

三江地区义敦岛弧安山岩成因

侯增谦

(中国地质科学院 矿床地质研究所, 北京 100037)

罗再文

(四川省地质矿产局地质矿产研究所, 成都 610081)

主题词 义敦岛弧 安山岩成因 分离结晶作用

提 要 义敦岛弧是一个发育于张性薄陆壳基底上的三叠纪岛弧, 以发育岛弧裂谷和成对的火山弧为特征。弧火山岩主要为钙碱性火山岩系, 以安山岩为主, 其岩石组合为玄武岩—安山岩—英安岩。岩相学、地球化学、相平衡及定量模型计算均证实, 分离结晶作用是产生钙碱性火山岩系的主导作用, 安山岩是钙碱性玄武岩浆在不同压力条件下发生多阶段分离结晶的产物。岩浆演化具有相对封闭系统特征。玄武岩浆在较大压力条件下发生 $Ol + Cpx + Pl \pm Mt \pm Ap$ 结晶 ($F=0.46$) 后, 派生岩浆发生 $Hb + Cpx + Pl + Mt$ 结晶分离 ($F=0.25$), 产生安山岩浆。该岩浆可能在较低压力下再次发生结晶分异, 从而派生出英安岩。角闪石在相对较高的压力条件下的大量结晶是安山岩形成的主要原因。

1 地质概况

川西义敦岛弧带地处特提斯构造域东段, 是“三江”(金沙江、澜沧江、怒江)构造-岩浆带的重要组成部分, 以强烈的岩浆活动、复杂的构造运动和丰富的矿产资源而著称^[1,2]。该岛弧北起德格, 南抵中甸, 长达500余公里。它位于一个拉张减薄并具堑-垒构造格局的薄陆壳基底之上, 于晚三叠世发育起来的岛弧^[1]。它的发育经历了挤压隆升—拉张断陷交替更叠的复杂演化历史, 形成了较完整的沟-弧-盆体系。跨岛弧自东而西分为如下诸单元: 甘孜—理塘缝合(俯冲)带、外弧(东火山弧)、岛弧裂谷、内弧(西火山弧)和弧后扩张盆地^[1]。内、外弧的火山岩带平行排布, 绵延数百公里。外弧的弧火山活动较盛, 早期以溢流为主, 形成一套以安山质为主体的熔岩; 晚期则强烈爆发, 形成韵律发育的火山碎屑岩系。内弧火山活动强度和规模较外弧逊色, 但安山-英安质次火山岩显著增加。安山岩是内外弧火山岩的主要类型。本文将重点讨论外弧安山岩成因与演化。

2 弧火山岩岩相学及地球化学特征

义敦岛弧火山岩的主要岩石类型有玄武岩、玄武安山岩、安山岩、英安岩及相应的火山碎屑岩。岩石组合为玄武岩—安山岩—英安岩。

玄武岩和辉绿岩: 斑状结构或辉绿结构。斑晶为单斜辉石(Cpx)、斜长石(Pl)和磁铁矿(Mt)等。单斜辉石为典型的普通辉石(Aug), 其成分特征与岛弧玄武岩中的

辉石类似。斜长石呈板状，无环带，已钠长石化。

岩石的 $Mg^* = 0.68$ ^①， $\langle FeO \rangle / MgO < 1$ ，Ni 106 ppm，Cr 399 ppm（表 1），按原生玄武岩浆判别标志： $Mg^* = 63 - 73$ ^[3]， $\langle FeO \rangle / MgO < 1$ ^[4]，Ni 325 - 400 ppm，该玄武岩或辉绿岩接近原生玄武岩浆成分，代表着该岛弧火山岩系的最原始岩浆。岩石以低 TiO_2 、低 FeO/MgO 为特征（表 1），属典型的钙碱性系列^[1,2]，类似于现代岛弧或陆缘

表 1 义敦岛弧钙碱性火山岩主要元素、微量元素分析结果

Table 1 Major element and trace element contents of volcanic rocks in Yidun Island-Arc

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
样号	台 44	台 39	台 2	台 54	台 47	台 46	台 50	台 49	村-10	呷 06
SiO ₂	50.52	52.66	54.70	60.80	62.16	63.08	63.08	64.99	59.72	63.39
TiO ₂	0.85	1.13	1.13	0.85	0.68	0.60	0.63	0.59	0.83	0.81
Al ₂ O ₃	15.89	15.43	15.64	16.89	15.43	15.06	14.97	14.46	16.68	15.51
Fe ₂ O ₃	1.07	1.20	1.49	2.48	1.35	1.19	2.47	1.04	1.96	2.11
FeO	6.75	6.04	5.83	3.69	4.03	4.29	3.89	3.18	3.93	4.02
MnO	0.10	0.15	0.13	0.07	0.04	0.04	0.09	0.08	0.10	0.13
MgO	8.33	7.76	6.49	2.59	3.71	3.54	2.59	3.35	2.66	2.62
CaO	5.17	7.02	7.04	4.20	3.72	3.60	5.41	3.80	4.81	3.93
Na ₂ O	3.65	3.80	2.65	4.00	2.70	2.70	2.55	2.69	3.80	3.72
K ₂ O	1.71	0.92	1.67	2.16	3.51	3.25	2.21	3.11	3.05	1.24
P ₂ O ₅	0.14	0.142	0.12	0.14	0.12	0.11	0.11	0.16	0.18	0.18
H ₂ O ⁺	3.44	2.52	1.94	2.04	1.84	2.28	1.46	1.86	2.22	2.26
H ₂ O ⁻	0.82	0.14	0.30	0.62	0.52	0.46	0.94	0.29	0.19	0.17
CO ₂	1.90	0.48	0.33	0.03	0.13	0.20	0.50	0.13	0.17	0.10
La(ppm)	11.90	13.92	16.23	29.48	21.51	23.17	22.41	20.70	27.45	
Ce	23.27	27.46	31.17	60.75	36.69	42.59	16.43	13.73	51.65	
Nd	11.16	12.99	15.60	22.64	15.13	17.87	3.45	2.92	21.47	
Sm	2.74	3.25	3.92	4.54	3.13	3.62	0.81	0.71	4.25	
Eu	0.83	0.99	1.25	1.08	0.76	0.83	2.81	2.55	1.03	
Gd	2.70	3.38	4.16	3.65	2.70	3.00	2.74	2.45	4.01	
Dy	2.82	3.68	4.36	3.57	2.57	2.94	1.56	1.44	3.94	
Yb	1.29	2.19	2.60	1.85	1.60	1.76	15.69	13.90	2.52	
Y	14.31	20.80	24.45	16.78	13.92	17.04	15.40	14.93	20.13	
Th	3.80	4.73	5.42	9.90	10.30	10.10	10.50	10.40	14.43	
Nb	8.7			8.9	10.7			10.2		
Ta		0.701	0.77	1.10	0.75	0.72	0.68	0.69		
Zr	99			118	123			128.1		
Hf		2.89	3.28	2.40	5.01	4.06	3.58	3.51		
Rb	43.5	186.2	193.6	229.8	124.1	142.7	61.0	72.9		
Ba	410.0	193.4	268.3	556.1	424.0	408.8	473.8	486.0		
Cr	399.2	258.6	231.3	31.0	16.4	28.8	29.93	13.63		
Ni	106.5	97.60	89.9	10.1	7.3	9.0	7.94	8.18		

注：全岩分析由中国地质大学化学分析室完成；REE 由地质矿产部测试中心和湖北省地质实验中心分析；Nb、

Ta、Zr、Hf 由高能物理所分析。

① $Mg^* = Mg^{+2} / (Mg^{+2} + Fe^{+2})$ (Mg^{+2} , Fe^{+2} 为摩尔分数)

弧钙碱性玄武岩^[5]。

玄武岩和辉绿岩 REE 配分型式呈 LREE 富集型, $La/Yb=7-10$ (图 1)。除富集岛弧火山岩特征的大离子亲石不相容元素 (Rb、Sr、Ba、K) 外, 还相对富集高场强元素 (Zr、Hf、Nb、Ta), 显示出义敦古岛弧玄武岩独特的地球化学特征。

安山岩和英安岩: 具斑状结构, 基质具毡状结构和安山结构。安山岩斑晶矿物主要为角闪石 (10%—15%)、斜长石 (15%—20%)、普通辉石 (<5%) 和磁铁矿 (<2%)。斜长石斑晶呈浑圆状, 环带发育, 常见筛状构造。角闪石有两个世代, 第一世代角闪石粒度较大, 呈单晶或浅色角闪石核产出, 以高 Al_2O_3 为特征 (表 2); 第二世代角闪石粒度较小, 呈小单晶或角闪石边产出, 以低 Al_2O_3 为特征。据角闪石 Al 含量与矿物结晶压力关系 ($P = -3.92 + 5.02 Al$)^[6], 核部角闪石结晶压力约 2.5×10^8 Pa, 边部角闪石形成压力近为零, 这表明, 两种角闪石共生现象并非两种含角闪石斑晶的岩浆混合所致, 而是岩浆在不同的压力条件下发生矿物结晶的结果。岩石中的普通辉石仅保留了其假象, 几乎全部被蚀变矿物交代。

英安岩的斑晶矿物组合与安山岩相同, 但暗色矿物显著减少乃至消失, 斜长石和石英斑晶大量出现。

安山岩和英安岩的 TiO_2 、 FeO/MgO 较低, K_2O 、 Al_2O_3 较高, 成分类似于岛弧中钾安山岩和英安岩 (图 2)。

安山岩的 REE 配分型式与玄武岩类似, LREE 富集, Eu 出现弱负异常, MREE 亦相对亏损, 配分曲线出现“上凹”趋势 (图 1)。相对富集 Rb、Sr、Ba、K 等大离子不相容元素, 其 NAP 图与典型的岛弧火山岩基本相同^[1,2]。

3 安山岩成因及分离结晶作用

安山岩成因是一个长期争论的岩石学问题。其成因可概括为三种: ①部分熔融模式; ②岩浆混合模式; ③分离结晶模式。

部分熔融模式认为, 洋壳板片俯冲至一定深度后, 岩石发生相转变, 形成榴辉岩, 它在一定的温压条件下可熔融出接近安山岩的“中性”岩浆。微量元素亏损型含水地幔橄榄岩在一定条件可熔融产生高镁安山岩浆, 如玻镁安山岩。然而, 这些熔融体中, 虽然 SiO_2 含量及某些组分与本区安山岩类似, 但它们的地球化学特征 (如 MgO 、 $Mg^{\#}$ 、Cr、Ni、REE) 有着显著差别。

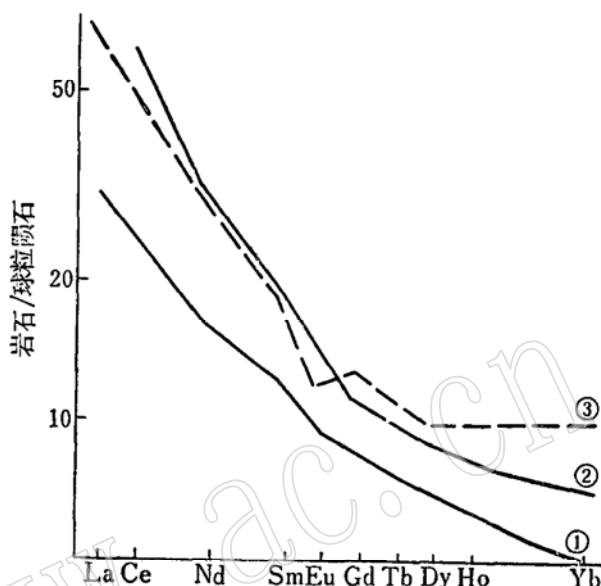


图 1 义敦岛弧钙碱性玄武岩—安山岩的 REE 配分型式

Fig. 1 REE patterns of calc-alkaline basalts-andesites in Yidun Island-Arc

① 台 44 (玄武岩); ② 台 54 (安山岩); ③ 村-10 (安山岩)

表 2 义敦岛弧安山岩中角闪石成分
Table 2 Chemical analysis of Hb in andesites from Yidun Island-Arc

	氧 化 物									
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	<FeO>	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
台 _A 49-Hb ₁	46.15	1.64	6.66	16.75	0.14	12.08	9.40	1.46	0.38	0
台 47-Hb ₁	47.79	1.12	6.85	16.68	0.17	12.36	9.46	1.35	0.38	0.11
台 47-Hb ₂	53.81	0.22	1.83	11.57	0.01	15.65	11.41	0.36	0.13	0.12
台 _A 49-Hb ₂	54.34	0.11	0.90	13.20	0.39	14.33	11.81	0.10	0.14	0

	阳 离 子 系 数									
	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P
台 _A 49-Hb ₁	7.35	0.20	1.26	2.23	0.06	2.87	1.61	0.45	0.07	0
台47-Hb ₁	7.47	0.13	1.27	2.18	0.02	2.87	1.58	0.41	0.071	0.002
台47-Hb ₂	8.21	0.03	0.34	1.47	0.01	3.57	1.86	0.10	0.02	0.02
台 _A 49-Hb ₂										

注：1. 角闪石成分由电子探针分析获得；2. 阳离子系数依 24 个氧原子为基础计算获得。

岩浆混合模式认为，安山岩是较基性的玄武质岩浆与较酸性的英安流纹质岩浆混合作用的产物^[10,11]。安山岩中出现不平衡的矿物共生组合、某些矿物成分呈现“双峰”分布（如斜长石）及矿物出现反环带构造（如斜长石）等是岩浆混合的典型证据。然而，本区安山岩并无这些岩浆混合作用证据，而下述事实表明，分离结晶作用可能是产生本区岛弧安山岩的主导作用。

(1) 钙碱性玄武岩与安山岩同系岛弧火山活动产物，它们在时间上相继喷发就位、空间上密切共生并构成了完整的玄武岩—安山岩—英安岩系列。

(2) 安山岩中常含有较暗色的同生辉长质包体，其矿物组合为角闪石、斜长石和辉石等，与安山岩中的斑晶矿物组合类似，并具堆积结构特征。

(3) 钙碱性玄武岩与安山岩及英安岩具有相同或相近的 REE 配分型式（图 1）。

(4) 钙碱性火山岩系的 $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ 变异趋势以及安山岩中磁铁矿的大量结晶事实，与 Osborn (1976, 1979) 在 f_{O_2} 恒定条件下所做的玄武岩分离结晶实验结果相吻合^[7,8]。

下面，从几个方面来探讨岩浆结晶分异作用和安山岩成因。

3.1 主要元素化学

义敦岛弧钙碱性火山岩主要元素变异趋势如图 3。按 SiO₂ 的含量，火山岩可分为两个成分段：玄武岩—玄武安山岩段 (SiO₂ 50%—57%) 和安山岩—英安岩段 (SiO₂ 60%—67%)，对应于一个成分间断 (SiO₂ 57%—60%) (图 2)。不同岩段的主要元素显示不同的

变异趋势。在玄武岩—玄武安山岩段，因岩石多呈脉体产出，斑晶较少，故其成分变异趋势实际上可近似地代表其岩浆的液相演化线。该演化线揭示，随 SiO₂ 含量增高，MgO、CaO、Al₂O₃、P₂O₅ 含量系统减小，TiO₂、(FeO) 系统增大。根据 MgO、FeO、CaO、Na₂O 等氧化物在橄榄石-熔浆、单斜辉石-熔浆、斜长石-熔浆间的分配系数，富 MgO 的橄榄石、富 CaO、MgO 的单斜辉石以及富 CaO、Al₂O₃ 的斜长石分离结晶，可导致岩浆向富 SiO₂、TiO₂、(FeO)，贫 MgO、CaO、Al₂O₃ 方向演化。据强不相容元素 Th 估算，玄武岩派生玄武安山岩（台 44→台 2），岩浆固结量约 30% ($D^{Th}=0$)，由此估算的堆积相成分（表 3）表明，其 MgO、FeO、CaO、Al₂O₃ 含量均高于母岩浆（如台 44）中的相应氧化物含量，证明该堆积矿物相可能为相对富 MgO、CaO、Al₂O₃ 的矿物相橄榄石+单斜辉石+斜长石。堆积相集体中少量的 P₂O₅、TiO₂ 组分出现亦揭示着 Mt 和 Ap 的分离结晶作用。

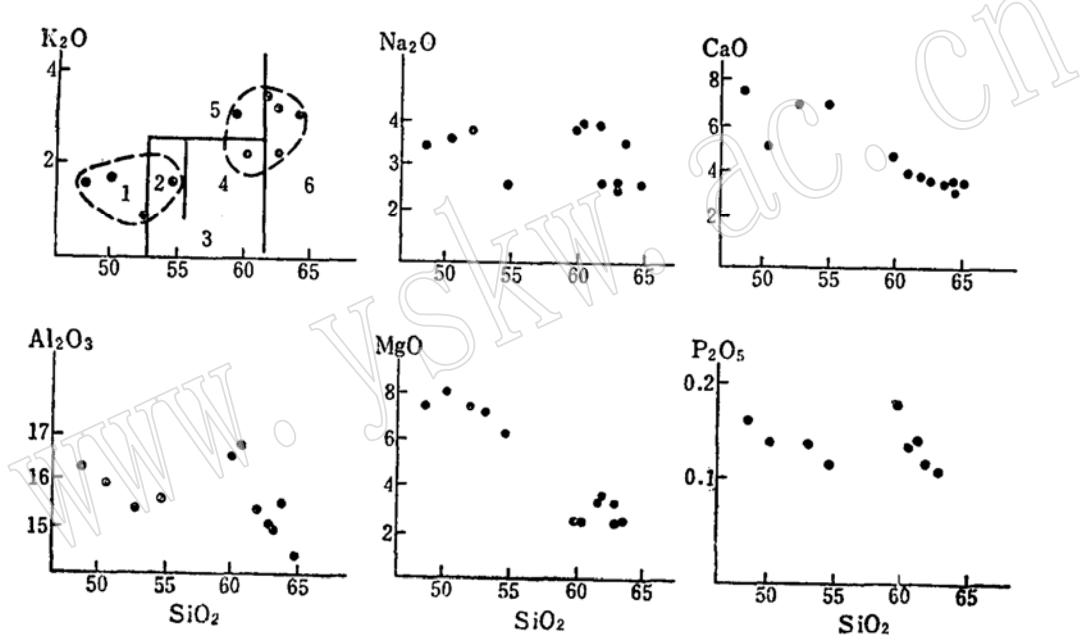


图 2 义敦岛弧钙碱性火山岩的主要元素变异图

Fig. 2 Diagram showing variation of major elements of calc-alkaline volcanic rocks in Yidun Island-Arc

1—玄武岩；2—玄武安山岩；3—低 K₂O 安山岩；4—安山岩；5—中 K₂O 安山岩；6—英安岩

安山岩—英安岩段成分变化稍大（部分因蚀变引起），但仍显示随 SiO₂ 增大，Al₂O₃、CaO、Na₂O、TiO₂、P₂O₅ 系统降低，K₂O 显示增高趋势。同时，MgO 和 FeO 亦显示减小趋势（图 2）。这种变化趋势与在岩石中呈斑晶出现的 Cpx + Pl + Hb + Mt 分离结晶所导致的岩浆成分变化趋势是吻合的。

若玄武岩—安山岩间的成分间断系岩浆结晶分异所致，可以估算出分离结晶的堆积体成分。据 Th 和 La 含量估算，玄武安山质岩浆（台 2）演变成早期和晚期两阶段安山岩浆，其结晶量分别为 43%—46% 和 44%—48%。其堆积相成分 TiO₂、FeO 量明显高于母岩浆（台 2），揭示有 Mt 结晶堆积。CaO、MgO、Mg* 亦高于母岩浆的相应值（表 3），表明有 Cpx 晶出。此外，堆积相成分中尚含有 Na₂O 和 K₂O。Pl 虽然含有大量的 Al₂O₃ 和

表 3 估算的堆积相成分

Table 3 The calculated composition of accumulate

	堆 1	堆 2	堆 3
SiO ₂	43.86	47.24	48.81
TiO ₂	0.24	1.06	1.72
Al ₂ O ₃	17.57	14.11	14.42
Fe ₂ O ₃	0.14	0.28	0.93
FeO	9.42	8.45	8.69
MgO	13.33	11.26	10.99
CaO	10.14	10.51	9.66
Na ₂ O	6.31	1.09	1.30
K ₂ O	-1.21	1.07	0.05
P ₂ P ₅	0.20	0.10	0.05

注: 堆 1 玄武岩 (台 44)→玄武安山岩 (台 2)F=30%;

堆 2 玄武安山岩 (台 2)→安山岩 (台 54)F=43-46%;

堆 3 玄武安山岩 (台 2)→安山岩 (村 10)F=44-48%。

少量 Na₂O, 但堆积相成分中的 Al₂O₃ 含量较低, 表明 Pl 结晶量不会太大, 亦即堆积相中尚存在其它富 Na₂O 及 K₂O 矿物。对于本研究区火山岩, Hb 很可能是较合适的堆积矿物相。基于此, 由堆积矿物相成分反演的结晶堆积矿物相为: Hb + Pl + Cpx + Mt。该组合不仅与安山岩中的暗色角闪辉长岩包体的矿物组合相吻合, 而且亦与安山岩中的斑晶矿物组合相一致, 证明安山岩可能系钙碱性玄武岩浆结晶分异的派生产物。

3.2 微量元素地球化学

Allegre (1978) 研究指出, 对于遵循瑞利分馏定律结晶分异作用产生的一系列派生岩浆, 在 C_M-C_H 图 (如图 3) 中^①, 其微量元素协变关系为一条通过源点的直线; 而在 C_M/C_H-C_H 图 (如图 4) 中, 则为一条大体平行 C_H 轴的直线^[9]。图 3、图 4 分别展示了本区钙碱性火山岩系的微量元素变化趋势。它们在图 4 中构成平行 Th 轴的直线; 而在图 3 的 La-Th 和 Ce-Th 图中构成通过源点的直线。证明该岩系为同源玄武质母岩浆的结晶分异产物。

在玄武岩-玄武安山岩段, 火山岩的微量元素 (REE、Zr、Hf、Ta) 均与 Th 构成通过源点的直线。假定 Th 的分配系数 $D=0-0.1$, 可知 REE 的 D 值顺序为: $D^{La} < D^{Dy} < D^{Rb} < D^{Nd} < D^{Sm} < D^{Eu}$, 以 D^{MREE} 最大, 表明岩浆结晶分异作用将导致派生岩浆的 REE 配分型式由直线型变为上凹型, 这显然与实际相符 (图 1)。 D^{Eu} 最大揭示了 Pl 的大量分离结晶, 而较大的 D^{MREE} 值则暗示着岩浆发生了 Cpx 的结晶分离, 这证实了 Cr、Ni 随 Th 增大而显著降低的事实。

在成分间断区, 除元素 La、Ce 外, 岩石的微量元素成分点均已偏离玄武岩-玄武安山岩段的岩浆结晶演变线 (图 3), REE 的 D 值依次为: $D^{La} < D^{Ce} < D^{Nd} < D^{Sm} < D^{Eu}$ 和 $D^{Eu} > D^{Dy} > D^{Rb}$, 并且, D 值由 $D < 1$ (LREE) 变为 $D > 1$ (HREE), 暗示着该阶段的结晶分异作用, 导致派生岩浆中 LREE 浓度增大, MREE 乃至 HREE 浓度降低, REE

① C_M 和 C_H 分别为在岩浆中具中等和高度不相容行为的元素浓度。

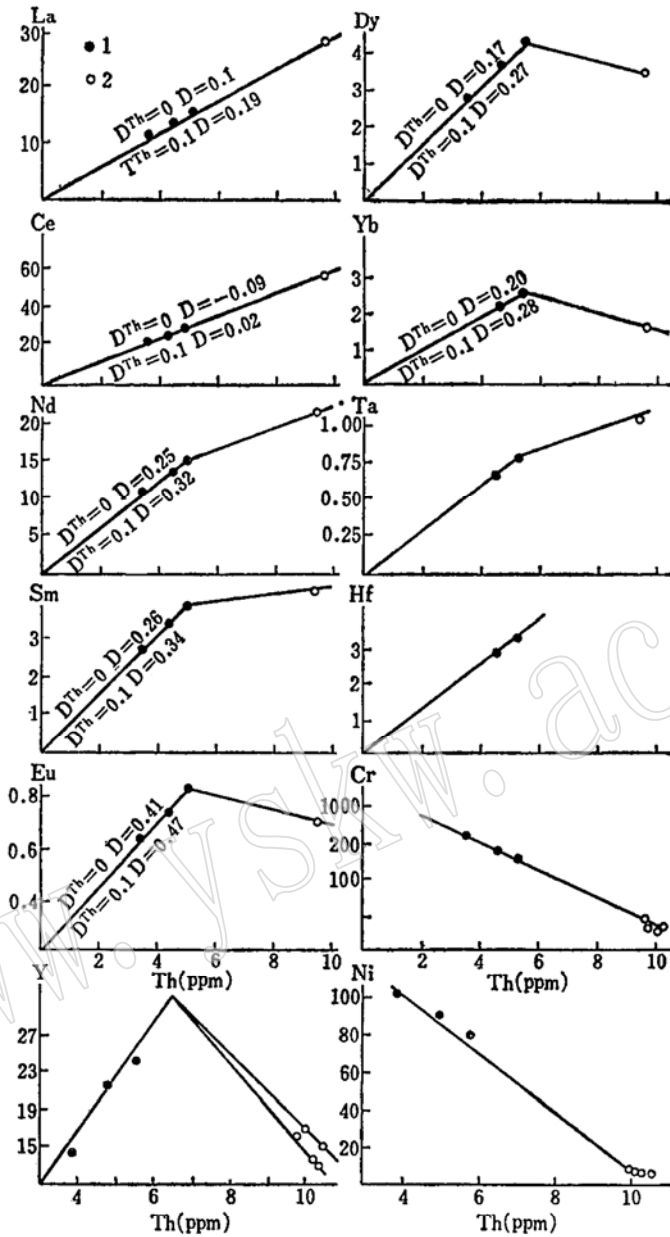


图 3 本区钙碱性火山岩系的微量元素变异图

Fig. 3 Th versus trace elements of calc-alkaline volcanic rocks in the area

1—玄武岩 (辉绿岩) 一玄武安山岩; 2—安山岩

配分曲线出现交叉和交汇 (如图 1)。显然, 相对富 MREE 和 HREE 的矿物相 (如角闪石) 发生了强烈结晶。

Y 在岩浆结晶过程中多分配进入角闪石中, 因而, 在玄武岩—玄武安山岩段, $Ol + Cpx + Pl$ 分离结晶导致岩浆中 Y 浓度逐渐增大 (图 3)。在安山岩段, 因 $Hb + Cpx + Pl$ 结晶, Y 浓度减小 (图 3)。因此, 在成分间断区, Y 值先是升高而后迅速降低的事实揭示, 玄武安山质岩浆结晶至某一阶段后, Hb 开始大量结晶。

一般讲, Nb、Ta、Zr、Hf 等元素多属强不相容元素或高场强元素, 随岩浆结晶而浓度增大。然而, 自玄武安山岩至安山岩, 其不相容程度显著降低, 其成分点偏离玄武岩

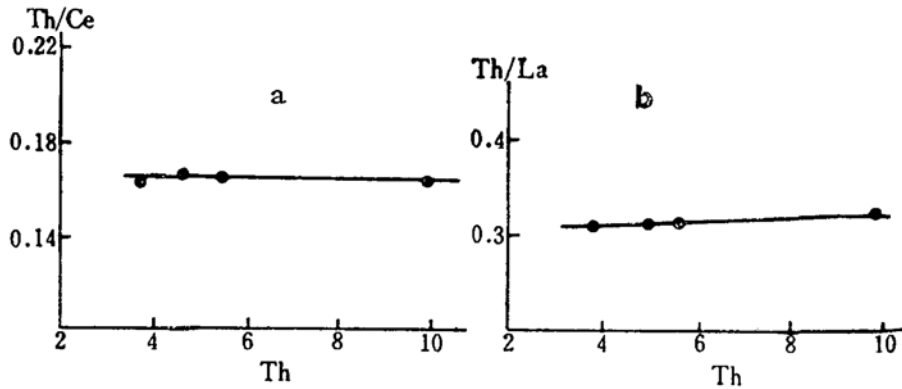


图 4 本区钙碱性火山岩的 Th—Th/La (a) 和 Th—Th/Ce (b) 图

Fig. 4 Th—Th/La diagram (a) and Th—Th/Ce diagram (b) of calc-alkaline volcanic rocks in the area

浆的演化趋势线 (图 3), 亦反映了 Hb 在该阶段发生大量结晶, 因为这些元素在 Hb 中具较高的含量, 即较大的矿物-熔浆分配系数。

此阶段, 岩石的 Al_2O_3 含量呈升高趋势, Sr 浓度亦相应增大, 且无明显的 Eu 负异常, 表明 Pl 虽发生结晶, 但结晶量已大大降低。Cr-Ni 含量降低可能亦暗示相对富 Cr 和 Ni 的单斜辉石相结晶, 但其结晶量应远小于 Hb。

总之, 微量元素地球化学特征亦证实, 结晶分异作用是本区钙碱性火山岩系和安山岩的主导作用。在玄武岩—玄武安山岩段, 可能的结晶相为 $O1 + Cpx + Pl$, 量比为 $Pl > O1$ 和 $Pl > Cpx$; 安山岩段, 结晶相为 $Cpx + Pl + Hb + Mt$, 在成分间断区, 发生过相变化, 主要结晶 $Hb + Pl + Cpx \pm Mt$ 矿物相, 量比为 $Hb > Cpx = Pl$ 。

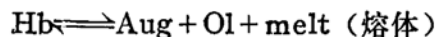
3 相平衡关系

图 5 是在天然玄武岩熔融、合成体系实验和岩石学研究基础上建立起来的以 Pl 为饱和组分的假三元体系 $Cpx-O1-Qt$ 相图^[10-13]。实验研究表明, 在此体系, 压力增大, Cpx 液相线面扩展, O1 首晶区缩小, 共结点和共结线向 O1 角顶方向偏移 (图 5 a)。图 5 b 展示了本区钙碱性玄武岩—安山岩成分点及其可能的相边界和相平衡关系。

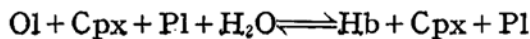
在玄武岩—玄武安山岩段, 岩石成分点均位于 O1 区 (在 1 atm 下), 成分演变趋势线大体与 1 atm 下的 $O1 + Pl + Cpx$ 共结线平行, 清楚地显示出岛弧钙碱性岩浆所特有的高一中压结晶分异特征^[5,11]。岩石成分演变趋势表明, 玄武岩浆首先经 $O1 + Pl$ 结晶而抵达共结线, 发生 $O1 + Pl + Cpx$ 共结, 残浆沿共结线向玄武安山岩浆方向演变。

安山岩—英安岩段的岩石成分点位于 1 atm 下的 Opx 液相线面区, 理应有 Opx 结晶, 与安山岩斑晶矿物相不符。安山岩中 Hb 斑晶的大量出现说明岩浆相对富水, 因此, $Cpx-O1-Qt$ 干体系在 1 atm 下的相平衡可能不适于天然安山岩浆体系。

Helz (1976) 进行的玄武岩熔融实验表明, 角闪石分解按下式关系进行^[14]:



这意味着角闪石可通过 $O1 + Cpx$ 与熔浆反应, 在 $O1 + Cpx + \text{melt}$ 三相反应点结晶, 其结果导致 O1 反应消失或停止结晶。由此推测, 玄武安山岩浆向安山岩浆演化过程中, 矿物发生如下相转变:



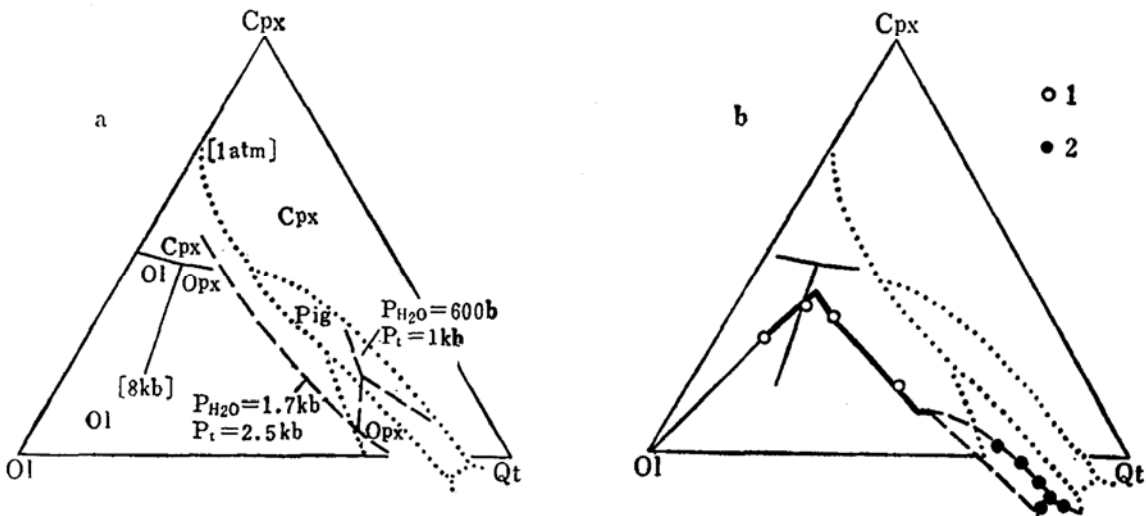


图 5 本区钙碱性火山岩的 Cpx—Ol—Qt 投影图

Fig. 5 Cpx—Ol—Qt diagram of calc-alkaline volcanic rocks in the area

5 a 为不同压力 (P_t 、 P_{H_2O}) 条件下的相关系图^[10-13](P_t 为总压力); 5 b 为本区钙碱性火山岩在 Cpx—Ol—Qt 图中的位置及可能的相关系

1—玄武岩—玄武安山岩; 2—安山岩—英安岩 (图的投影方法参照 Grove, 1983)

Ol 与熔浆反应而消失, Hb 由此而结晶。在图 5 b 上, 该反应点及岩浆成分虽不能准确标定, 但可定性地建立起含 H_2O 体系的可能相边界 (图 5 b)。据此相关系, 玄武岩经 $Ol + Cpx + Pl$ 结晶而派生的玄武安山质岩浆演变至反应点时, Ol 与岩浆反应消失, Hb 因反应而析出, 驱动岩浆沿 $Hb + Cpx + Pl$ 共结线向富硅方向演变, 产生安山岩浆。

图 6 是在扩展的 A—C—M—S 体系内从 Cpx 和 H_2O 角顶向 $XO-R_2O_3-YO-ZO_2$ 面的投影图^[15]。该图较完整地反映了本区钙碱性岩浆的演变特征。玄武岩—玄武安山岩段岩石成分变化趋势接近于实验体系在 1 atm 下的相边界, 但向 Opx 和 Ol 方向偏离。该成分演变趋势反映玄武岩经 $Ol + Cpx + Pl$ 结晶向中性成分岩浆方向演变。本岩浆体系的相边界与 1 atm 下的相边界的偏离事实揭示了本岩浆可能在较高压力条件下发生结晶分异, 因为在相对干体系, 随压力增大, Ol 区缩小, Pl 区扩大^[13]。

在含水体系, 随 P_H 增大, Ol 区扩大, Pl 区缩小 (图 6)^[14]。本区安山岩成分点位于 1 atm 与 5×10^8 Pa 的相边界线间, 明显偏离了钙碱性玄武岩岩浆的演变趋势。实际上, 这种偏离是岩浆演化的必然结果, 岩浆的分离结晶作用使之由一个相对低水的干体系转变

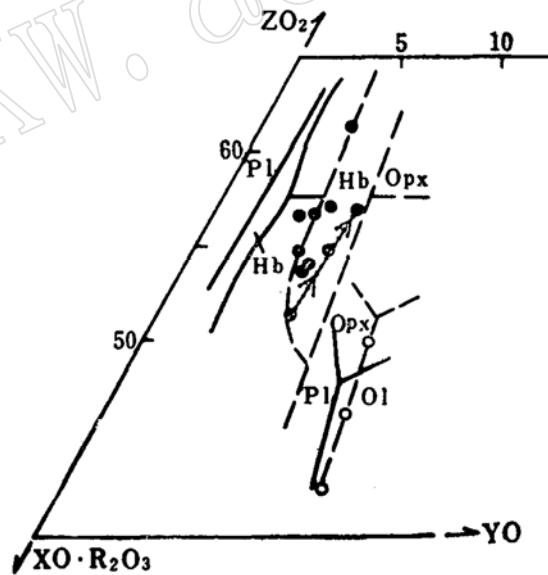


图 6 本区钙碱性火山岩的 $XO \cdot R_2O_3 - YO - ZO_2$ 投影图

Fig. 6 $XO \cdot R_2O_3 - YO - ZO_2$ diagram of calc-alkaline volcanic rocks in the area

图例同图 5, 投影方法参 O'Hara (1976)

为一个相对富水的湿体系。

综上所述,可以认为,义敦岛弧钙碱性玄武岩浆首先在较高的压力条件下发生Ol+Pl结晶,继之Ol+Cpx+Pl共结,岩浆向玄武安山质演变,至一定阶段,Ol与熔浆反应消失,Hb开始晶。岩浆经Hb+Cpx+Pl±Mt共结,产生安山岩浆。

3.4 结晶分异的定量模拟

为进一步估价岩浆结晶分异作用和安山岩成因,我们采用下述步骤^①进行定量模拟:

1) 利用不相容元素估计岩浆A演变成岩浆B过程中可能的堆积矿物集合体成分(如表3);

2) 将氧化物转化为阳离子分数,参照液相成分、平衡常数及矿物分子式,计算可能结晶的矿物相的理论组成^[16](Nason和Vankiv,1978);

3) 据堆积集合体成分,用最小二乘法计算平衡结晶的矿物相及其相比;

4) 从岩浆A中扣除这些矿物相($\leq 2\%$);

5) 若结晶矿物相及相比不变,则不断从岩浆中扣除,获得一系列新的岩浆成分;

6) 若矿物相及相比发生变化,以新获得的岩浆为基础,重复步骤1)、2)、3)、4),获得一系列岩浆成分及矿物相组成。

显然,这种方法适于研究岩浆的演化途径、结晶过程、结晶矿物相及相转变规律。当然,若不知派生岩浆B成分,据岩石中的斑晶矿物相及矿物百分含量,参照步骤2)、3)、5)、6),亦可获得一系列派生岩浆,近似模拟岩浆演化规律。

对于含水岩浆体系,往往有含水矿物Hb、Bi出现。对于Hb,因其成分受其结晶的物化条件(T 、 P 、 f_{O_2})和岩浆成分控制,故难获得统一的离子的矿物-熔浆平衡交换系数。在此,我们将Hb简化为几个组分:SiO₂、Al₂O₃、MgO、FeO、CaO、Na₂O、K₂O,并采用矿物化学分析结果,进行计算。

图7展示了本区钙碱性岩浆的液相演化途径及定量模拟曲线。

在玄武岩-玄武安山岩段,取台44为原始母岩浆,据堆积矿物集合体成分(表3)和计算的结晶矿物的理论成分,估算得相比Ol:Cpx:Pl:Mt:Ap为31:26:42:5:5。依此相比,从岩浆中逐次剔除这些矿物,得到一系列派生岩浆成分(图7)。结果表明,母岩浆经Ol+Cpx+Pl±Mt±Ap分离结晶(结晶程度约为30%)派生的岩浆成分与实际的玄武安山岩(台2)成分一致,模拟岩浆演化趋势亦与实际岩石成分变异趋势吻合(图7)。

在成分间断区,岩浆结晶过程中曾发生矿物组合变化,即Ol消失,Hb结晶。这种转变发生于岩浆演化的哪一阶段,目前尚无实验确定,但可依据图3中的Th-Y关系确定。如前所述,Th-Y曲线的拐点标志着Hb的结晶,由此估定,玄武安山质岩浆结晶16.5%后,亦即原始母岩浆固结46.5%后,Hb开始结晶。基于此,分两阶段模拟了岩浆的液相演化线(图7)。据估算,Hb结晶前,Ol、Cpx、Pl和Mt、Ap的相比不变;角闪石结晶后,Hb:Cpx:Pl:Mt比为59.5:16.3:18.7:5.5。由模拟曲线可见,在此成分间断内,岩浆的液相演化线曾发生过较大变化和转折。显然,该转折是由于矿物组合发

① 参见笔者博士论文。

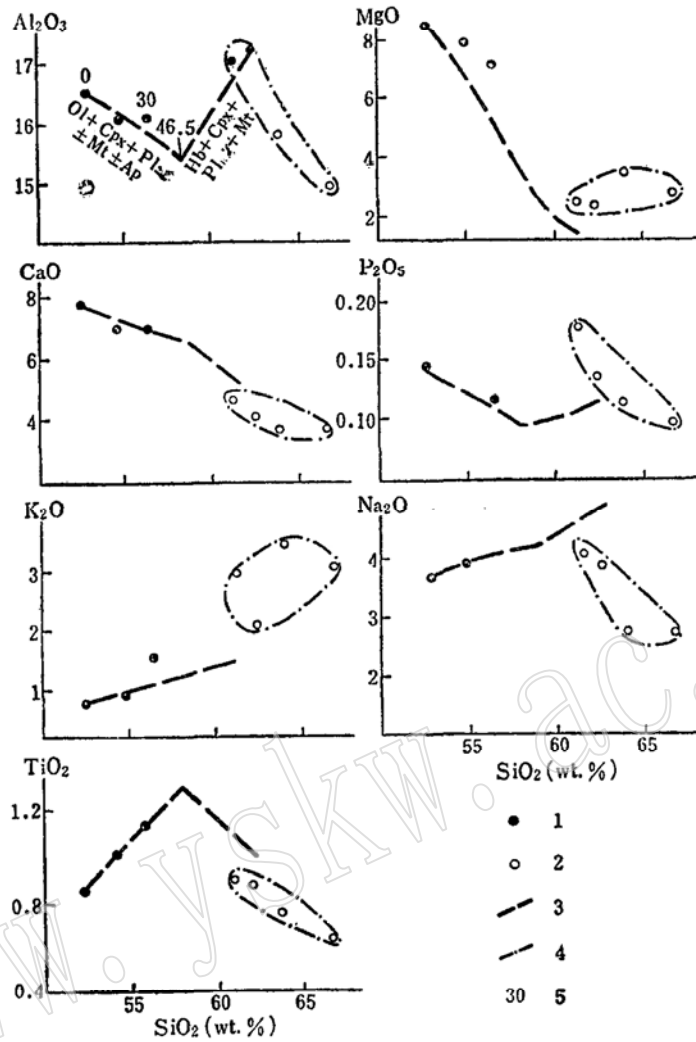


图 7 本区钙碱性火山岩化学成分与定量模拟的岩浆演化趋势

Fig. 7 Diagram showing chemical compositions of calc-alkaline volcanic rocks and evolution trends of magmas calculated by quantitative model

1—无水的玄武岩—玄武安山岩成分；2—无水的安山岩—英安岩成分；3—定量模拟的岩浆演化曲线；4—安山岩—英安岩成分变化范围；5—岩浆结晶程度

表 4 钙碱性火山岩的 REE 含量与模式计算值

Table 4 The calculated REE contents in magmas and REE contents in calc-alkaline volcanic rocks

	实际岩石的 REE 含量(ppm)			计算模拟值(ppm)				
	台 44	台 2	台 54	F = 0	F = 30%	F = 41.5%	F = 60%	F = 70%
La	12.0	16.2	29.5	12.0	16.2	20.0	24.0	26.0
Sm	2.7	3.9	4.5	2.7	3.9	4.8	4.6	4.5
Eu	0.8	1.3	1.1	0.8	1.2	1.4	1.3	1.2
Yb	1.3	2.6	1.9	1.3	1.8	2.3	2.2	2.1

注：台 44、台 2、台 54 分别为本区钙碱性玄武岩、玄武安山岩和安山岩样品号。F 代表母岩浆（台 44）的结晶程度。

生变化所致,亦即,正是由于结晶矿物相的变化和 Hb 的大量结晶,导致了安山岩浆的形成。

以主要元素为基础的分离结晶模式亦得到了微量元素资料的验证。据微量元素在玄武岩浆体系和安山岩浆体系中的矿物/熔浆分配系数^[5,17],利用主要元素模式获得的岩浆结晶程度(图7),计算了由玄武岩浆结晶分异所派生的一系列岩浆的微量元素含量(表4)及其演变趋势。很明显,母岩浆固结30%后派生的玄武安山质岩浆的LREE、Ta、Hf等不相容元素与实际岩石(台2)中的含量相当,但HREE稍低(表4)。玄武安山质岩浆经两阶段分离结晶(Ol+Cpx+Plag→Hb+Cpx+Plag)派生的安山岩浆(固结41.5%),其REE含量亦与安山岩(台54)的REE含量大体相当(表4)。

4 结论

基于上述分析和讨论,可得到以下几点认识

1) 分离结晶作用是产生义敦岛弧钙碱性火山岩系的主导作用。安山岩是钙碱性玄武岩浆的结晶分异产物。

2) 钙碱性岩浆演化处于相对封闭系统。在其演化过程中,主要发生两种矿物组合的结晶分离(Ol+Cpx+Pl→Hb+Cpx+Pl)。矿物相的转变和Hb的大量结晶是产生安山岩的重要原因。

3) 钙碱性岩浆分离结晶作用可能主要发生于两个不同的压力条件下。在较大的压力条件下,玄武岩浆发生Ol+Cpx+Pl结晶,派生出玄武安山质岩浆;在较小的压力条件下,派生的安山岩浆发生Hb+Cpx+Pl结晶,派生出酸性岩浆。以Hb出现、Ol消失为标志的矿物相变化可能亦发生于较大的压力条件下。因此,较大压力条件下的分离结晶作用是形成安山岩的重要物化条件。

本文是在池际尚、莫宣学教授指导下完成的。工作中得到胡世华、任长生、曾宜君、付德明、徐明基等同志的大力支持和帮助,在此一并表示感谢。

参 考 文 献

- 1 侯增谦和莫宣学. 义敦岛弧的形成演化及其对三江地区火山成因块状硫化物矿床的控制作用. 地球科学, 1991, 16(2): 153—164.
- 2 Mo Xuanxue, Hou Zengqian. Characteristics and volcano-tectonic setting of Kurokotype massive sulfide deposits in Sanjiang Region. Proceedings of 1988 IUGS/UNESCO Workshop on Stratabound Copper Deposits Models and Exploration (Tanyuan). 1988, 30—31.
- 3 邓晋福. 矿物—熔浆平衡热力学. 武汉: 武汉地质学院出版社, 1983. 20—25.
- 4 Tatsumi Y. Generation of arc magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones. Jour. Geophys. Res., 1983, 88(B7): 5815—5825
- 5 Luhr J M, Carmichael I S E. Jorullo Volcano, Michoacan, Mexico (1759—1774): the earliest stages of fractionation in calc-alkaline magmas. Contrib. Miner. Petrol., 1985, 90(1): 142—161.
- 6 Hammarstrom J M, Zen E. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer, Am. Miner., 1986, 71(11): 1297—1313.
- 7 Osborn E F, Origin of calc-alkaline magma series of Santorini volcano type in the light of recent experimental phase equilibrium studies. Proceedings of the International congress on thermal waters and volcanism of mediterranean Area, Greece 1976, 3(2): 154—167.
- 8 Osborn E F. The reaction principle. In: Yoder H. S. (ed.) The Evolution Of The Igneous Rocks,

1979. 133—170.
- 9 Allegre C. J. Qualitative models of trace element behaviours in magmatic processes. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1978, 38(1): 1—25.
 - 10 Grove T L, Bryan W B. Fractionation of pyroxene—phyric MORB at low pressure; an experimental study. *Contrib. Miner. Petrol.*, 1983, 84(2): 294—309.
 - 11 Grove T L, Baker M B. Phase equilibrium control on the tholeiitic versus calcalkaline differentiation trends. *Jour. Geophys. Res.*, 1984, 89: 3253—3274.
 - 12 Baker D R, Eggler D H. Fractionation paths of Atka (Aleutian)-high-alumina basalts; constraint from phase relations. *Jour. Volcano. Geotherm. Res.*, 1983, 18(3): 378—404.
 - 13 Baker D R, Eggler D H. Composition of anhydrous and hydrous melts coexisting with plagioclase, augite, and olivine or low-Ca pyroxene from 1atm to 8 kb; application to the Alutian volcanic center of Atka, *Am. Miner.*, 1987, 72(1): 12—28.
 - 14 Helz R T. Phase relations of basalts in their melting range at P=5 kb. Part I I₁ melt compositions, *Jour. Petrol.*, 1976, 17(2): 189—193.
 - 15 O'Hara M J, Mathews R B. Geochemical evolution in an advancing, periodically, replenished, and periodically tapped, continuously fractionated magma chamber. *Jour. Geol. Soc. London.*, 1981, 138(2): 237—277.
 - 16 莫宜学, 叶德隆, 邵道乾, 任迎新和毕先梅. 现代陆缘弧的实例——墨西哥 Colima 火山 1982 熔岩的岩石学研究. *矿物学岩石学论丛*, 1987, (3): 1—20.
 - 17 Gill J B. *Orogenic Andesite and Plate Tectonic*. Berlin: Springer, 1981. 25—40.

Origin of the Andesite in Yidun Island Arc, Sanjiang Region

Hou Zengqian

(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037)

Luo Zaiwen

(Institute of Geology and Mineral Resources, Sichuan
Bureau of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610081)

Key words: Yidun Island Arc; origin of andesite; model
of fractional crystallization

Abstract

The Yidun Island Arc is a Triassic tensional island arc developed at the base of a thin continental crust, which was tensional in the Permian and the earlier Triassic. It is characterized by development of intra-arc rifting zone and inner- and outer- arcs. Arc volcanic rocks are mainly calc-alkaline volcanic rocks, consisting of basalt, basaltic andesite, andesite, dacite and pyroclastic rocks. Studies on their petrography, major and trace element geochemistry and phase equilibrium have shown that the calc-alkaline volcanic rocks were formed by fractional crystallization of a calc-alkaline basaltic magma and that the andesite was formed by multi-stage crystalli-

zation of calc-alkaline basaltic magma under different pressures. Model calculations show that after $Ol + Cpx + Plag \pm Mt \pm Ap$ crystallization from calcalkaline basaltic magma under higher pressure, fractional crystallization of $Hb + Cpx + Plag + Mt$ took place in derived magma, thus producing andesite magma. So, separation of a large quantity of Hb mineral is an important factor controlling the formation of andesite.

www.yskw.ac.cn