

皖南伏川蛇绿岩形成环境的地球化学标志

邢凤鸣

(安徽省地质科学研究所)

主题词: 伏川; 蛇绿岩套; 形成环境; 地球化学标志

提 要: 皖南伏川蛇绿岩套, 沿祁门—歙县—三阳坑断裂带分布, 具构造侵位特征。在AFM图解上, 具有拉斑玄武岩的演化趋势, 但在玄武岩分类图解和 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 相关图上, 则具有岛弧火山岩的特征。在微量元素含量和稀土元素配分型式上和Ti—Cr、Ti—Zr判别图上, 也接近岛弧火山岩而与洋脊玄武岩差别较大。又, 根据其形成的地质环境为一古岛弧, 上覆地层为优地槽复理石建造, 故认为伏川蛇绿岩形成的大地构造环境可能为一古岛弧。通过REE的模拟计算, 伏川蛇绿岩可能是上地幔5%熔融的产物。由于变质橄榄岩中富集轻稀土元素, 可以认为伏川上地幔是一种富集地幔。

江南古陆东南缘蛇绿岩的岩石学特征和某些地球化学特点, 已有专文介绍^[1], 不再赘述。这里仅就皖南伏川蛇绿岩的形成环境提出一点不成熟的看法。

一、伏川蛇绿岩的一般地质及岩石特征

伏川蛇绿岩套位于皖南中部, 沿祁门—歙县—三阳坑断裂带分布, 西起黟县渔亭(黄土岭已发现块状黄铜矿体, 可能属于塞浦路斯型矿床), 经歙县南山、伏川、塘川, 东至绩溪县的金川和水竹坑(已发现与黄土岭同一类型的黄铜矿体), 断续出露, 延长约90 km, 均为构造侵位, 而以伏川地区出露的层序较为完整^[1]。伏川蛇绿岩以缓倾角推覆在片麻状黑云母花岗岩闪长岩(即歙县岩体)之上。蛇绿岩套自下而上为: 1. 变质橄榄岩(蛇纹石化斜辉辉橄岩, 含纯橄岩与铬铁矿透镜体); 2. 堆积辉长岩; 3. 火山岩, 主要为细碧岩和角闪岩。细碧岩在AFM图上的投影点, 与苏联乌拉尔山(南山细碧岩)和美国维尔京岛(伏川细碧岩)的细碧岩投影点靠在一起。伏川蛇绿岩套岩石的化学成分及有关参数列于表1。

伏川蛇绿岩套火山岩基本上属于细碧-角闪岩系。在伏川, 火山岩蚀变较强, 斜长石黝帘石化、绢云母化及部分绿泥石化, 基质阳起石化、绿泥石化、绿帘石化。杏仁体中常由石英、葡萄石和碳酸盐充填。由于蚀变较强, 已无法测量斜长石的种类; 在南山、火山岩蚀变较弱, 测得斜长石为钠长石。含水蚀变矿物的大量生成, 可能与海水对玄武岩的蚀变作用有关^[2]。伏川火山岩的枕状构造和南山火山岩的似枕状构造(冷凝边不完整, 稀疏可见), 说明它们是海底喷发的产物。在黟县渔亭东的公路边出露的细碧岩中, 发现同生沉积的红色碧玉, 其 $\delta^{18}\text{O}\text{‰} = +18.29$, 表明它是沉积作用的产物; 细碧岩本身的

表1 伏川蛇绿岩套岩石化学成分与标准矿物含量
 Table 1 Chemical compositions and components of normative minerals of uchusan ophiolites

岩石	编号	化学成分 (Wt%)														总计	
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	H ₂ O ⁺	CO ₂		构造
变质橄榄岩	Aw-367	46.06	0.02	1.63	1.47	6.07	0.11	43.30	0.28	0.05	—	0.02	0.43				99.44
变质橄榄岩	Aw-373	46.46	0.03	1.65	1.35	5.82	0.09	43.92	0.12	0.07	0.06	0.01	0.44				100.02
辉长岩	Aw-297	47.60	0.91	16.71	0.95	3.66	0.10	9.34	15.85	0.86	0.52	0.13	0.016	2.48	0.29		99.40
辉长岩	Aw-365	45.10	0.24	15.15	0.53	4.57	0.07	9.82	19.71	0.22	0.02	0.004	0.007			4.78	100.22
辉长岩	*	50.88	0.55	14.44	1.25	7.92	0.16	9.31	11.89	2.00	0.11					1.38	99.89
火山岩	Aw-300	54.93	0.85	15.72	2.35	4.86	0.13	5.80	7.83	2.71	1.65	0.12	0.006	2.73	0.73		100.42
火山岩	Aw-301	54.58	0.84	16.25	2.20	5.25	0.12	6.49	5.32	3.16	1.68	0.12		3.73	0.21		99.95
火山岩	Aw-376	53.22	0.56	16.71	2.07	3.68	0.08	5.76	7.30	4.07	1.66	0.10		3.20	1.20		99.74
火山岩	Aw-378	55.12	0.53	16.59	1.72	3.67	0.06	6.15	8.76	2.39	1.38	0.10	0.02	3.14	0.12		99.73
火山岩	Aw-313	53.36	2.44	12.52	4.17	10.46	0.22	3.70	6.89	3.34	0.10	0.17		2.75	0.16		100.28
火山岩	Aw-309	50.89	0.83	15.79	2.49	5.95	0.16	7.13	9.25	2.84	0.48	0.09	0.0024	3.37	0.19		99.46
火山岩	Aw-381	50.89	1.79	13.22	3.55	10.28	0.13	4.96	7.36	3.09	0.10	0.19		2.95			99.11
火山岩	*	49.53	2.16	14.01	3.37	10.53	0.14	5.45	9.17	3.16	0.22	0.07				1.76	99.64
火山岩	*	51.29	1.14	14.76	2.36	7.97	0.08	6.61	9.88	4.06	0.54	0.08				1.89	100.74
火山岩	*	50.62	0.56	14.77	1.85	6.05	0.03	8.61	9.75	2.95	2.60	0.05				2.28	100.17
火山岩	*	51.49	1.44	13.72	2.78	9.35	0.14	5.09	7.98	4.32	0.26	0.11				2.74	99.52
火山岩	Aw-303	59.82	0.80	15.66	2.05	4.68	0.13	3.79	4.46	2.86	2.04	0.14		3.01	0.27		99.71
火山岩	Aw-358	63.66	0.78	15.45	1.96	3.94	0.05	2.36	1.79	3.65	3.03	0.16		2.70	0.36		99.88
火山岩	Aw-380	59.04	0.88	15.12	2.57	5.21	0.08	3.82	5.74	3.46	0.95	0.15	0.0084	2.39			99.41

$\delta^{18}\text{O}\%$ 也很高,为+16.71(基性岩为+5~+7),按Keays和Scott的解释^[2],也表明火山岩形成于海盆环境中。

二、伏川蛇绿岩形成的构造环境

根据地质和地球化学特征,伏川蛇绿岩套岩石可能形成于岛弧环境。

1. 一般认为,江南古陆在中元古代为一地槽。它的东段,沉积了一套基性到中酸性火山熔岩、火山碎屑岩和具有典型浊流沉积特点的泥质粉砂质沉积。这是一套以复理式为主要的沉积建造。火山岩在江西发育,向东减弱。它们在晋宁期褶皱迥返,形成基底^[4,5]。刘鸿允等认为:“奠定扬子断块基底的最重要的一次地壳运动乃是晚元古代开始时的晋宁运动”^[6]。就是说,晋宁运动使统一的扬子地台最终得以形成。沿祁门—歙县—三阳坑近东西向断裂,分布有许多年龄为9亿年以上的陆壳改造型花岗闪长岩体(休宁岩体、许村岩体、歙县岩体以及江西九岭岩体)^[7,8,9],这就表明大约在10亿年以前大陆壳即已形成。因此,如果认为蛇绿岩是洋壳碎片的话,那么,该洋壳即伏川蛇绿岩套岩石的年龄当在10亿年以上。至于其构造侵位时间,因其推覆在歙县岩体之上,当在歙县岩体形成之后,具体时间尚待研究,但估计不会很晚,因为东西向基底断裂是一种比较早的构造。我们在伏川蛇绿岩套辉长岩中找到了与歙县岩体片麻状花岗闪长岩类似的“片麻状”辉长岩,镜下看到“片麻状构造”由糜棱岩条带组成,与歙县岩体的片麻状构造成因一致,可能与构造推覆产生的同一韧性剪切作用有关。根据同位素资料,歙县岩体的片麻状构造可能形成于768Ma以前^[9],即晋宁运动晚期,这也许是伏川蛇绿岩构造侵位的时间。在燕山期,蛇绿岩套又被高角度冲断层上推到侏罗纪火山岩中,如北岸钻孔所见。

据郭令智等^[10,11]的研究,江南古陆为一“元古代古岛弧”,“江南元古代古岛弧成北东东向延伸,长达千余公里”,在中元古界浅变质岩系中(四堡群,冷家溪群,板溪群,双溪坞群)断续出露有构造侵位的蛇绿岩或蛇绿混杂岩,并与钙碱性火山岩和复理石建造共生,与皖南伏川蛇绿岩的情况类似。

2. 在常量元素含量上,与岛弧火山岩相似而与深海拉斑玄武岩差别较大(表2)。从化学成分上看(表1),大致相当于玄武安山岩;在矿物组成上也是如此,含石英较多(南山及伏川火山岩上部),暗色矿物主要为角闪石(南山)。这种化学成分和矿物组成特点,比较接近岛弧火山岩^[12]。

在久野的玄武岩分类图解上,伏川蛇绿岩套火山岩大部分落在高铝玄武岩区及其附近,与新不列颠火山岩相似^[12];在 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 相关图上,则大部落在岛弧火山岩分布区。

但是,这并不意味着伏川蛇绿岩套岩石是钙碱性火山岩。首先,它是蛇绿岩;其次,在AFM演化图解上,具有拉斑玄武岩趋势,而不是钙碱性火山岩趋势(图1)。图1表明,伏川蛇绿岩套的变质橄榄岩(蛇纹石化斜辉辉橄岩)集中在变质橄榄岩区;辉长岩落在堆积岩区(细粒辉长岩在粗粒辉长岩之上,较富铁);火山岩则富铁且富碱。因此,从粗粒辉长岩向上到细粒辉长岩再到火山岩,早期有一个富铁过程,而后富碱,具拉斑玄武岩演化趋势。那么,辉长岩与火山岩是不是同一个岩浆系列呢?从 $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^*)$

表2 伏川蛇绿岩套火山岩与洋脊、岛弧火山岩化学成分对比

Table 2 The chemical composition of volcanic rocks from mid-oceanic ridge, island arc and Fuchuan ophiolites

位置	SiO ₂ (%)		TiO ₂ (%)		K ₂ O (%)		Rb (ppm)		Sr (ppm)		Th (ppm)		Cr (ppm)		Ni (ppm)		K/Rb			
	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均		
洋脊	大西洋		<50	48.2	0.75	1.47	0.08	0.36	1.1	8.2	90	200	0.13	0.14	220	470	78	164	310	653
	东太平洋		<59	51	1.0	1.77	0.16	0.26	1.0	4.4	105	107	0.21	0.21	160	160	10	42	310	990
岛弧	新几内亚-新不列颠		50	59	0.27	0.70	0.44	1.69	5	25	200	305			5.0	37.5	40	71	576	709
	新西兰陶波火山带		75.3		0.95		3.82		55		395				125	100			807	
伏川蛇绿岩套火山岩			49.5	54.2	0.53	1.11	0.1	1.19	19	52	120	138	2	7	24	86	31	56	210	267
			63.7		1.80		3.03		118		167		13.3		196	99		375		

• 化学成分取自：卡迈克尔等，1974，火成岩岩石学，地质出版社(1982)。

—(Na₂O + K₂O), Al₂O₃相关图 (FeO* = FeO + 0.9Fe₂O₃) 可以清楚地看出，二者共处于同一个演化线上，在岩浆演化过程中，从辉长岩到火山岩，MgO/(MgO + FeO*) 比值降低，Al₂O₃含量减少，碱度增高，因而可以认为属同一个岩浆系列。

3. 在微量元素含量上，亦与岛弧火山岩近似。

(1) 根据曹荣龙引用的资料^[13]，伏川蛇绿岩套火山岩的K₂O、Rb、Sr、Sc、Co、Cu等含量，与岛弧玄武岩的含量比较接近(表3)；此外，伏川蛇绿岩套火山岩的一些微量元素含量，也与卡迈克尔等^[12]提供的岛弧火山岩相应元素的含量明显一致，而与洋脊玄武岩差别较大(表2)。

(2) 在Ti—Cr 和 Ti—Zr 判别图上(转引自张旗等^[14])，伏川蛇绿岩套火山岩的投影点均落入岛弧火山岩区(图2)。

(3) 在稀土元素配分型式图上(图3)，伏川蛇绿岩套火山岩分布范围落入岛弧火山

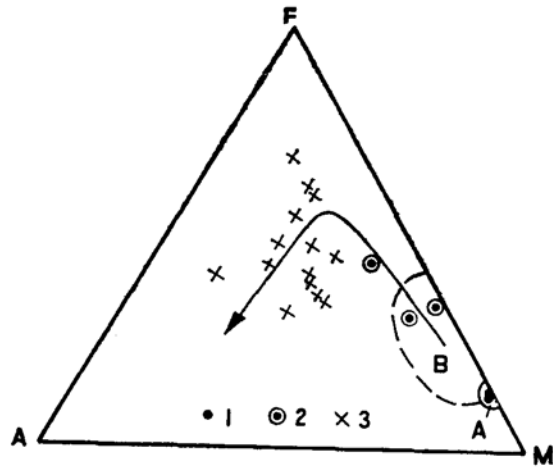


图1 伏川蛇绿岩套AFM演化图解 (A.B.据科尔曼《蛇绿岩》，1977)

Fig. 1 AFM diagram for Fuchuan ophiolites
1—变质橄榄岩；2—辉长岩；3—火山岩；
A—变质橄榄岩分布区；B—堆积岩分布区

表3 伏川蛇绿岩套火山岩与洋脊、岛弧火山岩微量元素对比

Table 3 The trace elements of the volcanic rocks from Fuchuan ophiolites, mid-oceanic ridge and island arc volcanics

岩石	K ₂ O	Rb	Sr	Cr	Ni	Sc	Co	Cu
	(%)	(ppm)						
洋脊玄武岩*	0.13	1~4.5	105~127	270	135	28~49	47	86
岛弧玄武岩*	0.79	1.75~61	135~540	45	17	22~42	24~40	25~111
伏川火山岩*	1.2(14)	52(6)	138(6)	86(6)	56(6)	24(6)	26(6)	39(6)

* 转引自曹荣龙^[13], 1986; 括弧内数字为样品数。

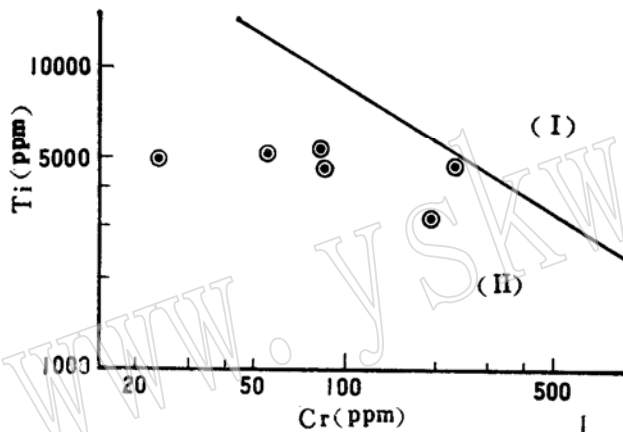


图2 玄武岩成因类型Ti—Cr判别图 (J.A.Pearce, 1975)

Fig.2 Ti—Cr discrimination plot for genetic types of basalts
(I) —洋底玄武岩区; (II) —岛弧玄武岩区;
○ —伏川火山岩

异常。此外,从辉长岩到细碧岩再到角斑岩,稀土元素的含量逐渐增高,轻、重稀土元素的分馏愈来愈明显,表现出一种有规律的演化关系。

值得注意的是,辉长岩既然是堆晶相,为什么出现铕的负异常?这可能与原始地幔的稀土组成有关(见表6,残留固相变质橄榄岩及明溪地幔岩的 δEu 均为负值,表明原始地幔可能亏损铕。)

岩分布区^[15],尤其特征的是,伏川蛇绿岩套火山岩为轻稀土富集型,与岛弧火山岩大多为轻稀土弱集型一致,而与平坦型或轻稀土富亏损型的洋脊玄武岩不同。

从图3可以看出,与洋脊玄武岩相比,伏川蛇绿岩套火山岩的轻稀土元素含量明显偏高,轻、重稀土元素的分馏明显,且出现铕的负

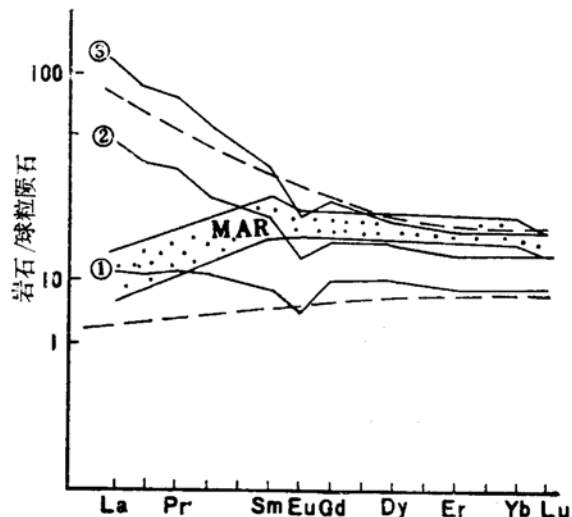


图3 伏川蛇绿岩套辉长岩①、细碧岩②和角斑岩③的稀土元素配分型式
Fig.3 REE distribution patterns of gabbro ①, spilite ② and keratophyre ③ from Fuchuan ophiolites
MAR—洋脊玄武岩区; 虚线范围—岛弧火山岩区

三、伏川蛇绿岩的成因探讨

1. 辉长岩、细碧岩和角斑岩的La、Sm含量及La/Sm比值列于表4。在根据表4的

表 4 伏川蛇绿岩La、Sm含量 (PPm)
Table 4 Contents of La and Sm in Fuchuan ophiolites

岩 石	样 号	La	Sm	La/Sm
辉 长 岩	297	5.7	3.09	1.84
	365	1.03	0.55	1.87
细 碧 岩	300	12.35	4.05	3.05
	309	4.81	2.05	2.35
	378	16.47	3.62	4.55
角 斑 岩	380	22.20	5.47	4.06
	368	34.92	6.59	5.30

资料绘制的La—La/Sm图解(图4)上,三种岩石的投影点基本上靠近一条直线,随着La含量的增加,La/Sm比值有规律地增高,其相关系数 $R=0.94$,这表明,它们是部分熔融的产物。从图3可以看出,细碧岩的稀土元素配分曲线居中,可以代表地幔部分熔融液相的平均值。在图5上,细碧岩的配分曲线与明溪地幔岩^[16]的平行,以及与变质橄榄岩的互补关系,也表明细碧岩是上地幔部分熔融的液相代表,而变质橄榄岩则相当于残留固相。

2. 从表5和图6可以看出,辉长岩和细碧岩的过渡金属元素配分型式基本相同,二条线吻合得较好,Ti、V等不相容元素明显富集,而Cr、Ni等强相容元素则强烈亏损,表明它们是上地幔部分熔融的产物。相反,变质橄榄岩则表现为Ti、V的亏损和Cr、Ni的富集,表明可能是地幔分熔后的残余部分。对比二条线可以看出,二者呈互补关系,因此可以推测,辉长岩和细碧岩可能是上地幔部分熔融产生的液相形成的,变质橄榄岩则可能是残留固相,与上述结论一致。

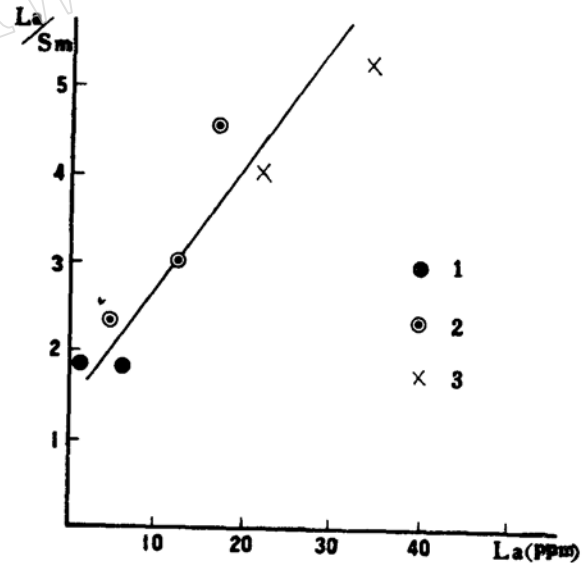


图 4 伏川蛇绿岩套岩石La/Sm—La图解
Fig. 4 La/Sm—La diagram for Fuchuan ophiolites

1—辉长岩; 2—细碧岩; 3—角斑岩

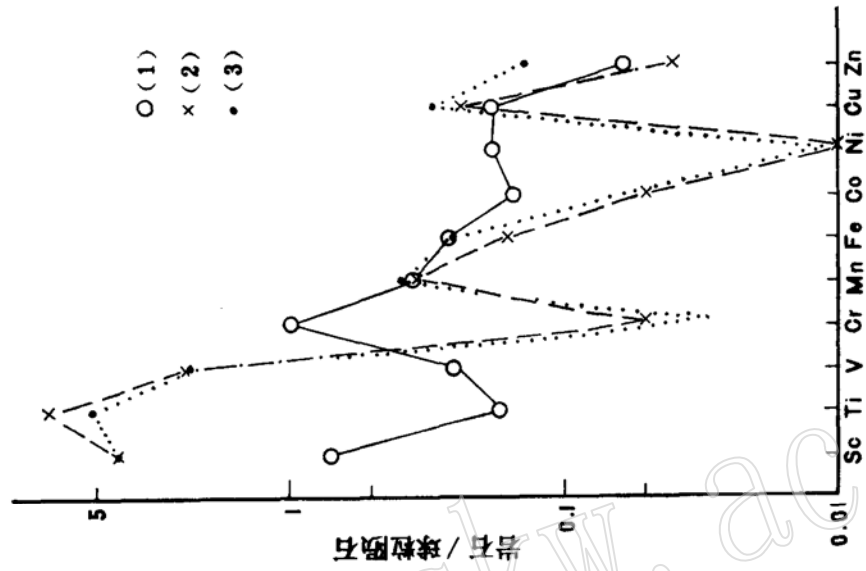


图6 伏川蛇绿岩套岩石过渡金属元素分配型式
Fig. 6 Transition elements distribution patterns for Fuchuan ophiolites

(1) 变质麻辉岩; (2) 辉长岩; (3) 细碧岩

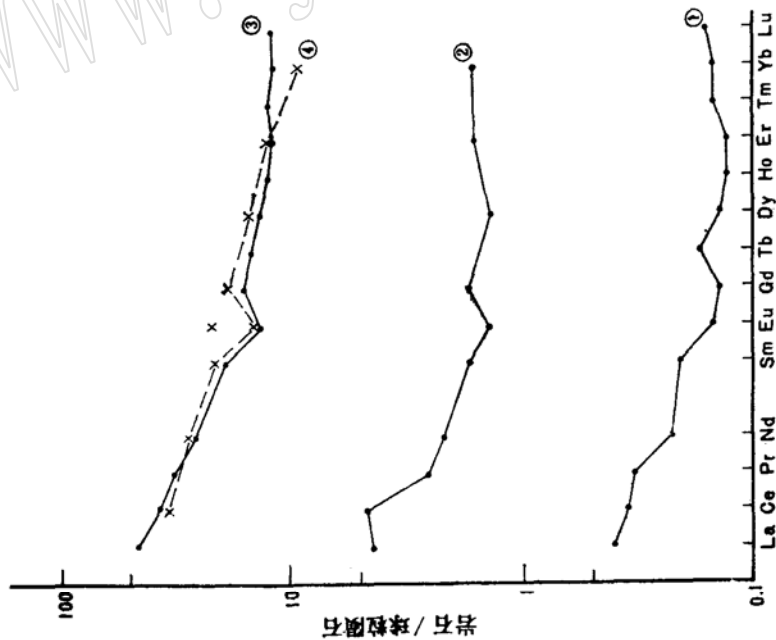


图5 伏川蛇绿岩套岩石稀土元素分配型式
Fig. 5 REE distribution patterns for Fuchuan ophiolites

①—变质麻辉岩; ②—明溪地幔岩; ③—细碧岩;
④—原始地幔5%熔体生成的玄武岩

表5 伏川蛇绿岩套岩石过渡金属含量(ppm)与标准化值
Table 5 Transition element contents(ppm) and their
chondrite normalized values from Fuchuan ophiolites

岩石	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn
变质橄榄岩(2)	5.95	120	23	3400	910	56810	80	2150	25	28
Aw-367,373	0.70	0.17	0.25	0.98	0.35	0.26	0.15	0.18	0.18	0.06
辉长岩(1)	36	4900	225	162	880	35000	25	140	34	19.3
Aw 297	4.2	7.6	2.4	0.05	0.34	0.16	0.05	0.01	0.24	0.04
细碧岩(3)	36	4420	213	92	1022	55530	32	74	42	64
Aw-300,309,378	4.2	6.1	2.3	0.03	0.39	0.25	0.06	0.01	0.30	0.14
上地幔石榴石二辉 橄榄岩 ^[1]	15.5	1100	75.1	2483	989	59600	110	2122		53
球粒陨石(Mason)	8.5	720	94	3460	2590	219000	550	12100	140	460

(1)、(2)、(3)、表示样品数; * 指球粒陨石标准化值。

3. 伏川蛇绿岩套岩石的稀土元素含量列于表6, 其球粒陨石标准化配分曲线表示在图5。从图5可以看出, 从变质橄榄岩到细碧岩, 以及明溪地幔岩(石榴石二辉橄榄岩)^[16], 具有相同的配分型式, 仅标准化值不同而已。有趣的是三条曲线的间距几乎相等, 而其值恰好各差一个数量级。因此, 以细碧岩为代表的液相, 可以看做是成分与明溪地幔岩相似的上地幔平衡熔融的产物。此外, 变质橄榄岩(相对于明溪地幔岩)与细碧岩成互补关系, 故前者可看做是上地幔部分熔融的残留固相。

4. 根据以上的分析, 伏川蛇绿岩套岩石可能是上地幔部分熔融的产物, 变质橄榄岩可能代表残留固相, 细碧岩可能代表液相。据此, 可以对其熔融程度进行模拟。

见表6和图5, 原始上地幔REE取球粒陨石值的二倍作为 Co ; Do 取Wyllie(1971)^[17]的上地幔矿物组合及Hanson(1980)的矿物分配系数计算; P 取细碧岩的CIPW标准矿物含量及Hanson(1980)的矿物分配系数计算。熔融程度的计算公式取 $Cl = Co / [Do + F(1 - P)]$, F 为地幔部分熔融程度。 F 取不同的数值进行计算模拟, 当 $F = 0.05$ 即地幔熔融程度为5%时, 计算出的液相REE丰度与细碧岩的REE丰度基本一致(见表6最后一项), 二者的配分曲线也比较吻合(图5)。它们也有一些差别, 就是细碧岩具铈的负异常, 而计算值则具有微弱的铈正异常。这是因为原始上地幔的REE丰度我们按常规取球粒陨石的二倍, 它有微弱的铈正异常, 但从变质橄榄岩的稀土元素丰度看, $\delta Fu = 0.86$, 伏川上地幔应该类似明溪地幔岩具有铈的负异常。如以明溪地幔岩的铈丰度作为伏川上地幔的铈丰度计算, 则上地幔5%熔融液相的铈丰度为1.03ppm, 与伏川细碧岩铈的丰度1.01ppm就十分接近了, 二者的配分曲线拟合得很好(图5)。

总之, 模拟表明, 伏川蛇绿岩套岩石可能是上地幔部分熔融的产物, 变质橄榄岩可能是残留固相, 细碧岩等可能是熔融的液相。考虑到残留固相的稀土元素配分型式为轻稀土富集型, 伏川上地幔可能是与明溪地幔岩相似的富集型地幔。

表6 伏川蛇绿岩套岩石稀土元素含量及原始地幔的模拟计算结果
Table 6 REE contents of Fuchuan ophiolites and their modeling calculation upon original mantle

岩石与计算公式	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	δEu	(La/Yb) _N
变质橄辉岩(1)Aw-367	0.13	0.28	0.04	0.14	0.04	0.011	0.035	0.008	0.044	0.009	0.028	0.005	0.032	0.005	0.26		
	0.42	0.35	0.33	0.23	0.21	0.15	0.14	0.17	0.14	0.13	0.13	0.15	0.15	0.16		0.857	2.8
辉长岩(2)Aw-297,365	3.37	7.73	1.17	5.71	1.82	0.52	0.62	0.49	3.17	0.65	1.93	0.30	1.85	0.29	16.64		
	10.87	9.57	9.57	9.52	9.33	7.03	10.12	10.32	9.85	0.11	9.21	9.35	8.86	8.91		0.723	1.2
细碧岩(2)Aw-300,378	14.41	29.66	3.95	15.67	3.84	1.01	4.18	0.72	4.49	0.92	2.61	0.42	2.56	0.40	23.27		
	46.48	36.71	32.38	26.12	19.69	13.74	16.14	15.19	13.94	12.81	12.43	12.96	12.25	12.42		0.767	3.8
角闪岩(1)Aw-368	34.92	66.29	8.81	33.21	6.59	1.46	5.96	1.03	6.24	1.24	3.50	0.556	3.58	0.532			
	112.65	82.04	72.21	55.35	33.80	18.86	23.02	21.71	19.37	17.30	16.66	17.16	17.14	16.52		0.699	6.6
Co-原始地幔丰度, 取球粒陨石值2倍	1.62			1.20	0.39	0.15	0.52		0.64		0.42		0.42			1.02	
明溪地幔岩(刘若新 ⁽¹⁾)	3.9			1.30	0.33	0.10	0.43		0.33		0.33		0.33			0.812	
Do取O _{1.5} Opx _{2.7} Cpx _{1.6} Gt _{3.1} ⁽¹⁷⁾	0.0164			0.0365	0.0489	0.0605	0.0651		0.0882		0.114		0.177				
P取碧岩Opx _{1.6} Cpx _{0.65} Pl _{0.73} Or _{1.73} Ap _{0.26}	0.117			0.114	0.115	0.33	0.121		0.116		0.121		0.127				
Cl = Co / (Do + F(1-P)), F = 0.05	26.75			14.85	4.18	1.60	4.77		4.83		2.66		1.80				
	33.10			27.8	21.4	21.8	18.4		15.0		12.7		9.1			1.10	

注: 矿物分配系数取Hanson, 1980; *球粒陨石标准化值(球粒陨石值取Boynnton, 1984); 表中数据由湖北省地质实验室测试。

(1) (2) 样品数; Aw-367为样号。

本文蒙白文吉研究员审阅修改, 特此致谢!

参 考 文 献

- [1] 白文吉、邢凤鸣等, 1986, 江南古陆东南缘蛇绿岩完整层序剖面的发现和基本特征, 岩石矿物学杂志, 第5卷, 第4期, 289—299。
- [2] Keays, R. R. and Scott, R. B., 1976, Precious metals in ocean-ridge basalts: implications for basalts as source rocks for gold mineralization. *Econ. Geol.* Vol. 71, No. 4, 705-720.
- [3] 王鸿祯, 1979, 亚洲地质构造发展的主要阶段, 中国科学, 第12期。
- [4] 江西省地质矿产局, 1984, 江西省区域地质志, 地质出版社。
- [5] 安徽省地质矿产局, 1987, 安徽省区域地质志, 地质出版社。
- [6] 刘鸿允等, 1980, 华北断块区元古界的发育, 华北断块区的形成与发展, 科学出版社, 98—108。
- [7] 中国科学院地球化学研究所, 1979, 华南花岗岩类的地球化学, 科学出版社。
- [8] 胡世玲等, 1985, 应用 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 快中子活化定年技术探讨江西九岭花岗岩闪长岩体的早期侵位时代, 岩石学报, 第8期, 29—34。
- [9] 邢凤鸣等, 1988, 皖南歙县岩体的岩石地球化学特征、形成时代和成岩条件, 地质论评, 第34卷, 第5期, 400—413。
- [10] 郭令智等, 1984, 中国东南部地体构造的研究, 南京大学学报(自然科学), 第20卷, 第4期, 732—737。
- [11] 郭令智等, 1985, 论活动大陆边缘地质学研究的若干新问题, 南京大学学报(自然科学), 第21卷, 第4期, 689—695。
- [12] 卡迈克尔等, 1974, 火成岩岩石学, 地质出版社(1982)。
- [13] 曹荣龙, 1986, 西藏雅鲁藏布江蛇绿岩的地球化学特征及成因判别, 地质论评, 第32卷, 第1期, 24—30。
- [14] 张旗等, 1985, 云南省云县铜厂街蛇绿混杂岩的初步研究, 岩石学报, 第1卷, 第3期, 1—14。
- [15] Cullers, R.L. and Graf, J.L., 1984, Rare earth elements in igneous of the continental crust: intermediate and silicic rocks- ore petrogenesis, *Rare earth element geochemistry*, Elsevier Science Publishers B.V., 275—303.
- [16] 曹荣龙, 朱寿华, 1986, 上地幔元素丰度, 中国科学院地球化学研究所年报, 106—109。
- [17] Wyllie, P.J., 1971, *The Dynamic Earth*, Wiley York, 132-143.
- [18] 刘若新, 1985, 中国几个地方的石榴石二辉橄榄岩捕虏体研究, 岩石学报, 第1卷, 第4期, 24—33。

Geochemical Indication of Formation Environment of Fuchuan Ophiolites in Southern Anhui Province

Xing Fengming

(Institute of Geological Science of Anhui Province, Hefei, 230001)

Key Words: Fuchuan; ophiolites; formation environment;
geochemical indication

Abstract

Fuchuan ophiolites in Southern Anhui Province are distribut-

ed along the Qimen-Shexian-Sanyangkeng fault belt stretching in nearly E-W direction. They extend discontinuously for about 90 Km and structurally emplaced into the Proterozoic phyllite (Shangxi group). The sequence of the ophiolites is consisted, from bottom to upper, of: (1) metamorphic peridotite (serpentinization harzburgite), (2) cumulus gabbro, (3) spilite, (4) keratophyre, which is covered with phyllite of Shangxi group.

According to the geological and geochemical characteristics the author suggest: that the Fuchuan ophiolites may be formed in island arc environment, as: (1) The geological environment in formation of the Fuchuan ophiolites is Midproterozoic ancient island arc; (2) Some macroelement contents in the ophiolitic volcanics are similar to those in the island arc volcanics and show more different from the deep-sea tholeiite (Table 2). On the diagram for classification of basalts, most of the Fuchuan ophiolitic volcanics are plotted to the high-alumina basalt field, which are similar to that of New Britain volcanic arc. On the $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ correlation diagram, most of the Fuchuan ophiolite volcanics are confined to the island arc volcanic field; (3) The trace element contents of volcanics in this area are also similar to that of island arc volcanics, and on the Ti-Zr and Ti-Cr discrimination diagrams (Fig. 2) they are all plotted to the island arc volcanics field; (4) The REE distribution pattern of the Fuchuan ophiolitic volcanics is in the same range with the island arc volcanics (Fig. 3).

Having study of REE and trace elements in the rocks we consider that the Fuchuan ophiolites may be partial melting product of upper mantle. (1) The plus-correlation between La/sm and La in gabbro, spilite and keratophyre (Fig. 4) indicated that they are products of partial melting from upper mantle. The mutual supplement correlation in REE and transition metal elements between metamorphic peridotite and spilite indicate that the former is residual solid phase and the latter is melting liquidus. (2) The gabbro and the spilite are obviously enriched in incompatible element Ti and V, but extremely depleted in compatible element Cr and Ni, while the metamorphic peridotite is quite the contrary, which also indicate that the gabbro and the spilite are

(下转第30页)

www.yskw.ac.cn

(上接第12页)

products of liquidus and the metamorphic peridotite is product of residual solid phase from upper mantle. (3) According to the model calculated from REE contents the Fuchuan ophiolites may be 5% melting product from the upper mantle (Table 6). As the residual solid phase (metamorphic peridotite) is rich in LREE, it may be considered that the Fuchuan upper mantle is the one of enriched REE