于满银沟造山运动,同时在扬子西缘也出现了 $1007\pm14\sim1014\pm8$ Ma 的同造山或同碰撞型的花岗岩(Li Zhengxiang et al., 2002; 杨崇辉等, 2009),表明在 1100~1000Ma 期间康滇地区已经拼贴到一起,并与整个上扬子陆块 Rodinia 超大陆的形成同步(Li Zhengxiang et al., 1996; Greentree et al., 2006)。

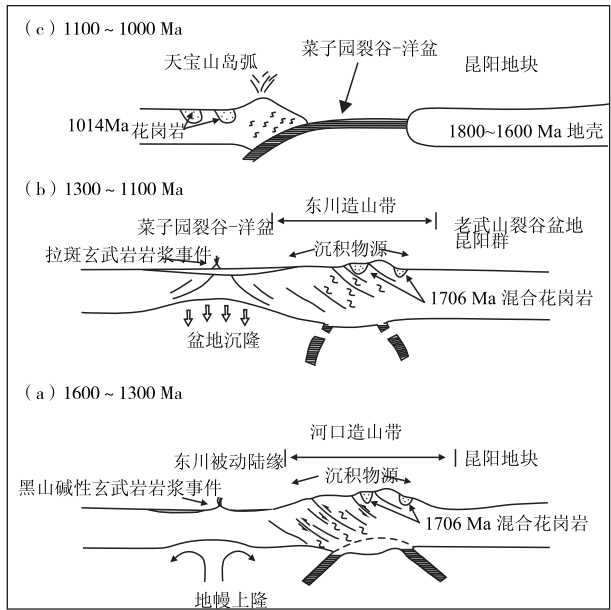


图 10 扬子陆块西缘中元古代构造演化示意图
Fig. 10 The tectonic evolution diagram in western Yangtze Blocks during the Mesoproterozoic

7 结论

(1)早—中元古代,上扬子陆块西南缘发育有河口群—大红山群、东川群、昆阳群—会理群为代表的三套浅变质火山-沉积岩系。在早—中元古代地层所夹的火山岩中,获得了 4 组 SHRIMP U-Pb 岩浆锆石年龄:1800~1600Ma、1600~1300Ma、1300~1100Ma、1100~1000Ma。

(2)主要元素火山岩化学分析结果基本上都为

造山带和岛弧火山岩,而黑山头组粗面玄武岩、碱性玄武岩更接近板内稳定环境。微量元素除通安组五段为过渡性玄武岩(TR)外,投入活动大陆边缘或陆缘弧区域内,稀土元素特征配分曲线共同特征是轻稀土弱富集,呈轻微的右倾型。

(3)沉积相研究及沉积大地构造背景分析表明,在菜籽园—麻塘近东西向断裂的两侧地层岩性差别较大。麻塘断裂带南侧的东川群为被动陆缘沉积。出露在菜籽园-麻塘断裂带内的沉积体为深海—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。断裂带以北早期为深海盆地相—斜坡相沉积,晚期天宝山组为岛弧环境所形成。

(4)上扬子陆块西南缘在早—中元古代也相应历经了 4 个演化阶段。1800~1600Ma,在大红山地区、河口地区、东川汤丹地区形成近东西向的裂谷盆地。1600~1300Ma,在东川因民地区表现为一被动陆缘下的伸张环境。1300~1100Ma,在菜籽园—麻塘地区为板内裂谷-洋盆,老武山地区为裂谷盆地。1100~1000Ma 阶段,菜籽园-麻塘裂谷-洋盆向北俯冲或向北向南双向俯冲,在北边的天宝山区和南边的富良棚地区形成火山岛弧,同时在扬子西缘也出现了 1.0Ga 左右($1007\pm14\sim1014\pm8$ Ma)的同造山或同碰撞型花岗岩,表明此时康滇地区已经拼贴到一起,并与整个上扬子陆块 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,他们提出了宝贵意见,在此一并感谢。

参 考 文 献

陈好寿,冉崇英. 1992. 康滇地轴铜矿床同位素地球化学. 北京:地质出版社,7~74.
陈智梁,陈世瑜. 1987. 扬子地块西缘地质构造演化. 重庆出版社,9~49.
陈天佑. 1990. 东川矿区前寒武系昆阳群准层型剖面研究. 西南矿产地质,4(3):28~32.
从柏林. 1988. 攀西裂谷的形成与演化. 北京:地质出版社,1~5.
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. 扬子地台西缘结晶基底的时代. 高校地质学报,13(3):429~441.
耿元生,杨崇辉,王新社,杜利林,任留东,周喜文. 2008. 扬子地台西缘变质基底演化. 北京:地质出版社,1~202.

- 关俊雷,郑来林,刘建辉,孙志明,程万华. 2011. 四川省会理县河口地区辉绿岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义. 地质学报, 85(4): 482~490.
- 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. 地质前缘, 10(4): 439~456.
- 刘肇昌, 李凡友, 钟康惠. 1996. 扬子地台西缘构造演化与成矿. 成都: 电子科技大学出版社, 5~165.
- 刘晔, 柳小明, 胡姚初, 第五春荣, 袁洪林, 高山. 2007. ICP-MS 测定地质样品中 37 个元素的准确度和长期稳定性分析. 岩石学报, 23(5): 1203~1210.
- 李复汉, 王福星, 申玉连, 玉福星, 周国富, 潘杏南, 李兴振. 1988. 康滇地区的前震旦系. 重庆: 重庆出版社, 1~214.
- 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.
- 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. 地质前缘, 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.
- 廖光宇. 1980. 对于云南东川地区前震旦地质中几个问题的看法. 西南地质科技情报[内部印刷].
- 廖光宇, 张选阳, 秦戎生, 周国富, 姚祖德. 1988. 会理地区的天宝山组. 重庆: 重庆出版社, 5~44.
- 牟传龙, 林仕良, 余谦. 2000. 四川会理—会东及邻区中元古界昆阳群沉积特征及演化. 沉积与特提斯地质, 20(1): 44~51.
- 邱家骧, 林景仟. 1991. 岩石化学. 北京: 地质出版社, 119~126.
- 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 年龄及其地质层学意义. 地质通报, 28(7): 896~900.
- 孙志明, 尹福光, 廖声萍, 廖光宇, 李军敏. 2008. 四川会理群满塘组锆石 SHRIMP 年龄及意义. 亚洲大陆深部地质作用与浅部地质—成矿响应学术研讨会论文摘要.
- 申玉连. 1973. “满银沟运动”的地质特征. 西南地质科技情报[内部印刷], 1: 2~4.
- 四川省地质矿产局. 1991. 四川省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1~46.
- 王冬兵, 孙志明, 尹福光. 扬子地块西缘河口群的时代: 来自火山岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄的证据. 地层学杂志(已接收).
- 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.
- 吴根耀. 1986. 天宝山组地层问题初议. 地层学杂志, 10(03): 161~168.
- 吴根耀. 1987. 天宝山组火山岩形成的大地构造环境. 大自然探索, 6(02): 115~124.
- 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.
- 吴健民, 黄永平, 刘肇昌. 1998. 扬子地台西缘海相火山岩建造及其控矿特征. 矿床地质, 17(4): 322~329.
- 谢振西. 1973. 大红山与拉拉地区的地层对比. 西南地质科技情报[内部印刷], 1: 5~7.
- 颜丹平, 周美夫, 宋鸿林, John M. 2002. 华南在 Rodinia 古陆块位置的讨论——扬子地块西缘变质岩岩浆杂岩证据及其与 Seychelles 地块的对比. 地质前缘, 9(4): 249~256.
- 杨崇辉, 耿元生, 杜利林, 任留东, 王新社, 周喜文, 杨铸生. 2009. 扬子地块西缘 Grenville 期花岗岩的厘定及其地质意义. 中国地质, 36(03): 647~657.
- 尹福光, 孙志明, 白建科. 2011a. 东川、滇中地区中元古代地层格架. 地层学杂志, 35(01): 49~54.
- 尹福光, 孙志明, 张璋. 2011b. 会理—东川地区中元古代地层—构造格架. 地质论评, 57(6): 770~778.
- 云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志. 北京: 地质出版社, 4~22.
- 袁海华, 张树华, 张平. 1987. 康滇地轴基底时代的初步轮廓. 见: 张云湘, 刘秉光主编. 中国攀西裂谷文集(1). 北京: 地质出版社, 1985. 241~257.
- 杨应选, 仇定茂, 阙海英. 1988. 西昌—滇中前寒武系层控矿床. 重庆: 重庆出版社, 124~152.
- 赵彻终, 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, 李在建. 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.
- Barrat J A, Fourcade S, Jahn B M, Cheminée J L, Capdevila R. 1998. Isotope(Sr, Nd, Pb, O) and trace-element geochemistry of volcanics from the Erta' Ale range(Ethiopia). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 80(1-2): 85~100.
- 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 Xianhua. 1999. U-Pb zircon ages of granites from the southern margin of the Yangtze Block; timing of Neoproterozoic Jinning Orogeny in SE China and implications for Rodinia assembly. Precambrian Res, 97: 43~57.
- Li Xianhua, Li Zhengxiang, Zhou Hanwen, Liu Yin, Liang Xirong, Li Wuxian. 2003. SHRIMP zircon U-Pb age, element and Nd isotopic geochemistry of Guandaoshan volcanic rocks in southwest Sichuan; implications for petrogenesis and tectonics. Science in China(series D: Earth Sciences), 46(supplement): 60~68.
- Li Zhengxiang, Powell C McA. 1996. Break of Rodinia and Gondwanaland and assembly of Asia. Aust J Earth Sci, 43(4): 591~592.
- Li Zhengxiang, Li Xianhua, Zhou Hanwen, 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.

Li Zhengxiang, 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.

Liu Dunyi, Jian Ping, Zhang Qi, et al. 2003. SHRIMP dating of adakites in the Tulingkai ophiolite, Inner Mongolia: Evidence for the early Paleozoic subduction. *Acta Geo Sin.*, 77(3): 317~327.

Nick R, Ray M, Godfrey F J, Rhiannon G, Martin S, Barbara B. 2000. Two mantle plumes beneath the East African rift system; Sr, Nd, and Pb isotope evidence from Kenya Rift basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 176(3-4): 387~400.

Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorps R S (ed). *Andesites*. New York: John Wiley and Sons, 525~548.

Rogers J J W, Santosh M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research*, 5(1): 5~22.

Wood D A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 11~30.

Zhou Meifu, Nicolas T A, John M, Christina Yan Wang, Allen K K. 2008. Two magma series and associated ore deposit types in the Permian Emeishan large igeous province, SW China. *Lithos*, 103: 352~368.

**Geological Record of Paleo- and Mesoproterozoic Orogenesis
in the Western Margin of Upper Yangtze Block**

YIN Fuguang, SUN Zhiming, REN Guangming, WANG Dongbin
Chengdu institute of geology and mineral resources, Chengdu, 610081

Abstract

During Paleo- and Mesoroterozoic epochs, three sets of low metamorphism sedimentary and volcanic successions represented by the Hekou Gr. , Dahongshan Gr. , Dongchuan Gr. , Kunyang Gr. And Huili Gr. were developed within the southwestern margin of upper Yangtze block. Previous studies of petrology, geochemistry and geochronology show its tectonic framework and evolution history. Four SHRIMP U-Pb ages of magmatic zircons from the volcanic rocks hosted in the Paleo- and Mesoproterozoic strata were yielded: 1800~1600Ma, 1600~1300Ma, 1300~1100Ma and 1100~1000Ma. Along with sedimentary facies, major, trace and rare earth elements chemical data indicate that the southwestern margin of the upper Yangtze block experienced four development stages during Paleo- and Mesoproterozoic. At ca. 1800~1600 Ma, a near EW-trending rift basin was developed within the Dahongshan, Hekou, and Dongchuan areas. At ca. 1600~1300Ma, the Dongchuan area was in a passive continental extensional setting. At ca. 1300~1100Ma, the Caiziyuan-Matang areas were the intraplate rift-oceanic basin while the Laowushan area was a rifting basin. At ca. 1100~1100Ma, the Caiziyuan-Matang rift-ceanic basin subducted northward or both northward and southward to form volcanic arc in Tianbaoshan and Fulingpen areas. Meanwhile, orogenesis- or collision-type granite was formed in the western margin of the Yangtze at ca. 1.0Ga (1007±14~1014±8 Ma). All this evidence indicates that Sichuan and Yunnan had jointed together, which, along with the whole upper Yangtze block, formed the Rodinia supercontinent.

Key words: record; Paleo- and Mesoproterozoic; orogenesis; the western Yangtze Block