

# 南太平洋社会群岛塔希提岛(TAHITI) 火山岩——一种典型的大洋岛屿玄武岩

邢光福<sup>①</sup>

(中国地质科学院南极研究中心)

**内容提要** 塔希提岛火山岩属典型的大洋岛屿玄武岩(OIB)。该岛是法属波利尼西亚群岛中社会群岛链之一部分,火山活动可分三期:早期(1.7—1.3Ma),中期(1.3—0.6Ma)和晚期(0.6—0.3Ma)。早期火山岩兼有碱性和拉斑系列岩石,包括苦橄玄武岩、碱性玄武岩、拉斑玄武岩及少量玄武安山岩;中期火山岩主要有粗面玄武岩—粗面岩、碱性玄武岩和少量碧玄岩;晚期则以碧玄岩为主,并有部分碱玄岩出现。火山岩的这种岩性变化表明其岩浆由早到晚从富镁、硅弱不饱和向富碱和硅强烈不饱和演化。

社会群岛火山链的火山活动以平均11cm/a的速率从西北向东南迁移,与MORB相比,所有塔希提的岩石皆富大离子亲石元素并有较高的<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr比值,这一特征可能与其特殊的源区成分有关,即富集的地幔热柱或大洋岩石圈。早期岩石是地幔热柱和少量洋壳的部分熔融产物的混合体,故既有拉斑系列又有碱性系列。随着火山活动远离存在热柱的热点区域,洋壳部分熔融的程度逐渐降低,因而其产生的熔融体也越来越富碱,<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr比值也相应有所降低。

**关键词** 大洋岛屿玄武岩;碱性系列和拉斑系列;地幔热柱;南太平洋塔希提岛。

## 一、地质背景

塔希提岛(Tahiti)是社会群岛(Society Islands)中最大的岛屿。社会群岛是南太平洋法属波利尼西亚群岛(French Polynesian Archipelago)中的一组火山岛链,它由九个较大的火山岛屿及众多的海山与环礁组成,其分布趋向大致与东太平洋洋隆相垂直,基底是大于60Ma的洋壳。社会群岛火山岩的K—Ar年龄范围从5Ma至近代,火山活动中心有从西北向东南迁移的趋势,迁移速率约为10.97cm/a(Dymond, 1975; Duncan等, 1976, 1987; Talandier和Kuster, 1976)。

<sup>①</sup> 1993年12月收稿,1993年12月改回。

塔希提岛由两个火山组成,其中西北一个较大,中间由一狭窄的陆地相连(见图1)。全岛地势陡峭,主峰高达1000+m。

笔者曾在中国第七次南极考察队期间,于1990年和1991年的往返途中两次考察该岛,并采集若干样品。本文就是根据上述资料,并参考有关文献编写而成。

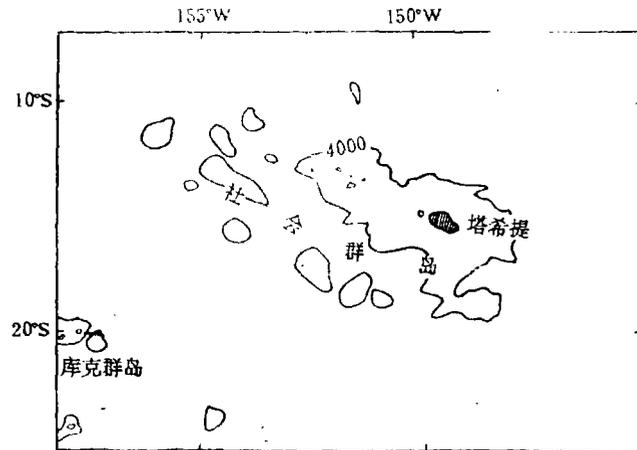


图1 塔希提岛地理位置图(图中细线为等深线,单位m)

Fig. 1 Locality of Tahiti Island (bathymetric contours (m) are also shown)

## 二、岩石学与岩石化学

塔希提岛主要由熔岩构成,侵入岩极少,仅偶见于喷发中心。火山岩绝大多数为不饱和玄武岩,少量分异岩均在每期火山活动的晚阶段才喷出(McBirney 和 Aoki, 1968)。根据岩性岩相产状与K-Ar年龄,可将塔希提岛火山活动分为三期:第一期为1.7-1.3Ma,火山岩分布局限于喷发口及其附近;第二期为1.3-0.6Ma,为主要火山喷发期,喷出物构成岛屿主体;第三期为0.6-0.3Ma,喷发有限,岩石多以岩墙、岩脉等形式出现(Duncan等, 1987)。在第三期火山岩中还发现纯橄榄岩、方辉橄榄岩、异剥橄榄岩、二辉橄榄岩等超镁铁质捕虏体(Q. C. Cheng等, 1993)。

火山岩相单一,以熔岩流为主,结晶程度不同,从无斑隐晶质到显晶质结构均有,笔者采集的手标本上可见粗粒的橄榄石和辉石晶体,自形程度较高。镜下观察,岩石以隐晶质和斑状结构常见,斑晶为橄榄石和辉石,看不到斜长石斑晶。橄榄石自形程度好,以自形一半自形为主,有六边形、菱形、双锥形等,普遍有熔蚀变圆现象,边缘有一圈由棕红色伊丁石组成的窄边,晶体总的来说新鲜,裂理发育,柱面上可见一组解理,沿解理方位平行消光,经X射线粉末法测定,为镁铁橄榄石和铁橄榄石。辉石晶体新鲜,半自形-他形为主,也有六边形、四边形的自形晶,单偏光下淡褐色,辉石式解理完全,镜下可见近于正方形的八边形透辉石晶体和八边形的普通辉石晶体。两个辉石单矿物样品的X射线粉末法测定为透辉石。岩石基

质从间隐到隐晶质结构,有时可见一些细小的自形短柱状斜长石、粒状辉石及不透明矿物等,有些较大的基质斜长石晶体发育钠长石律双晶,经测定为拉长石( $An_{51-56}$ ),这与

表1 火山岩化学成分

Table1 Chemical compositions of volcanic rocks

	早 期						中 期					晚 期				
	TH-8	TC-52	TH-83	T85-41	T-1	T-5	TH-1	TC-47	TH-57	TH-66	TH-70	TH-2	TH-14	TH-16	TH-27	TC-59
SiO <sub>2</sub>	48.01	43.51	47.94	52.66	44.52	44.95	62.61	43.92	44.88	46.70	46.35	42.64	42.30	42.52	44.07	45.25
TiO <sub>2</sub>	3.05	2.63	2.44	3.22	2.50	3.72	0.60	2.46	3.40	2.98	3.71	3.10	3.26	3.36	3.74	3.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.47	9.73	10.19	14.21	9.09	14.094	19.40	9.18	13.63	11.77	14.36	11.76	10.73	11.06	15.39	16.70
FeO*	12.15	13.67	10.28	10.26	12.15	12.43	2.91	13.79	13.11	11.98	12.03	12.57	13.47	13.13	12.00	12.14
MgO	11.53	17.97	11.32	4.55	15.50	8.91	0.60	18.63	9.39	12.07	5.69	14.35	14.73	14.23	5.64	4.54
CaO	11.56	8.97	14.90	8.77	11.82	8.96	1.55	8.41	10.97	9.54	11.54	11.04	11.34	12.00	11.01	10.11
Na <sub>2</sub> O	2.20	1.26	1.76	2.86	1.30	2.02	6.98	2.69	3.15	2.62	3.75	3.12	2.30	2.96	4.39	5.36
K <sub>2</sub> O	1.07	0.67	0.83	1.89	0.54	1.86	6.05	0.61	0.59	1.57	1.61	1.15	1.23	0.28	2.21	0.99
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.43	0.32	0.39	0.48	0.32	0.64	0.13	0.34	0.54	0.45	0.60	0.44	0.44	0.45	0.76	0.66
总量	100.47	98.73	100.05	98.90	98.59	99.43	100.83	100.03	99.66	99.68	99.64	100.17	99.80	99.99	99.21	99.30
CIPW 标准矿物																
Ap	1.02	0.76	0.92	1.14	0.71	1.52	0.31	0.81	1.28	1.07	1.42	1.04	1.04	1.07	1.80	1.56
Il	5.74	5.03	4.62	6.15	4.76	7.07	1.12	4.85	6.48	5.66	7.05	5.85	6.17	6.36	7.12	6.76
Mt	6.06	6.08	5.05	6.18	5.52	7.08	2.06	6.73	6.70	6.45	5.93	6.44	6.55	6.26	7.28	7.34
Or	6.26	4.02	4.91	11.23	1.77	8.75	35.40	3.60	3.49	9.28	9.51	6.74	7.27	1.65	13.12	5.85
Ab	15.36	10.75	14.10	24.37	10.58	17.09	48.39	13.57	10.88	19.94	18.65	3.35	2.94	7.06	9.42	21.73
An	20.81	18.06	17.39	20.51	18.31	27.33	3.68	11.08	21.26	15.69	17.54	14.62	15.28	15.97	15.82	18.62
Di	26.45	18.89	42.66	16.08	30.49	14.29	2.38	22.41	23.66	22.73	28.55	29.29	30.16	32.08	27.08	21.92
Hy	/	7.18	/	6.81	7.69	13.74	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Ol	16.19	28.23	10.00	/	18.13	0.50	0.26	32.25	13.66	18.01	3.30	20.31	21.68	19.87	3.35	3.41
Ne	1.13	/	0.39	/	/	4.92	4.94	3.67	1.21	7.09	12.40	8.91	9.70	15.06	12.85	
Q	/	/	/	7.56	/	/										

\*T-1, T-2 由笔者采集,其余引自 Q. C. Cheng 等(1993)

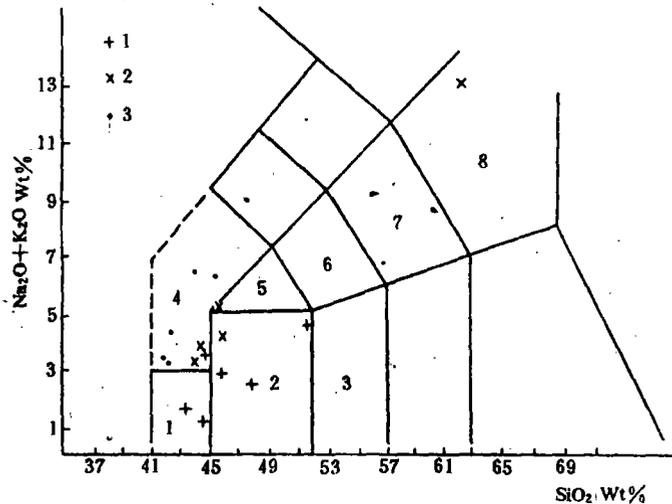


图2 火山岩 TAS 命名图(Le Bas 等,1986)

Fig. 2 TAS classification and nomenclature diagram (Le Bas et al., 1986)

- 1-苦橄玄武岩 2-玄武岩 3-玄武安山岩 4-碧玄岩( $O_1 > 10\%$ ),碱玄岩( $O_1 < 10\%$ )  
 5-粗面玄武岩 6-玄武粗安岩 7-粗安岩 8-粗面岩( $Q < 20\%$ ),粗面英安岩( $Q > 20\%$ )

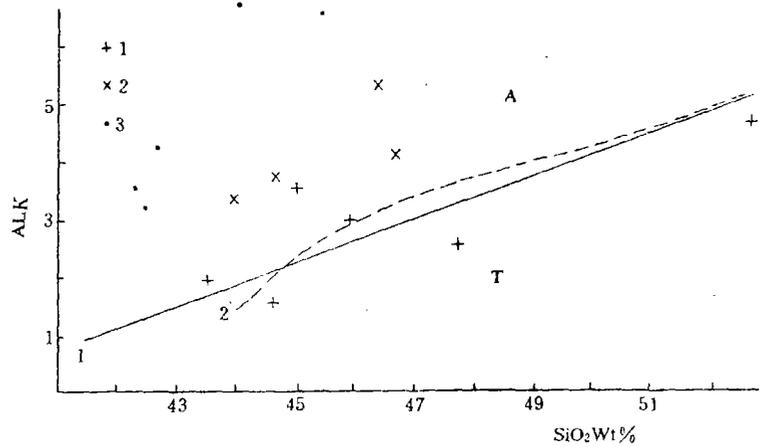


图3 划分碱性系列和拉斑系列的硅—碱图

Fig. 3 Silica—alkali diagram determining alkaline and tholeiitic series

1—夏威夷地区玄武岩(Macdonald等, 1964), 2—世界各地玄武岩(Hyndman, 1972)

A—碱性玄武岩系列 T—拉斑玄武岩系列

N. Binard等(1993)对塔希提岛附近的Mehetia岛的研究结论相符,后者被认为与塔希提岛的火山岩同属一类岩石,成因也相似(Q. C. Cheng等, 1993)。据N. Binard等的研究也可推断,与Mehetia岛一样,塔希提岛玄武岩中应该还存在中长石和更长石及碱性长石(包括透长石和歪长石)。这些基质矿物大致呈定向排列,构成一定的流动构造。

一些具代表性的火山岩化学成分列于表1,它们是去掉挥发份后重新计算的百分含量,并用TAS图给以命名(图2);因为研究区不存在钙碱性系列,故用Macdonald等(1964)划分碱性系列和拉斑系列的 $\text{SiO}_2$ —AK图解(图3)来确定岩石系列,同时用Macdonald等(1968)划分碱性及亚碱性系列的 $\text{SiO}_2$ —ALK图解作校正。这里用Macdonald(1964)的系列划分图解,是因为他们的图解是基于对另一典型的大洋火山链岛屿夏威夷群岛上的玄武岩的详细研究而作出的,作为形成过程中构造环境相似的岩石,以之来划分塔希提岛火山岩的岩石系列是较合适的。

从图2和图3可看出,早期火山岩有苦橄玄武岩、碱性玄武岩、碱玄岩和玄武安山岩,既有碱性系列又有拉斑系列岩石,以苦橄玄武岩和碱性玄武岩为主,表明早期火山岩有两特点:高镁和弱不饱和。中期火山岩明显碱度增高,出现粗面玄武岩和粗面岩,还出现硅强烈不饱和的碧玄岩,该期岩石均属碱性系列。晚期岩石多数为碧玄岩,部分为碱玄岩,皆为硅强烈不饱和的碱性基性火山岩。

图4是岩浆分异指数(DI)与若干主元素的相关图。由图可见, $\text{SiO}_2$ 和 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 与DI呈正相关性,而 $\text{MgO}$ 和 $\text{CaO}$ 与DI为负相关,尤其是 $\text{MgO}$ 随DI增加而迅速降低。每一期火山岩及全部火山岩总体上表现的相关趋势基本上是一致的,证明矿物结晶分异是岩浆演化的一种主要方式。

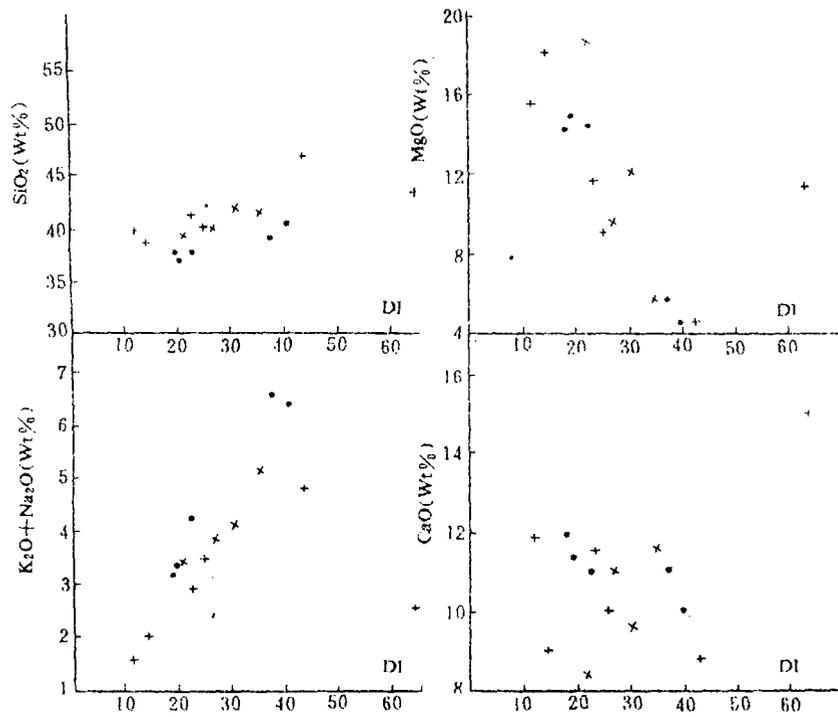


图4 火山岩主元素与分异指数DI相关图

Fig. 4 Correlation diagrams between major elements and DI

### 三、微量元素和同位素地球化学

从岩石某些微量元素含量(表2)及微量元素MORB标准化型式(图5)、稀土元素含量(表3)及其球粒陨石标准化曲线(图6)可看出,区内火山岩富含不相容元素(如Rb、Sr和REE),轻稀土富集,稀土标准化曲线平行度相当好,表现出弱的正斜异常,对于这种洋岛玄武岩浆受到陆壳物质混染的可能性即使存在,其程度也不会很高,因为它们的SiO<sub>2</sub>值和<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr比值均很低,产于大洋板块内部,且含超基性包体,应为原生玄武岩类无疑,可能

表2 火山岩微量元素含量( $\times 10^{-6}$ )<sup>a</sup>

Table 2 Trace element contents of volcanic rocks ( $\times 10^{-6}$ )

	TH-8	TH-63	T85-41	T-1	TH-1	TC-47	TH-57	TH-66	TH-70	TH-2	TH-14	TH-16	TH-27	TC-59
Rb	26.1	21.8	33.0	52.1	148	64.6	9.6	35.4	41.8	34.0	29.1	49.5	68.5	136.2
Sr	50	415	463	105	192	560	778	582	793	636	589	689	1021	982
Ba	324	293	411	50.3	614	322	483	432	440	410	369	392	713	619
Y	36.7	31.7	36.4	/	94.3	21.9	36.4	29.0	39.0	27.3	28.3	26.7	38.3	37.5
Zr	251	212	299	89.8	1305	234	298	286	343	216	223	220	339	296
Nb	43.4	29.9	43.5	/	145	38.4	46.6	51.8	55.8	40.4	43.6	43.9	69.1	70.3

<sup>a</sup>T-1 样品由笔者采集,中科院高能所测试,其余引自 Q. C. Cheng 等(1993)。

较大的是这种富大离子亲石元素的特征与形成过程中的部分熔融程度和源区成分有关。从图5可看出,从早期到晚期,随着碱度增加,不相容元素含量也在增加。一般而言,碱性越强,预示着部分熔融程度越低,作为易熔组份的不相容元素先进入熔融体,故其含量随部分熔融

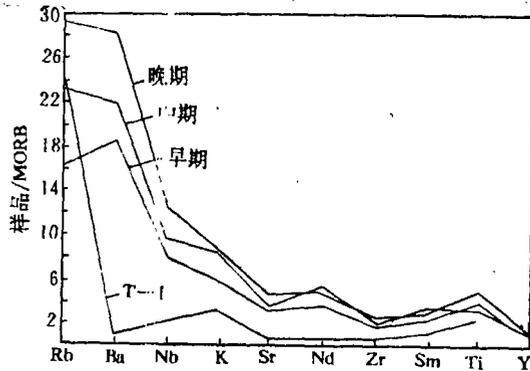


图5 火山岩微量元素 MORB 标准化图(参考 Cheng 等(1993)修改,其中 MORB 值据 Sun(1980))

Fig. 5 MORB-normalized trace element patterns of volcanic rocks  
(modified after Cheng et al. (1993), MORB values from Sun (1980))

表3 火山岩稀土元素含量( $\times 10^{-6}$ )

Table 3 REE abundances of volcanic rocks ( $\times 10^{-6}$ )

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
T-1	20.2	46.3	6.48	29.7	6.15	1.85	6.45	0.81	4.39	0.30	1.86	0.18	1.53	0.17	18.5
T-5	43.7	95.2	13.2	55.6	10.8	3.20	9.98	1.40	7.24	0.40	3.20	0.64	2.56	0.35	31.6

注:由中科院高能所测试。

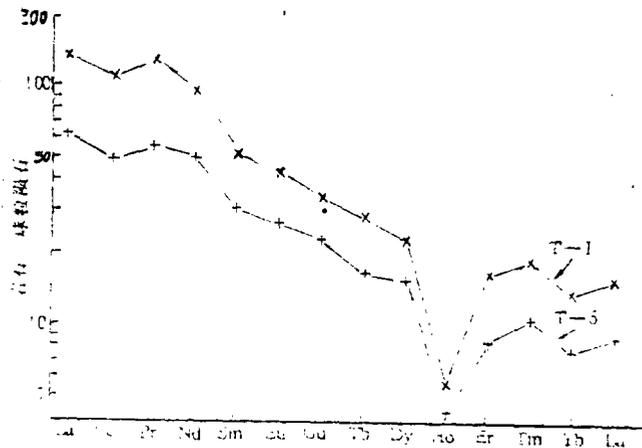
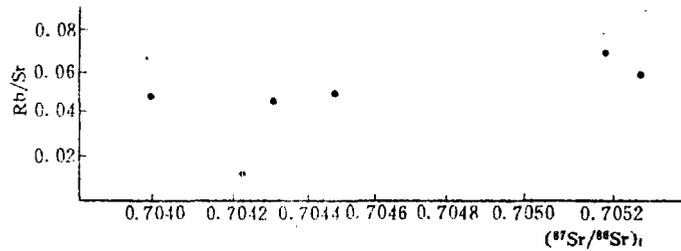


图6 稀土元素球粒陨石标准化图(球粒陨石值据 Boynton(1984))

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns of volcanic rocks (chondrite values from Boynton(1984))

图7 火山岩的 Rb/Sr—(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> 相关图

(资料据 Q. C. Cheng 等, 1993)

Fig. 7 Rb/Sr—(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> correlating diagram of volcanic rocks

(data from Cheng et al., 1993)

程度之降低而升高。同时所有岩石整体上不相容元素的高含量可能也反映其源区为富集型。地幔热柱来自地幔深处,其本身即富集大离子亲石元素。晚期碱性玄武岩(碧玄岩和碱玄岩)主要由大洋地壳部分熔融生成,所以其洋壳可能也是富集型的(与地幔热柱发生交代作用?)。

塔希提岛火山岩<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值为 0.703996—0.705251(Q. C. Cheng 等, 1993), K—Ar 年龄为 0.28—1.67Ma(Dymond, 1975; Duncan 等, 1987),且有随着年龄变小,<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 比值也变小的趋势。在 Rb/Sr—(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> 图上(图 7),投影点基本上表现出正相关关系,表明岩浆在形成过程中曾受到富含放射性成因锶的物质的混染。

#### 四、成因讨论

大洋火山岛屿一般以两种形式出现:一种是火山岛链,一种是孤立的岛屿,前者如夏威夷群岛,后者如冰岛。与大洋脊地区相比,这种洋板内火山活动规模较小,它们是在大洋盆地无震区的构造环境中,与深部物质来源有关的火山作用,多数仅几百万年历史(如塔希提岛),许多至今仍在活动。大洋岛屿是露出海面的大型海山,其水面以上部分一般仅占整个海山的 5—10%,多数由碱性系列岩石组成,也有以拉斑系列为主的(如夏威夷群岛),有些岛屿还出现碧玄岩等硅强烈不饱和的岩石。

社会群岛也是一种火山岛链,表现为火山活动中心由西北向东南以平均 11cm/a 的速率迁移(Duncan 和 McDougall, 1976)。这种火山岛链一般认为是由于存在由地幔热柱(mantle plume)产生的热点(hot spot)与上覆洋壳的不断相对移动所造成的。大洋板块下的地幔热柱持续释放热能,促使洋壳发生部分熔融生成碱性玄武岩质或碧玄岩质火山岩浆,当移动的大洋板块经过地幔热柱中央部位时,强大的热能会使其发生大规模部分熔融,同时地幔热柱本身也发生部分熔融,这两种熔融体相互混合,就形成拉斑玄武岩质岩浆,且富含大离子亲石元素等;晚期随着远离地幔热柱,大洋岩石圈部分熔融程度越来越低,生成的岩浆也越

于更碱性,直至火山岩浆活动完全停止。

塔希提岛火山岩早期不完全是碱性系列岩石,也有不少拉斑系列岩石,这可能与早期样品采集不全面有关,可能生成我们所谓的“早期火山岩”时,下伏洋壳正好经过地幔热柱中央地区。至晚期岩石则全部为碧玄岩和碱玄岩等硅强烈不饱和的碱性岩类,说明研究区火山岩特征也符合“热点”地区大洋岛屿火山岩的一般成因模式。

地幔热柱来自地幔深处,富含大离子亲石元素和放射性成因 Sr,它部分熔融生成的岩浆也必然富大离子亲石元素和有较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值。洋岛玄武岩中的超镁铁质捕虏体是分馏出玄武质岩浆后的残余地幔碎块,塔希提岛晚期碱性系列岩石中的捕虏体之 Sr 同位素比值为 0.704183—0.704399 (Q. C. Cheng 等, 1993), 明显比太平洋 MORB 平均值 (0.70260, E. Ito 等, 1988) 要高,也表明作为火山岩浆源的地幔是富集型的。由于洋岛玄武岩既有主要由大洋岩石圈或地幔热柱部分熔融生成的,也有由这两种来源的岩浆按不同比例混合而成的,因而它们的同位素组成远比来源较单一的 MORB 复杂多样。Q. C. Cheng 等 (1993) 提出,塔希提岛地区的大洋岩石圈也曾经经历过富集事件,而且是在洋壳已经形成之后发生的,因而岛上出露的不论哪种来源的火山岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值均普遍比 MORB 的相应比值高,而且主要由洋壳部分熔融生成的火山岩之不相容元素含量也远较 MORB 中相应元素的含量高。另外造成晚期岩石这种地球化学特征的也可能是来自洋壳的与来自地幔热柱的两种岩浆充分混合的结果。洋壳富集事件即富含大离子亲石元素的地幔热柱对洋壳的交代作用,因而无论哪种情况,地幔热柱物质的参与都是很重要的。同时 Cheng 等 (1993) 也不排除由俯冲洋壳板块带来的古老的陆源物质混染的可能性。N. Binard 等 (1993) 在研究塔希提岛附近有相似成因的 Mehetia 岛火山岩时,根据 Devey 等 (1990) 的 Sr—Nd—Pb 同位素资料分析结果,也得出类似结论。但总体上而言,由于火山活动晚期是火山远离地幔热柱的时期,幔源组份的影响越来越小,所以更可能的是陆源物质的参与才造成上述情况,而且可能与洋壳部分熔融程度越来越低也有关系。

## 五、结论

1. 塔希提岛是社会群岛火山岛链的一部分,主要由火山熔岩组成,火山活动可分早(1.7—1.3Ma)、中(1.3—0.6Ma)和晚(0.6—0.3Ma)三期。

2. 早期火山岩以拉斑系列和碱性系列为主,主要有苦橄玄武岩、碱性玄武岩和拉斑玄武岩;中期以粗面质玄武岩和碱性玄武岩为主,出现碧玄岩;晚期以碧玄岩和碱玄岩为主。岩石总的趋势是由富 Mg 硅弱不饱和向富碱硅强烈不饱和演化,而矿物结晶分异是岩浆演化的主要方式。

3. 火山岩富不相容元素并有较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,且年龄越新则 Sr 同位素比值越低。

4. 岩石成因与地幔热柱(mantle plume)的存在有关。地幔热柱释放热能,促使上覆洋壳发生部分熔融;同时它本身也由于上升减压而发生部分熔融,生成的岩浆穿透洋壳两种岩浆发生不同程度的混合,由此造成本区火山岩富不相容元素和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  高的特点。

5. 晚期火山岩浆的形成过程中可能受陆源物质(不是很多)的参与,且部分熔融程度也由于洋壳受热降低而越来越小,这两种因素使得晚期火山岩同样保持了较高的大离子亲石

元素含量和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值,但后一比值比早期火山岩要低。

在此作者首先要感谢金庆民教授提供了赴塔希提岛考察的机会,同时对阮宏宏、谢华光、张丛森、鲁胜梅、任爱军诸同志在工作中的大力支持表示衷心感谢。

### 参考文献

- [1.] 邱家骧、林景任主编,1991,岩石化学,地质出版社。
- [2.] 林景任主编,1987,岩浆岩成因导论,地质出版社。
- [3.] 都城秋穗、久城育夫著,1984,岩石学(中文版),科学出版社。
- [4.] Binard, N., Maury, R. C., Guille, G., Talandier, J., Gillot, P. Y. and Cotten, J., 1993. Mehetia Island, South Pacific: geology and petrology of the emerged part of the Society hot spot. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 55:239-260.
- [5.] Cheng, Q. C., Macdougall, J. D. and Lugmair, G. W., 1993. Geochemical studies of Tahiti, Teahitia and Mehetia, Society Island Chain. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 55:155-184.
- [6.] Devey, C. W., Albarade, F., Cheminee, J. L., Michard, A., Muhe, R. and Stoffers, P., 1990. Active submarine volcanism on the Society Hotspot Swell (West Pacific): a geochemical study. *J. Geophys. Res.*, 95:5049-5066.
- [7.] Duncan, R. A. and Compston, W., 1976. Sr-isotope evidence for an old mantle source region for French Polynesian volcanism. *Geology*, 4:728-732.
- [8.] Duncan, R. A., Fisk, M. R. and Natland, J., 1987. The development of volcanism at Tahiti, French Polynesia. *Trans. Am. Geophys. Union*, 44:1521-1530.
- [9.] Dymond, J., 1975. K-Ar ages of Tahiti and Moorea, Society Islands and implications for the hot-spot model. *Geology*, 3:236-240.
- [10.] Gamble, J. A., Smith, I. E. M., McCulloch, M. T., Graham, I. J. and Kokelaar, B. P., 1993. The geochemistry and petrogenesis of basalts from the Taupo Volcanic Zone and Kermadec Island Arc, S. W. Pacific. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 54:265-290.
- [11.] McBirney, A. R. and Aoki, K., 1968. Petrology of the island of Tahiti. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 116:523-556.
- [12.] Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A. D. Saunders and M. J. Norry (Editors) *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 42:313-345.

# VOLCANIC ROCKS FROM TAHITI ISLAND OF SOCIETY ISLANDS, SOUTH PACIFIC —A TYPICAL OCEANIC ISLAND BASALTS(OIB)

*Xing Guangfu*

*(Antarctic Research Center, CAGS)*

## Abstract

Volcanic rocks on Tahiti Island belong to the typical oceanic island basalts (OIB). This island is one of Society Islands, French Polynesian Archipelago. Its volcanic activities are divided into three phases: early phase (1.7--1.3Ma), middle phase (1.3--0.6Ma) and late phase (0.6--0.3Ma). In the early phase, there are both alkalic and tholeiitic series rocks, including oceanites, alkali basalts, theleites and occasionally basaltic andesites; the middle phase consists of mainly trachybasalt--trachytes, alkali basalts and a few basanites; afterwards, basanites and secondarily tephrites are only rock types of the late phase. This petrological variation indicates that the igneous magmas evolved from rich--Mg and weakly Si--unsaturated sorts to rich--alkali and strongly Si--unsaturated ones.

In the Society Islands volcanic chain, the mean rate of migration of volcanic activities is 11cm/a in direction from NW toward SE. All of Tahiti rocks are rich in LILE and have higher  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios compared to MORB, which inferred their specific sources, i. e., enriched mantle plume and/or oceanic lithosphere. Rocks of the early phase derived from partial meltings of both mantle plume and partly oceanic crust, thus existing both tholeiitic and alkalic series. With migration of the oceanic crust far from the hotspot, its degrees of partial meltings decreased gradually, and as a result, their products became more alkalic and had slightly lower  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios.

**Key words** oceanic island basalts(OIB) alkalic and tholeiitic series mantle plume  
Tahiti Island in South Pacific