

中国东南中生代大陆边缘 构造—岩浆带的同位素地球化学*

胡永和 徐有浪

(浙江省地质矿产研究所, 杭州 310007)

兰翔

(浙江大学地球科学系, 杭州 310027)

主题词 同位素地球化学 构造—岩浆岩 中生代 中国东南

提要 根据中生代火山岩和侵入岩的岩石类型与组合及其岩石化学特征等, 将中国东南中生代大陆边缘分成陆缘火山(岩浆)弧(Cva)、陆缘弧后(间)火山盆地带(Abv)和裂陷火山(岩浆)带(Rv), 并深入研究了它们的 Sr、O、Pb 和 Sm、Nd 同位素组成特征。Cva 具较低的 I_{Sr} 和 $\delta^{18}O$ 值及变化较大的 Pb 同位素组成与较高的 ϵ_{Nd} 值; Abv 具较高的 I_{Sr} 和 $\delta^{18}O$ 值及较稳定的 Pb 同位素组成与较低的 ϵ_{Nd} 值; Rv 则具较低(较稳定)的 I_{Sr} 值和 Pb 同位素组成及变化较大的 $\delta^{18}O$ 值与 ϵ_{Nd} 值。由此推断, Cva 和 Abv 的岩浆均为陆缘亏损地幔与上地壳成分混合形成(前者地幔成分居多, 后者以地壳成分为主), Rv 的岩浆则具陆内交代—亏损地幔与较多的下地壳物质混合源的成因特征。

1 前言

中国东南中生代火山岩区是环太平洋构造—岩浆带的重要组成部分。已有资料表明, 本火山岩区既不同于太平洋东岸的安第斯和科迪勒拉火山(岩浆)带, 与东亚火山(岩浆)带也不完全相同, 其构造—岩浆演化与构造分带颇具特色。对本区中生代火山岩和侵入岩的区域性的比较系统的研究起自 80 年代。以往的研究多侧重于岩石化学成分和成因类型及岩区的划分等(如: 吴利仁等, 1982, 1985; 毛建仁等, 1986; 翁世劫等, 1987^[1]; 徐克勤、刘昌实、朱金初等, 1989, 1990; 翟裕生等, 1992)。浙江、福建省地矿局等(1984)负责的“东南沿海中生代火山岩区成矿远景区划”和南京地矿所(1990)负责的地矿部“七五”攻关项目——中国东南火山地质与矿产研究分别将本区划分为“华南构造—火山活动带”与“扬子构造—火山活动带”和“浙东—闽东构造岩浆活动区”、“粤东赣南构造岩浆活动区”、“浙西赣东北构造岩浆活动区”等。本文则依据火山活动与板块构造的关系和岩石类型与组合及岩石化学特征等, 重新划分了构造—岩浆带, 并侧重研究总结本区不同构造—岩浆带的同位素地球化学特征。

* 本文于 1996 年 10 月收到, 1997 年 2 月改回。

2 构造 - 岩浆带的划分

众所周知,印支运动后,中国东南地区已形成了统一的大陆环境。由此,区内中生代火山活动基本发生在陆地环境内。但由于火山活动与俯冲带的距离和前中生代基底构造层的不相同,致使形成的火山岩和侵入岩的岩石类型与组合、岩石化学、稀土和微量元素含量等既有相似性,又有一定的差别。根据岩石类型与组合及其岩石化学特征等,可将中国东南中生代大陆边缘分成以下三个构造 - 岩浆带(图 1):

2.1 浙闽粤陆缘火山(岩浆)弧(Cva)

本带大致包括绍兴—江山—宜春深断裂和邵武—河源大断裂以东的大片火山岩区,其基底相当于“华夏古陆”的范围。区内火山岩分布面广(覆盖面积约占总面积的 70%)。

火山岩以流纹岩、流纹英安岩、英安岩为主,次为碱流岩、安山岩,局部地段还有玄武岩、玄武安山岩、粗面岩以及岩性相同的火山碎屑岩和次火山岩,以产出厚度大、分布广的流纹质和英安质的熔结凝灰岩和凝灰熔岩为特征。相应的侵入岩由闪长岩—石英闪长岩—花岗闪长岩—花岗岩—钾长花岗岩组成完整的演化序列,其中以花岗岩和花岗闪长岩类(晚期发育碱性花岗岩)为主。

火山岩的岩石化学成分以高 Si 低 Al 和低 Fe + Mg 组分为特征。全带岩石的主要化学成分见表 1。据对岩石的硅碱成分(酸、碱度)、系列和组合等特征的研究表明:本带岩石类型主要为钙碱性岩系,碱性和碱钙性岩系仅偶尔出现;岩石系列以高铝玄武岩系列为主,拉斑玄武岩与碱性玄武岩系列极少;岩石主要属高钙英安岩—流纹岩组合,次为玄武岩—安山岩组合。



图 1 中国东南中生代大陆边缘构造 - 岩浆带示意图

Fig. 1 Schematic map showing tectonomagmatic belts along the Mesozoic continental margin in southeastern China
Cva—浙闽粤陆缘火山(岩浆)弧; Abv—江南陆缘弧后(间)火山盆地; Rv—中下扬子裂陷火山(岩浆)带

表 1 中国东南中生代大陆边缘构造 - 岩浆带火山岩和次火山岩的平均化学成分

Table 1 Average chemical composition of volcanic and subvolcanic rocks from tectonomagmatic belts along Mesozoic continental margin in southeastern China

构造 - 岩浆带	岩类	样品数	主要化学成分 (%)											Na ₂ O + K ₂ O	K ₂ O / Na ₂ O
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	F ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅		
Cva	火山岩	946	69.93	0.40	14.06	1.86	1.67	0.07	0.78	1.54	2.58	4.71	0.09	7.56	1.65
Abv		76	68.95	0.35	14.14	1.99	1.98	0.07	0.94	1.50	3.14	5.05	0.11	8.19	1.61
Rv		94	56.24	0.80	17.24	4.88	1.96	0.16	1.98	3.93	4.06	4.84	0.43	8.90	1.19
Cva	次火山岩	2.91	68.70	0.47	14.64	2.00	1.78	0.09	0.75	1.47	3.28	5.26	0.12	8.54	1.60
Abv		36	69.52	0.38	13.91	1.75	2.49	0.09	0.81	1.60	3.34	4.59	0.12	7.93	1.37
Rv		45	56.89	0.82	17.52	4.09	2.40	0.15	2.20	4.38	4.00	4.77	0.31	8.77	1.19
总平均		1488	68.37	0.45	14.82	2.15	1.77	0.08	0.90	1.76	3.07	4.84	0.13	7.91	1.59

资料来源:浙江省地矿局等,东南沿海中生代火山岩区非金属成矿带成矿远景区划(内部版),1984。

火山岩和侵入岩的稀土元素含量变化较大(特别是闽东和粤东地区), ΣREE 一般含量在 $(243-318)\times 10^{-6}$,属轻稀土富集型,Eu负异常强烈, ΣREE 与 SiO_2 和 δEu 与 SiO_2 含量总体上呈正相关,稀土元素曲线呈平缓右倾状(图2)。岩石的微量元素含量变化亦较大,Rb、Sr、Ba等元素含量较高,随 SiO_2 含量的增高和岩石形成时代的愈新,有Rb含量增高Sr、Ba含量降低的变化趋势(南京地矿所等,1989)。

2.2 江南陆缘弧后(间)火山盆地带(Abv)

本带大致包括以绍兴—江山—宜春深断裂和邵武—河源大断裂以西的浙、闽、赣境内的中生代火山岩分布区,相当于“江南地块”构造单元的范围。区内火山岩分布面积明显减少,一般呈火山盆地形式出现。

火山岩以流纹岩、英安岩为主,次为安山岩、安山玄武岩、玄武岩以及相应的火山碎屑岩和次火山岩。次火山岩比较发育,主要有流纹斑岩、英安斑岩、花岗闪长斑岩、石英闪长玢岩、安山玢岩和玄武玢岩等。侵入岩主要是花岗闪长岩、石英闪长岩和花岗岩等,其中浙西还常出现二长花岗岩和石英二长岩等。

火山岩的岩石化学成分与Cva大体相近,唯其Fe、Mg和Na、K组分稍高(表1)。据对岩石化学成分的研究表明:本带岩石类型主要为钾质钙碱性岩系,以高铝玄武岩系列为主,拉斑和碱性玄武岩系列极少;岩石组合主要为高钙英安岩—流纹岩组合。

火山岩和侵入岩的稀土元素含量与Cva接近, ΣREE 平均约 $238(10^{-6})$,除局部地区重稀土含量较高和Eu负异常强烈外,总体上属轻稀土富集型,Eu负异常中等(图2)。岩石微量元素含量与Cva相比,Rb含量更高,但Sr、Ba含量稍低(南京地矿所等,1989)。

2.3 中下扬子裂陷火山(岩浆)带(Rv)

本带北与北西侧以“淮阳古陆”向南凸出的“V”形陆缘断裂与郟庐断裂为界,南与南东侧以“江南地块”北缘为界,相当于“下扬子拗陷带”的范围。

火山岩有玄武粗安岩、粗安岩和假白榴石响岩、黝方石响岩、粗安质响岩、安山岩、安山玄武岩、粗面岩及相应的火山碎屑岩和次火山岩。侵入岩以辉长岩、辉石闪长岩、闪长岩和闪长玢岩等为主。

火山岩的岩石化学成分以低Si高Al、Fe、Mg、Ca、Na、K为特征。据对岩石化学成分的研究表明:岩石类型以碱钙性和碱性岩系为主,钙碱性岩系极少;岩石系列属碱性玄武岩和高铝玄武岩系列,宁芜地区主要为一套安山岩—粗安岩—响岩组合,庐枞地区主要为一套粗面玄武岩(玄武粗安岩)—粗安岩—粗面岩组合。

火山岩和侵入岩的 ΣREE 变化在 $100-300(10^{-6})$ 之间, δEu 一般0.9—1.2,Eu负异常不明显;稀土元素曲线呈平滑右倾斜的轻稀土富集型(图2)。除Sr、Ba等元素含量较高外,

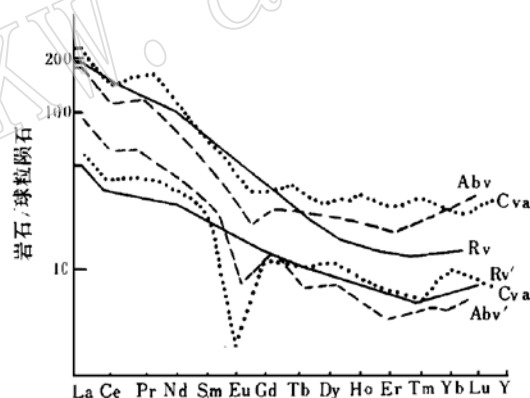


图2 中国东南中生代火山岩和侵入岩的稀土元素配分模式

Fig. 2 Chondrite-normalized REE patterns of Mesozoic volcanic rocks and intrusive rocks in southeastern China (Cva—Cva'.....等,代表构造—岩浆带,与图1相同)

亲 Fe 的 Cr、V、Co、Ni 等微量元素含量亦较高(常印佛等, 1991)。

3 岩石的 Sr、O 同位素演化特征

中国东南地区, 自 80 年代开展对中生代火山岩和侵入岩的专题研究以来, 已积累了不少的 Sr、O 同位素测试数据, 现将已收集到的资料综合列于表 2。表 2 清楚地反映出不同构造-岩浆岩具有不同的 Sr、O 同位素组成特征。

表 2 中国东南中生代大陆边缘各构造-岩浆带的初始 Sr 与全岩 O 同位素的对比

Table 2 Comparison of initial Sr and whole rock oxygen isotopes of various tectonomagmatic belts along the Mesozoic continental margin in southeastern China

构造-岩浆带	样品数	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{全岩}}(\text{‰})$	岩石形成的年龄 (Ma)
Cva	145	0.7020—0.7153 (集中在 0.7050—0.7100)	绝大多数在 5.8—10.8	76—173.6
Abv	42	0.7056—0.7140	7.4—14.3	114—182.2
Abv(F)	9	0.7043—0.7060	7.8—8.9	157—184
Rv	40	0.7037—0.7101	5.1—11.5	95.5—189

注: 构造-岩浆带的代号与图 1 相同, 其中 Abv(F) 代表赣东北深断裂控制的花岗闪长斑岩体。

资料来源: 主要根据参考文献[2、4、5、7、8、11、15、16], 朱训等(1983), 张理刚等(1983, 1984), 南岭专题组(1989), 南京地矿所(1989), 李坤英等(1989), 王文斌等(1989), 徐步台等(1990), 张万林(1992), 胡永和等(1993), 雷新勇等(1993), 陈江峰等(1994)的资料综合。

3.1 浙闽粤陆缘火山(岩浆)弧(Cva)

Sr、O 同位素的变化均较大, 初始 Sr 值变化在 0.7020—0.7153 之间, 集中在 0.7050—0.7100。全岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化在 2‰—11‰ 之间, 其中除一些石英粗安岩、安山岩等喷出岩和含钨花岗斑岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值较低(1.95‰—5.71‰)外, 大多数岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值是在 5.8‰—10.8‰ 之间。在 Sr 演化模式图(吴利仁, 1988)上, 投点大部分在下地壳源区, 少部分在壳幔混合源区, 极少数在上地壳源区(图 3)。在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ — $\delta^{18}\text{O}_{\text{全岩}}$ 相关图上, 绝大部分投点落在蚀变玄武岩或大气降水-热液蚀变形成的低 ^{18}O 岩内^[10], 且总体上呈正相关(图 4)。岩石初始 Sr 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值之间出现正相关, 可能是因岩浆源区物质的混入所致^[3]。由此推断, 本带中生代火山岩和侵入岩具壳幔混合岩浆的成因特征。

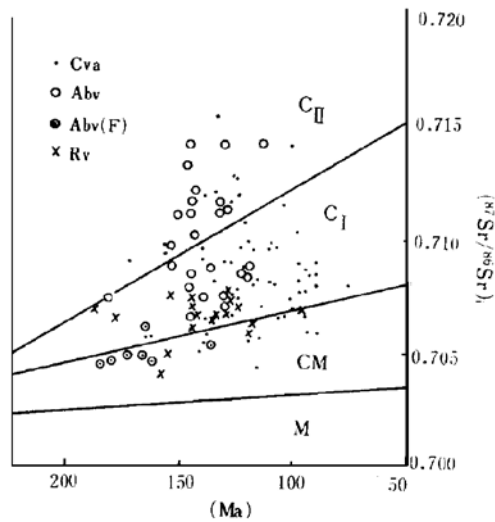


图 3 中国东南中生代火山岩和侵入岩的初始 Sr 演化
Fig.3 Initial Sr evolution of Mesozoic volcanic and intrusive rocks in southeastern China
M—幔型花岗岩类源区; MC—幔壳型花岗岩类源区;
C₁—下地壳型花岗岩类源区; C_{II}—上地壳型花岗岩类源区
(构造-岩浆带的代号与表 2 相同)

3.2 江南陆缘弧后(间)火山盆地带 (Abv):

Sr、O 同位素变化更大, 初始 Sr 值变化在 0.7056—0.7140 之间, 全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化在 7.4‰—14.3‰ 之间。在 Sr 演化模式图上, 投点绝大部分落在下地壳和上地壳源区(图 3); 在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \delta^{18}\text{O}_{\text{全岩}}$ 相关图上, 投点多数在地槽沉积物与花岗岩类岩石区, 总体上亦呈正相关(图 4)。与 Cva 相比, 本带岩石总体上以较高的初始 Sr 和较高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为特征, 反映出本带中生代壳幔混合岩浆是以壳源为主的。但本带内的德兴等含 Cu 花岗闪长斑岩体 Abv(F) 都具低初始 Sr 和低 $\delta^{18}\text{O}$ 值的特征; 在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \delta^{18}\text{O}_{\text{全岩}}$ 相关图上, 其变异点已落在

“蛇绿岩区内”(图 4), 表明这类岩体因受深断裂(赣东北深断裂)控制, 岩浆主要来自地幔, 但也受到少许地壳物质的同熔混染, 具陆缘或陆内深断裂同熔型岩浆的成因特征^[6]。

3.3 中下扬子裂陷火山(岩浆)带(Rv)

本带内岩石的 Sr、O 同位素变化较小, 初始 Sr 为 0.7037—0.7101, $\delta^{18}\text{O}_{\text{全岩}}$ 为 5.1‰—11.5‰。在 Sr 演化模式图上, 投点集中在下地壳源区(图 3)。在 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \delta^{18}\text{O}_{\text{全岩}}$ 相关图上, 其变化区间在蛇绿岩和蚀变玄武岩及地槽沉积物区的交会处(图 4)。由此推测, 本带岩浆既来源于上地幔又受到地壳多种构造层物质的同熔混染。

4 岩石的 Pb 同位素组成

将已收集到的 220 多个全岩(占多数)和长石(占少数)Pb 同位素测定数据综合计算列于表 3。从表中看出中国东南中生代火山岩和侵入岩的 Pb 同位素组成变化很大, 且放射成因的 Pb 同位素普遍较高, 其中, 尤以 Cva 最高, Rv 较低, Abv 介于 Cva 和 Rv 之间。在 Pb 构造模式图(图 5)上更可清楚地看出, 投点绝大多数在造山带曲线之上, 只有极少数点落在造山带曲线之下。其中, Cva 的变化区是从造山带到上地壳曲线之间及之上, 变化范围最大; Abv 和 Rv 则从造山带之下到上地壳曲线之间, 变化较小。

上述岩石的 Pb 同位素组成特征与前述岩石的 Sr、O 同位素组成特征似有相悖之处。如前所述, Cva 总体上具较低的初始 Sr 和较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 却又具变化较大和较高的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值。这可能一方面恰反映了中生代火山岩和侵入岩的基底岩石的不一致,

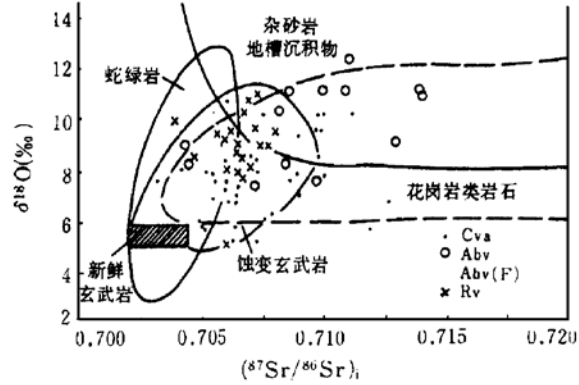


图 4 中国东南中生代火山岩和侵入岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \delta^{18}\text{O}_{\text{全岩}}$ 相关图解

Fig. 4 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ versus $\delta^{18}\text{O}_{\text{w.r.}}$ (‰) of Mesozoic volcanic and intrusive rocks in southeastern China (构造-岩浆带的代号与表 2 相同)

表 3 中国东南中生代大陆边缘各构造 - 岩浆带的 Pb 同位素组成
Table 3 Pb isotopic composition of various tectonomagmatic belts along the Mesozoic continental margin in southeastern China

构造-岩浆带	样品数	Pb 同位素组成			源区主要特征参数			
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	H-H 模式年龄 (Ma)	μ	ω	Tb/U
Cva	164	17.905-18.833	15.449-15.816	37.74-40.482	-505	9.17-10.04	36.38-48.65 (大多庄 38-40)	3.69-4.92
Abv	8	17.923-18.402	15.522-15.700	38.289-38.756	169-503	9.34-9.66	37.72-40.22	3.91-4.10
Rv	49	17.77-18.438	15.45-15.691	37.84-39.84	~543	9.22-9.63	36.83-45.26	3.62-4.62

计算参数: $T = 4430\text{Ma}$, $a_0 = 9.307$, $b_0 = 10.294$, $c_0 = 29.476$, $\mu = 9.58$, $\omega = 36.5$, $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10}$, $\lambda_{235} = 9.8485 \times 10^{-10}$, $\lambda_{232} = 0.49475 \times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$ 。

资料来源: 主要根据参考文献 [11, 12, 13, 15, 18] 及封益斌等 (1988)、南京地矿所等 (1990)、季绍新等 (1990)、陈秉荣 (1990)、黄斌 (1991)、雷新勇等 (1993)、胡永和等 (1993)、陈江峰等 (1994)、沈渭洲等 (1995) 的资料综合。

表 4 中国东南中生代大陆边缘各构造 - 岩浆带的 Nd-Sr 同位素组成及壳-幔混合比例计算结果
Table 4 Calculations of Nd-Sr isotopic composition and crust-mantle mixing proportion of various tectonomagmatic belt along the Mesozoic continental margin in southeastern China

构造-岩浆带样品数	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	ϵ_{Nd}	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	ϵ_{Sr}	f^{Nd}	f^{Sr}	fA	fB
Cva	0.511946-0.512410 0.512237	-10.4--2.1 -5.3	0.7050-0.7118 多数 0.7065-0.710	8.2-105.7 53.4(48)	0.770-0.343 0.488	0.269-0.678 0.494(48)	0.318-0.683 0.492(37)	0.317-0.682 0.508(37)
Abv	0.511992-0.512229 0.512133(13)	-9.4--4.0 -6.3	0.7084-0.7202 多数 0.7100-0.714	45.8-225.5 93.1	0.705-0.421 0.532	0.471-0.904 0.621	0.490-0.743 0.596(9)	0.257-0.510 0.404(9)
Abv(F)	0.512483	-2.0--0.7	0.7043(1)	0.1(1)	0.339-0.242	0.214(1)	0.277(1)	0.723(1)
Rv	0.511627-0.512358 0.511997(26)	-17.5--2.9 -8.8	0.7046-0.71028 0.7071	3.6-84.1 39.4	0.173-1.431 0.696	0.238-0.607 0.435	0.325-0.947 0.566	0.053-0.675 0.434

注: $f^{\text{Nd}} = \frac{\text{Nd}_c(e^{\lambda_{238}\text{Nd}} - e^{\lambda_{235}\text{Nd}})}{\text{Nd}_c(e^{\lambda_{238}\text{Nd}} - e^{\lambda_{235}\text{Nd}}) + \text{Nd}_m(e^{\lambda_{238}\text{Nd}} - e^{\lambda_{235}\text{Nd}})}$, $f^{\text{Sr}} = \frac{\text{Sr}_c(e^{\lambda_{87}\text{Sr}} - e^{\lambda_{86}\text{Sr}})}{\text{Sr}_c(e^{\lambda_{87}\text{Sr}} - e^{\lambda_{86}\text{Sr}}) + \text{Sr}_m(e^{\lambda_{87}\text{Sr}} - e^{\lambda_{86}\text{Sr}})}$; fA (平均地壳端员所占的重分数) = $(f^{\text{Nd}} + f^{\text{Sr}}) \times \frac{1}{2}$;

fB (平均地幔端员所占的重分数) = $1 - fA$ 。

计算采用的参数: 上地壳端员组分, 据刘昌荣、朱全初等 (1989, 1990); 亏损地幔端员组分, 据 Faure, G. (1986); 端员的 Nd, Sr 的 ϵ 值都相应校正到 $T = 135\text{Ma}$ 时的值 [5, 6]。
资料来源: 主要根据参考文献 [2, 5, 6, 14, 15, 17, 18] 及何仲阴 (1987)、杜杨松 (1988)、邢北耀 (1988)、周翔若等 (1988)、李坤英等 (1989)、南京地矿所等 (1990)、陈秉荣等 (1990)、胡永和等 (1990, 1993)、俞云文 (1991, 1993, 1995)、冯崇帜等 (1991)、陈江峰等 (1994)、沈渭洲等 (1995) 的资料综合。

故表现出盖层岩石具变化较大的 Pb 同位素组成; 另一面, 因本带基底除武夷块体(由陈蔡群和建瓯群组成, 其变质时代较老、变质程度较深)外, 其它地区的变质基底变质时代较轻, 变质程度较浅, 故中生代火山岩和侵入岩具较高的放射成因 Pb^[13]; 此外, 亦可能是本带中生代火山岩和侵入岩含 U、Th 的矿物普遍较多(铀矿化较普遍), 在正常的 U/Pb、Th/Pb 体系中普遍混入了一些异常 Pb。上述 Cva 的 Pb 同位素组成特征, 如果结合其 Sr、O 同位素组成特征综合分析, 则恰反映了本带中生代岩浆的深源(来自上地幔)浅成(与复杂的上地壳物质同熔)的特点。Abv 和 Rv 岩石的 Pb 同位素组成, 亦反映了中生代岩浆的壳幔混合(不同比例)源的成因特征。

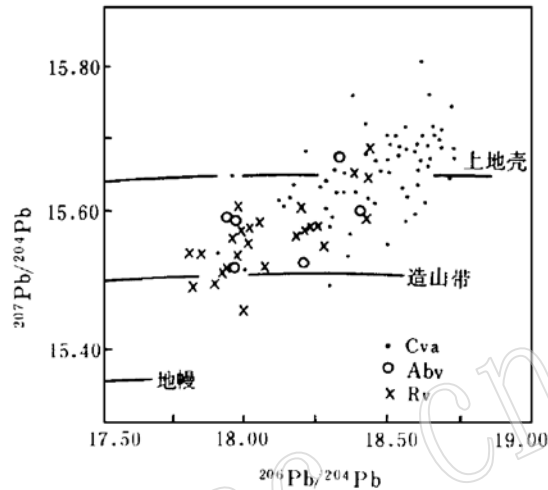


图5 中国东南中生代火山岩和侵入岩的 Pb 同位素组成

Fig.5 Pb isotopic composition of Mesozoic volcanic and intrusive rocks in southeastern China (构造-岩浆带代号与表3相同)

5 岩石的 Nd - Sr 同位素特征

本文按构造-岩浆带将收集到的

Sm_n 、Nd 及相关岩体的 Sr 同位素测试数据综合并计算出其壳-幔混合比例的结果列于表4, 且作成 $\epsilon_{\text{Nd}} - T$ 和 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - T$ 相关图。从表和图均可清楚地看出:

Cva 火山岩和侵入岩的 Nd - Sr 同位素组成变化较大, 岩石的 $\epsilon_{\text{Nd}} - T$ 值变化在 -10.4—-2.1 之间, 主要集中在 -8—-4, 平均约 -5.3(61 个); $f^{\text{A}}\text{Nd}$ 值变化在 0.770—0.343 之间, 主要集中在 0.4—0.6, 平均约 0.488(61 个)(表4), 并且总体上有随岩石形成年龄的渐变轻而 ϵ_{Nd} 值渐增大的趋势(图6)。岩石的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值变化在 0.7050—0.7118 之间, 主要集中在 0.4—0.6, 平均约 0.494(48 个)(表4), 并且总体上有随岩石形成年龄的渐变轻而 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值渐减小的趋势(图7)。

Abv 火山岩和侵入岩的 ϵ_{Nd} 值变化在 -9.4—-4.0 之间, 平均约 -6.3(14 个)(表4), $f^{\text{A}}\text{Nd}$ 值变化在 0.705—0.421 之间, 平均约 0.532(14 个, 表4), 并且总体上有随岩石形成年龄的渐变轻而 ϵ_{Nd} 值渐降低的趋势, 与 Cva 比较, 总体上在 $\epsilon_{\text{Nd}} - T$ 图右下方, 即靠近 UC(上地壳)区(图6)。岩石的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值变化在 0.7084—0.7200 之间, 主要集中在 0.7100—0.7140; $f^{\text{A}}\text{Sr}$ 值变化在 0.471—0.904 之间, 平均约 0.621(14 个)(表4), 并且总体上亦有随岩石形成年龄的渐年轻而 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值渐减小的趋势; 与 Cva 比较, 总体上偏 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - T$ 图区的左上方, 即靠近 UC 区(图7)。但是, 本带内的德兴等含 Cu 花岗岩长斑岩体 (Abv(F)), ϵ_{Nd} 值较高 (-2.0—+0.7), ϵ_{Sr} 值较低 (0.1, 表4), 与本带 (Abv) 明显不一致(图6、7), Nd - Sr 同位素组成特征亦表明这类岩体为深断裂同熔型岩浆的成因特征。

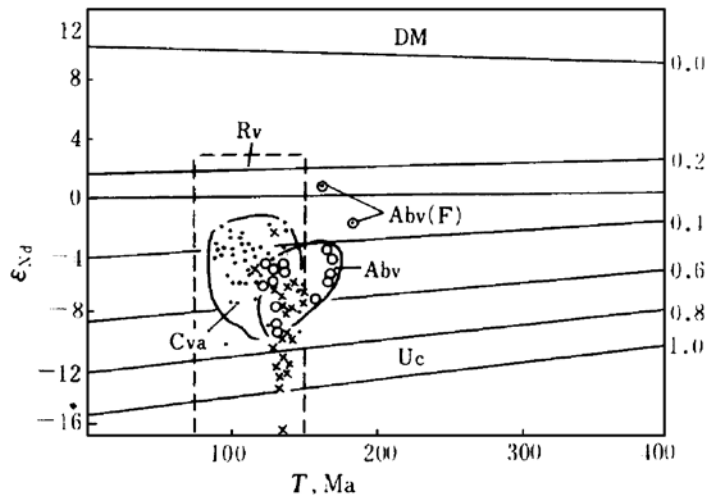


图 6 中国东南中生代火山岩和侵入岩的 ϵ_{Nd} -T 图解

Fig. 6 ϵ_{Nd} versus T diagram of Mesozoic volcanic and intrusive rocks in southeastern China
(参考[5,6],构造-岩浆带代号与表 4 相同)

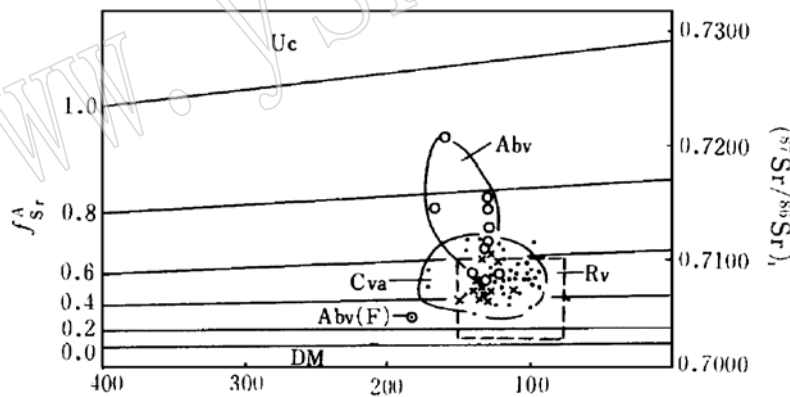


图 7 中国东南中生代火山岩和侵入岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ -T 图解

Fig. 7 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ versus T diagram of Mesozoic volcanic and intrusive rocks in southeastern China
(参考[5,6],构造-岩浆带代号与表 4 相同)

Rv 火山岩和侵入岩的 Nd-Sr 同位素组成总的变化亦较大, ϵ_{Nd} 值变化在 -17.5 — $+2.9$ 之间, 平均约 -8.8 , f^{Nd} 值在 0.173 — 1.431 之间, 平均约 0.696 , 与前两带(Cva 和 Abv)比较, 在 ϵ_{Nd} -T 图上偏左下方(图 6)。 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值在 0.7046 — 0.71028 之间, 平均约 0.7071 (29 个), f^{Sr} 值为 0.238 — 0.607 , 平均约 0.435 (29 个, 表 4), 与前两带比较, 在 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ -T 图上偏右下方(图 7), 但本带的橄榄安粗岩类的 Nd-Sr 同位素组成比较稳

定, ϵ_{Nd} 值为 -7.9 — -4.0 , $f^{A}Nd$ 值为 0.6 — 0.4 , $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 值为 0.7051 — 0.7078 , ϵ_{Sr} 值为 23.17 — 23.4 ^[14], $f^{A}Sr$ 平均约 360 。

在图6和图7上,上述Cva和Abv的所有投点均在亏损地幔(DM)和华南上地壳端员(UC)的演化线之间,分布在华南上地壳端员的重量分数在 0.2 — 0.9 的区间内。在 $\epsilon_{Nd}(T)$ — $\epsilon_{Sr}(T)$ 相关图(图8)上,Cva和Abv的投点与大容山花岗岩为上地壳端员和以MORB为亏损地幔端员的混合曲线($K=6.71$)拟合较好^[6],且表现为明显的负相关。这表明两个带的中生代岩浆均是壳幔混合形成的,只是两个带壳—幔混合的比例有所不同。据计算和统计,其中Cva的 fA (平均地壳端员所占重量分数) = 0.318 — 0.683 ,平均约 0.492 (37个), fB (平均地幔端员所占重量分数) = 0.317 — 0.682 ,平均约 0.508 (37个);Abv的 $fA=0.490$ — 0.743 ,平均约 0.596 (9个), $fB=0.257$ — 0.510 ,平均约 0.404 (9个)。上述数据表明,Cva和Abv的火山岩和侵入岩为同源同期岩浆活动所形成,只是由于形成时构造环境的差异,表现出前者的壳—幔混合岩浆中地幔成分稍多,而后者则以地壳成分较多。Rv火山岩和侵入岩的Nd—Sr同位素组成虽亦表现出壳—幔混合岩浆形成的特点(图6、7),但据 $\epsilon_{Nd}(T)$ — $\epsilon_{Sr}(T)$ 和 ϵ_{Nd} — $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 图解可看出,其投点分布明显不同于前两带(图8、9)。本带总的表现出 $\epsilon_{Sr}(T)$ 值变化较小而 $\epsilon_{Nd}(T)$ 值变化较大的特点,其Nd—Sr同位素组成是大致沿着DM(亏损地幔)—LC(下地壳)混合曲线演化的(图9),表明本带岩浆具有亏损地幔(经交代作用)与麻粒岩相下地壳物质混合的特征^[17]。

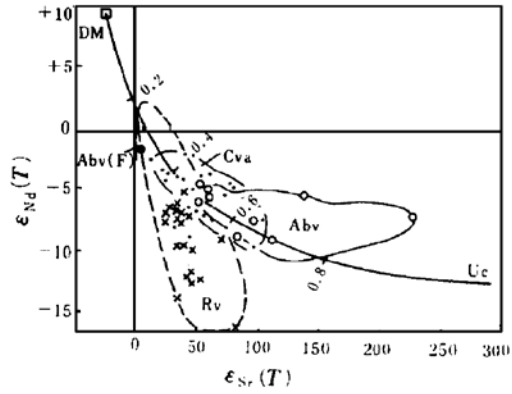


图8 中国东南中生代火山岩和侵入岩的 $\epsilon_{Nd}(T)$ — $\epsilon_{Sr}(T)$ 图

Fig. 8 $\epsilon_{Nd}(T)$ versus $\epsilon_{Sr}(T)$ diagram of Mesozoic volcanic and intrusive rocks in southeastern China (底图参考[5,6],构造—岩浆带代号与表4相同)

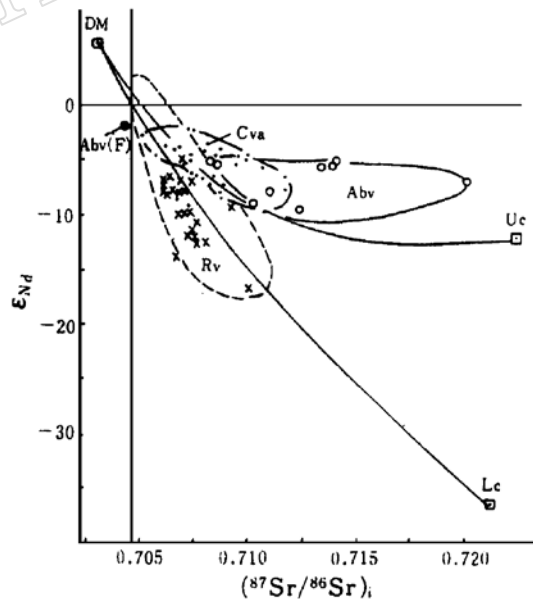


图9 中国东南中生代火山岩和侵入岩的 $\epsilon_{Nd}(T)$ — $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 图解

Fig. 9 $\epsilon_{Nd}(T)$ versus $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ diagram of Mesozoic volcanic and intrusive rocks in southeastern China (参考[17],构造—岩浆带代号与表4相同)

6 结语

根据中生代火山岩和侵入岩的岩石类型与组合及其岩石化学特征将中国东南中生代大陆边缘分成陆缘火山(岩浆)弧(Cva)、陆缘弧后(间)火山盆地带(Abv)和裂隙火山(岩浆)带(Rv),并深入研究了它们的Sr、O、Pb和Sm、Nd同位素组成特征。研究表明,三个构造—岩浆带的同位素组成既具相似性或亲缘性,又有各自的特点。Cva总的具较低的初始Sr(一般 <0.7100)和 $\delta^{18}\text{O}$ 值(大多 $<10\text{‰}$)及变化较大的Pb同位素组成,而 ϵ_{Nd} 值较高(平均约 -5.3)和fA值稍低(平均约 0.492);Abv则具较高的初始Sr(一般 $0.7100-0.7140$)和 $\delta^{18}\text{O}$ 值($7\text{‰}-14\text{‰}$)及较稳定的Pb同位素组成,而 ϵ_{Nd} 值较低(平均约 -6.3)和fA值稍高(平均约 0.596);Rv具较低较稳定的初始Sr($0.7046-0.7103$,平均约 0.7071)和变化较大的 $\delta^{18}\text{O}$ 值($5\text{‰}-11.5\text{‰}$)及较低的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值,而 ϵ_{Nd} 值变化较大($-17.5-+2.9$,平均约 -8.8);fA和fB值则大致相近。上述岩石的Sr、O、Pb和Sm、Nd同位素组成特征确证了:Cva和Abv的岩浆均为陆缘亏损地幔与上地壳物质混合来源形成的,前者以地幔成分为主,后者则以地壳成分为主;而Rv的岩浆为陆缘或陆内交代——亏损地幔与下地壳物质混合来源形成。

参 考 文 献

- 1 翁世勋、孔庆寿、黄海. 浙闽赣粤中生代晚期火山地质(地质专报). 北京:地质出版社,1987.
- 2 黄萱、孔世华、DePaolo, D.J. 福建省白垩纪岩浆岩Nd-Sr同位素研究. 岩石学报,1988,2(2):50-63.
- 3 沈渭洲等. 稳定同位素地质. 北京:原子能出版社,1987.
- 4 张理刚. 成岩成矿理论与找矿. 北京:北京工业大学出版社,1989.
- 5 刘昌实,朱金初,沈渭洲,徐士进. 华南陆壳改造系列花岗岩类型划分和成岩物质来源. 地质学报,1990,(1):44-51.
- 6 朱金初、沈渭洲、刘昌实、徐士进. 华南中生代同熔系列花岗岩类的Nd-Sr同位素特征及成因讨论. 岩石矿物学杂志,1990,9(2):97-105.
- 7 吴利仁、李秉伦等. 中国东南部两大类斑岩矿床. 北京:科学出版社,1991,148-293.
- 8 任启江、刘孝善、徐兆文等. 安徽庐枞中生代火山构造洼地及其成矿作用. 北京:地质出版社,1991.
- 9 陶奎元. 中国东南大陆火山带的独特性. 火山地质与矿产(南京地矿所所刊),1991,12(3):1-14.
- 10 李献华、桂唐唐. 万洋山—诸广山加里东期花岗岩的物质来源——I Sr-Nd-pb-O多元同位素体系示踪. 中国科学B辑,1991,(5):533-540.
- 11 翟裕生等. 长江中下游地区铁铜(金)成矿规律. 北京:地质出版社,1992.
- 12 张理刚、邢凤鸣. 安徽中生代花岗岩铅同位素组成与铅同位素划分. 岩石学报,1990,9(2):105-114.
- 13 张理刚、王可法、陈振胜、吴克隆、兰晶莹等. 论“华夏—古大陆”——铅同位素研究证据. 地质论评,1994,40(3):200-208.
- 14 毛建仁. 中国东南大陆中、新生代岩浆作用与壳幔演化动力学. 火山地质与矿产,1994,15(2):1-11.
- 15 陈好寿等. 成矿作用年代学及同位素地球化学. 北京:地质出版社,1994.
- 16 相永和、朱出盛、徐有浪. 浙江燕山期主要Cu(Mo)矿化岩体的地球化学特征. 岩石矿物学杂志,1995,14(1):36-46.
- 17 邢凤鸣、徐祥. 安徽沿江地区中生代岩浆岩的基本特点. 岩石学报,1995,11(4):409-422.
- 18 邢凤鸣、徐祥. 铜陵地区高钾钙碱系列侵入岩. 地球化学,1996,25(1):29-37.

Isotopic Geochemistry of Tectonomagmatic Belts along the Mesozoic Continental Margin in Southeastern China

Hu Yonghe, Xu Youlang

(Zhejiang Institute of Geology and Mineral Resources, Hangzhou 310007)

Lan Xiang

(Department of Earth Sciences, Zhejiang University, Hangzhou 310027)

Key words: southeastern China; continental margin; isotopic geochemistry

Abstract

According to types and associations as well as chemical composition of Mesozoic volcanic and intrusive rocks, the authors have divided the Mesozoic continental margin in southeastern China into three tectonomagmatic belts: the continental margin volcanic (magmatic) arc (Cva), the continental margin back-arc and interarc basin belt (Abv) and the rifting volcanic (magmatic) belt (Rv), with a thorough study of their Sr, O, Pb and Sm, Nd isotopic compositions. These characteristics show that the three belts have both similarities and differences: Cva has relatively low initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (commonly < 0.7100) and $\delta^{18}\text{O}$ values (mostly $< 10\text{‰}$), remarkable variation in Pb isotopic composition, relatively high ϵ_{Nd} values (averagely -5.3) and slightly lower fA values (crustal component); Abv has comparatively high initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (mostly $0.7100 - 0.7140$) and $\delta^{18}\text{O}$ values ($7\text{‰} - 14\text{‰}$) and fairly stable Pb isotopic composition, relatively low ϵ_{Nd} values (averagely -6.3) and slightly higher fA values (averagely 0.596); Rv has relatively and quite stable initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (averagely 0.7071) and considerable variation in $\delta^{18}\text{O}$ values ($5\text{‰} - 11.5\text{‰}$), rather low $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ values, and notable variation in ϵ_{Nd} values ($-17.5 - +2.9$, averagely -3.3), with fA and fB values (components of the mantle) being close to each other. As mentioned above, these isotopic compositions indicate that the magma of Cva and Abv was derived from a mixture of the depleted mantle and the upper crust in the continental margin, the former being mainly mantle source and the latter being mainly crust source, and that the magma of Rv was formed by a mixed source of epicontinental or intracontinental replacement—depleted mantle and lower crust materials.