

文章编号:1000-4734(2001)02-231-08

扬子板块西缘早元古代俯冲体系的地球化学证据

——有关变基性岩的微量元素地球化学研究

张鸿翔¹ 刘丛强² 徐志方¹ 黄智龙²

(1. 中国科学院 地质与地球物理研究所, 北京 100101;

2. 中国科学院 地球化学研究所, 贵阳 550002)

摘要: 本文通过对云南早元古代哀牢山群、底巴都组与大红山群的地质地球化学研究, 从地球化学角度证明早元古代扬子板块西缘存在板块运动, 前特提斯域的元古大洋板块在其东北方向的俯冲作用中, 与古扬子板块发生碰撞而在俯冲带大陆边缘弧与弧后盆地分别形成哀牢山群、底巴都组与大红山群的基性火山岩。

关键词: 扬子板块西缘; 早元古代; 哀牢山群(AG); 底巴都组(DF); 大红山群(DG); 俯冲体系

中图分类号: P581

文献标识码: A

作者简介: 张鸿翔, 男, 1972年生, 在职博士研究生, 从事地球化学研究。

元古宙是否存在板块运动是一个有争议的问题。传统观点认为, 元古宙构造格局不同于显生宙, 缺少与俯冲环境相关的造山带, 不存在板块运动, 其活动带类似于现代陆内裂谷^[1,2]。然而近年来对全球很多元古宙活动带的研究表明, 元古代存在板块俯冲作用, 地壳以类似显生宙岛弧的方式水平增生^[3~5]。

扬子板块西侧早元古代哀牢山群内由于发现类似蛇绿岩的蛇纹石化纯橄岩^[6]而引起一些学者对扬子板块西部元古宙可能存在板块运动的推测, 这一问题的厘定对于探讨扬子板块西部大陆地幔地球化学特征以及壳幔演化机制有着重要意义。本文通过对早元古代扬子板块西部哀牢山群、底巴都组以及大红山群变基性火山岩的微量元素地球化学研究, 力图寻找俯冲体系存在的地球化学证据。

1 地质背景

扬子古陆西缘构造格局复杂, 一种观点认为攀西裂谷为扬子板块西界, 哀牢山群为外来增生体^[7]; 另一观点认为攀西裂谷为陆内裂谷, 哀牢山群为扬子古陆的西部边界^[8]。

哀牢山群(AG)、底巴都组(DF)、大红山群(DG)

位于扬子板块西南部(图1), 含有明显的基性火山岩成分。AG由两套变质程度不同的岩系组成, 西部为浅变质岩系(以二叠纪双沟蛇绿岩套为代表), 是古特提斯洋的缝合线^[9]; 东部为早元古代深变质岩系(包括阿龙组和小羊街组), 也是狭义上本文所指的AG, 为一套变火山-沉积混杂岩系。AG中基性火山岩已获得大量同位素记年数据, 主要集中在中元古代早期(石榴子石单斜辉石岩 Ar-Ar 年龄1 710 Ma^[10]; 锆石 U-Pb 年龄1 737 Ma^[11])。在AG的东北部发育DF与其上覆岩系DG, 二者均为基性火山岩-沉积碳酸岩建造, 其中DF代表了扬子古陆西部最古老的结晶基底。DG的同位素年龄反映原岩形成于早中元古代(1 900 Ma, U-Pb^[12]; 1 650~1 700 Ma^[13]), 野外岩石地层关系表明AG与DG的下伏地层DF为同一地质层位^[14], 而且DG上覆的沉积盖层昆阳群为中元古代的产物已得到证实^[15], 因此, AG形成年龄应早于DG, 为早元古代的岩浆产物。

2 样品及分析方法

AG的基性火山岩已发生角闪岩相变质作用, DF的变质程度较AG高, 部分地段有混合岩化形成的眼球状构造, 主要由变粒岩和斜长角闪岩组成, 主要变质矿物为斜长石和角闪石, 含量基本相当。样品分析共计12件, 编号为: 哀牢山群AG1~AG7、底巴都DF1~DF5。DG已发生绿片

收稿日期: 2000-02-29

基金项目: 国家科技部攀登计划预选项目(95-预-39)

岩相变质作用,岩性主要是绿片岩、绿帘绿泥片岩 与钠长片岩,分析数据引自徐启东^[16]。

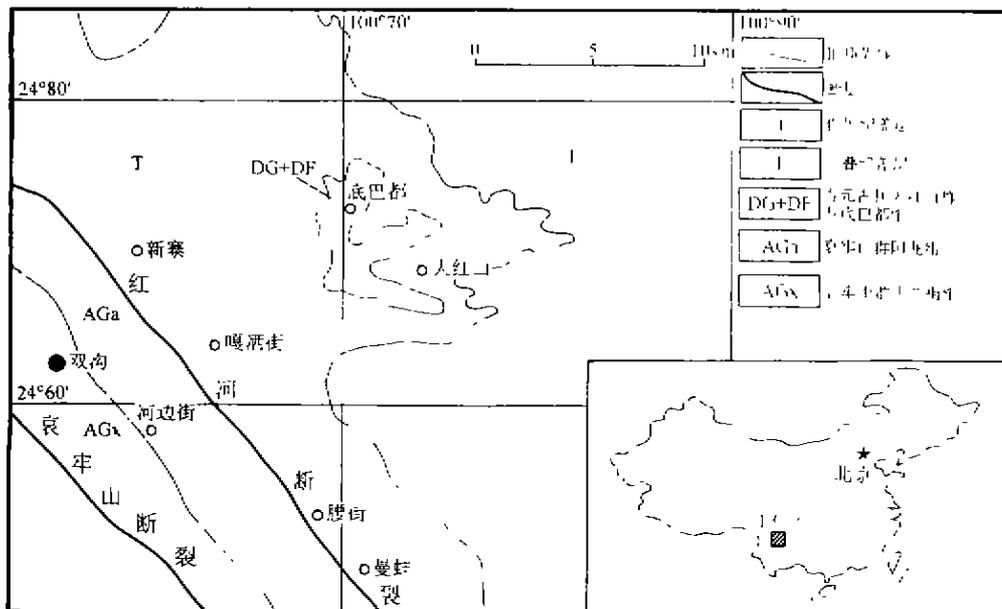


图1 扬子板块西部大红山地区地质简图

Fig. 1. Geology sketch map of the Dahongshan region at the western margin of the Yangtze Plate

样品经室内洗净晾干,挑选内部新鲜部位,手工研磨至200目,然后送样分析。测试由中国科学院地球化学研究所资源环境分析实验室完成,主元素由湿化学方法测定,分析精度优于2%。微量元素由ICP-MS完成,测试标准为NBS-1633与SY-4,经重复样检测,稀土元素误差<10%,其它元素<5%。

3 结果与讨论

3.1 岩石类型与原岩判别

扬子板块西部早元古代斜长角闪岩常量元素与微量元素分析结果列于表1。AG和DF所有样品的MgO含量变化不大,为5.23%~7.7%,TiO₂(0.84%~1.57%)和P₂O₅(0.06%~0.68%)偏低,类似其它元古宙活动带低Ti拉斑玄武岩^[17,18]。而DG的MgO范围较宽(2.23%~13.76%),TiO₂(1.13%~2.83%)基本高于DF。AG的CaO含量(8.80%~13.08%)高于DF(<8.8%),DG的CaO与DF相似(除DG10,其它样品CaO<7%)。DF碱性元素K₂O+Na₂O(3.75%~5.18%)高于AG(2.75%~4.65%),个别样品偏碱性。

由于岩石已发生不同程度的变质作用,尤其是绿片岩相流体的参与,其碱元素已发生迁移,因此涉及到碱元素的TAS及碱-磷图解已不能作为原岩判别依据,而利用变质作用中不活泼的高场强元素(HFSE)和稳定主成分(P₂O₅、TiO₂)加以判别,这几种元素对于判别玄武岩的岩石类型非常灵敏,已被广泛采用^[19]。在Zr/P₂O₅-Nb/Y(图2A)和Nb/Y-Zr/TiO₂图解中(图2B),除个别样品落在碱玄武岩的边界,其它均为拉斑玄武岩。但这两个图解并未考虑拉斑玄武岩(TH)与钙碱性玄武岩(CA)的区分。通常采用FeO*/MgO-SiO₂(图2C)和FeO*/MgO-FeO*图解(图2D)来划分TH和CA,分析样品均落在CA与TH的交界处。综合以上图解,这三个地质单元的基性岩样品为亚碱性的钙碱性-拉斑系列玄武岩。

3.2 地壳混染

采用Rollinson^[20]所给出的岩浆岩地壳混染作用判别模型(Th/U-Rb/Ba和La/Ce-Nb/Ta图解),三组样品未出现混合过程的双曲线模型(图3),显示它们没有遭受明显的地壳混染。事实上由于它们是扬子古陆西部的结晶基底,也缺少地壳物质混染的条件。

表 1 扬子板块西部早元古代斜长角闪岩常量元素(%)与微量元素(10^{-6})分析结果

Table 1. Major element and trace element analyses of the Lower Proterozoic amphibolites at the western margin of the Yangtze Plate

样品	AG1	AG2	AG3	AG4	AG5	AG6	AG7	DF1	DF2	DF3	DF4	DF5
SiO ₂	48.61	49.73	50.95	48.04	47.87	48.44	52.70	48.44	50.27	50.15	49.87	49.16
TiO ₂	1.57	1.56	1.01	0.97	1.48	1.57	1.11	1.36	0.84	1.57	1.50	1.41
Al ₂ O ₃	13.68	12.86	13.62	14.75	13.73	13.13	14.17	15.71	15.51	15.42	15.62	17.32
Fe ₂ O ₃	1.52	2.52	1.23	1.07	2.83	4.88	6.60	3.90	4.34	4.13	5.00	5.10
FeO	9.68	8.08	9.87	10.53	8.17	4.92	2.40	7.20	8.06	6.87	6.10	6.80
MnO	0.07	0.10	0.05	0.22	0.09	0.15	0.06	0.13	0.16	0.15	0.15	0.16
MgO	6.70	6.47	6.30	5.23	7.20	7.70	6.56	6.20	6.50	6.69	6.92	7.30
CaO	11.50	11.80	9.21	13.08	12.30	12.12	8.80	8.80	7.20	7.61	8.70	7.20
Na ₂ O	0.98	0.78	1.09	0.92	0.47	1.92	2.07	2.25	3.22	4.60	1.86	2.94
K ₂ O	2.12	2.07	3.15	2.55	2.28	2.44	2.58	2.49	1.92	0.58	1.89	1.10
P ₂ O ₅	0.54	0.68	0.47	0.06	0.49	0.36	0.46	0.46	0.32	0.12	0.63	0.12
损失量	2.31	1.50	1.0	1.83	2.27	2.10	2.10	1.60	1.30	1.80	1.10	1.10
总计	99.28	98.15	97.97	99.25	99.18	99.73	99.61	98.54	99.64	99.69	99.34	99.71
Rb	108.12	94.01	177.04	107.40	93.25	183.87	30.65	79.91	88.74	27.07	85.27	60.71
Ba	416.80	354.39	534.22	448.88	335.37	539.67	148.10	544.17	417.40	129.20	350.72	345.52
Th	13.90	15.36	20.84	13.82	13.39	16.25	0.68	11.85	11.49	14.29	11.66	11.44
U	9.03	6.87	6.49	13.47	6.04	3.62	0.39	6.30	5.52	5.42	5.60	4.82
Nb	11.41	12.38	17.63	10.94	12.57	35.35	8.02	9.92	14.49	10.22	11.00	10.34
Ta	0.881	1.009	1.202	0.830	0.95	2.551	0.498	1.084	1.718	1.193	1.475	1.227
La	33.08	38.05	50.33	30.00	39.19	46.91	7.51	23.03	22.58	28.54	21.59	21.83
Ce	63.06	74.82	101.28	58.70	75.61	96.16	21.18	47.09	47.91	58.72	45.66	46.34
Pb	20.37	21.87	24.00	18.88	17.79	18.28	24.55	7.54	11.70	10.72	9.40	7.69
Pr	7.99	9.06	11.72	7.42	9.42	11.17	3.29	5.33	5.59	6.68	5.23	5.29
Sr	656.76	320.86	318.52	654.04	509.35	338.28	331.37	60.79	144.15	144.16	62.85	92.50
Zr	142.12	143.82	175.26	140.26	147.51	197.61	55.76	165.66	335.86	215.00	198.22	177.93
Hf	4.59	4.73	6.02	4.88	4.88	6.60	2.20	6.21	11.48	6.96	6.78	6.38
Nd	31.96	35.39	44.29	29.01	36.89	44.21	16.64	20.59	20.30	24.61	19.68	20.79
Sm	6.53	7.03	8.74	5.81	7.45	8.94	4.83	3.95	5.12	4.66	3.55	3.74
Eu	1.16	1.18	1.34	1.01	1.30	1.81	1.56	0.98	1.03	0.91	0.78	0.64
Gd	5.81	6.29	7.34	5.13	6.82	7.67	5.40	3.31	3.61	3.44	2.77	2.99
Th	1.01	0.99	1.12	0.86	1.07	1.30	0.94	0.47	0.54	0.47	0.40	0.42
Dy	5.60	5.93	6.37	5.01	6.51	7.89	6.07	2.64	3.27	2.68	2.37	2.69
Y	35.92	38.09	38.35	32.34	42.34	43.57	29.81	13.48	17.44	12.99	12.84	14.12
Ho	1.22	1.28	1.38	1.07	1.43	4.64	4.17	0.54	0.67	0.49	0.49	0.55
Er	3.55	3.84	4.06	3.36	4.24	4.89	3.61	1.80	1.95	1.46	1.52	1.58
Tm	0.61	0.58	0.60	0.48	0.65	0.78	0.51	0.29	0.29	0.23	0.23	0.26
Yb	3.77	4.03	4.13	3.58	6.36	5.19	3.37	1.64	2.22	1.47	1.56	1.73
Lu	0.54	0.58	0.60	0.51	0.68	0.71	0.50	0.23	0.34	0.20	0.22	0.25

3.3 扬子板块西部俯冲体系的微量元素地球化学证据

显生宙古特提斯洋向扬子板块俯冲形成了滇西“三江”造山带。在前特提斯域被认为还存在元古大洋,但其扩张期、主弧期及弧后期由于研究程度和认识不同,尚无一致看法。目前发现沿哀牢山构造变质带展布的超镁铁岩群为一些蛇纹石化纯橄岩、二辉橄岩,据岩石化学和地球化学资料,可能是上地幔源橄岩部分熔融的残余物。华南板块(包括扬子板块与华夏古陆)的西缘(相当于扬子板块的西缘)与元古大洋之间在早元古代发生碰撞,位于元古大洋南北两侧的澜沧江岛弧和哀牢山岛弧即是元古大洋双向(藏滇、华南板块)俯冲、消减活动-主弧期的产物^[6]。

板块俯冲过程中,俯冲块体及其携带沉积物的脱水作用使得 HFSE 与大离子亲石元素(LILE)、轻稀土元素(LREE)发生强烈分异^[21]。微量元素在俯冲板块释放流体中的溶解度受该元素的离子半径和电势能控制^[22,23],利用不相容元素(IE)的性质以及 LILE/HFSE 和 LREE/HFSE 的比值可有效识别岩浆岩产生的构造环境。通过研究,显生宙样品确定的构造图解对元古宙火山岩构造环境的判别具有适用性^[24]。

在构造判别图解^[25](图 4)中采用的元素均为在变质作用中不活跃的元素(HFSE、HREE),另外 Th 不像 K、Rb、Cs、U、Ba 等 LILE 那样容易受变质作用的影响,对判别火山岩构造环境具有重要意义^[26]。

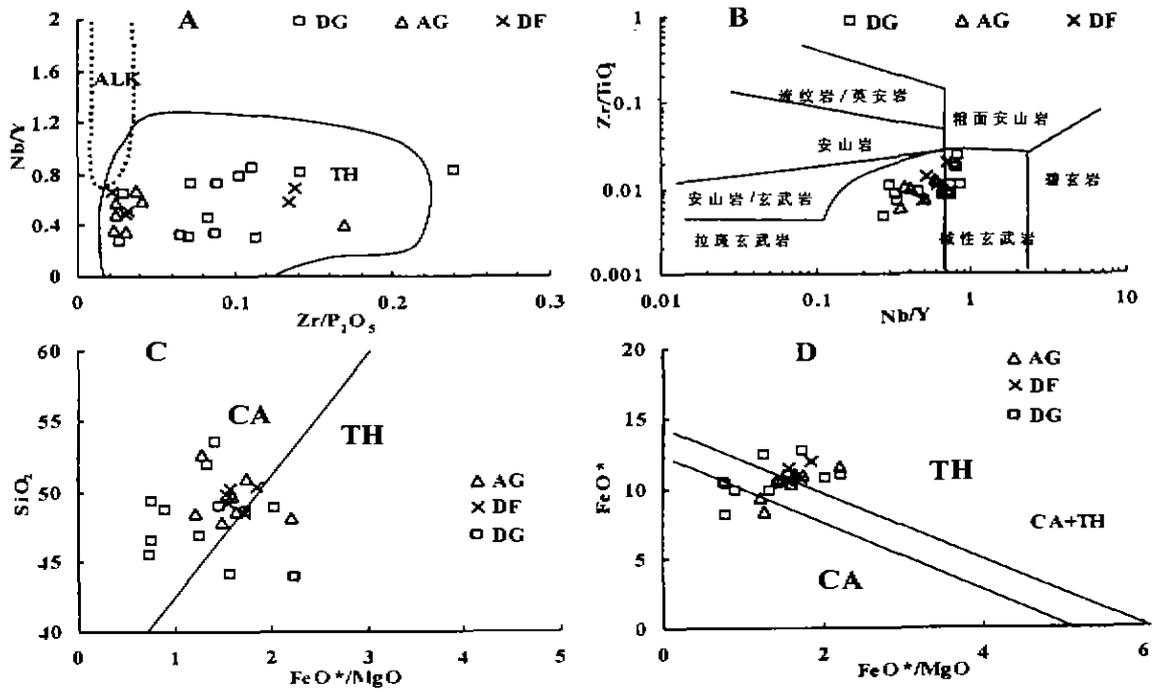


图2 原岩判别图解

Fig. 2 Discriminant diagram of the protolith.

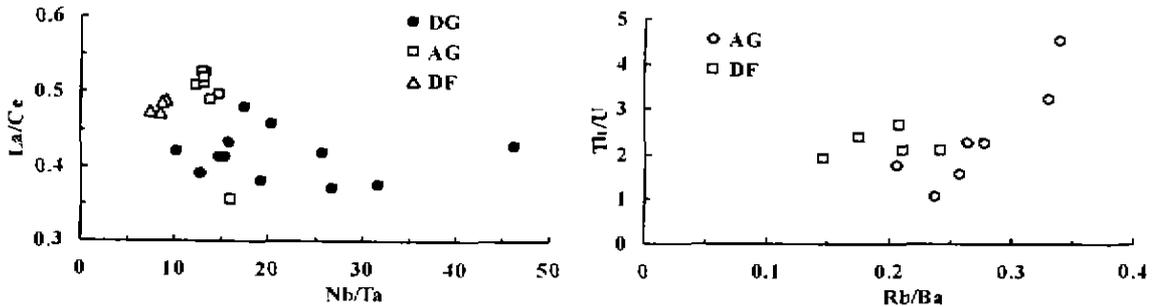


图3 地壳混染判别图解

Fig.3. Discriminant diagram of crust hybridization.

弧后盆地玄武岩具有类似岛弧的微量元素地球化学特征^[27],通常富集 LILE、LREE 和明显亏损 HFSE、HREE,大洋弧(OIA)与大陆边缘弧(CMA)不相容元素原始地幔标准化图解形态类似,但 OIA 富集程度较 CMA 低一个数量级,OIA 的样品只具有弱 LILE 富集,富集程度小于 10 倍原始地幔,而 CMA 的 LILE 和 LREE 的富集程度大于 10 倍原始地幔。它们的差异与不同构造部位的俯冲物质有关,OIA 受俯冲带富 LILE 的流体影响,而 CMA 环境在俯冲带不仅有富 LILE 的流体,而且存在来自部分俯冲沉积物的富 LILE 和 LREE 硅酸岩熔体相^[4]。

图 4 中 back-Ryukyu Arc basin(Japan)代表大洋岛弧弧后盆地玄武岩,它分布在板内玄武岩(WPB)和 IAB 之间的区域,清晰地表现出亲 OIA 的特征。AG 样品表现出亲 CMA 的特点,DF 介于 CMA 和 WPB 之间,而 DG 有进一步向 WPB 方向发展的趋势。由 AG-DF-DG 表现出由 CMA 向 WPB 发展的清晰轨迹,DG 即保留了弧后盆地玄武岩的亲岛弧特征(富集部分 Th、U 与 LREE),而又有明显的 WPB 特征(部分样品亏损 LREE,而 Nb、Ta 亏损程度降低)。AG、DF 的不相容元素原始地幔标准化图解(图 5A、B)与新生代典型大陆边缘弧 Indonesia Arc 相比(图 5D),除

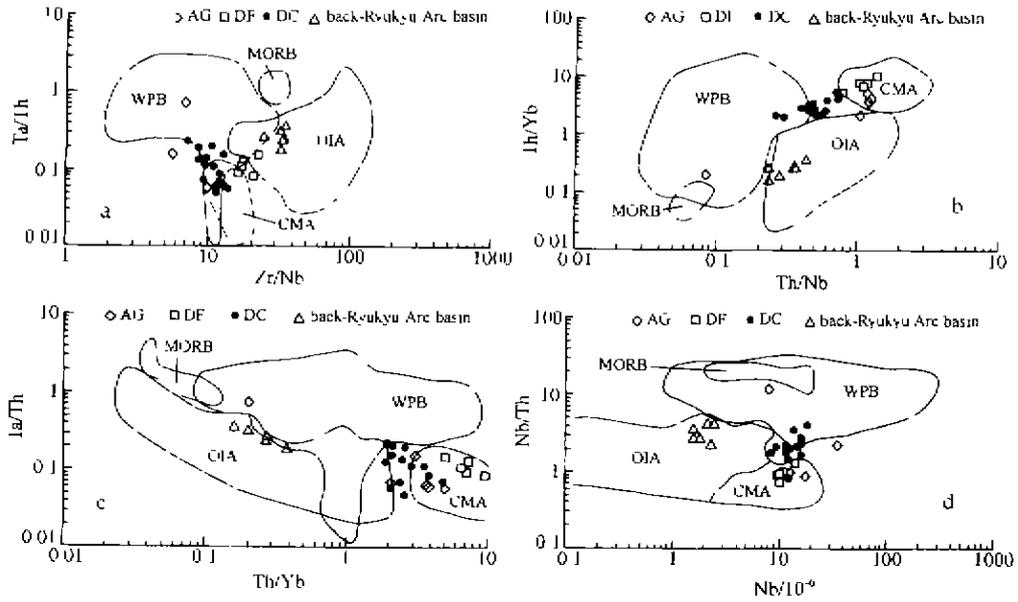


图 4 构造环境判别图解

Fig. 4. Discriminant diagram of tectonic settings.

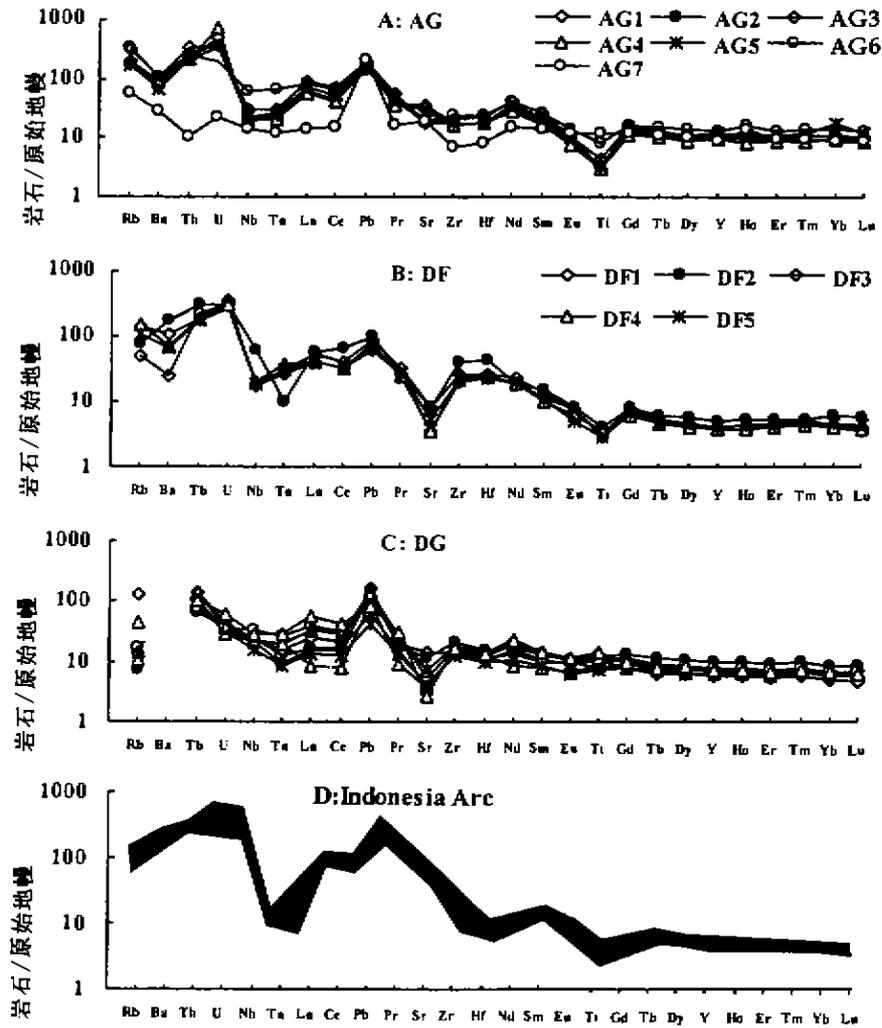


图 5 不相容元素原始地幔标准化图解

Fig. 5. Primitive mantle-normalized patterns of incompatible elements.

Rb、Ba,其它元素分布特征极为类似,表明构造环境相似。AG、DF、DG 三者的微量元素分布(图 5A、B、C)对比具有以下特征:①DF 与 DG 最特殊的一点在于 Sr 亏损,不同于 AG,可能有两种机制。斜长石从熔体中分离结晶会使熔体中 Sr 含量显著下降,影响 DG 和 DF 的流体/熔体由于已经抽提了岛弧玄武岩,斜长石优先进入 IAB 岩浆中,从而使残留熔体/流体亏损 Sr;另一个机制可能与蚀变作用有关,Sr 易受变质作用影响而迁移。但考虑到 AG 也遭受角闪岩相变质作用,而且 Sr 的分布与 Indonesia Arc 类似(图 5D),Sr 可能受变质作用影响较小。因此,斜长石在 IAB 中的优先结晶可能是导致 DG 和 DF 的 Sr 亏损原因。②DF 的 Zr、Hf 高于 AG,这是 DF 向板内环境发展的标志,DF 与 DG 均有明显的 Zr、Hf 正异常,虽然形态上和 Sr 强烈亏损有关,但也指示了板内环境的特征。③DG 的 LILE、LREE 富集程度明显低于 DF,说明在 DF 之后发育的 DG 虽然总体成分继承了弧后环境的亲岛弧特征,但源区经历了早期岩浆的抽提作用,富集程度已明显降

低。④DG 所代表的并不是类似 MORB 的形态特征,而是向 WPB 发展的趋势,说明弧后盆地并没有发展成洋而夭折。⑤IAB 均具有明显的 Ti 亏损,尤其是 CMA、DF 和 AG 表现出了这一特征,而 DG 不具备 Ti 亏损,这也是 DG 不同于 IAB 的一个特点。

结合大地构造位置分析,AG 和 DF 为早元古代前特提斯域大洋板块向古扬子板块俯冲而分别于大陆边缘弧和弧后盆地所形成的基性火山岩。为进一步论证三者的源区成分特征,根据亲湿岩浆元素比(高度不相容元素在玄武-安山岩浆系统中的分配系数很低, $D \ll 0.01$,它们的比在岩浆过程中基本不受影响,可反映地幔源区特征^[28])来加以判断,如果 AG 和 DF 同源,它们的高度不相容元素的比应近似。表 2 可见:AG 与 DF 之间除 Zr/Sm、La/Ta 之外,其余比值相当接近,表明二者源区具有很大的相似性,DG 因为向 WPB 发展而亏损 U,导致 U/Nb 与 DF 不同,其余比值更倾向于 DF,可见三者来源有很大的相似性,同时部分元素对的差异也表现出具体构造环境的特点。

表 2 高度不相容元素比值表

Table 2. Highly incompatible element ratios

		Rb/Ba	U/Nb	Nb/Ta	Ce/Pb	Pr/Sr	Zr/Hf	Zr/Sm	(Eu/Ti) × 10 ³	La/Ta	La/Nb	Ta/Th
最小	AG	0.21	0.05	12.27	0.86	0.01	25.40	11.54	1.40	15.09	0.94	0.06
最大	(7)	0.34	1.23	16.10	5.26	0.04	30.94	24.15	4.32	41.87	3.12	0.74
平均		0.27	0.51	13.75	3.46	0.02	29.26	19.99	3.23	32.57	2.42	0.17
最小	DF	0.15	0.38	7.45	4.10	0.04	26.68	41.92	2.35	13.14	1.56	0.08
最大	(5)	0.24	0.64	9.15	6.25	0.09	30.91	65.62	3.52	23.92	2.79	0.15
平均		0.20	0.50	8.41	5.34	0.06	28.79	51.43	2.74	18.15	2.15	0.11
最小	DG		0.03	10.22	0.93	0.02	36.09	28.19	0.91	5.62	0.40	0.05
最大	(13)		0.07	46.29	5.89	0.14	43.24	49.00	1.90	46.11	1.96	0.21
平均			0.05	20.81	2.47	0.05	39.00	36.07	1.30	19.44	0.95	0.12

以上分析从地球化学角度证明了 AG 是元古大洋板块向古扬子板块俯冲形成的大陆边缘弧,为扬子板块早元古代的增生楔,代表了扬子板块西界。DF 为弧后盆地形成的基性火山岩,而

DG 为弧后盆地进一步拉张而形成的过渡型板内玄武岩。早元古代元古大洋向东北方向的俯冲,与古扬子板块发生碰撞而产生典型的弧盆俯冲体系。

参 考 文 献

- [1] Etheridge M A. Orogenesis and tectonic process in the early to middle Proterozoic of Northern Australia [A]. Kroner A. *Proterozoic Lithospheric Evolution* [C]. Washington: Am Geophys Union, Geodyn Ser, 1987. 17:131~147.
- [2] Wyborn L A I. Petrology, geochemistry and origin of a major Australian 1 880~1 840 Ma felsic volcano-plutonic suits: a model for intra-continental felsic magma generation [J]. *Precambrian Res.*, 1988,40/41:37~60
- [3] Park A F. Accretion tectonism in the Proterozoic Svecofennides of the Baltic Shield [J]. *Geology*, 1985,13:725~729.
- [4] Zhao J X. Geochemical and Sm-Nd isotopic study of amphibolites in the southern Arunta Inlier, central Australia: evidence for subduction at

- a Proterozoic continental margin [J]. *Precambrian Res.*, 1994, 65: 71~94.
- [5] Jackson I N S. The earth's mantle: composition, structure and evolution [C]. Cambridge: Cambridge University Press, 1998. 1~309.
- [6] 程裕祺. 中国区域地质概论[M]. 北京: 地质出版社, 1994. 1~517
- [7] 刘肇昌, 李凡友, 钟康惠, 等. 扬子地台西缘构造演化与成因[M]. 成都: 电子科技大学出版社, 1996. 1~255
- [8] 从柏林. 中国滇西地区古特提斯演化的岩石学记录[A]. IGCP 第 321 项中国工作组. 亚洲的增生[C]. 北京: 地质出版社, 1993. 65~68
- [9] 黄忠祥, 韩松, 董金泉, 等. 云南新平双沟蛇绿岩稀土元素地球化学研究[J]. 岩石矿物学杂志, 1993, 3: 205~211.
- [10] 翟明国, 从柏林. 中国滇西南造山带变质岩的 Sm-Nd 和 Rb-Sr 同位素年代学[J]. 岩石学报, 1990, 4: 1~11.
- [11] 邹日. 红河成矿带壳幔演化与成矿作用的年代学研究[J]. 地球化学, 1997, 26(2): 46~55.
- [12] 冯本智. 论扬子准地台西缘前震旦纪基底及其成矿作用[J]. 地质学报, 1989, 4: 338~347.
- [13] Hu Anqing, Zhu Bingqun and Mao Cunxiao, et al. Geochronology of the Dahongshan Group [J]. *Chinese J. Geochem.*, 1991, 10(3): 195~203.
- [14] 孙克祥, 李志伟, 杨耀康. 元江-红河中-深变质岩系的特征及层位归属[J]. 云南地质, 1993, 1: 21~29.
- [15] 王铠元. 云南前寒武纪地质研究概论[J]. 云南地质, 1998, 17(1): 91~99.
- [16] 徐启东. 滇中大红山岩群变质火山岩类的原岩性质和构造属性[J]. 地球化学, 1998, 27(5): 422~431.
- [17] Pharaoh T C and Brewer T S. Spatial and temporal diversity of early Proterozoic volcanic sequences—comparisons between the Baltic and Laurentian shield [J]. *Precambrian Res.*, 1990, 47: 169~189.
- [18] Halden N M. Existence of marginal basin within the Circum-Superior Belt: geochemical evidence from the Churchill-Superior boundary in Manitoba, Canada [J]. *Precambrian Res.*, 1991, 49: 167~183.
- [19] Meschede M. A method of discrimination between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram [J]. *Chem. Geol.*, 1986, 56: 207~218
- [20] Rollinson H. *Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation* [M]. Singapore: Longman Singapore Publishers Ltd. 1993. 1~352
- [21] Green N L and Harry D L. On the relationship between subducted slab age and arc basalt petrogenesis, Cascadia subduction system, North America [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999, 171: 367~381.
- [22] Weaver B L. Geochemistry of ocean island basalts from the south Atlantic: Ascension, Bouvet, St. Helena, Gough and Tristan da Cunha [A]. Fitton J G and Upton B G J. *Alkaline Igneous Rocks* [C]. London: Blackwell Scientific Publication, 1987. 253~267.
- [23] Munker C. Nb-Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, new Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques [J]. *Chem. Geol.*, 1998, 144 (1~2): 23~45.
- [24] Pharaoh T C and Pearce J A. Geochemical evidence for the tectonic setting of Early Proterozoic metavolcanic sequences in Lapland [J]. *Precambrian Res.*, 1984, 25: 283~308.
- [25] 张鸿翔. 扬子板块西部大陆地幔地球化学特征及壳幔演化[D]. 北京: 中国科学院地质与地球物理研究所(博士论文), 2001.
- [26] Bailey E H and Ragnarsdottir K V. Uranium and thorium solubility in subduction zone fluids [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, 124: 119~129.
- [27] Shervais J W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1982, 59: 101~118.
- [28] Holm P E. The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hydromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites [J]. *Chem. Geol.*, 1985, 51: 303~323.

GEOCHEMICAL EVIDENCE OF THE LOWER PROTEROZOIC SUBDUCTION SYSTEM AT THE WESTERN MARGIN OF THE YANGTZE PLATE

—— The Trace Element Geochemical Study of Related
Metamorphic Basaltic Rocks

Zhang Hongxiang¹ Liu Congqiang² Xu Zhifang¹ Huang Zhilong²

(1. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101;

2. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002)

Abstract: Geological evidence from the geological and geochemical study of Lower Proterozoic Ailaoshan Group, Dibadu Formation and Dahongshan Group in Yunnan Province shows that there occurred plate tectonism along the western boundary of the Yangtze Plate during the Lower Proterozoic. When the Proterozoic Oceanic Plate subducted northeastward, the basaltic volcanics of the Ailaoshan Group, Dibadu Formation and Dahongshan Group were formed in the continental margin arc and back-arc basins respectively in response to the collision with the paleo-Yangtze Plate.

Key words: western margin of the Yangtze Plate; Lower Proterozoic; Ailaoshan Group; Dibadu Formation; Dahongshan Group; subduction system