

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

耿元生, 杨崇辉, 杜利林, 王新社, 任留东, 周喜文

中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037

内容提要: 川西会理一带出露的天宝山组以酸性火山岩为主, 它们的 SiO_2 含量为 68.78%~76.96%, K_2O 含量明显大于 Na_2O 含量, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比值介于 0.01~0.34 之间, 多属于流纹岩。酸性火山岩的轻重稀土元素分馏程度不高, Eu 的负异常明显, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.18 \sim 0.35$ 。微量元素中 Ba、Ta、Nb、Sr、Ti 相对亏损。这些地球化学特征与 A 型花岗岩相似。酸性火山岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值介于 -5.32 到 -4.78 之间, 与地壳衍生的 S 型花岗岩相似, 表明天宝山组酸性火山岩主要来自现存的地壳物质。锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果表明, 天宝山组酸性火山岩的形成年龄为 $1028 \pm 9\text{Ma}$, 属于中元古代晚期。

关键词: 天宝山组; 酸性火山岩; 地球化学特征; 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄

扬子江地台西缘川西会理一带的天宝山组一名来源于 1955 年四川 508 地质队创建的“天宝山冰碛层”, 1966 年 1:20 万西昌幅区域地质调查报告正式称为天宝山组, 是会理群最上部的岩石地层单元。后李复汉等(1988)、四川省区域地质志(四川省地质矿产局, 1991)、辜学达等(1997)都沿用了天宝山组一名。天宝山组的原义指以灰绿色千枚岩和灰色、紫红色英安质火山熔岩、凝灰岩为主, 夹变质砂岩、片岩的一套岩石组合。吴根耀(1986)经过区域对比研究认为, 原定义中的石英岩、千枚岩、变质砂岩等应属于力马河组或凤山营组, 天宝山组仅由变质酸性火山熔岩和凝灰岩组成。为便于对比, 本文采纳吴根耀的定义, 主要讨论天宝山组中的酸性火山岩的形成时代和环境。

天宝山组是会理群最上部地层, 确定其形成时代可限定会理群形成的时代上限, 同时对讨论扬子地台西缘前寒武纪地质演化以及 Rodinia 超大陆形成和裂解等都具有重要的意义。由于缺少可靠的同位素年龄数据, 对于天宝山组的形成时代还存在不同认识, 李复汉等(1988)认为天宝山组属于中元古代, 薛耀松等(2001)、牟传龙等(2003)则认为天宝山组应为新元古代。本文对会理小高一带的样品(图 1)进行了锆石 SHRIMP U-Pb 分析和微量元素、稀

土元素地球化学分析, 进而讨论了天宝山组的形成时代和形成环境。

1 分析测试方法

用于年代学研究的样品质量为 5~10kg。为了从岩石样品中选取锆石, 首先将采集的样品用清水清洗, 之后用大锤或颚式破碎机将大样破碎成小块, 再根据样品粒度用球磨机将样品粉碎到 80~120 目。为避免选样过程中的污染, 未采用摇床进行矿物分离, 而采用淘盘淘洗方法。经过粗淘把长石、石英等轻矿物分离。把剩余的重矿物经过多次淘洗, 选出锆石。然后在双目镜下逐一挑选, 剔除杂质, 使挑选出的锆石纯度达到 99% 以上。

锆石离子探针分析样品的制备按宋彪等(2002)的方法进行, 然后进行阴极发光(CL)照相, 研究锆石的内部结构。上述准备工作完成后, 再对样品靶进行清洗, 用纯度为 99.999% 的金丝进行镀金, 以备测定使用。锆石离子探针分析在中国地质科学院地质研究所同位素开放研究实验室的 SHRIMP II 离子探针上用标准测定程序进行, 数据处理按 Williams 等(1998)程序进行。所用的标准锆石 SL13 用于校正 U 含量(标准值为 $U = 238 \times 10^{-6}$, $t = 572\text{Ma}$), TEM 用于校正年龄(标准值为 $t =$

注: 本文为国土资源大调查项目(编号 200313000061)资助的成果。

收稿日期: 2007-01-17; 改回日期: 2007-04-16; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 耿元生, 1950 年生。1981 于长春地质学院获理学硕士学位。现为 中国地质科学院地质研究所研究员。主要从事前寒武纪地质、变质地质和岩石学的研究。Email: ys-geng@cags.net.cn。

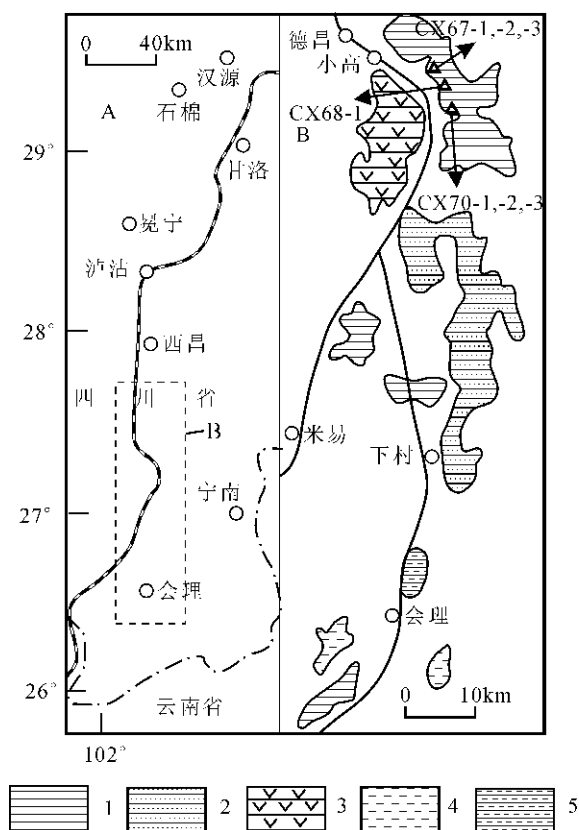


图 1 川西德昌—会理一带地质略图及采样位置(据吴根耀, 1986)

Fig. 1 Geological sketch map of the Tianbaoshan Formation in western Sichuan

(modified from Wu Genyao, 1986)

1—天宝山组酸性火山建造; 2—原天宝山组石英岩夹变泥—砂质岩组合; 3—原天宝山组基性火山组合; 4—千枚岩夹砂质板岩组合; 5—原天宝山组结晶灰岩组合

Rock assemblage in traditional Tianbaoshan Formation: 1—acidic volcanics, 2—quartzite interbedded with meta-siltstone, 3—basic volcanics, 4—phyllonite with intercalation of slate, 5—crystalline limestone

417Ma), 每分析 3 个样品锆石点进行一个标样 TEM 测定, 对标样锆石 TEM 的 U/Pb 比值分析偏差为 0.8%~2.3% (1 σ)。

全岩样品主量、稀土和微量元素分析在中国地质科学院国家地质实验测试中心完成。主量元素用 X 荧光光谱仪 (3080E) 测定, 分析的相对标准偏差小于 2%~8%; 微量元素 Nb、Zr、Rb、Sr、Ba、Ga、Pb、V 用 X 荧光光谱仪 (RIX2100) 测定, 分析的相对标准偏差小于 5%; 稀土元素和其他微量元素用 ICP-MS (Excell) 测定, 分析的相对标准偏差小于 10%。全岩样品的 Sr-Nd 同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所固体同位素实验室的

MAT262 上测试; 所有样品的 $n(^{143}\text{Nd})/n(^{144}\text{Nd})$ 和 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 统一采用 $n(^{146}\text{Nd})/n(^{144}\text{Nd}) = 0.7219$ 和 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr}) = 0.1194$ 进行标准化, 分析流程中实验室本底为: Rb、Sr 小于 100pg, Sm、Nd 小于 50pg。

2 天宝山组火山岩的地球化学特征

天宝山组的酸性火山岩 SiO_2 含量高 (68.78%~76.96%), K_2O 含量明显大于 Na_2O 的含量 (表 1), 与该区新元古代南华纪苏雄组酸性火山岩的地球化学 (李献华等, 2001; 2002; Li et al., 2002) 具有相似性。在酸性火山岩中夹少量的镁铁—超镁铁质火山岩 (已变质为绿泥片岩), 由于样品中含较多的水, 两个样品的 SiO_2 含量分析结果较低, 其 Al_2O_3 含量大于 18%, TiO_2 含量较高 (1.8%~1.98%)。在不易活动组分 Zr/TiO_2 — Nb/Y 分类图解中, 天宝山组酸性火山岩多位于流纹岩区, 个别样品位于流纹岩/安山岩区。两个镁铁—超镁铁质火山岩位于玄武岩区 (图 2)。

天宝山组中酸性火山岩的稀土元素总量较高 (表 1), 在球粒陨石标准化图解上五个酸性火山岩样品具有一致的分布型式, 重稀土部分平坦, 轻重稀土元素分异程度不高 [$(\text{La}/\text{Lu})_N = 5.74 \sim 10.49$], 轻稀土部分有一定程度的分馏, Eu 的负异常明显 (图 3a), $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.18 \sim 0.35$ 。2 个镁铁—超镁铁质火山岩样品的稀土元素含量较低 (表 1), 轻重稀土分馏不明显, $(\text{La}/\text{Lu})_N = 2.69 \sim 2.81$, 在标准化图解上呈平坦状分布, Eu 异常不明显 (图 3a)。

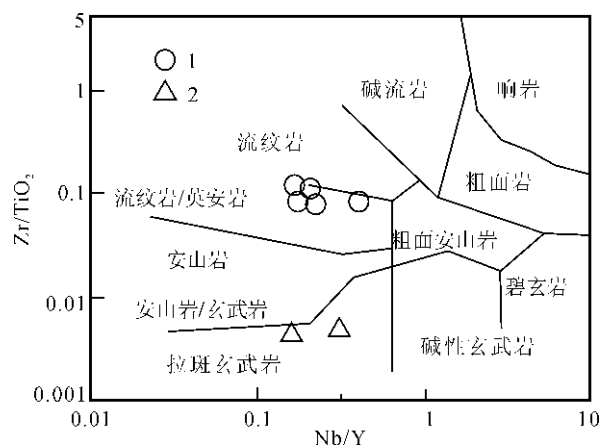


图 2 天宝山组火山岩 Zr/TiO_2 — Nb/Y 分类图

Fig. 2 Zr/TiO_2 vs. Nb/Y diagram for felsic volcanic rocks from the Tianbaoshan Formation

表 1 天宝山组火山岩主元素(%)和稀土、微量元素($\times 10^{-6}$)分析结果

Table 1 Compositions of major element(%), REE and trace elements ($\times 10^{-6}$) in the Tianbaoshan Formation

	CX67-1	CX67-3	CX68-1	CX70-2	CX70-3	CX67-2	CX70-1
SiO ₂	72.59	73.53	73.93	76.96	68.78	44.63	31.65
TiO ₂	0.3	0.26	0.28	0.14	0.24	1.98	1.8
Al ₂ O ₃	13.27	13.52	13.05	11.3	13.87	18.51	18.08
Fe ₂ O ₃	1.12	1	0.39	1.99	2.7	2.68	2.54
FeO	1.89	1.58	2.19	0.92	4.19	10.44	18.95
MnO	0.17	0.21	0.08	0.03	0.07	1.55	0.38
MgO	1.32	1.46	1.42	1.3	1.96	6.84	15.69
CaO	0.4	0.19	0.57	0.09	0.25	1.8	0.51
Na ₂ O	0.1	0.08	1.59	0.09	0.09	0.05	0.02
K ₂ O	5.9	5.52	4.73	4.39	4.45	3.63	0.31
P ₂ O ₅	0.15	0.09	0.15	0.02	0.16	0.26	0.25
CO ₂	0.47	0.12	0.47	0.12	0.39	0.21	0.3
H ₂ O	2.08	2.24	1.46	2.08	2.94	6.74	9.95
总量	99.76	99.8	100.31	99.43	100.09	99.32	100.43
La	99.4	63.9	71.9	52.7	77.9	13.9	14.8
Ce	195	124	159	116	159	32.3	30.1
Pr	20.4	17.5	17.3	12.3	18.3	4.34	3.91
Nd	78.1	68.2	66.6	43.6	70.8	19.8	16
Sm	16	16.5	13.7	9.02	17	5.41	4.16
Eu	1.74	1.62	1.52	0.51	1.74	1.97	0.84
Gd	13.7	15.5	12.6	7.95	16	5.62	4.8
Tb	2.31	2.83	2.01	1.33	2.73	0.94	0.89
Dy	13.7	17.6	12.1	8.55	16.6	6.22	5.77
Ho	2.78	3.49	2.56	1.72	3.11	1.29	1.23
Er	7.95	9.83	7.35	5.04	8.82	3.95	3.61
Tm	1.1	1.35	1.01	0.73	1.21	0.55	0.51
Yb	6.85	8.46	6.61	4.7	7.72	3.59	3.52
Lu	0.97	1.14	0.93	0.66	1.1	0.53	0.54
总量	460	351.92	375.19	264.81	402.03	100.41	90.68
Sr	12.2	8.65	27.4	4.16	6.46	8.82	3.81
Rb	289	345	188	208	202	285	28.3
Ba	941	949	788	727	569	483	26.4
Th	51.6	54.2	29.4	38.2	23.6	2.6	1.12
Ta	1.61	1.82	1.6	1.62	1.75	0.54	1.21
Nb	21.3	22.1	21.8	14	22.4	9.1	20.6
Zr	291	273	272	152	225	138	125
Hf	8.83	8.6	8.66	5	7.54	4.14	3.41
Y	73.8	83.9	67.8	47.5	82.4	34.5	35.5
Sc	10.2	9.48	10.1	3.57	8.39	47.5	48.4
Cr	4.21	7.85	4.91	5.96	6.8	440	223
Co	2.57	3.82	3.6	2.06	3.51	42.7	57.1
Ga	25.1	25.7	19.9	18.4	25.4	28.1	24.9
Pb	1712	1595	292	5.47	5.95	613	11.6
U	4.26	5	4.18	5.18	4.6	0.77	0.27

天宝山组酸性火山岩具有相似的微量元素含量和基本一致的分布模式,均显示出 Ba 相对 Rb 和 Th, Ta 和 Nb 相对 U 和 La, Sr 相对 P 和 Sm, Ti 相对 U 和 Gd 的亏损(图 3b),这种分布特征与本区苏雄组酸性火山岩的分布特征十分相似。两个超镁铁

质火山岩的高场强生热元素(Rb、Ba、Th、U)含量变化较大,这与岩石经过含水低级变质作用导致的元素迁移有关。其他微量元素,除 Sr 表现出相对亏损之外,在蜘蛛网图上基本表现为近于平坦的形式分布,多为亏损地幔的 10 倍左右(图 3b)。

3 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄

会理群下部(力马河组)以变质碎屑岩为主,锆石 U-Pb 方法难以测得其形成年龄,中部(凤山营组)以变质碳酸盐岩为主,各种同位素定年方法都很难获得其准确的形成年龄。因此我们主要对会理群上部天宝山组变质酸性火山岩进行锆石 U-Pb 同位素年龄测定,以期获得会理群形成的上限年龄。

会理县洪川桥附近和德昌县小高乡附近的天宝山组较为典型,洪川桥附近的天宝山组应为该组下部层位,小高乡附近出露的天宝山组属于该组上部层位(吴根耀,1986)。为确定该组和会理群形成的上限,采用小高乡附近的样品进行锆石 SHRIMP U-Pb 定年。小高附近出露的天宝山组主要为变流纹斑岩、变石英流纹斑岩,夹少量绢云绿泥片岩。用于测年的

样品为变石英流纹斑岩,已变质变形为绢云母石英片岩(CX67-1),采自德昌县小高乡南,地理坐标为北纬 27°21.558', 东经 102°17.216'。岩石主要由石英、斜长石、白云母、绢云母等组成,片状构造。部分斜长石为长板状,发育密集的聚片双晶体,属岩浆成因。样品中的锆石呈粒状、短柱状、长柱状,大小不均匀,都具有程度不等的岩浆韵律环带(图 4)。

共测定了 15 个锆石颗粒,分析结果如表 2 所示。测定的 U 含量从 94 到 335ppm, Th 含量从 79 到 335ppm, Th/U 比值从 0.4 到 1.39,反映出岩浆锆石特点。在 $n(^{207}\text{Pb})/n(^{235}\text{U})-n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$ 谐和图上,除 8 号点有少量的铅丢失,偏离谐和线之外,其它 14 个分析点均位于谐和线上或附近(图 5)。 $n(^{207}\text{Pb})/n(^{206}\text{Pb})$ 加权平均年龄为 1028 ±

9Ma, MSWD 值为 1.3, $n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$ 加权平均年龄为 1026Ma, 结果基本一致,表明 $n(^{207}\text{Pb})/n(^{206}\text{Pb})$ 的年龄结果与 $n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$ 的年龄结果是谐和的。因此 1028Ma 的年龄结果代表了天宝山组火山岩的形成时代。

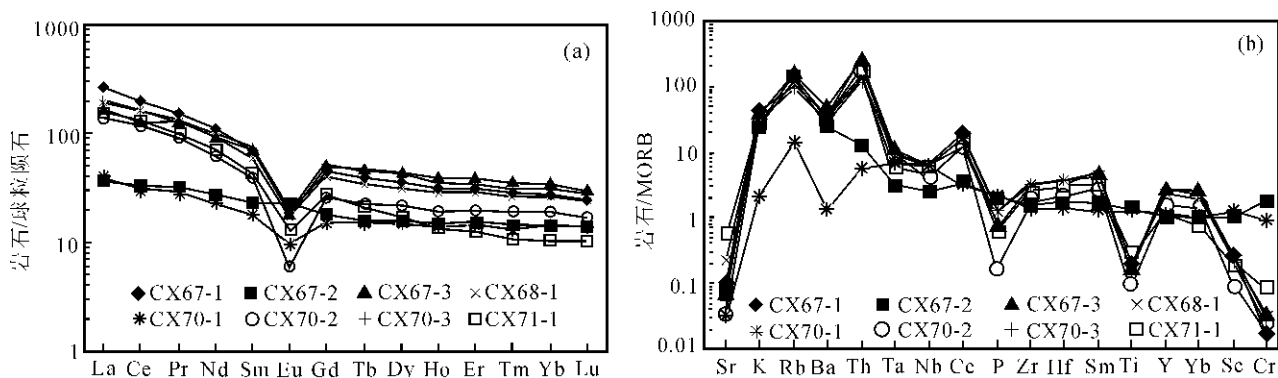


图 3 天宝山组火山岩稀土元素(a)和微量元素(b)标准化图解

Fig. 3 Chondrite - normalized REE patterns(a) and MORB normalized spider diagrams(b) for the Tianbaoshan Formation

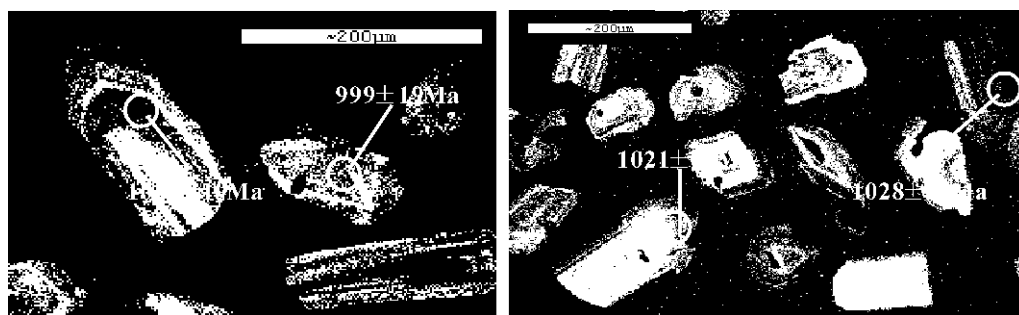


图 4 天宝山组变酸性火山岩中锆石阴极发光图像

Fig. 4 CL images of zircons for acidic volcanic rocks from the Tianbaoshan Formation

表 2 川西天宝山组酸性火山岩的锆石 SHRIMP U-Pb 分析结果

Table 2 Zircon SHRIMP U-Pb analytic results from the felsic volcanics of the Tianbaoshan Formation

点号	²⁰⁶ Pb/ _C (%)	U (×10 ⁻⁶)	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*	$\frac{n(^{206}\text{Pb})}{n(^{238}\text{U})}$	$\frac{n(^{207}\text{Pb})}{n(^{206}\text{Pb})}$	$n(^{207}\text{Pb})/n(^{206}\text{Pb})$ (±%)	$n(^{207}\text{Pb})/n(^{235}\text{U})$ (±%)	$n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$ (±%)	
						年龄 (Ma)	年龄 (Ma)				
1.1	0.12	251	98	0.40	38.1	1047±19	1090±26	0.07580±1.3	1.842±2.4	0.1763±2.0	0.832
1.2	0.10	162	111	0.70	23.4	999±19	1035±37	0.0738±1.8	1.705±2.7	0.1676±2.1	0.748
1.3	0.17	155	175	1.16	22.7	1014±19	1045±37	0.0741±1.9	1.740±2.8	0.1703±2.1	0.742
1.4	0.47	94	79	0.87	13.9	1021±20	1029±65	0.0736±3.2	1.741±3.9	0.1717±2.2	0.557
1.5	0.09	328	138	0.44	48.7	1028±18	982±25	0.07186±1.2	1.713±2.3	0.1729±1.9	0.836
1.6	0.20	120	79	0.68	17.3	995±20	1076±39	0.0753±1.9	1.733±2.9	0.1670±2.1	0.736
1.7	0.27	142	155	1.13	21.9	1065±20	1050±44	0.0743±2.2	1.840±3.0	0.1796±2.1	0.691
1.8	0.24	200	234	1.21	25.1	877±18	1027±46	0.0735±2.3	1.477±3.1	0.1458±2.2	0.691
1.9	0.43	228	254	1.16	33.9	1027±18	989±36	0.0721±1.8	1.717±2.6	0.1727±1.9	0.741
1.10	0.31	148	61	0.43	20.9	981±18	1046±47	0.0742±2.3	1.680±3.1	0.1643±2.0	0.651
1.11	0.34	201	202	1.03	30.2	1033±19	1001±41	0.0725±2.0	1.739±2.8	0.1739±2.0	0.695
1.12	0.27	250	335	1.39	37.8	1045±19	928±50	0.0700±2.4	1.698±3.1	0.1760±2.0	0.632
1.13	0.22	335	173	0.53	49.5	1022±18	1047±29	0.0742±1.4	1.758±2.4	0.1719±1.9	0.801
1.14	0.23	286	231	0.83	44.8	1076±23	1003±28	0.0726±1.4	1.819±2.7	0.1817±2.3	0.858
1.15	0.31	178	80	0.47	26.2	1018±19	1038±48	0.0739±2.4	1.742±3.1	0.1711±2.0	0.643

4 讨论

4.1 天宝山组形成时代的讨论

吴根耀(1986)、刘鸿允等(1991)采用全岩 Rb-Sr 等时线法获得会理洪川桥附近英安岩年龄为 907

±19Ma;李复汉等(1988)采用锆石常规法获得年年龄为 1466±21/-19Ma;牟传龙等(2003)采用颗粒锆石 U-Pb 法获得洪川桥附近变质斑状英安岩年龄为 958±16Ma,孔明寨附近斑状英安岩年龄为 961±27Ma。除常规锆石 1466Ma 的年龄结果之外,其

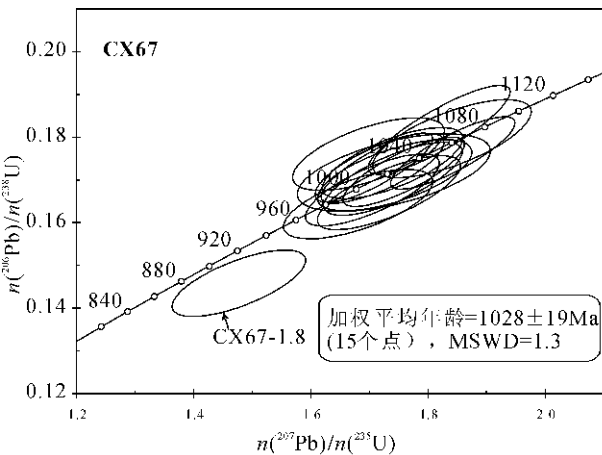


图 5 会理群天宝山组变质流纹岩中
锆石 SHRIMP U-Pb 谐和图

Fig. 5 SHRIMP U-Pb Concordia diagram for zircons from the felsic volcanics of the Tianbaoshan Formation

它的结果均略小于 1.0Ga。其中 Rb-Sr 结果年龄偏小可能与在后期变质作用期间的 Rb-Sr 同位素体系受到扰动有关。

李复汉等(1988)采用常规锆石 U-Pb 法获得的 1466Ma 的年龄结果,从分析数据看共有 5 个数据点,除 1 号点较接近谐和线之外,其它 4 个点均远离谐和线(见李复汉等,1988 中的图 5-22)表明样品中的锆石有明显的铅丢失,其中丢失最严重的 5 号点的铅丢失超过了 50%。由于样品中锆石有较明显的铅丢失,其年龄结果难以代表岩石的形成时代。此外,由于当时只能采用常规锆石 U-Pb 法,无法确认其中的锆石是否都是岩浆成因的,是否包含了部分继承锆石。

鉴于以上原因,我们认为以往获得的天宝山组的年龄结果并不能反映天宝山组火山岩的形成时代。

本次研究的锆石都具有明显的岩浆环带特征(图 4),表明它们属于岩浆成因。此外获得的 1028Ma 年龄结果的绝大多数分析点位于谐和线上,没有明显的铅丢失,同时样品分析点的 $n(^{207}\text{Pb})/n(^{235}\text{U})$ 的年龄结果与 $n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$ 的年龄结果是谐和的。这些特点表明用于测年的锆石是岩浆成因的,并且没有明显的铅丢失,所以笔者认为本次获得的 1028±9Ma 的年龄结果基本代表了天宝山组火山岩的形成时代。

前人除对天宝山组进行了年龄测定之外,还对

会理群凤山营组中微晶灰岩、菱铁矿、白云质钙质千枚岩、绢云微晶灰岩等进行过全岩 Rb-Sr 法的年龄测定,获得的全岩等时线年龄为 1540Ma,并认为该年龄代表凤山营组沉积底界的年龄(转引自李复汉等,1988)。但王振民(1987)认为这一年龄结果是假等时线,无确切的地质意义。笔者等对天宝山组酸性火山岩的三个样品进行了 Rb-Sr 同位素分析(详见以下讨论),获得的 $\{n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})\}_i$ 值变化非常大,从 0.110976 到 0.791054,表明它们的同位素体系发生了明显的扰动。在该区低温热液变质作用普遍,在这种有流体参与的变质过程中,Rb-Sr 同位素体系很容易受到干扰或重置,因此,笔者认为,在本区采用 Rb-Sr 方法获得的年龄结果很难反映岩石的形成时代。鉴于以上原因,我们目前只能确定会理群上部天宝山组火山岩的形成时代,其下部由于缺少合适的测试对象目前尚难以确定会理群形成的时代下限。

最近 Greentree et al. (2006) 报道了云南昆阳群和四川会理群(原文对比为昆阳群)凝灰岩和碎屑岩的同位素年代学研究结果。在云南易门附近原划分的黑山头组发现一多孔状玄武岩、火山角砾岩、凝灰岩和粉砂质砂岩组合,不同于其它地区的黑山头组。其中凝灰岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 $1142 \pm 16\text{Ma}$,认为该年龄代表凝灰岩的形成时代。在云南峨山附近黑山头组上部(富良棚段)的凝灰岩中锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 $996 \pm 15\text{Ma}$,认为是对富良棚段凝灰岩年龄的最好评价。据此,Green-tree 等(2006)提出将易门附近原划分的黑山头组划分出来单独建立老吾山组(Laowushan Formation),置于昆阳群之下。由于昆阳群偏下部的黑山头组获得了 $996 \pm 15\text{Ma}$ 的年龄,因此昆阳群中上部应小于该年龄。在区域上,Green-tree 等(2006)把四川西南部的天宝山组与云南的昆阳群最上部的柳坝塘组对比。如果这种对比成立的话,上部天宝山组 1028Ma 大于下部黑山头组 996Ma,显然存在着矛盾。张传恒等(2007)在云南昆阳群黑山头组的富良棚段凝灰岩中获得了 $1032 \pm 15\text{Ma}$ 的年龄结果,与 Greentree et al. (2006)的结果有一定差距。但从数据看,张传恒分析的 24 个测点中 15 个分析点基本位于谐和线上,而 Greentree 所分析的 16 个点中,只有 4 个点大体位于谐和线上,相当一部分分析点在谐和图上呈现出反向不一致(见 Greentree et al., 2006 Fig. 7b)。因此我们认为张传恒等所得到的年龄应较为可靠。天宝山组火山岩 1028Ma 的年

龄和富铝棚段 1032Ma 的年龄在误差范围内一致。此外,笔者等曾在登相营群火山岩中获得 1030 ± 19Ma 的年龄结果,在米易垭口地区获得 TTG 质片麻岩 1027 ± 8Ma 的年龄结果, Li et al. (2002) 曾在米易回菁沟花岗质片麻岩中获得过 1007 ± 14Ma 的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄,这些年龄基本都在误差范围内一致,代表了中元古代末期的火山岩浆事件。

四川西南部不同地区出露的会理群,常常被断裂分割,并没有直接的接触关系,对他们的对比应十分慎重。从组成上看,柳坝塘组主要由粉砂质泥质板岩、碳质板岩、白云岩、硅泥质板岩和深灰色硅质岩等组成(陈晋镛等, 1999)。根据吴根耀(1986)的厘定,四川西南部出露的天宝山组主要由变质酸性火山岩和火山凝灰岩组成。二者的组成、形成环境等有明显的区别,不应直接进行对比。至于天宝山组如何与昆阳群的层位进行对比,还需积累更多的资料。

4.2 天宝山组酸性火山岩成因的讨论

会理群天宝山组火山岩的岩石化学特征表明,占天宝山组火山岩主体的酸性火山岩显示出高度分异的特点, SiO₂ 含量高(68.78%~73.93%), 轻稀土元素含量高(见表 1), 铈的负异常明显, Zr、Hf 含量高, Sr、Ba、P、Ti 含量低, 在微量元素蜘蛛网图上显示出负异常(见图 3b), 总体上与 A-型花岗岩的岩石化学和地球化学特征(Whalen et al., 1987)相似。所分析的 5 个变质酸性火山岩的样品在 Ga/Al—Zr 的花岗岩分类图上均位于 A-型花岗岩区, 与 S-型和 I-型花岗岩有较明显的区别(图 6)。

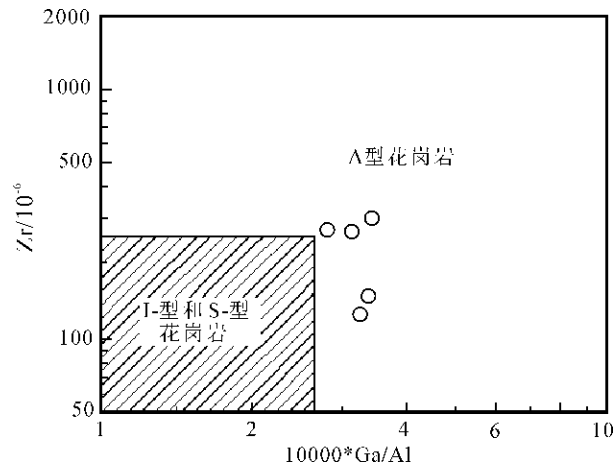


图 6 天宝山组酸性火山岩的 Zr—10000 * Ga/Al 图解(据 Whalen et al., 1987)

Fig. 6 Zr vs 10000 * Ga/Al diagram for felsic volcanics of the Tianbaoshan Formation

根据微量元素对 A-型花岗岩的进一步划分(Eby, 1992),天宝山组酸性火山岩属于 A2-型花岗岩(图 7)。

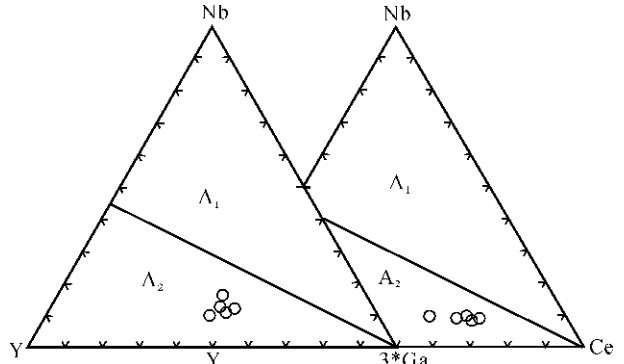


图 7 天宝山组酸性火山岩的 A 型花岗岩分类图
Fig. 7 Nb—Y—Ce and Nb—Y—Ga ternary diagrams for the subdivision of A1- and A2-type granites from the Tianbaoshan Formation

关于 A-型花岗岩的成因, 不同学者提出了不同的认识, 基本可以概括为三种不同的观点。(1) 来源于下地壳, 经过熔体析离后的麻粒岩重新部分熔融形成(Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; Whalen et al., 1987), 或者由富含石英、斜长石的石英闪长岩、英云闪长岩和花岗闪长岩部分熔融形成(King et al., 1997, 2001; Dall’Agnol et al., 1999)。(2) 来源于地幔源区, 由底侵的玄武质岩浆及其演化物经过分离结晶形成(Frost et al., 1997, 1999), 或者是幔源玄武质岩浆在上升结晶分异过程中受到地壳物质的混染而形成(李献华等, 2002)。(3) 来源于壳幔岩浆的混合(Wickham et al., 1996; Mingram et al., 2000)。

为了确定天宝山组酸性火山岩的来源, 我们对部分变质酸性火山岩进行了 Sr 和 Nd 的同位素的测定(表 3)。其中 Sr 同位素测定结果变化很大, {n(⁸⁷Sr)/n(⁸⁶Sr)}_i 值从 0.110976 到 0.791054, 远远超出了一般岩石 Sr 同位素的变化范围, 无法反映其本身的特点。由于同一批测定的其它样品没有出现如此大的跳动, 因此这一结果不可能是由于测试因素引起的, 只能是样品本身的问题。说明天宝山组火山岩形成之后 Sr 同位素体系受到了较强的扰动, 如果是这样, 采用 Rb-Sr 等时线方法获得年龄结果不一致的数据(1540Ma 和 907Ma)也就不足为怪了, 因为它们的 Sr 同位素体系受到了明显的扰动。

三个天宝山组酸性火山岩的 Sm 含量在 13.91

表 3 天宝山组酸性火山岩的 Sr、Nd 同位素分析结果

Table 3 Sr and Nd isotopic composition for the felsic volcanics of the Tianbaoshan Formation

样品号	Rb	Sr	$n(^{87}\text{Rb})/n(^{86}\text{Sr})$	$n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr}) \pm 2\sigma$	$[n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})]_i$		
CX67-1	274.999	10.351	82.974936	1.519986 ± 0.000034	0.572016		
CX67-3	330.595	7.344	143.540666	1.750895 ± 0.000041	0.110976		
CX68-1	179.392	21.979	24.452544	1.070418 ± 0.000012	0.791054		
样品号	Sm	Nd	$n(^{147}\text{Sm})/n(^{144}\text{Nd})$	$n(^{143}\text{Nd})/n(^{144}\text{Nd}) \pm 2\sigma$	$[n(^{143}\text{Nd})/n(^{144}\text{Nd})]_i$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	t_{DM}
CX67-1	16.205	79.041	0.123947	0.511984 ± 0.000014	0.511334	-5.32	1904
CX67-3	16.360	69.569	0.142172	0.512108 ± 0.000013	0.511362	-4.78	1861
CX68-1	13.910	66.934	0.125643	0.512016 ± 0.000013	0.511357	-4.88	1869

~ 16.36 $\mu\text{g/g}$ 之间, $n(^{143}\text{Nd})/n(^{144}\text{Nd})$ 分析值在 0.511984~0.512108 之间, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值在 -5.32 到 -4.78 之间(表 3)。根据亏损地幔 Nd 同位素的演化, 在 1.0Ga 左右亏损地幔的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值应在 +6.2~+9.4 之间(Jahn et al., 1988), 天宝山组酸性火山岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (参照锆石 SHRIMP U-Pb 年龄结果按 1.0Ga 计算) 显然与亏损地幔的演化不同, 也就是说它们主要不是来自地幔源的。如此低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值与地壳衍生的一些 S 型花岗岩十分相近, 表明天宝山组酸性火山岩主要来自先存的地壳岩石。研究区内 0.8Ga 左右的苏雄组酸性火山岩地球化学上相当于 A2 型花岗岩, 它们的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t=0.8\text{Ga})$ 为 +1.11 到 +2.62, 有的研究者认为它们是受到地壳混染的 OIB 型玄武质岩浆在地壳中部的一个“双扩散”岩浆房通过结晶分异形成的(李献华等, 2003)。天宝山组酸性火山岩也具有 A2 型花岗岩的地球化学特征, 但其 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值比苏雄组酸性火山岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 低许多, 显然它们的物质来源和形成方式具有明显差异。负的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值表明天宝山组酸性火山岩的物质来源以先存地壳为主。三个样品相对亏损地幔的模式年龄界于 1860~1904Ma 之间(表 3), 也说明最初岩浆从地幔分异出来很早, 它们在地壳有很长的滞留和演化时间, 到 1.0Ga 左右酸性火山岩喷发, 最初从地幔衍生出的物质已经历了近 1.0Ga 的地壳滞留和改造。

大量地壳物质熔融形成酸性岩浆主要有以下几种机制, 一是基性岩浆的底侵使地壳岩石大量部分熔融形成大量的酸性岩浆(常以花岗岩的形式产出), 二是在大陆裂谷强烈扩张阶段形成地壳部分熔融和地幔衍生物混合的酸性岩浆(常以基性火山岩和流纹岩的双峰式产出), 三是在陆陆碰撞阶段, 被携带到下部地壳或上部地幔的大陆地壳物质熔融产生大量酸性岩浆。岩浆底侵作用需要大量的同时代或略早的基性岩浆岩, 目前在研究区还没有发现大

量 1.0Ga 的基性岩浆岩, 因此通过底侵作用形成天宝山组酸性火山岩的可能性不大。裂谷形成的酸性岩浆作用, 通常是与基性岩浆相伴形成双峰式的岩浆岩, 天宝山组中尽管含有少量基性火山岩, 但数量很少, 同时还有中性的岩浆岩, 因此它们形成于裂谷环境的可能性也很小。天宝山组火山岩最有可能的形成方式应是, 在陆陆碰撞或弧陆碰撞阶段, 被携带到深部的地壳物质发生部分熔融产生酸性岩浆, 随后喷溢地表, 形成了天宝山组火山岩。天宝山组火山岩与昆阳群富良棚段的凝灰岩形成时间大体一致, 均应是格林威尔期造山过程的组成部分。

参 考 文 献 / References

- 陈晋镛, 张鹏远, 高振家, 孙淑芬. 1999. 中国地层典——中元古界. 北京: 地质出版社, 1~89
- 辜学达, 刘啸虎. 1997. 四川省岩石地层. 武汉: 中国地质大学出版社, 1~66.
- 李复汉, 覃嘉铭, 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, 1~396.
- 李献华, 周汉文, 李正祥, 刘颖. 2002. 川西新元古代双峰式火山岩成因的微量元素和 Sm-Nd 同位素制约及其大地构造意义. 地质科学, 37(3): 264~276.
- 李 L 献华, 周汉文, 李正祥, 刘颖, Kinny P. 2001. 扬子块体西缘新元古代双峰式火山岩的锆石 U-Pb 年龄和岩石化学特征. 地球化学, 30(4): 315~322.
- 刘鸿允. 1991. 中国震旦系. 北京: 科学出版社, 1~388.
- 牟传龙, 林仕良, 余谦. 2003. 四川会理天宝山组 U-Pb 年龄. 地层学杂志, 27(3): 216~219.
- 四川省地质矿产局. 1991. 四川省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1~662.
- 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.
- 王振民. 1987. 谈康滇地轴部分年代学研究资料的可靠性. 成都地质学院学报, 14(1): 107~114.
- 吴根耀. 1986. 天宝山组地层问题初议. 地层学杂志, 10(3): 161~168.
- 薛耀松, 曹瑞骥, 唐天福, 尹磊明, 俞从流, 杨杰东. 2001. 扬子区震旦纪地层序列和南、北方震旦系对比. 地层学杂志, 25(3): 207~216.
- 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(出版中)

- Clemens J D, Holloway J R, White A J R. 1986. Origin of an A-type granite: experimental constraints. *Am. Mineral.*, 71: 317~324
- Collins W J, Beams S D, White A J R, Chappell B W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-eastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80: 189~200
- Dall'Agnol R, Scaillet B, Pichavant M. 1999. An experimental study of a lower Proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian craton, Brazil. *J. Petrol.*, 40: 1673~1698
- Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20: 641~644
- Frost C D and Frost B R. 1997. Reduced rapakivi type granites the tholeiitic connection. *Geology*, 25: 647~650
- Frost C D, Frost B R, Chamberlain K R, Edwards B. 1999. Petrogenesis of the 1.43Ga Sherman batholith, SE Wyoming, USA: a reduced rapakivi-type anorogenic granite. *J. Petrol.*, 40: 1771~1802
- Greentree M R, Li Zhengxiang, Li Xianhua, Wu Huaichun. 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
- King P L, Chappell B W, Allen C M, White A J R. 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Aust. J. Earth Sci.*, 48: 501~514

- King P L, White A J R, Chappell B W, Allen C M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *J. Petrol.*, 38: 371~391
- LI Xianhua, LI Zhengxiang, ZHOU Hanwen, LIU Ying and Kinny P D, 2002. U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic in the Kangdian Rift of south China: implications for the initial rifting of Rodinia. *Precambrian Research*, 113: 135~154
- Mingram B, Trumbull R B, Littman S, Gerstenberger H. 2000. A petrogenetic study of anorogenic felsic magmatism in the Cretaceous Paresis ring complex, Namibia: evidence for mixing of crust and mantle-derived components. *Precambrian Res.*, 54: 1~22.
- Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 407~419
- Wickham, S M, Alberts, A D, Zanzvilevich, A N, Litvinovsky, B A, Bindeman, D N, Schauble, E A. 1996. A stable isotope study of anorogenic magmatism in East Central Asia. *J. Petrol.* 37: 1063~1095.
- Williamms I S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: Mickibben M A, Shanks III W C, Ridley W I. *Applications of Micro Analytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes*. *Reviews Econ. Geol.*, 7: 1~35.

Chronology and Tectonic Environment of Tianbaoshan Formation: New Evidence from Zircon SHRIMP U-Pb Age and Geochemistry

GENG Yuansheng, YANG Chonghui, DU Lilin, WANG Xinshe, REN Liudong, ZHOU Xiwen
Institute of Geology, Chinese Academy of Geology Science, Beijing, 100037

Abstract

Volcanic rocks in the Tianbaoshan Formation, distributed in Huili area on western margin of Sichuan Province, are mainly felsic volcanics. These volcanic rocks are classified as rhyolite, riched in SiO_2 from 68.78% to 76.96% and K_2O , with ratio of $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ between 0.01 and 0.34. They are mid fractionation in REEs, with strong negative anomaly of Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.18 \sim 0.35$), meanwhile depleted in trace elements of Ba, Ta, Nb, Sr, Ti, so have some characteristics of A-type granite. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ in these volcanics is from -3.05 to -3.45, similar to the S-type granite from the melted crust, which indicates that the felsic volcanics mainly formed by the crust melting. Zircon SHRIMP U-Pb age dating of $1028 \pm 9\text{Ma}$ indicates that felsic volcanics in the Tianbaoshan Formation were erupted during the late stage of Meso-proterozoic.

Key words: Tianbaoshan Formation; felsic volcanic rocks; geochemistry; zircon SHRIMP U-Pb age

