

马里亚纳海槽玄武岩中斜长石矿物化学及意义

张平阳^{1,2}, 鄢全树^{1,2,3*}

(1.国家海洋局第一海洋研究所, 山东 青岛 266061; 2.海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室, 山东 青岛 266061;
3.青岛海洋科学与技术国家实验室 海洋地质过程与环境功能实验室, 山东 青岛 266061)

摘要:玄武岩中的斜长石矿物记录了岩浆过程的重要信息, 可为揭示岩浆活动规律提供重要线索。马里亚纳海槽玄武岩中斜长石矿物具有两种产出类型: 斑晶和微晶。岩相学特征指示, 斜长石斑晶常具有聚片双晶结构、环带结构, 偶见熔蚀结构和冷凝边; 斜长石微晶呈半定向或杂乱分布在火山玻璃中, 其中空骸晶结构表明斜长石微晶石在淬冷的条件下迅速形成。海槽 18°N 附近不同玄武岩样品中环带斜长石斑晶环带数与其寄主岩石 $Mg^{\#}$ 值呈负相关, 指示了在马里亚纳海槽扩张中心轴部地堑很小范围内获得的玄武岩样品经历的岩浆滞留时间以及岩浆混合作用周期存在一定程度的差异。海槽 18°N, 17°N 和 15°30'N 附近 3 个位置的斜长石斑晶边部及斜长石微晶的 An 值接近, 表明这 3 个位置的岩浆活动具有相似的岩浆上涌喷发通道结构及海底淬冷环境。与冲绳海槽相比, 马里亚纳海槽玄武岩具有更深的产出水深; 同时, 研究区斜长石微晶 An 值总体上略高于前两者, 这可能反映了水深对斜长石微晶 An 值的影响。研究区斜长石斑晶的形成温度范围比冲绳海槽更窄, 暗示与冲绳海槽(陆缘弧后盆地)相比, 马里亚纳海槽(洋内弧后盆地)岩浆过程所经历的物理化学环境可能相对更稳定。此外, 微晶斜长石结晶温度略高于冲绳海槽, 反映出两个弧后扩张区域岩浆喷出淬冷结晶时的水深的差异。

关键词:玄武岩; 斜长石; 矿物化学; 结晶温度; 马里亚纳海槽

中图分类号: P736

文献标识码: A

文章编号: 1671-6647(2017)02-0234-15

doi: 10.3969/j.issn.1671-6647.2017.02.008

斜长石是玄武岩中主要的造岩矿物, 其化学成分变化可能记录了岩浆形成、上升运移直至喷出地表固结成岩等全部岩浆过程中的重要信息。斜长石晶体在结晶过程中可类质同象相互替代的阳离子(Na^{+})(Si^{4+})-(Ca^{2+})(Al^{3+})之间的低扩散速率使得不同环带之间的信息得以很好的保留^[1]。前人已开展了斜长石晶体隐含的岩浆所经历的物理化学条件等方面的诸多研究, 如岩浆的混合^[2]、岩浆上升过程中晶体发生重吸收^[3]、岩浆房的分层作用^[4-5]、岩浆房对流^[6]以及结晶条件^[6-14]等。近年来利用海底玄武岩中斜长石的矿物化学来研究岩浆过程主要集中在岛弧玄武岩^[15-16]、大洋中脊玄武岩^[18-20]等, 而针对弧后区域玄武岩开展系统的斜长石矿物化学研究不多^[14, 21-22]。马里亚纳海槽处于与冲绳海槽相似的弧后扩张构造背景之下。与冲绳海槽不同, 马里亚纳海槽属于相对简单的洋内边缘海盆, 几乎不受大陆地壳及陆源物质的影响。近年来对马里亚纳海槽岩浆活动的研究通常将马里亚纳海槽与其东侧的马里亚纳火山弧作为一个整体, 主要利用马里亚纳弧及弧后区域获得的玄武岩进行岩石地球化学研究, 揭示与俯冲相关的岩浆活动特征、地幔源区性质及俯冲组分对此系统岩浆过程的影响^[23-27], 然而对马里亚纳海槽玄武岩单矿物的矿物化学研究工作甚少^[28]。在细致的岩相学工作基础之上, 利用电子探针分析测试技术获得了大量马里亚纳海槽扩张中心的玄

收稿日期: 2016-11-04

资助项目: 国家自然科学基金项目——海底岩石学(41322036)和亚洲大陆边缘演化及环境效应(U1606401); “全球变化与海气相互作用”专项——西太平洋俯冲带及弧后盆地体系(GASI-GEOGE-02); 青岛海洋科学与技术国家实验室“鳌山人才计划”项目(2015ASTP-ES16); 中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金资助项目——“束星北”青年学者项目(2016S01); 山东省泰山学者工程项目(2017-2021)

作者简介: 张平阳(1991-), 男, 黑龙江黑河人, 硕士研究生, 主要从事俯冲带岩石学方面研究. E-mail: zpyfio@163.com

* **通讯作者:** 鄢全树(1976-), 男, 江西广丰人, 特聘研究员, 博士, 主要从事海底岩浆活动与构造演化方面研究.

E-mail: yanquanshu@163.com

(陈 靖 编辑)

武质岩石中的斜长石矿物化学数据,并进行了玄武岩成岩温度的研究,探讨了本区玄武岩岩浆过程,为更深入了解马里亚纳海槽扩张中心的岩浆活动提供证据。

1 地质背景及样品描述

马里亚纳海槽是菲律宾海板块 4 个弧后盆地(其他 3 个为西菲律宾海盆、四国海盆和帕里西维拉海盆)中面积最小、时代最年轻的海盆^[28]。海槽东西最大宽度约为 250 km(143°00'~145°30' E,18°N 附近),平均宽 100~120 km,南北长约 1 200 km,呈向东突出的新月形(图 1)。海槽东部与马里亚纳火山弧相邻,西部与不活动的西马里亚纳残留脊(因马里亚纳海槽打开而终止活动并残留下来)相邻,海槽向北变窄,海槽最北端为西马里亚纳残留脊和马里亚纳现代活动火山弧交汇处(143°E,24°N 附近),向南终止于接近马里亚纳海沟挑战者深渊(Challenger's Deep)(142°35'30"E,11°22'24"N)附近的位置^[23]。马里亚纳海槽水深变化在

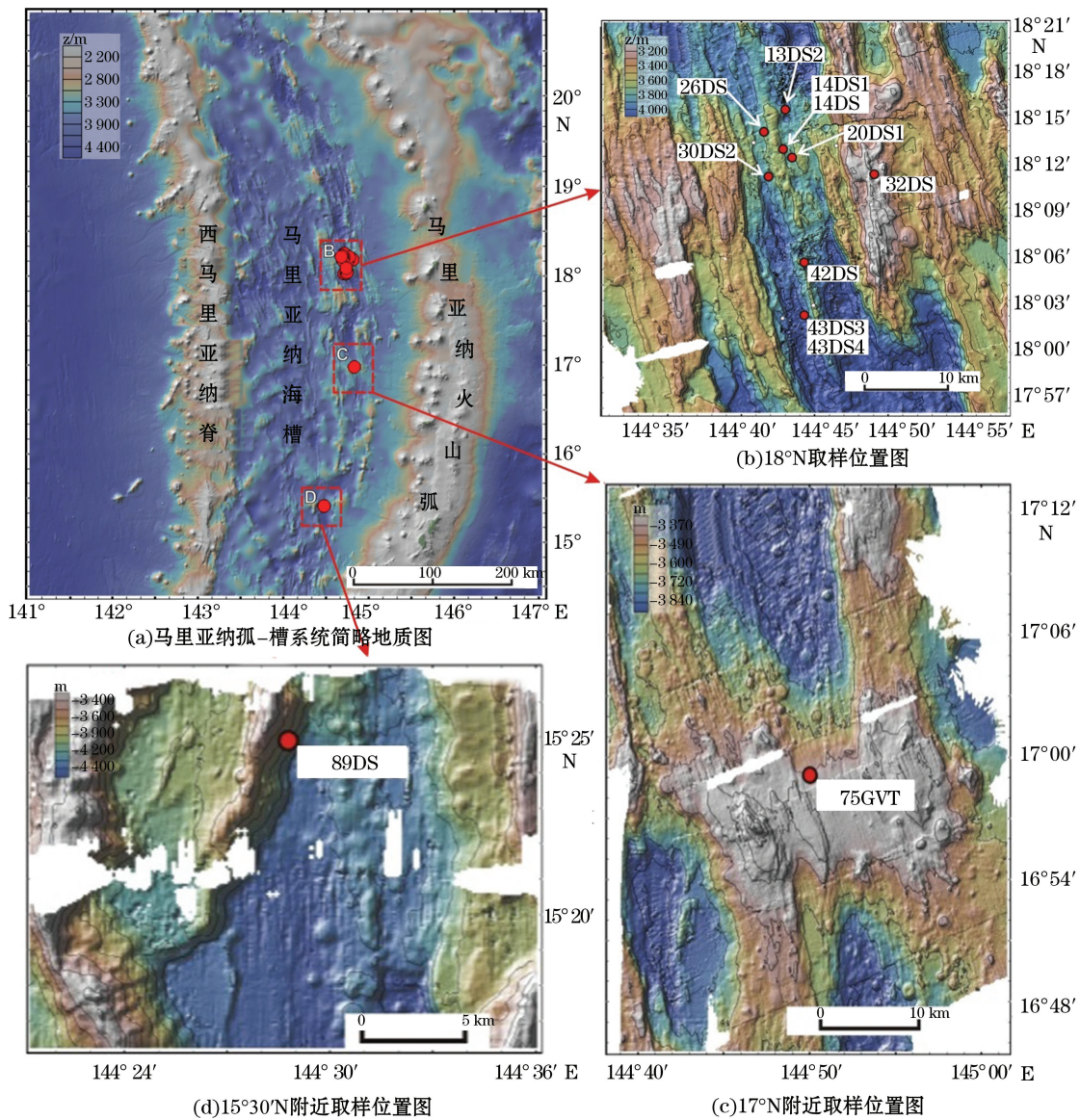


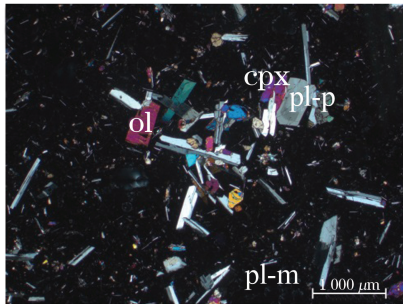
图 1 马里亚纳海槽岩石取样位置

Fig.1 Sampling locations for basaltic rocks from the Mariana Trough

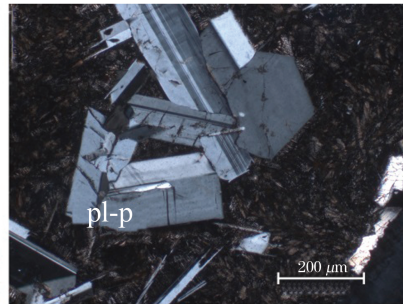
2 000~5 000 m,一般水深为 3 500~4 500 m^[29]。马里亚纳海槽正处于活跃的扩张阶段,扩张自南向北,弧后扩张大约起始于 8 Ma,在约 5 Ma 左右形成了海底扩张^[30]。海槽扩张中心区域具有与慢速扩张中脊区域洋壳相似的结构,地震剖面显示弧后地壳厚度为 5~7 km^[31]。此外,一些研究显示海槽地壳结构具有极其不均一的特征:海槽洋壳沿着扩张轴走向向北(21°N 以北)以及远离 18°N 附近的扩张轴向西增厚^[32-33]。从扩张时代上看,马里亚纳海槽属于西太平洋地区边缘海盆 3 个扩张幕中最晚的 1 个扩张幕:晚中新世—第四纪,同一扩张幕的边缘海盆还有冲绳海槽、马里亚纳海槽、北斐济、劳海盆、哈维海槽及伍德拉克海等^[34-35]。Martinez 等^[36]沿海槽扩张中心走向,将扩张轴分为 4 部分:1)北火山—构造活动带(22°06′~24°00′N);2)南火山—构造活动带(21°00′~22°06′N);3)中央地堑(19°42′~21°00′N);4)慢速海底扩张区(15°00′~19°42′N)。其中前两部分处于增生裂解阶段,可能同时“捕获”了岛弧及弧后岩浆作用;后两部分显示了良好的海底扩张样式^[23,34]。而海槽 13°10′N 以南扩张中心类似于快速扩张脊,其岩浆供给可能受靠近岛弧因素的影响而增强^[37-38]。因此海槽南北扩张速率有着较大差异,半扩张速率在 16°~18°N 区域估计为 1.5~2.2 cm/a^[28-29,39]。

DSDP(深海钻探计划)、ODP(大洋钻探计划)、IODP(综合大洋钻探计划)计划实施以来,涉及马里亚纳海槽区域的航次调查获取了大量的沉积物和基岩样品,如 DSDP 60 航次近垂直于马里亚纳弧—槽系统进行了多个孔位的钻探研究^[34,39]。本研究的玄武岩样品来自 1988-07—08 中国—联邦德国马里亚纳和西菲律宾海盆海洋地质联合调查(简称“马里亚纳 I”计划)以及 1990-07—08 的中德合作“太阳”号第 69 航次(简称马里亚纳 II 计划)。在这 2 个航次调查期间,利用拖网(DS)和电视抓斗(TVG)分别在海槽扩张中心 18°N,17°N,15°30′N 附近获取了丰富的、新鲜玄武质岩石和玻璃样品(图 1)^[40-43],涉及的玄武质岩石块状样品取样位置经纬度及水深见图 1 和表 1。其中,18°N 附近的样品采集于由 Hussong 和 Freyer^[44] 辨识出的 18°N 附近(17°30′~18°20′N)弧后扩张中心的轴向地堑(图 1b)。

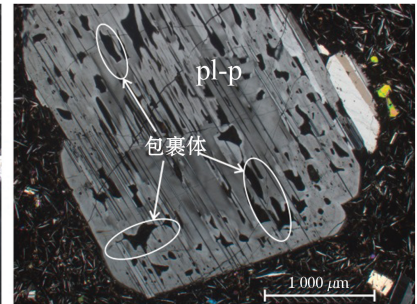
(a)熔蚀的橄榄石或单斜辉石与斜长石斑晶
交生在一起呈聚斑状集合体(14DS1样品)



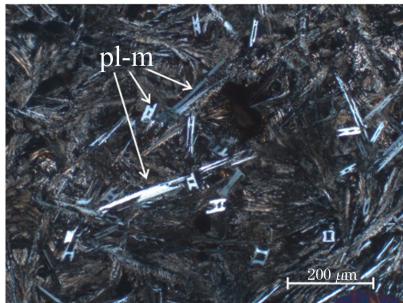
(b)环带清晰致密的
斜长石斑晶(20DS1样品)



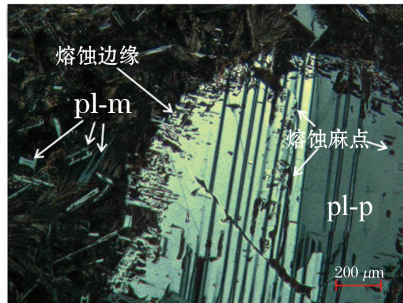
(c)斜长石聚片双晶,斑晶分带处
包含有大量熔体包裹体(42DS样品)



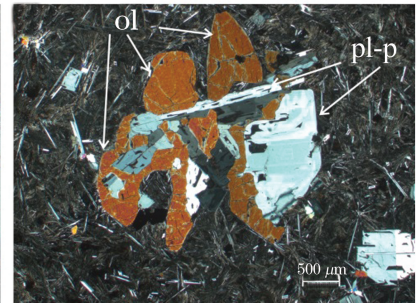
(d)针状、板条状斜长石微晶,
分布杂乱,中空骸晶结构(89DS样品)



(e)聚片双晶,具有强熔蚀的
边缘及大量熔蚀麻点(89DS样品)



(f)熔蚀的橄榄石或单斜辉石与斜长石斑晶
交生在一起呈聚斑状集合体(89DS样品)



注:pl-p:斜长石斑晶;pl-m:斜长石微晶;ol:橄榄石;cpx:单斜辉石

图 2 马里亚纳海槽玄武岩代表性样品的斜长石的斑晶、微晶镜下特征(均为正交偏光)

Fig.2 Petrographic characteristics of plagioclase phenocrysts and microlites in representative samples from the Mariana Trough (images obtained by polarizing microscope)

本研究所涉及的马里亚纳海槽玄武岩样品的蚀变程度都很低,总体特征为灰黑色,斑状结构,气孔构造。镜下观察到斑晶矿物主要有斜长石、单斜辉石、橄榄石,斑晶质量分数为 15%~35%,其中斜长石斑晶约占斑晶总量的 70%以上。各样品之间,斑晶矿物在含量、每种斑晶所占比例及斑晶形态上稍有差别。基质主要为火山玻璃和斜长石、单斜辉石、橄榄石微晶等,形成间粒-间隐结构。副矿物有磁铁矿、尖晶石(很少)(图 2)。斜长石斑晶根据粒径大小可分为大小两组:大者 0.3 mm×1 mm~2 mm×6 mm,小者 0.1 mm×0.4 mm~0.2 mm×0.8 mm。斜长石斑晶自形,具有聚片双晶结构、环带结构,环带的稀疏-致密程度在样品之间有一定差异;常见各种熔蚀结构和冷凝边,系岩浆上升,压力降低时发生熔蚀作用并在骤冷的条件下形成(图 2a)。更大的斜长石斑晶通常包含更多的熔体和流体包裹体(如图 2c)。斜长石微晶呈板条状、针状,长 0.1~0.5 mm,横截面近方形,边长 0.01~0.03 mm,杂乱分布在火山玻璃中,有时基质斜长石微晶在小范围(如气孔周围、表层玄武玻璃内)内呈定向排列。许多斜长石微晶可见中空骸晶结构,表明这样的斜长石微晶在淬冷条件下迅速形成。

3 结果及讨论

斜长石矿物的电子探针成分分析是在国家海洋局第一海洋研究所海洋沉积与环境地质实验室的日本 JEOL 公司 JXA-8230 型电子探针分析仪上完成的。仪器工作条件:加速电压 15 kV,电子束流约 2×10^{-8} A,电子束斑 1 μ m,定量分析检出限约 100×10^{-6} 。采用钾长石、钠长石、钙长石及氧化物组合标样,ZAF 法校正。本次分析 RSD 介于 $\pm 2\%$ 。图像分析采用背散射电子图像及二次电子图像。斜长石斑晶和微晶化学成分分类图见图 3。图 3a 中样品号为 13DS2,14DS,14DS1,20DS1,26DS,32DS,43DS3,43DS4,30DS2;图 3b 中样品号为 71GTV;图 3c 中样品号为 89DS。斜长石寄主岩石全岩主量元素的测试工作在冶金地质山东局测试中心利用 ICP-MS 完成(另文详细研究),本文所用到的部分主量数据列于表 1,电子探针分析结果列于表 2。

表 1 马里亚纳海槽玄武岩样品位置及部分全岩主量元素数据

Table 1 Information for sampling locations and part of whole-rock major oxides compositions of basaltic rocks or glasses

样 品	经纬度	Z/m	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	Mg [#]
13DS2	144°49'03"E,18°11'13"N	3 373	51.57	16.70	10.57	3.03	0.60
14DS	144°42'49"E,18°12'49"N	3 940	51.80	16.62	10.58	3.11	0.60
14DS1	144°42'49"E,18°12'49"N	3 940	51.80	16.86	10.34	3.01	0.59
20DS1-G	144°43'29"E,18°12'15"N	3 870	52.35	15.60	9.63	3.38	0.53
26DS	144°41'34"E,18°13'56"N	3 800	51.27	16.96	10.66	2.82	0.65
71GTV-G	144°50'29"E,16°59'07"N	3 314	48.83	16.26	12.61	2.51	0.67
89DS	144°28'47"E,15°24'56"N	3 870	50.27	17.42	10.92	3.01	0.62
32DS	144°49'03"E,18°11'13"N	3 373	52.52	16.20	10.61	3.06	0.60
43DS3	144°44'17"E,18°02'02"N	4 170	51.63	17.15	10.70	2.69	0.64
42DS	144°44'17"E,18°05'28"N	4 120	50.43	17.17	10.90	2.96	0.63
30DS2	144°41'51"E,18°11'05"N	3 790	50.79	17.50	11.56	2.47	0.68
43DS4	144°44'17"E,18°02'02"N	4 170	51.37	16.84	10.56	2.69	0.63

注:样品尾标 G 表示测试所用样品为火山玻璃

续表

样品号	测点位置	测点个数	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	MnO	NiO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeOT	总量	An			
															平均值	范围		
32DS	斑晶(7)	31	平均值	49.84	31.16	14.74	2.66	0.04	0.21	0.02	0.03	0.04	0.01	0.42	99.17	75.3	59.6~82.4	
			标准差	1.544	1.157	1.131	0.652	0.017	0.055	0.024	0.037	0.034	0.012	0.119	0.400	5.991		
	微晶(5)	5	平均值	52.60	29.28	12.78	3.82	0.05	0.26	0.02	0.05	0.07	0.02	0.73	99.69	64.7	62.9~67.0	
			标准差	0.279	0.189	0.265	0.139	0.009	0.033	0.028	0.053	0.009	0.024	0.061	0.282	1.310		
42DS	斑晶(3)	39	平均值	49.52	31.40	14.73	2.59	0.03	0.19	0.01	0.02	0.04	0.02	0.35	98.89	75.7	67.1~83.9	
			标准差	1.159	0.787	0.800	0.446	0.013	0.045	0.017	0.029	0.032	0.023	0.072	0.484	4.145		
	微晶(3)	3	平均值	51.82	29.35	12.85	3.73	0.04	0.26	0.04	0.06	0.08	0.03	0.75	99.02	65.4	63.0~68.8	
			标准差	0.626	0.039	0.374	0.191	0.011	0.039	0.038	0.084	0.053	0.043	0.071	0.505	1.767		
43DS3	斑晶(6)	16	平均值	49.87	31.50	14.87	2.66	0.06	0.18	0.01	0.03	0.05	0.02	0.48	99.73	75.3	67.3~78.8	
			标准差	0.948	1.079	0.742	0.338	0.019	0.027	0.011	0.044	0.033	0.019	0.089	0.952	3.250		
	微晶(2)	2	平均值	52.43	29.44	12.68	3.76	0.13	0.19	0.00	0.01	0.07	0.03	0.81	99.55	64.5	58.0~71.0	
			标准差	1.839	1.381	1.389	0.637	0.046	0.012	0.000	0.005	0.032	0.005	0.182	0.013	6.475		
43DS4	斑晶(3)	9	平均值	49.48	32.71	16.04	2.22	0.06	0.17	0.00	0.02	0.04	0.02	0.49	101.24	79.7	73.5~87.5	
			标准差	1.326	0.966	0.905	0.508	0.022	0.047	0.000	0.000	0.029	0.027	0.018	0.121	0.285	4.652	
	微晶(2)	2	平均值	51.73	30.14	14.13	3.15	0.10	0.33	0.03	0.04	0.07	0.02	1.06	100.83	70.8	66.1~75.8	
			标准差	1.354	1.219	0.931	0.398	0.011	0.108	0.023	0.058	0.069	0.017	0.368	0.444	3.969		
71GTV	斑晶(6)	23	平均值	49.54	31.37	14.86	2.58	0.04	0.23	0.02	0.01	0.03	0.02	0.40	99.09	76.0	65.9~84.8	
			标准差	1.455	0.887	0.924	0.570	0.016	0.038	0.025	0.023	0.026	0.020	0.089	0.511	5.154		
	微晶(2)	2	平均值	51.54	29.80	13.45	3.34	0.05	0.33	0.02	0.03	0.05	0.03	0.62	99.25	68.9	62.5~75.4	
			标准差	0.988	1.077	0.888	0.532	0.016	0.071	0.024	0.035	0.013	0.011	0.212	0.397	4.816		
89DS	斑晶(4)	15	平均值	50.46	31.03	14.35	2.89	0.05	0.19	0.01	0.02	0.04	0.01	0.38	99.44	73.0	56.6~80.4	
			标准差	1.732	1.345	1.348	0.720	0.018	0.029	0.015	0.032	0.036	0.023	0.052	0.379	6.765		
	微晶(2)	2	平均值	51.88	29.56	13.20	3.53	0.06	0.26	0.03	0.02	0.05	0.03	0.65	99.28	67.1	62.5~70.3	
			标准差	0.760	0.761	0.680	0.326	0.017	0.042	0.023	0.030	0.021	0.027	0.103	0.330	3.168		

3.1 斜长石斑晶化学成分及意义

海槽 18°N 附近玄武岩中斜长石斑晶 An 值 53~88, 平均值 76; 17°N 附近斜长石斑晶 An 值 66~85, 平均值 76; 15°30'N 附近斜长石斑晶 An 值 57~80, 平均值 73, 属于拉长石—培长石, 以培长石为主, 少数斑晶边缘为拉长石(图 3)。斑晶边缘的 An 值稍低或者接近于微晶斜长石成分, 典型如: 20DS1 样品中斜长石斑晶 20DS1-pl-01、20DS1-pl-02 边缘 An 值 54.2 和 53(表 3)稍低于微晶斜长石 An 值平均值 59(表 2); 32DS 样品中斜长石斑晶 32DS-pl-10 边缘 An 值 68.1(表 3)接近微晶斜长石 An 值平均值 65(表 2)。

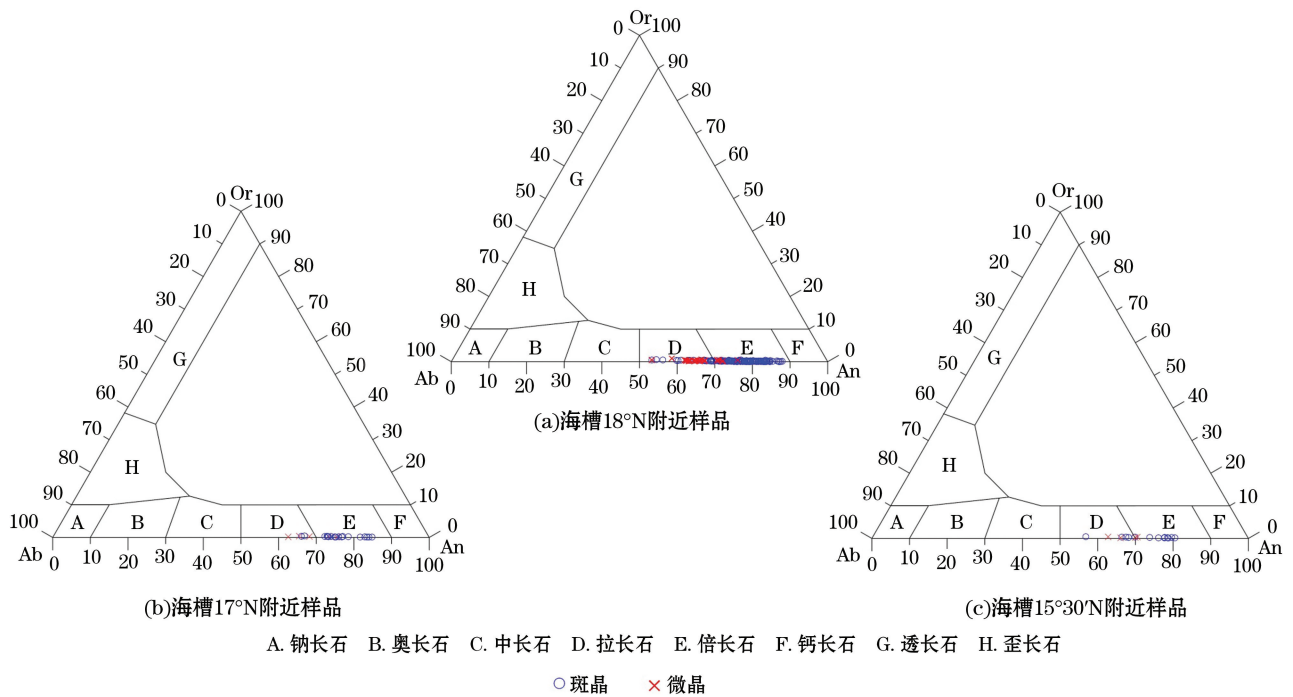


图 3 斜长石化学成分分类图

Fig.3 Plots of classifications of plagioclase species in terms of their compositions

张国良等^[20]认为小范围内获得的不同分异程度的玄武岩表明岩浆房内同时存在岩浆成分的多样性, 并不意味着强烈岩浆混合作用。然而, 如果玄武岩中斜长石斑晶具有多个反环带, 则说明岩浆经历了周期性的混合作用。玄武岩 $Mg^{\#}$ 一般认为代表岩浆的演化分异程度, 相对于高 $Mg^{\#}$ 岩浆, 低 $Mg^{\#}$ 岩浆一般经历了更长的岩浆滞留时间。本次研究样品中背散射图像观察到的两个粒径相近的具有环带结构的斜长石斑晶, 低 $Mg^{\#}$ 值样品 20DS1 ($Mg^{\#} = 0.53$) 中的环带斜长石斑晶 20DS1-pl-01(图 4a) 较之 $Mg^{\#}$ 值稍高的样品 32DS ($Mg^{\#} = 0.6$) 中的环带斜长石斑晶 32DS-pl-10(图 4b), 前者具有更多、更加密集的反环带结构。同时利用电子探针对上述两个斜长石沿垂直环带方向从核部到边部, 选取间距疏密相近的测点进行测试获得的 An 值波动曲线, 也显示出 20DS1-pl-01 至少具有 2 个以上的反环带结构, 而 32DS-pl-10 可能至少存在一个以上(图 4)。另外, 32DS 样品相比 20DS1 样品中的环带斜长石斑晶具有 An 值更高的核部(表 3), 后者的核部 An 值与前者斑晶中间部位(图 4b 测点 3) An 值相当, 表明 20DS1 样品相对于 32DS 样品的环带斜长石核部形成于更加演化的岩浆环境。因此这 2 个环带斜长石斑晶剖面的 An 值波动形式及变化范围的差异, 记录了斜长石斑晶在分离结晶时经历不同周期的岩浆混合作用; 结合这两个环带斜长石斑晶寄主岩石的 $Mg^{\#}$ 值差异, 共同指示马里亚纳海槽扩张中心轴部地堑很小范围获得的玄武岩样品经历的岩浆滞留时间以及岩浆混合作用的周期存在一定程度的差异。

本次研究中典型环带结构的斜长石晶体最外层均为正环带, 即边缘的 An 值骤降, 如 20DS1-pl-01 边缘

An 值由 75→69→54, 20DS1-pl-02 边缘 An 值由 72→52, 32DS-pl-10 边缘 An 值由 78→68(表 3), 代表岩浆喷出时的快速冷却阶段; 同时这 2 个玄武岩样品中环带斜长石斑晶边缘的 An 值变化范围接近, 表明其淬冷时所处物理化学环境接近。

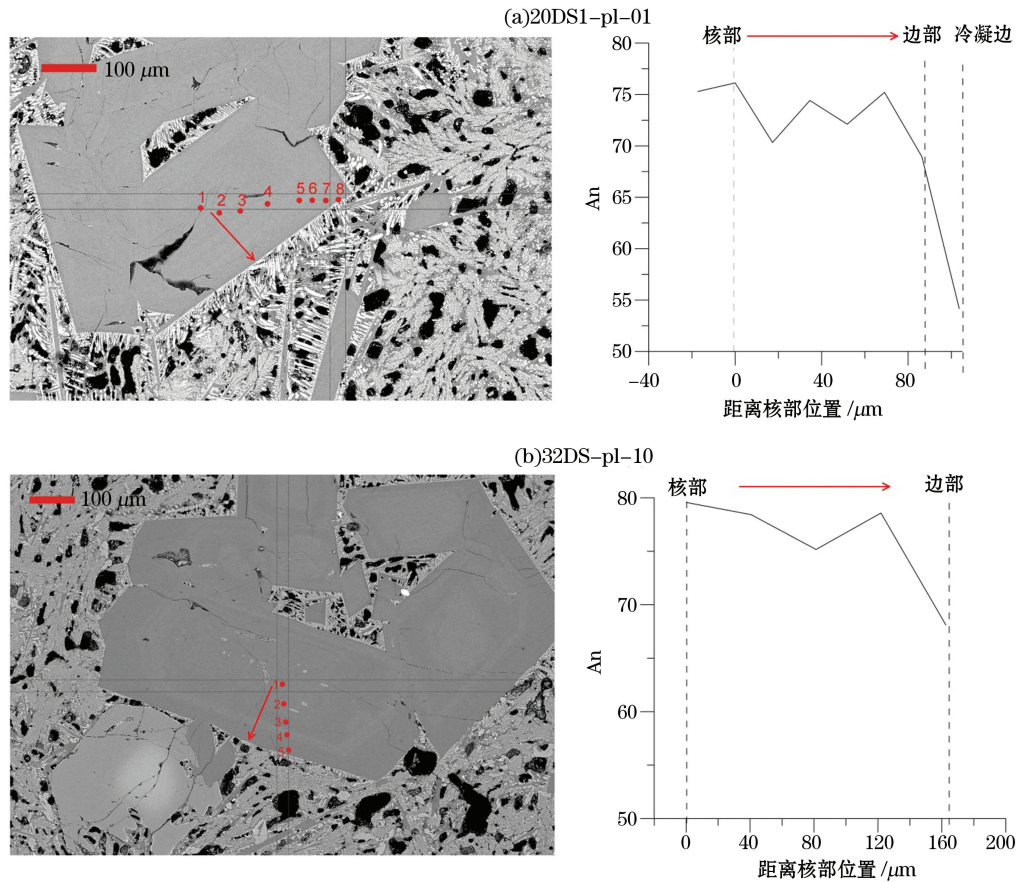


图 4 典型环带斜长石斑晶背散射图像(左)及从核到边的 An 值波动曲线(右)

Fig.4 Backscattered Electron Images (BSEs) for typical zoned plagioclase phenocrysts (left) and the variational curves for An values (from core to rim, right)

3.2 斜长石微晶化学成分及意义

海槽 18°N 附近样品的斜长石微晶 An 值为 58~75, 平均值为 66; 海槽 17°附近斜长石微晶 An 值为 63~75, 平均值 69, 海槽 15°N 附近斜长石微晶 An 值 63~70, 平均值 67, 属于拉长石—培长石, 以拉长石为主, 样品 30DS2 中斜长石微晶 An 值达到培长石(表 2)。斜长石斑晶与微晶的 An 值范围有很大一部分重合。从采样位置来看, 海槽中这 3 个位置的斜长石微晶 An 值基本相近, 结合着 3 处样品都具有相似的斜长石斑晶熔蚀现象、熔蚀麻点以及前述斜长石斑晶冷凝边具有普遍接近的 An 值, 共同说明这 3 个位置喷发的玄武岩岩浆具有相似的岩浆上涌喷发通道结构以及海底淬冷环境。

表 3 典型环带斜长石斑晶成分

Table 3 Compositions of typical zoned plagioclase phenocrysts

寄主岩石样品号	矿物编号	测试 序号	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	MnO	TiO ₂	FeO	总 量	以 8 个氧原子计算的阳离子数						
													Si	Al	Ca	Na	K	An	
20DS1		1	49.94	31.78	14.62	2.63	0.04	0.17	0.03	0.07	0.07	0.50	99.77	2.292	1.719	0.719	0.234	0.002	75.3
		2	49.84	31.88	14.92	2.56	0.04	0.16	0.04	0.06	0.06	0.53	100.04	2.285	1.722	0.733	0.228	0.002	76.1
		3	50.98	30.48	13.96	3.22	0.05	0.15	0.00	0.07	0.07	0.45	99.37	2.345	1.652	0.688	0.287	0.003	70.3
		4	49.77	31.21	14.46	2.71	0.05	0.12	0.00	0.05	0.05	0.54	99.04	2.303	1.702	0.717	0.243	0.003	74.4
		5	50.66	30.75	14.25	3.02	0.04	0.15	0.00	0.09	0.09	0.47	99.48	2.331	1.667	0.702	0.269	0.002	72.1
		6	49.58	31.14	14.71	2.66	0.03	0.14	0.08	0.02	0.02	0.49	98.86	2.298	1.702	0.731	0.239	0.002	75.2
		7	51.17	30.26	13.60	3.34	0.07	0.16	0.01	0.00	0.00	0.57	99.18	2.357	1.643	0.671	0.298	0.004	69.0
		8	54.68	26.78	10.85	5.00	0.11	0.42	0.03	0.03	0.03	1.08	99.02	2.525	1.457	0.537	0.448	0.006	54.2
20DS1-pl-01		1	49.55	31.23	14.41	2.83	0.04	0.15	0.01	0.06	0.06	0.45	98.75	2.298	1.707	0.716	0.254	0.002	73.6
		2	51.56	30.33	13.76	3.37	0.05	0.17	0.03	0.02	0.02	0.47	99.88	2.360	1.636	0.675	0.299	0.003	69.1
		3	50.99	30.64	14.28	3.00	0.06	0.14	0.00	0.01	0.01	0.54	99.66	2.339	1.657	0.702	0.266	0.003	72.3
		4	50.49	30.86	14.15	3.01	0.03	0.17	0.00	0.00	0.00	0.57	99.33	2.326	1.676	0.699	0.269	0.002	72.0
		5	55.41	27.18	10.57	5.12	0.09	0.34	0.00	0.12	0.12	0.87	99.74	2.530	1.462	0.517	0.453	0.005	53.0
32DS	32DS-pl-10	1	48.62	31.73	15.69	2.22	0.02	0.28	0.03	0.05	0.05	0.33	99.05	2.257	1.736	0.781	0.199	0.001	79.6
		2	49.48	31.98	15.41	2.34	0.01	0.23	0.00	0.05	0.05	0.36	99.95	2.271	1.730	0.758	0.208	0.000	78.4
		3	49.82	31.37	14.74	2.67	0.03	0.26	0.03	0.00	0.00	0.35	99.39	2.297	1.705	0.728	0.239	0.002	75.2
		4	49.02	31.89	15.62	2.33	0.03	0.21	0.00	0.00	0.00	0.44	99.58	2.261	1.734	0.772	0.209	0.002	78.6
		5	51.97	30.16	13.49	3.46	0.05	0.20	0.00	0.04	0.04	0.47	99.91	2.374	1.624	0.660	0.306	0.003	68.1

注: 测试序号对应矿物测试位置标示于图 4 背散射电子图像中

与琉球岛弧、冲绳海槽、南大西洋洋中脊、琉球岛弧、东海陆架以及南海的玄武岩中的斜长石 An 值对比,发现马里亚纳海槽玄武岩中斜长石斑晶 An 变化范围与冲绳海槽玄武岩中斜长石斑晶 An 值范围最为接近(表 4)。斜长石基质微晶是岩浆喷发淬冷时的产物,因此其 An 值与喷出位置水深(可换算成静水压力)可能有一定关系,具体体现在假定温度恒定的前提下,水深增大、水压的升高会导致晶出的斜长石 An 增大^[44]。本研究获得的马里亚纳海槽玄武岩样品相对于其他区域具有更深的产出水深,与同为扩张环境的冲绳海槽、南大西洋中脊相比,本区斜长石微晶 An 值高于后两者,这可能反映了水深对斜长石微晶 An 值的影响。

表 4 马里亚纳海槽与其他区域玄武岩中斜长石 An 值对比

Table 4 Comparison of An values of plagioclases in basaltic rocks from the Mariana Trough and other areas

地 区	Z/m	寄主岩石特征			斜长石 An 值		文 献
		矿物组合	斑晶质量 百分数/%	基质质量 百分数/%	斑晶	微晶	
马里亚纳海槽	3 314~4 170	pl+cpx+ol	15~35	65~85	53~88	58~75	本研究
冲绳海槽	1 000~2 719	pl+cpx+ol+opx	约 50	约 50	59~86	61~67	文献[21]
琉球岛弧	—	pl+cpx+ol+opx	29~35	60~73	70~79	55~67	转引自文献[22]
南大西洋洋中脊	2 700~3 500	pl+ol	约 15	约 85	69~74	65~68	文献[50]
东海陆架边缘	196	pl+cpx+ol+opx	约 35	约 65	57~59	57~61	文献[22]
南海	910~2 280	pl+ol+cpx	约 15	约 85	46~54	38~46	文献[14]

注:pl 为斜长石,cpx 为单斜辉石,opx 为斜方辉石,ol 为橄榄石;“—”表示无数据

3.3 斜长石结晶温度计算及其意义

岩浆发生部分分离结晶时的温度和压力是检验岩浆运移和流体演化模型的关键信息^[12]。因为斜长石的形成与其所处的物理化学环境(尤其是温度、压力)密切相关,斜长石+熔体温度计是最早被应用估计岩浆系统温度的地质温度计之一,利用斜长石-熔体成分对平衡温度压力的估算前人已经提出了较多的公式和校正方法^[7-13],本次研究为了方便与其他区域研究结果进行对比,利用 Kudo 和 Weill^[7]的斜长石温度标定公式对本区的斜长石斑晶和微晶结晶温度进行计算。计算公式如下:

$$\frac{\ln \lambda}{\sigma} + 1.29 \times \frac{10^4 \varphi}{T} = 11.05 \times 10^{-3} T - 17.86 \quad (P = 0.05 \text{ GPa}), \quad (1)$$

$$\frac{\ln \lambda}{\sigma} + 1.29 \times \frac{10^4 \varphi}{T} = 11.14 \times 10^{-3} T - 17.67 \quad (P = 0.1 \text{ GPa}), \quad (2)$$

式中: T 为热力学温度(K); $\lambda = (X_{\text{Na}} * X_{\text{Si}}) / (X_{\text{Ca}} * X_{\text{Al}})_{\text{熔体}}$; $\sigma = X_{\text{Ab}} / X_{\text{An}}$ 。本研究中以上 2 个公式中涉及熔体成分均采用寄主岩石的全岩化学成分(表 1)。

根据上述公式及说明,本文利用电子探针分析数据及寄主全岩数据对斜长石斑晶及微晶的温度分别进行了计算,斜长石斑晶用公式(1)计算,微晶用公式(2)计算。将斜长石结晶温度计算结果换算为摄氏度($^{\circ}\text{C}$),平均值列于表 5。

值得注意的是该公式计算的斜长石斑晶温度并不能代表源区的实际温度,而可能是演化之后岩浆的温度,源区温度应高于本文所计算的温度。先前研究已经注意到熔体中水的含量对斜长石-熔体平衡温度估计的影响^[13,45-46]。马里亚纳海槽弧后盆地玄武岩的含水量(结晶水范围约为 0.2%~2.0%,估计值引自[48])超过了正常大洋中脊玄武岩的含水量(约为 0.21%,估计值引自[49])上限,但含水量依然显著低于岛弧玄武岩。因此我们认为本文利用 Kudo 和 Weill^[7]的公式的计算结果与陈小明等^[21]计算的冲绳海槽玄武岩中斜长石结晶温度可进行直接比较,而与正常大洋中脊玄武岩以及岛弧区玄武岩斜长石计算结果对比时,应考虑岩浆含水量引起斜长石结晶温度的差异,具体表现为更高含水量的岩浆具有实际上更低的斜长石结晶温度。

表 5 根据 Kudo 和 Weill^[7] 标定公式计算的斜长石结晶温度Table 5 Crystallization temperatures of plagioclases calculated by the formula of Kudo and Weill^[7]

样品号	测点位置	测点个数	$t/^\circ\text{C}$	样品号	测点位置	测点个数	$t/^\circ\text{C}$
13DS2	斑晶(2)	9	1 091~1 212	42DS	斑晶(3)	39	1 047~1 117
	微晶(2)	2	1 102~1 103		微晶(3)	3	1 043~1 077
14DS	斑晶(7)	22	1 017~1 160	43DS3	斑晶(6)	16	1 020~1 050
	微晶(6)	6	1 035~1 070		微晶(2)	2	1 045~1 064
14DS1	斑晶(5)	13	1 045~1 072	43DS4	斑晶(3)	9	1 037~1 125
	微晶(3)	3	1 032~1 064		微晶(2)	2	1 056~1 082
20DS1	斑晶(2)	13	1 008~1 157	71GTV	斑晶(6)	23	984~1 020
	微晶(2)	2	1 047~1 104		微晶(3)	5	1 044~1 058
30DS2	斑晶(4)	11	975~1 005	89DS	斑晶(4)	15	1 030~1 095
	微晶(3)	3	979~999		微晶(2)	2	1 075~1 091
32DS	斑晶(7)	31	1 032~1 160	26DS	斑晶(4)	8	1 030~1 119
	微晶(5)	5	1 039~1 085				

结合以上说明,本次研究主要将马里亚纳海槽与冲绳海槽玄武岩中斜长石结晶温度特征进行比较(表 6)。马里亚纳海槽 18°N 附近玄武岩样品斜长石斑晶结晶温度 975~1 212 °C(平均值 1 077 °C),17°N 附近结晶温度为 984~1 020 °C(平均值 1 006 °C),15°30'N 附近结晶温度为 1 030~1 095 °C(平均值 1 068 °C),明显低于冲绳海槽玄武岩中斜长石斑晶的结晶温度 1 214~1 280 °C(平均值 1 250 °C)。马里亚纳海槽 18°N 附近玄武岩样品斜长石微晶结晶温度 979~1 104 °C(平均值 1 063 °C),17°N 附近结晶温度为 1 044~1 058 °C(平均值 1 052 °C),15°30'N 附近结晶温度为 1 081~1 091 °C(平均值 1 084 °C),略高于冲绳海槽玄武岩斜长石微晶结晶温度范围 1 012~1 060 °C,反映了这 2 个弧后扩张区域的岩浆喷出淬冷结晶时的水深的差异。整体上,本区斜长石(斑晶+微晶)结晶温度范围为 975~1 212 °C,斜长石微晶与斑晶的形成温度范围极为接近,与冲绳海槽的整体斜长石结晶温度 920~1 280 °C 相比范围更窄,这暗示了,与处于陆缘背景的、初始弧后扩张的冲绳海槽相比,马里亚纳海槽(洋内弧后盆地)岩浆过程所经历的物理化学环境可能相对更稳定。此外,本区斜长石形成温度类似于南大西洋慢速扩张中脊玄武岩的斜长石结晶温度^[50]。

表 6 马里亚纳海槽、冲绳海槽及南大西洋中脊的玄武岩中斜长石结晶温度对比

Table 6 Comparison of crystallization temperatures of plagioclases of basaltic rocks from the Mariana Trough, the Okinawa Trough, and the southern mid-Atlantic ridge

地 区	结晶温度/°C			文 献
	斑晶	微晶	整体斜长石	
马里亚纳海槽	18°N 附近	975~1 212	979~1 104	本研究
	17°N 附近	984~1 020	1 004~1 058	
	15°30'N 附近	1 030~1 095	1 081~1 091	
冲绳海槽	1 214~1 280	920~1 060	920~1 280	文献[21]
南大西洋慢速扩张中脊	1 084~1 220	1 048~1 111	1 048~1 220	文献[49]

4 结 论

本文对马里亚纳海槽 3 个区域构造位置的 12 个拖网站位的海底熔岩样品内的斜长石矿物开展了详细

的矿物化学研究,获得了如下新认识:

1)马利亚纳海槽玄武岩中斜长石矿物具有2种产出类型:斑晶和微晶。斜长石斑晶常具有聚片双晶结构、环带结构、偶见熔蚀结构和冷凝边;斜长石微晶呈半定向或杂乱分布在火山玻璃中,其中骸晶结构表明斜长石微晶在淬冷的条件下迅速形成。

2)海槽18°N附近获取的玄武岩样品中环带斜长石斑晶环带数与其寄主岩石 $Mg^{\#}$ 值呈负相关,指示在马利亚纳海槽扩张中心轴部地堑的很小范围内获得的玄武岩样品在经历的岩浆滞留时间以及岩浆混合作用周期上存在一定程度的差异。

3)海槽18°N,17°N和15°30'N附近这3个位置的玄武岩中斜长石斑晶边部及斜长石微晶的 A_n 值接近,表明这三个位置的岩浆活动具有相似的岩浆上涌喷发通道结构及海底淬冷环境。与冲绳海槽相比,马利亚纳海槽玄武岩具有更深的平均产出水深;同时本区斜长石微晶 A_n 值总体上略高于前者,这可能反映了水深对斜长石微晶 A_n 值的影响。

4)本区斜长石斑晶的形成温度低于冲绳海槽,斜长石结晶温度范围整体上比冲绳海槽更窄,暗示与处于陆缘背景的、初始弧后扩张的冲绳海槽相比,马利亚纳海槽(洋内弧后盆地)岩浆过程所经历的物理化学环境可能相对更稳定。微晶斜长石结晶温度略高于冲绳海槽,反映出两个弧后扩张区域岩浆喷出淬冷结晶时的水深的差异。

致谢:刘焱光和吴世迎研究员提供本研究的岩石样品及修改意见。

参考文献(References):

- [1] GROVE T L, BAKER M B, KINZLER R J. Coupled CaAl-NaSi diffusion in plagioclase feldspar: experiments and applications to cooling rate speedometry[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1984, 48(10): 2113-2121.
- [2] NIXON G T, PEARCE T H. Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase; the record of magma mixing and phenocryst recycling in calc-alkaline magma chambers, Iztaccihuatl Volcano, Mexico[J]. *American Mineralogist*, 1987, 72(11-12): 1144-1162.
- [3] PEARCE T H, RUSSELL R J K. Laser-interference and Nomarski interference imaging of zoning profiles in plagioclase phenocrysts from the May 18, 1980' eruption of Mount St. Helens, Washington[J]. *American Mineralogist*, 1987, 72(11-12): 1131-1143.
- [4] KAWAMOTO T. Dusty and honeycomb plagioclase: indicators of processes in the Uchino stratified magma chamber, Izu Peninsula, Japan [J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1992, 49(3): 191-208.
- [5] KURITANI T. Boundary layer crystallization in a basaltic magma chamber: evidence from Rishiri Volcano, northern Japan[J]. *Journal of Petrology*, 1998, 39(9): 1619-1640.
- [6] GINIBRE C, KRONZ A, WOERNER G. High-resolution quantitative imaging of plagioclase composition using accumulated backscattered electron images; new constraints on oscillatory zoning[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2002, 142(4): 436-448.
- [7] KUDO A M, WEILL D F. An igneous plagioclase thermometer[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1970, 25(1): 52-65.
- [8] MATHEZ E A. Refinement of the Kudo-Weill plagioclase thermometer and its application to basaltic rocks [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1973, 41(1): 61-72.
- [9] SUGAWARA T. Ferric iron partitioning between plagioclase and silicate liquid; thermodynamics and petrological applications[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2001, 141(6): 659-686.
- [10] GHIORSO M S, SACK R O. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1995, 119(2-3): 197-212.
- [11] GHIORSO M S, HIRSCHMANN M M, REINERS P W, et al. The pMELTS: A revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2002, 3(5): 1-35.
- [12] PUTIRKA K D. Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations[J]. *American Mineralogist*, 2005, 90(2-3): 336-346.
- [13] LANGE R A, FREY H M, HECTOR J. A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer[J]. *American Miner-*

- alogist, 2009, 94(4): 494-506.
- [14] YAN Q S, SHI X F, LIU J H, et al. Chemical composition of plagioclase in Cenozoic alkali basalt from the South China Sea[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 2008, 28(2): 135-142. 鄢全树, 石学法, 刘季花, 等. 南海新生代碱性玄武岩中斜长石矿物的化学成分及意义[J]. *矿物学报*, 2008, 28(2): 135-142.
- [15] TURNER S, COSTA F. Measuring timescales of magmatic evolution[J]. *Elements*, 2007, 3(4): 267-272.
- [16] ZELLMER G F, BLAKE S, VANCE D, et al. Plagioclase residence times at two island arc volcanoes (Kameni Islands, Santorini, and Soufriere, St. Vincent) determined by Sr diffusion systematics[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1999, 136(4): 345-357.
- [17] LI Y H, HUANG F, YU H M, et al. Plagioclase zoning in submarine volcano Kick'em Jenny, Lesser Antilles Arc: insight into magma evolution processes in oceanic arc magma chamber[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2016, 32(2): 605-616. 李原鸿, 黄方, 于慧敏, 等. 加勒比海小安德列斯岛弧 Kick'em Jenny 海底火山岩的斜长石成分环带: 示踪大洋岛弧岩浆房的演化[J]. *岩石学报*, 2016, 32(2): 605-616.
- [18] COSTA F, COOGAN L A, CHAKRABORTY S. The time scales of magma mixing and mingling involving primitive melts and melt-mush interaction at mid-ocean ridges[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2010, 159(3): 371-387.
- [19] ZELLMER G F, RUBIN K H, DULSKI P, et al. Crystal growth during dike injection of MOR basaltic melts: evidence from preservation of local Sr disequilibria in plagioclase[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2011, 161(1): 153-173.
- [20] ZHANG G L, ZENG Z G, YIN X B, et al. Periodical mixing of MORB magmas near East Pacific Rise 13 N: evidence from modeling and zoned plagioclase phenocrysts[J]. *Science in China: Series D Earth Sciences*, 2009(1): 35-50. 张国良, 曾志刚, 殷学博, 等. 东太平洋海隆 13°N 附近岩浆周期性混合作用: 模拟计算和环带斜长石证据[J]. *中国科学: D辑 地球科学*, 2009(1): 35-50.
- [21] CHEN X M, TAN Q Q, ZHAN G G. Plagioclases from the basalt of Okinawa Trough and its petrogenesis significance[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2002, 18(4): 482-488. 陈小明, 谭清泉, 赵广涛. 海底玄武岩中斜长石研究及其岩石学意义[J]. *岩石学报*, 2002, 18(4): 482-488.
- [22] ZENG Z G, ZHANG S M, CHANG L H. Mineralogical and chemical characteristics of basalts from the northern margin of the continental shelf in the East China Sea[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2002, 22(3): 47-52. 曾志刚, 张松梅, 常丽华. 东海陆架边缘北部玄武岩的矿物及化学特征[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2002, 22(3): 47-52.
- [23] STERN R J, FOUCH M J, KLEMPERER S L. An overview of the Izu-Bonin-Mariana subduction factory[J]. *Inside the Subduction Factory*, 2003, (138): 175-222.
- [24] PEARCE J A, STERN R J. Origin of back-arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives[J]. *Back-Arc Spreading Systems: Washington Dc American Geophysical Union Geophysical Monograph*, 2006, (166): 63-86.
- [25] WOODHEAD J, STERN R J, PEARCE J, et al. Hf-Nd isotope variation in Mariana Trough basalts: The importance of "ambient mantle" in the interpretation of subduction zone magmas[J]. *Geology*, 2012, 40(6): 539-542.
- [26] IKEDA Y, NAGAO K, ISHII T, et al. Contributions of slab fluid and sediment melt components to magmatism in the Mariana Arc-Trough system: Evidence from geochemical compositions and Sr, Nd, and noble gas isotope systematics[J]. *Island Arc*, 2016, 25(4): 253-273.
- [27] TIAN L, ZHAO G, ZHAO G, et al. Geochemistry of basaltic lavas from the Mariana Trough: evidence for influence of subduction component on the generation of backarc basin magmas[J]. *International Geology Review*, 2005, 47(4): 387-397.
- [28] LAI Z Q, ZHAO G T, HAN Z Z. The magma plumbing system in the Mariana Trough back-arc basin at 18°N[J/OL]. *Journal of Marine Systems*, 2016[2016-11-01]. <http://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2016.11.008>.
- [29] KARIG D E, ANDERSON R N, BIBEE L D. Characteristics of back arc spreading in the Mariana Trough[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1978, 83(B3): 1213-1226.
- [30] HAWKINS J W, LONSDALE P F, MACDOUGALL J D, et al. Petrology of the axial ridge of the Mariana Trough backarc spreading center[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1990, 100(1): 226-250.
- [31] BIBEE L D, SHOR G G, LU R S. Inter-arc spreading in the Mariana Trough[J]. *Marine Geology*, 1980, 35(1): 183-197.
- [32] SINTON J B, HUSSONG D M. Crustal structure of a short length transform fault in the central Mariana Trough[J]. *Washington Dc American Geophysical Union Geophysical Monograph*, 1983, 27(5): 236-254.
- [33] ISHIHARA T, YAMAZAKI T. Gravity anomalies over the Izu-Ogasawara (Bonin) and northern Mariana Arcs[J]. *bulletin of the Geological*, 1991, 42: 687-701.
- [34] SHI X F, YAN Q S. Magmatism of typical marginal basins (or back-arc basins) in the West Pacific[J]. *Advances in Earth Science*, 2013, 28(7): 737-750. 石学法, 鄢全树. 西太平洋典型边缘海盆的岩浆活动[J]. *地球科学进展*, 2013, 28(7): 737-750.
- [35] REN J Y, LI S T. Spreading and dynamic setting of marginal basins of the West Pacific[J]. *Earth Science Frontiers*, 2000, 9(03): 203-213. 任建业, 李思田. 西太平洋边缘海盆地的扩张过程和动力学背景[J]. *地学前缘*, 2000, 9(03): 203-213.
- [36] MARTÍNEZ F, FRYER P, BAKER N A, et al. Evolution of backarc rifting: Mariana Trough, 20°-24°N[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1995, 100(B3): 3807-3827.

- [37] MARTÍNEZ F, FRYER P, BECKER N. Geophysical characteristics of the southern Mariana Trough, 11°50'N-13°40'N[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2000, 105(B7): 16591-16607.
- [38] MASUDA H, FRYER P. Subseafloor biosphere linked to hydrothermal systems[M]. Japan: Springer, 2015: 261-273.
- [39] HUSSONG D M, UYEDA S. Tectonic processes and the history of the Mariana arc: a synthesis of the results of deep-sea drilling Project Leg-60[J]. *Southern Literary Journal*, 1982, 15(1): 15-22.
- [40] STOFFERS P, WU S, PUTEANUS D. Cruise Report SONNE 57-Mariana Back-arc, Fore-arc Region and Philippine Basin[R]. 1989
- [41] PUTEANUS D, BLOOMER S, WU S. Cruise Report SONNE 69-Geochemical, Hydrochemical and Petrographical Investigation in the Mariana Back-arc Area under the hydrothermal aspect[R]. 1990
- [42] WU S S, LIU Y G, LI Z L, et al. Studies on Petrochemical and Mineralogical Features in the Mariana Trough Hydrothermal Area[J]. *Journal of Oceanography of Huanghai & Bohai*, 2001, 19(4): 22-29. 吴世迎, 刘焱光, 李泽林, 等. 马利亚纳海槽热液区岩石矿物学和岩石化学特征研究[J]. *黄渤海海洋*, 2001, 19(4): 22-29.
- [43] WU S S, CHEN H T, ZHANG D Y. Study of hydrothermal chimneys in the Mariana Trough[M]. Beijing: Ocean Press, 1995: 8-27. 吴世迎, 陈穗田, 张德玉. 马利亚纳海槽海底热液烟囱物研究[M]. 北京: 海洋出版社, 1995: 8-27.
- [44] HUSSONG D M, FRYER P. Back-arc seamounts and the SeaMARC II seafloor mapping system[J]. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 1983, 64(45): 627-632.
- [45] SUN N, PENG Y M. Igneous petrology[M]. Beijing: Geology Publishing House, 1985: 69 孙鼐, 彭亚鸣. 火成岩岩石学[M]. 北京: 地质出版社, 1985: 69.
- [46] HOUSH T B, LUHR J F. Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems[J]. *American Mineralogist*, 1991, 76(3-4): 477-492.
- [47] SISSON T W, GROVE T L. Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1993, 113(2): 143-166.
- [48] KELLEY K A, PLANK T, GROVE T L, et al. Mantle melting as a function of water content beneath back-arc basins[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2006, 111(B9): 1-27.
- [49] MICHAEL P J. The concentration, behavior and storage of H₂O in the suboceanic upper mantle: Implications for mantle metasomatism[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1988, 52(2): 555-566.
- [50] QI Q, LAI Z Q, LONG X J, et al. Characteristics and petrogenesis significance of plagioclase in basalt from the South mid-Atlantic ridge[J]. *Periodical of Ocean University of China (natural science)*, 2016, 46(3): 105-112. 祁奇, 来志庆, 龙晓军, 等. 南大西洋洋中脊玄武岩中斜长石特征及其岩石学意义[J]. *中国海洋大学学报(自然科学版)*, 2016, 46(3): 105-112.

Compositions of Plagioclase Hosted by Basaltic Rocks From the Mariana Trough and Their Petrogenesis Significances

ZHANG Ping-yang^{1,2}, YAN Quan-shu^{1,2,3}

(1. *The First Institute of Oceanography, SOA, Qingdao 266061, China;*

2. *Key Laboratory of Marine Sedimentology and Environmental Geology, SOA, Qingdao 266061, China;*

3. *Laboratory for Marine Geology, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266061, China*)

Abstract: Plagioclase hosted by basalts records important information for magmatic processes, and can provide clues for indicating the characteristics of magmatic activities. Plagioclase phenocrysts and microlites are studied in the basalts from the Mariana Trough. Petrographic characteristics show that plagioclase phenocrysts generally show polysynthetic twin or zoning textures and some have the melting corrosion structure and chilled margins. Plagioclase microlites are randomly distributed in groundmass, and the hollow skeletal crystal texture for some microlites imply that they were formed under rapid crystallization and quenching conditions. The numbers of oscillatory zoning bands of plagioclase phenocrysts among different basaltic rock samples (dredged from Axial Garben of Mariana Trough at 18°N) are negatively correlated with the $Mg^{\#}$ value of their host rocks, implying that magma from the Mariana Trough back-arc spreading center varies in periodicity of magma mingling and residence time in a small scale. For all samples from 18°N, 17°N, 15°30'N at Mariana Trough, the An values for rims of plagioclase phenocrysts are nearly equal to those for plagioclase microlites, indicating that there are similar magma upwelling channels and magma eruption environments in these three locations. The water depth of the Mariana Trough is deeper than that of Okinawa Trough, which is consistent with the higher An value of plagioclase microlites from basalts in the Mariana Trough. The calculated crystallizing temperature range of plagioclase phenocrysts and microlites of Mariana Trough are narrower than that of the Okinawa Trough, implying that magmas from the Mariana Trough (15°30'~18°00'N) may evolve under a relatively more stable physical and chemical condition compared to those from Okinawa Trough (a nascent back-arc basin developed in the continental margin). In addition, the crystallizing temperatures of plagioclase microlites in basaltic rocks from the Mariana Trough is generally higher than that from Okinawa Trough, indicating that there are differences in magma eruption environments between these two troughs.

Key words: Basaltic rocks; plagioclase; mineral chemistry; crystallizing temperature; Mariana Trough

Received: November 4, 2016