

马努斯海盆东部裂谷岩浆演化过程——火山岩中斜长石斑晶的启示

王 雄^{1,2}, 黄 朋^{1,3,4}, 黄海军¹, 胡宁静^{3,5}

(1. 中国科学院海洋研究所 海洋地质与环境重点实验室, 山东 青岛 266071; 2. 中国科学院大学, 北京 100049; 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 266071; 4. 中国科学院 海洋大科学研究中心, 山东 青岛 266071; 5. 自然资源部第一海洋研究所 海洋沉积与环境地质重点实验室, 山东 青岛 266061)

摘要: 岩浆岩中斜长石矿物的结构、成分特征记录了岩浆演化过程的重要信息。本文对马努斯海盆东部裂谷(East Rift, ER)火山岩中的斜长石斑晶进行了详细的矿物学研究, 结果表明: 在玄武质安山岩中, 斜长石斑晶具正环带结构, 核-幔部属高 An 值(斜长石中钙长石分子百分数)斜长石(An 值大于 80, 最大为 87), 而边缘的 An 值骤降(最小为 63); 而在英安岩中, 大多数斜长石斑晶的成分从核部到边部变化较小, An 值逐渐缓慢降低, 呈现正环带结构, 少量为韵律环带。结合火山岩斑晶矿物形成的温压条件计算结果, ER 地区岩浆演化过程为: 地幔源区发生部分熔融产生玄武质岩浆(温度~1 300 °C); 在岩浆活动早期, 由于岩浆供应充足, 岩浆上升过程中速度较快, 仅发生很小程度的分离结晶, 形成少量斑晶矿物, 并以较高的速度、温度(~1 100 °C)直接喷出海底后形成玄武岩-玄武质安山岩; 至岩浆活动晚期, 岩浆供应量减少, 岩浆在岩浆房(3~10 km)停留较长时间, 岩浆温度已经明显下降(960~1 020 °C), 发生强烈的分离结晶作用, 岩浆喷出海底形成酸性火山岩; 而在整个岩浆演化过程中, 未有明显的岩浆混合作用发生。

关键词: 马努斯海盆; 东部裂谷; 斜长石; 矿物学特征; 岩浆演化

中图分类号: P736.3 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-3096(2023)9-0001-11

DOI: 10.11759/hyxx20200527001

板块俯冲背景下形成的海沟-岛弧-弧后盆地体系在板块构造理论研究中扮演着十分重要的角色。作为沟-弧-盆体系的重要组成部分, 弧后盆地由于其独特的地理位置、复杂的地球动力学条件等特征, 逐渐成为当前地学界的研究热点。通过研究弧后盆地的形成与演化, 对于深入认识大陆与大洋板块之间的相互作用过程、壳幔相互作用过程以及大陆边缘演化过程等, 具有深远的科学意义^[1-6]。

弧后盆地产出的海底火山岩, 是记录上述地质过程的重要载体, 而海底火山岩形成过程中结晶的矿物, 尤其是斜长石, 是指示岩浆起源及岩浆演化过程非常重要的矿物之一^[7-11]。在岩浆演化过程中, 岩浆的温度、压力、含水量以及氧逸度等物理性质, 通常控制着矿物结晶的时间, 进而导致岩浆成分的变化。而斜长石对岩浆形成演化过程中的热动力条件非常敏感(温度、压力、氧逸度等), 因此, 利用火山岩中斜长石成分可以反演计算得出岩浆物理性质^[1, 8]。

并且, 作为岩浆岩中最常见的矿物, 斜长石在各类岩浆岩中均可出现, 其结晶过程一般始于岩浆活动早期, 并随着岩浆演化不断的生长, 相对于其他矿物, 斜长石具有很低的 CaAl-NaSi 扩散系数^[9, 12], 其成分环带更易保存。因此, 对火山岩中斜长石结构、成分特征的研究, 有助于探讨较为完整的岩浆演化过程^[9-10, 13]。

收稿日期: 2020-05-27; 修回日期: 2020-07-22

基金项目: 中国科学院战略性科技先导专项(XDB42020303, XDA1103030204); 国家重点基础研究发展计划(2013CB429702); 国家自然科学基金(41576055)

[Foundation: Strategic Priority Research Program of the Chinese Academy of Sciences, Nos. XDB42020303, XDA1103030204; National Key Basic Research Programme of China, No. 2013CB429702; National Natural Science Foundation of China, No. 41576055]

作者简介: 王雄(1992—), 男, 山东青岛人, 博士研究生, 研究方向为海洋岩石学, E-mail: 877275252@qq.com; 黄朋(1972—), 通信作者, 男, 浙江临海人, 博士, 副研究员, 从事海洋地质学研究, E-mail: huangpeng@qdio.ac.cn

西太平洋大陆边缘发育了全球约 75% 的弧后盆地^[2-3]。其中位于西太平洋中南部, 澳大利亚西北部新几内亚地区的马努斯海盆, 是典型的弧后盆地之一。研究表明, 马努斯海盆的形成与太平洋板块-印度板块碰撞俯冲有关, 目前正处于弧后扩张初级阶段^[14]。海盆东部发育有裂谷区(即东部裂谷: East Rift, ER), 区内较为罕见地产出了从玄武岩到流纹岩的完整火山岩序列, 是深入研究俯冲带弧后盆地岩浆作用的理想区域。对于 ER 火山岩特征与成因, 前人已经进行了一定程度的研究^[15-21]。然而, 研究成果大多集中在地球化学方面, 矿物学方面的研究相对薄弱。本文旨在通过研究马努斯海盆 ER 火山岩中斜长石斑晶矿物形貌特征及化学组成, 为更深入了解马努斯海盆火山岩岩浆的形成演化提供证据。

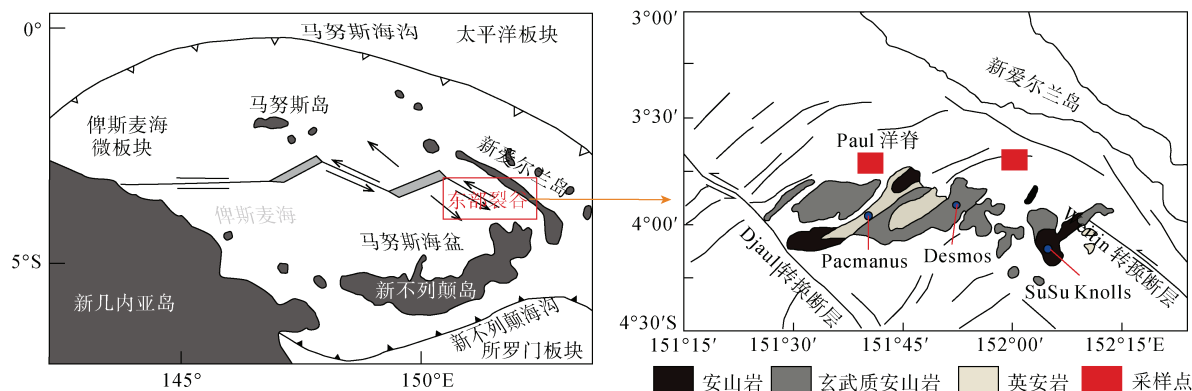


图 1 马努斯海盆区域地质图及东部裂谷地区地质图

Fig. 1 Tectonic framework map of the Manus Basin and geologic map of the East Rift area

ER 地区毗邻新不列颠岛及新爱尔兰岛, 位于两条主要的左行转换断层(Djaul 转换断层和与 Weitin 转换断层)之间(图 1b)。ER 地区岩浆作用尤为强烈, 形成一系列雁列式火山脊和海底火山穹窿(例如: Paul Ridge、SuSu Knolls 等)。火山岩声呐反射率较高, 表明 ER 地区是马努斯盆地最年轻的弧后扩张区^[15], 扩张分布在低角度正断层与拉张带相互作用形成的拉张带上, 扩张速度高达 137 mm/a^[23]。裂谷海底出露的岩石类型齐全, 包括一套从玄武岩到流纹岩的完整火山岩序列^[15, 24]。此外, ER 地区分布着多处热液活动区, 与火山作用关系密切, 主要包括 Pacmanus、Desmos 和 SuSu Knolls 三个热液区^[25]。

2 样品及分析方法

2.1 样品特征

本文的样品均来自“科学号”考察船 201501 航

1 区域地质背景

马努斯海盆位于俾斯麦海东部(图 1a), 大地构造位置属俾斯麦海微板块, 其形成与太平洋-卡洛林板块和澳大利亚板块之间的汇聚俯冲密切相关。约 35~40 Ma 开始, 太平洋-卡洛林板块沿着马努斯海沟向南俯冲, 形成了马努斯岛、新汉诺威岛等。但是在 10 Ma 左右, OntongJava 高原和新爱尔兰岛以及北所罗门岛弧的碰撞导致太平洋-卡洛林板块运动方向的改变, 以至太平洋-卡洛林板块运动俯冲作用的停止。与此同时, 南部的所罗门海板块开始沿着新不列颠海沟向北俯冲, 并形成了新不列颠岛等一系列岛屿^[14]。之后, 俾斯麦海打开(3.5 Ma)^[22], 马努斯海盆形成(0.78 Ma)^[14]。海盆内构造复杂, 同时发育海底扩张区以及裂解增进区, 三条主要的北东向转换断层横切盆地。

次, 样品取自 ER 地区的 Pacmanus 及 Desmos 热液区(表 1)。样品均为新鲜岩石样品, 手标本呈黑色-灰黑色, 隐晶质结构, 气孔构造、致密块状构造, 按岩性可分为玄武质安山岩及英安岩。显微观察中: 玄武质安山岩为少斑状结构(~2%), 间粒、间隐结构, 气孔构造(~10%), 斑晶主要为斜长石(~2%)、少量单斜辉石(<1%)以及极少量的橄榄石斑晶, 基质主要为微晶斜长石, 其间充填单斜辉石、橄榄石或玻璃质; 英安岩主要为斑状结构(5%~15%), 气孔构造, 斑晶为单斜辉石(1%~3%)、斜方辉石(1%~2%)及斜长石(3%~10%)。基质主要为褐色玻璃质, 局部发生脱玻化, 变为斜长石、辉石雏晶。

火山岩样品的主微量元素组成详见 Wang 等^[6], 本文仅将其主量元素测试结果置于表 1, 其地球化学特征概括为: 样品均属中钾钙碱性系列, 不同岩石类型间主量-微量元素协变特征表明火山岩岩浆演

表 1 样品位置及其主量元素质量分数(%)

Tab. 1 Locations and major element concentrations (%) for ER lava samples

样品	30-1	30-2	33-2	34-1	36-2	40-1	ZD-1	ZD-5	ZD-7	ZD-22
位置	Pacmanus	Pacmanus	Pacmanus	Desmos	Desmos	Desmos	Desmos	Desmos	Desmos	Pacmanus
经度/E	151°40.46′	151°40.1′	151°40.65′	151°51.9′	151°52.65′	151°52.58′	151°52.66′	151°52.69′	151°52.65′	151°40.34′
纬度/S	3°43.2′	3°43.7′	3°44.01′	3°41.5′	3°42.25′	3°41.85′	3°42.25′	3°42.25′	3°42.26′	3°43.6′
水深/m	1 740	1 683	1 853	1 924	1 911	1 958	1 873	1 890	1 881	1 693
取样方式	水下机器人	水下机器人	水下机器人	水下机器人	水下机器人	水下机器人	抓斗	抓斗	抓斗	抓斗
SiO ₂	68.04	68.81	67.23	55.05	55.37	54.02	54.88	54.49	66.26	67.74
TiO ₂	0.63	0.55	0.70	0.58	0.59	0.55	0.56	0.57	0.73	0.61
MgO	0.87	0.69	0.93	5.61	5.21	5.81	5.68	5.61	1.15	0.84
Al ₂ O ₃	13.98	13.78	14.15	15.82	15.80	15.85	15.92	16.08	14.36	13.74
TF ₂ O ₃	4.74	4.60	5.11	8.51	8.55	8.27	8.33	8.43	5.51	4.59
MnO	0.13	0.13	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.12
CaO	2.96	2.65	3.13	9.48	9.27	9.81	9.66	9.64	3.47	2.88
Na ₂ O	5.10	5.11	5.07	2.86	2.93	2.67	2.80	2.85	5.02	5.02
K ₂ O	1.74	1.94	1.72	0.73	0.77	0.76	0.75	0.75	1.68	1.73
P ₂ O ₅	0.14	0.12	0.16	0.15	0.16	0.16	0.16	0.16	0.19	0.13
Cr ₂ O ₃	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01
烧失量	1.92	1.81	1.82	0.58	1.43	1.39	1.18	1.37	1.65	1.86
总计	100.25	100.19	100.16	99.52	100.23	99.44	100.07	100.10	100.16	99.26

化程度较高,可能发生了橄榄石、辉石、斜长石、磷灰石以及 Fe-Ti 氧化物等的分离结晶作用; ER 火山岩相对亏损高场强元素(HFSE), 而富集 Pb、U 以及大离子亲石元素(LILE), 表现出岛弧火山岩的特征; 火山岩一些微量元素比值(如: Nd/Pb、Ba/La 等)显示大量俯冲组分混入火山岩地幔源区; 玄武质安山岩与英安岩的稀土元素球粒陨石标准化图解均为右倾型(La_N/Yb_N)且近似平行, 表明两者岩浆源区类似^[6]。

2.2 分析方法

斜长石斑晶的显微观察鉴定工作在中国科学院海洋研究所岩石与矿物实验室进行, 采用德国 Zeiss AX10 偏光显微镜, 对斜长石斑晶内部结构及岩石总体矿物间结构进行了详细观察及拍照。

斜长石斑晶主量元素电子探针测试(EPMA)在中国海洋大学电子探针显微分析实验室完成, 使用的仪器型号为 JXA-8230。工作环境: 加速电压为 15 kV, 加速电流为 2×10^{-8} A, 束斑直径为 2 μ m。校正标样为: 透辉石(Si、Mg、Ca)、硬玉(Al、Na)、透长石(K)、金红石(Ti)、铁石榴石(Fe)、蔷薇辉石(Mn)、绿泥石(Cr)。元素分析精度优于 1%, 测试结果经原子序数校正、吸收校正和荧光校正(ZAF)。

3 结果及讨论

3.1 斜长石斑晶的结构及成分特征

在偏光显微镜下(图 2a, b), 玄武质安山岩中的斜长石斑晶形貌多呈自形-半自形长柱状、板状, 粒径 100~500 μ m, 部分可见聚片双晶、卡钠复合双晶, 少量斜长石具环带结构, 与前人观察结果一致^[19]。而背散射照片(图 2c)显示斜长石斑晶的核部、幔部、边部界限较为明显, 其核部形态也较为规则, 各样品中斜长石斑晶的核-幔-边部平均主量元素组成(wt. %)见表 2。斜长石斑晶的 Na₂O 为 1.38%~4.23%, 平均 2.27%; CaO 为 13.37%~17.97%, 平均 13.23%; An 值为 63.07~87.51, 平均值为 79.52; Ab 值为 12.39~36.07, 平均值为 20.07。斜长石斑晶核部到边部 An 值逐渐降低, 且核部 An 显著大于边部, 核部 An 值为 82.98~87.51, 属培长石, 幔部 An 值为 80.07~85.25, 亦属培长石, 而边部 An 值骤降, 为 63.07~76.85, 部分已属于拉长石。

英安岩中的斜长石斑晶(图 2d, e, f)表面新鲜干净, 可见聚片双晶, 少见卡钠复合双晶、穿插双晶, 粒径 200~1 000 μ m, 大部分 200~500 μ m, 具明显环带

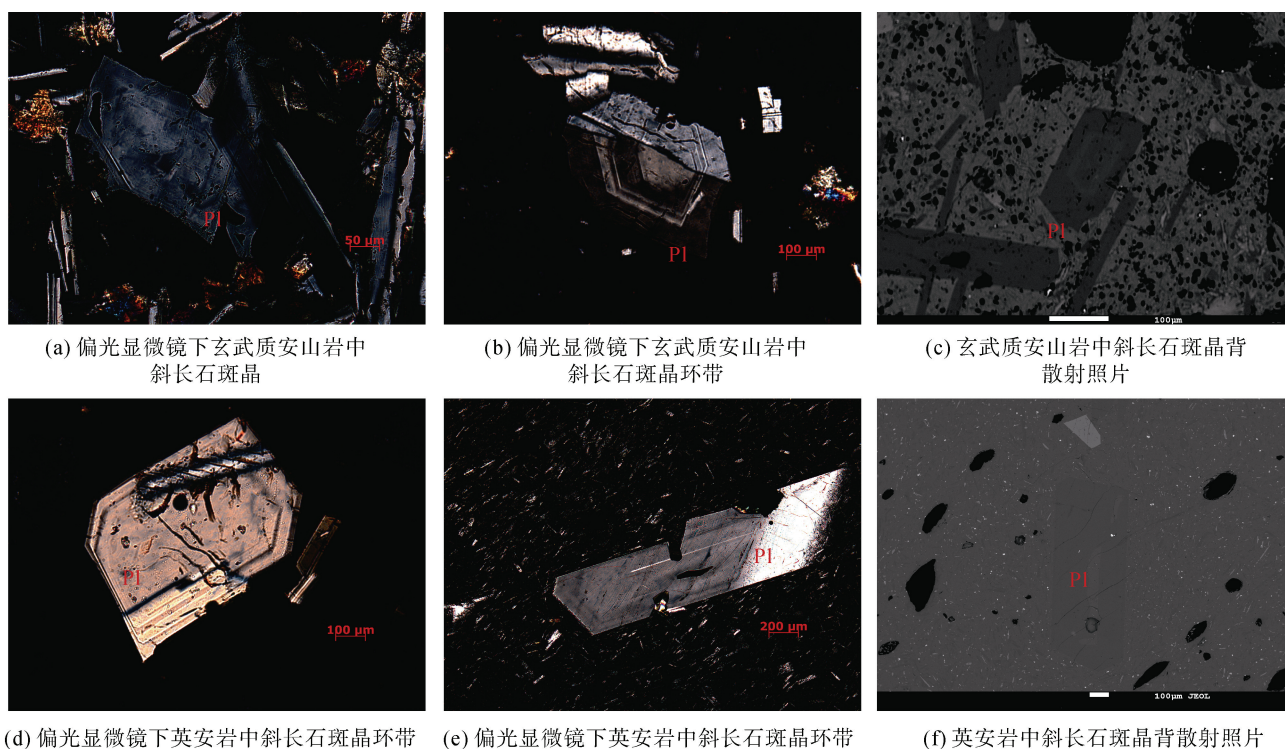


图 2 东部裂谷火山岩斜长石斑晶镜下照片及背散射照片

Fig. 2 Transmitted light images and backscattering images of plagioclase phenocrysts in ER lavas

表 2 玄武质安山岩中斜长石斑晶平均主元素质量分数(%)及其结晶温度 $T(^{\circ}\text{C})$ 、结晶压力 $P(\text{kbar})$

Tab. 2 Average major element concentrations (%), calculated crystallizing temperatures ($^{\circ}\text{C}$), and pressures (kbar) for plagioclase phenocrysts from ER basaltic andesites

样品	位置	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	合计	T	P
34-1	核部	45.92	0	32.93	0.67	0.03	0.13	17.89	1.44	0.11	0.03	99.15	1 310	
34-1	幔部	46.44	0.03	33.10	0.61	0.01	0.16	17.47	1.61	0.05	0.05	99.46	1 297	
34-1	边部	50.88	0.03	29.53	0.79	0.02	0.22	13.91	3.72	0.13	0.03	99.25	1 114	0.60
36-2	核部	47.51	0.03	32.27	0.755	0.03	0.17	16.71	2.11	0.055	0.02	99.63	1 266	
36-2	幔部	48.55	0.02	31.89	0.70	0.02	0.21	16.13	2.43	0.06	0.02	100.00	1 246	
36-2	边部	50.18	0.02	30.50	0.82	0.03	0.21	14.83	3.30	0.11	0.02	99.98	1 139	0.17
40-1	核部	47.76	0.01	32.45	0.71	0.01	0.16	16.61	2.05	0.05	0.01	99.83	1 265	
40-1	幔部	47.36	0.04	32.64	0.71	0	0.17	16.81	1.86	0.07	0	99.66	1 277	
40-1	边部	50.69	0	30.34	0.76	0.03	0.30	14.63	3.39	0.11	0.05	100.25	1 120	1.03
Zd-1	核部	46.85	0	32.45	0.72	0.01	0.15	17.05	1.52	0.05	0	98.79	1 300	
Zd-1	幔部	47.12	0.02	32.31	0.77	0	0.18	17.06	1.74	0.06	0.01	99.24	1 286	
Zd-1	边部	49.57	0.04	30.63	0.73	0.01	0.23	15.29	2.74	0.08	0.05	99.31	1 122	0.25
Zd-5	核部	46.46	0.02	32.79	0.68	0.03	0.16	17.43	1.52	0.04	0.03	99.10	1 306	
Zd-5	幔部	46.75	0.02	32.64	0.67	0.02	0.15	17.18	1.67	0.06	0.04	99.15	1 296	
Zd-5	边部	49.67	0.02	30.55	0.76	0.02	0.25	15.15	2.81	0.10	0.02	99.32	1 123	0.58
平均	核部	46.57	0.02	32.76	0.70	0.02	0.15	17.35	1.58	0.05	0.03	99.19	1 300	
平均	幔部	47.12	0.02	32.54	0.68	0.02	0.17	17.00	1.83	0.06	0.03	99.41	1 284	
平均	边部	50.11	0.03	30.37	0.76	0.02	0.24	14.85	3.13	0.10	0.04	99.61	1 124	0.44

结构, 最多 10 环。各英安岩样品中斜长石斑晶不同部位的平均主量元素组成见表 3: 大部分斜长石斑晶从核部到边部成分变化不明显, 其 Na₂O 为 5.37%~6.80%, 平均 6.14%; CaO 为 9.07%~10.82%, 平均 9.94%; FeO 为 0.39%~0.72%, 平均为 0.5%; MgO 为 0.03%~0.07%,

平均为 0.05%; An 值为 41.95~51.09, 平均值为 46.84; Ab 值为 48.00~56.92, 平均值为 52.28; 仅少量斜长石核部可达拉长石成分, 大部分斜长石从核部到边部均属中长石。大部分斜长石斑晶的环带结构为轻微的正环带, 另有少量斜长石具韵律环带结构。

表 3 英安岩中斜长石斑晶平均主量元素质量分数(%)及其结晶温度 $T(^{\circ}\text{C})$ 、结晶压力 $P(\text{kbar})$

Tab. 3 Average major element concentrations (%), calculated crystallizing temperatures ($^{\circ}\text{C}$) and pressures (kbar) for plagioclase phenocrysts from ER dacites

样品	位置	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	合计	T	P
30-1	核部	56.76	0.04	27.27	0.50	0.01	0.05	9.83	6.13	0.18	0.09	100.84	983	1.63
30-1	幔部	55.05	0.04	26.58	0.49	0.02	0.05	9.83	6.08	0.16	0.05	98.30	983	1.55
30-1	边部	56.22	0.02	27.10	0.52	0.04	0.05	10.05	6.17	0.14	0.02	100.30	983	1.50
30-2	核部	56.14	0.03	26.86	0.48	0.03	0.05	9.95	6.27	0.16	0.07	99.97	972	1.43
30-2	幔部	55.67	0.02	27.04	0.49	0.03	0.05	10.02	5.99	0.15	0.03	99.44	973	1.21
30-2	边部	55.85	0.04	26.97	0.51	0.04	0.05	10.05	6.05	0.15	0.06	99.74	973	1.23
33-1	核部	56.84	0.03	26.67	0.47	0.02	0.06	9.80	6.28	0.16	0.01	100.30	988	1.55
33-1	幔部	55.58	0.05	26.70	0.46	0.03	0.06	9.94	5.97	0.15	0.03	98.91	991	1.25
33-1	边部	55.75	0.05	27.04	0.52	0.02	0.05	10.15	6.00	0.16	0.01	99.73	992	1.23
Zd-7	核部	55.62	0.03	27.49	0.50	0.01	0.04	10.30	6.08	0.15	0.03	100.21	1 002	1.20
Zd-7	幔部	56.06	0.04	27.07	0.47	0.02	0.05	10.05	6.10	0.16	0.03	100.00	1 000	1.35
Zd-7	边部	56.63	0.03	26.88	0.60	0.01	0.06	9.84	6.41	0.17	0.02	100.62	998	1.73
Zd-22	核部	56.53	0.04	26.31	0.49	0.02	0.05	9.96	6.19	0.15	0.02	99.77	980	1.60
Zd-22	幔部	56.18	0.06	26.50	0.48	0.02	0.05	9.69	6.31	0.17	0.03	99.45	979	1.85
Zd-22	边部	56.76	0.04	26.44	0.51	0.03	0.05	9.51	6.52	0.17	0.02	100.01	977	2.10
平均	核部	56.35	0.03	26.97	0.49	0.02	0.05	9.97	6.10	0.16	0.04	100.15	985	1.48
平均	幔部	55.69	0.04	26.83	0.47	0.02	0.05	9.92	6.11	0.15	0.04	99.30	984	1.41
平均	边部	56.18	0.03	26.93	0.53	0.03	0.05	9.96	6.20	0.16	0.03	100.07	985	1.49

3.2 斜长石斑晶形成的温压条件

斜长石的结晶与岩浆的岩浆温度压力条件关系密切, 因此斜长石成分的变化可反映其结晶时

岩浆温压条件的变化^[8, 11, 26]。Putirka^[11]利用斜长石与熔体平衡原理, 总结出了斜长石-熔体平衡温压计公式:

$$\frac{10\,000}{T} = 6.470\,6 + 0.312\,8 \ln \left[\frac{X_{\text{An}}^{\text{pl}}}{X_{\text{CaO}}^{\text{pl}} (X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}})^2 (X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2} \right] - 8.103 (X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}) + 4.872 (X_{\text{KO}_{0.5}}^{\text{pl}}) + 1.534\,6 (X_{\text{An}}^{\text{pl}})^2 + 8.661 (X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2 - 0.033\,41 \times P + 0.180\,47 (H_2O^{\text{liq}}), \quad (1)$$

$$P = -42.2 + 0.049\,4T + 0.0116 \times T \times \ln \left[\frac{X_{\text{Ab}}^{\text{pl}} X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}} X_{\text{CaO}}^{\text{pl}}}{X_{\text{Ab}}^{\text{pl}} X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{pl}} X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}} \right] - 382.3 (X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2 + 514.2 (X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^3 - 19.6 \ln (X_{\text{Ab}}^{\text{pl}}) + 287.2 (X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{pl}}) + 163.9 (X_{\text{KO}_{0.5}}^{\text{pl}}), \quad (2)$$

$$\text{式中: } X_{\text{An}}^{\text{pl}} = \frac{X_{\text{CaO}}^{\text{pl}}}{X_{\text{CaO}}^{\text{pl}} X_{\text{CaO}_{0.5}}^{\text{pl}} X_{\text{KO}_{0.5}}^{\text{pl}}}; \quad X_{\text{Ab}}^{\text{pl}} = \frac{X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{pl}}}{X_{\text{CaO}}^{\text{pl}} X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{pl}} X_{\text{KO}_{0.5}}^{\text{pl}}}.$$

本公式所计算得到的斜长石结晶温度 $T(K)$ 和压力 $P(kbar)$ 的误差分别为 36 K、2.5 kbar。

运用此公式前, 需先判断斜长石与熔体是否平衡, 判别公式为:

$$K_D = \frac{X_{Ab}^{pl} X_{AlO_{1.5}}^{liq} X_{CaO}^{pl}}{X_{An}^{pl} X_{NaO_{0.5}}^{pl} X_{SiO_2}^{liq}} = (0.10 \pm 0.05) \quad (T < 1050 \text{ } ^\circ\text{C}), \quad (3)$$

$$K_D = \frac{X_{Ab}^{pl} X_{AlO_{1.5}}^{liq} X_{CaO}^{pl}}{X_{An}^{pl} X_{NaO_{0.5}}^{pl} X_{SiO_2}^{liq}} = (0.27 \pm 0.11) \quad (T \geq 1050 \text{ } ^\circ\text{C}), \quad (4)$$

熔体成分通常可以用火山岩全岩组分代替, 具体详见表 1。经判别, 在玄武质安山岩中, 斜长石斑晶的边部与熔体达到平衡条件, 而斜长石斑晶的核部及幔部不满足平衡公式, 说明斜长石斑晶核部及幔部可能是早先结晶的; 而在英安岩中, 斜长石斑晶核部到边部全都满足平衡条件。因此玄武质安山岩斜长石边部以及英安岩斜长石斑晶可以使用斜长石-熔体温压计。而对于玄武质安山岩中的斜长石斑晶, 其核部-幔部形成的温度、压力需使用仅根据斜长石成分模型来计算。目前, 没有可靠的仅根据斜长石成分来计算其形成压力的计算公式, 但其形成的温度, 我们可以选用 Kudo 等^[27]提出的斜长石温度公式:

$$\ln \frac{\lambda}{\sigma} + 1.29 \times 10^{-4} \frac{\varphi}{T} = 11.14 \times 10^{-3} \times T - 17.67, \quad (5)$$

式中: $\lambda = \left(\frac{X_{Na} X_{Si}}{X_{Ca} X_{Al}} \right)^{\text{基质}}$; $\sigma = \frac{X_{Ab}^{pl}}{X_{An}^{pl}}$; $\varphi = (X_{Ca} + X_{Al} - X_{Si} - X_{Na})^{\text{基质}}$ 。

斜长石温度(K)计算结果表明(表 1, 2): 玄武质安山岩斜长石斑晶核部及幔部形成温度为 1208~1314 $^\circ\text{C}$; 边部形成温度为 1110~1124 $^\circ\text{C}$, 形成压力为 0.1~1.2 kbar, 平均形成压力为 0.44 kbar; 英安岩中斜长石斑晶形成温度为 970~1002 $^\circ\text{C}$, 压力为 0.6~2.5 kbar, 绝大多数(~90%)形成于 1~2 kbar, 平均形成压力为 1.45 kbar。

3.3 对岩浆演化的启示

ER 玄武质安山岩中, 斜长石斑晶的核部-幔部属高 An 值斜长石($An > 80$)。Sisson 等^[28]的研究表明, 高 An 值斜长石通常是岩浆早期结晶的产物, 且高含水率有利于高 An 值斜长石的形成。典型具环带结构的斜长石斑晶的电子探针分析结果显示(表 4): 斜长石环带均为正环带, 从核部到边部 An 值逐渐降低(图 3a, b), 表明岩浆演化过程中, 分离结晶作用导致岩浆成分向酸性发展, 边缘部 An 骤降则反映岩浆喷出过程的快速冷却阶段^[29]。相对于玄武质安山岩, 英安

岩中具有环带结构的斜长石数量明显要多很多, 且斜长石环带的环数也更高, 意味着英安岩形成过程中有可能经历了岩浆混合过程^[5]。然而, 英安岩中具有典型环带结构的斜长石斑晶的电子探针分析结果显示(表 4): 大多数斜长石斑晶的成分从核部到边部变化较小, 其环带结构多为正环带, An 值逐渐缓慢降低(图 3c), 仅有少量斜长石发育小尺度韵律环带结构(图 3d)。斜长石斑晶中未见反环带结构, 基本表明未有明显的岩浆混合作用的发生。因此, 英安岩中少量斜长石斑晶发育的小尺度韵律环带, 可能与岩浆房中存在小尺度的岩浆对流有关^[30]。

在玄武质安山岩中, 斜长石斑晶核部-幔部的成分与熔体成分无法达到平衡, 因此其形成的压力无法通过计算得出。根据其较高的形成温度以及 An 值, 我们推测玄武质安山岩中斜长石斑晶的核部及幔部形成于岩浆演化过程早期, 尤其是斜长石核部, 可能形成于岩浆地幔源区, 其形成温度反映源区岩浆的温度(~1300 $^\circ\text{C}$)。而斜长石斑晶边部形成的压力较小(0.1~1.2 kbar, 平均 0.44 kbar), 与其 An 值骤降对应, 说明其可能形成于岩浆上升喷出过程中而非形成于岩浆房中。在英安岩中, 斜长石斑晶的结晶温度为 970~1002 $^\circ\text{C}$, 多形成于 1~2 kbar, 其结晶温度压力计算结果与斜方辉石斑晶的结晶温度压力计算结果一致(959~1017 $^\circ\text{C}$, 多形成于 1~3 kbar)^[31], 亦与 Beier 等^[17]中使用 MELTS-rhyolite 对 ER 酸性岩石主量元素模拟结果(0.2 GPa)相符合。

英安岩中斑晶多形成于 1~3 kbar 压力区间内, 说明在深度 3~10 km(1 GPa=33 km)^[32]可能存在一个岩浆房, 而斑晶形成的温度(960~1020 $^\circ\text{C}$)则代表了岩浆房的温度。Finlayson 等^[33-34]的地球物理研究表明: 俾斯麦海的 Moho 面深度在 10~20 km(包含水深)之间, 多为 14~16 km, 且由北西到南东方向越接近新不列颠岛弧, Moho 面深度越大; 而在深度 5 km 左右(普遍小于 5 km), 俾斯麦海洋壳成分也有明显变化, 存在地壳内部分层结构。我们假定 ER 地区的 Moho 面深度约为 15 km, 地壳内部结构面深度约为 5 km, 因此, 位于深度 3~10 km 的岩浆房处于中下地壳位置。综合 ER 火山岩斑晶形成温压条件计算结果, 我们认为 ER 地区岩浆演化过程如下: 地幔源区发生部分熔融产生玄武质岩浆(温度~1300 $^\circ\text{C}$), 在岩浆活动早期, 由于岩浆供应充足, 岩浆上升过程中速度较快, 仅发生很小程度的分离结晶, 形成少量斑晶矿物, 在浅部未形成岩浆房, 并以较高的速

度、温度直接喷出海底后形成玄武岩-玄武质安山岩；之后，到了岩浆活动晚期，由于岩浆供应量减少，岩浆上升速度减慢，岩浆上升过程中，当岩浆密度和围岩密度相差不大时，岩浆滞留在中下地壳(3~

10 km)形成岩浆房，岩浆房温度约为 960~1 020 ℃，岩浆在岩浆房停留较长时间，发生强烈的分离结晶作用，大量斑晶矿物形成，最终岩浆喷出海底形成英安岩。

表 4 典型环带斜长石主量元素质量分数(%)

Tab. 4 Major element concentrations (%) for typical zoned plagioclase phenocrysts

样品	位置	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	合计
34-1	1-1r	50.96	0.03	29.78	0.78	0.02	0.25	14.02	3.46	0.12	0.02	99.45
	1-2m	46.39	<0.01	33.34	0.66	<0.01	0.15	17.80	1.39	0.03	<0.01	99.76
	1-3m	47.09	0.01	33.17	0.59	<0.01	0.18	17.23	1.80	0.04	<0.01	100.10
	1-4m	46.75	0.02	33.00	0.58	<0.01	0.19	17.49	1.64	0.05	0.05	99.77
	1-5c	45.92	<0.01	32.93	0.67	0.03	0.13	17.89	1.44	0.11	0.03	99.15
	1-6m	46.44	0.05	33.45	0.61	0.01	0.13	17.97	1.57	0.03	<0.01	100.26
	1-7m	45.33	<0.01	32.26	0.64	<0.01	0.15	16.82	1.67	0.10	0.05	97.00
	1-8m	46.61	0.03	33.40	0.57	0.01	0.13	17.49	1.57	0.03	<0.01	99.85
	1-9r	50.03	0.04	29.81	0.72	0.03	0.27	14.33	3.46	0.12	0.04	98.85
	1-10r	51.65	0.03	28.99	0.86	0.01	0.13	13.37	4.23	0.15	0.02	99.45
Zd-1	1-1r	49.99	0.02	30.72	0.72	<0.01	0.22	14.87	2.75	0.05	<0.01	99.34
	1-2r	49.51	<0.01	30.47	0.75	0.01	0.21	15.16	2.96	0.11	<0.01	99.17
	1-3m	47.90	<0.01	31.79	0.80	<0.01	0.20	16.31	2.11	0.07	0.01	99.19
	1-4m	47.08	<0.01	32.25	0.76	<0.01	0.17	17.10	1.63	0.04	0.01	99.03
	1-5c	46.85	<0.01	32.45	0.72	0.01	0.15	17.05	1.52	0.05	<0.01	98.79
	1-6m	46.74	0.02	32.54	0.75	<0.01	0.20	17.48	1.56	0.06	<0.01	99.34
	1-7m	46.75	<0.01	32.65	0.78	<0.01	0.13	17.36	1.66	0.06	<0.01	99.38
	1-8m	49.62	<0.01	30.17	0.80	0.01	0.23	15.07	2.98	0.10	0.07	99.04
	1-9r	49.5	0.05	30.68	0.79	<0.01	0.23	15.22	2.57	0.07	<0.01	99.11
30-1	1-1r	56.44	0.03	26.98	0.53	0.04	0.06	9.98	6.26	0.16	0.02	100.49
	1-2r	55.69	0.02	27.02	0.51	<0.01	0.04	10.07	6.04	0.12	0.03	99.55
	1-3m	56.55	0.05	26.83	0.45	0.01	0.03	9.85	6.40	0.16	0.04	100.38
	1-4m	55.69	0.02	27.15	0.48	0.01	0.06	10.12	6.02	0.18	<0.01	99.73
	1-5m	55.69	0.05	27.20	0.52	0.03	0.07	10.33	6.17	0.15	0.01	100.22
	1-6c	56.70	0.02	26.75	0.48	<0.01	0.04	9.62	6.44	0.17	0.02	100.25
	1-7m	49.78	0.04	24.32	0.47	<0.01	0.04	9.10	5.38	0.14	0.10	89.37
	1-8m	56.62	0.06	26.82	0.41	0.04	0.04	9.70	6.26	0.13	<0.01	100.06
	1-9m	55.94	<0.01	27.15	0.59	<0.01	0.07	9.86	6.23	0.17	<0.01	100.01
	1-10r	56.52	0.02	27.31	0.51	<0.01	0.04	10.11	6.20	0.14	0.02	100.86
Zd-22	1-1r	56.74	0.02	26.21	0.53	0.02	0.04	9.55	6.71	0.16	0.01	99.97
	1-2m	58.03	<0.01	26.95	0.46	0.03	0.05	9.53	6.40	0.20	0.02	101.68
	1-3m	54.48	0.06	25.63	0.49	<0.01	0.05	9.49	6.09	0.16	0.03	96.49
	1-4c	56.53	0.04	26.31	0.49	0.02	0.05	9.96	6.19	0.15	0.02	99.77
	1-5m	56.00	0.08	26.73	0.48	0.00	0.04	9.86	6.37	0.15	<0.01	99.71
	1-6m	56.20	0.05	26.69	0.48	0.02	0.05	9.88	6.39	0.16	<0.01	99.92
	1-7r	56.78	0.05	26.66	0.49	0.03	0.05	9.46	6.33	0.17	0.03	100.05

注: r 代表斑晶边部, m 代表斑晶幔部, c 代表斑晶核部

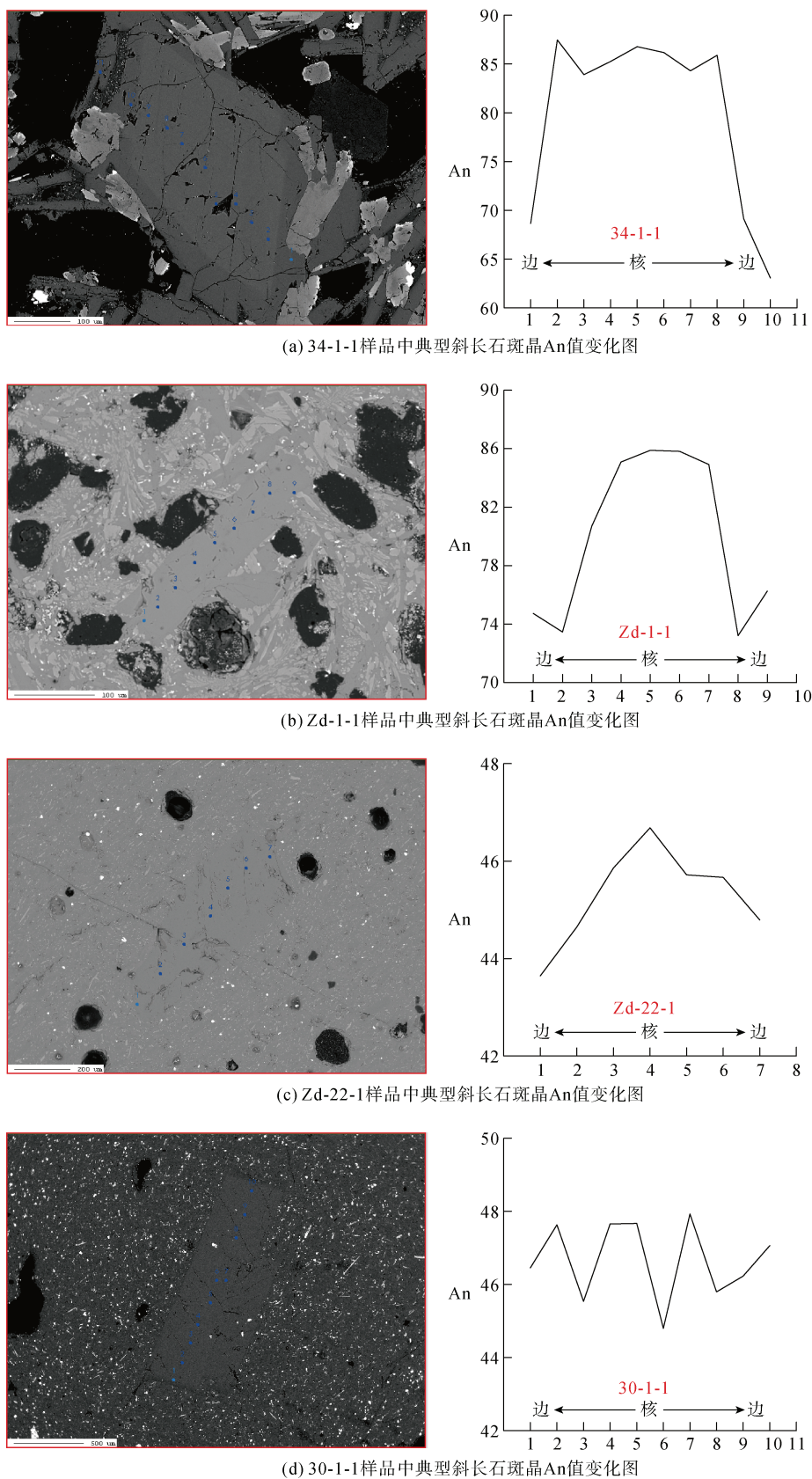


图3 东部裂谷海盆火山岩典型斜长石核部到边部 An 值变化图

Fig. 3 Variation diagrams of the An value from the core to the edge in typical plagioclase phenocrysts of ER lavas.

4 结论

本文对 ER 火山岩样品(玄武质安山岩及英安岩)中的斜长石斑晶进行了详细的矿物学研究,主要取得以下认识:

1)ER 玄武质安山岩中的斜长石斑晶属培长石,具正环带结构,斑晶核-幔部 An 值较高(>80),结晶温度较高(核部平均 1 300 °C,幔部平均 1 284 °C),是岩浆早期结晶形成;斑晶边部 An 值骤降(最低为 63),平均结晶温度为 1 124 °C,压力为 0.44 kbar,代表了岩浆喷出过程的快速冷却阶段。ER 英安岩中斜长石斑晶成分变化不大,均属中长石,个别核部可达拉长石;具明显环带结构,多为轻微正环带,未见反环带,说明没有明显的岩浆混合作用发生,少量斜长石斑晶韵律环带结构,可能与岩浆房中存在小尺度的岩浆对流有关;斑晶大多形成于在 1~3 kbar 压力区间,说明在深度 3~10 km 的中下地壳位置可能存在一个岩浆房,岩浆房的温度大约为 960~1 020 °C。

2)岩浆演化过程可能为:地幔源区发生部分熔融产生玄武质岩浆(温度~1 300 °C),在岩浆活动早期,由于岩浆供应充足,岩浆上升过程中速度较快,仅发生很小程度的分离结晶,形成少量斑晶矿物,在浅部未形成岩浆房,并以较高的速度、温度(~1 100 °C)直接喷出海底后形成玄武岩-玄武质安山岩;之后,到了岩浆活动晚期,由于岩浆供应量减少,岩浆上升速度减慢,岩浆上升过程中,当岩浆密度和围岩密度相差不大时,岩浆滞留在中下地壳(3~10 km)形成岩浆房,岩浆房温度为 960~1 020 °C,岩浆在岩浆房停留较长时间,发生强烈的分离结晶作用,大量斑晶矿物形成,最终岩浆喷出海底形成英安岩等酸性火山岩。

参考文献:

- [1] 廖仁强. 冲绳海槽酸性火山岩斑晶矿物特征及其岩浆演化研究[D]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2016. LIAO Renqiang. Research on characteristics of phenocrysts in acidic volcanics and its magmatic evolution in the Okinawa Trough[D]. Qingdao: Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, 2016.
- [2] 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, 7(3): 203-213. REN Jianye, LI Sitian. Spreading and dynamic setting of marginal basins of the western Pacific[J]. Earth Science Frontiers, 2000, 7(3): 203-213.
- [3] 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.

SHI Xuefa, YAN Quanshu. Magmatism of typical marginal basins (or back-arc basins) in the West Pacific[J]. Advances in Earth Science, 2013, 28(7): 737-750.

- [4] 曾志刚, 张玉祥, 陈祖兴, 等. 西太平洋典型弧后盆地的地质构造、岩浆作用与热液活动[J]. 海洋科学集刊, 2016, 51(1): 1-36. ZENG Zhigang, ZHANG Yuxiang, CHEN Zuxing, et al. Geological structure, Magmatism and hydrothermal activity of typical Back-arc basin in the western Pacific Ocean[J]. Studia Marina Sinica, 2016, 51(1): 1-36.
- [5] 张国良. 东太平洋海隆 13°N 附近玄武岩特征及其对岩浆作用的指示[D]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2010. ZHANG Guoliang. Characteristics and implications for magmatism of the MORBs in the East Pacific Rise 13°N[D]. Qingdao: Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, 2010.
- [6] WANG X, HUANG P, HUANG H, et al. Geochemical and isotopic compositions of East Rift lavas from the Manus Basin: Implications for the origin of subduction components[J]. Geological Journal, 2020, 55(11): 7429-7442.
- [7] 陈博, 朱永峰. 新疆百口泉闪长岩中高 An 值斜长石的成因及岩石学意义[J]. 岩石学报, 2014, 31(2): 479-490. CHEN Bo, ZHU Yongfeng. The origin of high-An plagioclase in diorite from Baikouquan, Xinjiang and its petrogenetic significance[J]. Acta Petrologica Sinica, 2015, 31(2): 479-490.
- [8] 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. YAN Quanshu, SHI Xuefa, LIU Jihua, et al. Chemical composition of plagioclase in Cenozoic alkali basalt from the South China Sea[J]. Acta Mineralgica Sinica, 2008, 28(2): 135-142.
- [9] 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.
- [10] LAI Z, ZHAO G, HAN Z, et al. Back-arc magma processes in the Okinawa Trough: New insights from textural and compositional variations of plagioclase in basalts[J]. Geological Journal, 2016, 51(7): 346-356.
- [11] PUTIRKA K D. Thermometers and barometers for volcanic systems[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2008, 69(1): 61-120.
- [12] SMITH J V. Feldspar mineralogy[M]. Boston: De Gruyter, 1983: 223-240.
- [13] SMITH V C, BLUNDY J D, ARCE J L. A temporal record of magma accumulation and evolution beneath Nevado de Toluca, Mexico, reserved in plagioclase phenocrysts[J].

- Journal of Petrology, 2009, 50(3): 405-426.
- [14] MARTINEZ F, TAYLOR B. Backarc spreading, rifting, and microplate rotation, between transform faults in the Manus Basin[J]. Marine Geophysical Research, 1996, 18(2/4): 203-224.
- [15] SINTON J M, FORD L L, CHAPPELL B, et al. Magma genesis and mantle heterogeneity in the Manus back-arc Basin, Papua New Guinea[J]. Journal of Petrology, 2003, 44(1): 159-195.
- [16] BEIER C, TURNER S P, SINTON J M, et al. Influence of subducted components on back-arc melting dynamics in the Manus Basin[J]. Geochemistry Geophysics Geosystems, 2010, 11(6): Q0AC03.
- [17] BEIER C, BACH W, TURNER S, et al. Origin of silicic magmas at spreading centres-an example from the South East Rift, Manus Basin[J]. Journal of Petrology, 2015, 56(2): 255-272.
- [18] PARK S H, LEE S M, KAMENOV G D, et al. Tracing the origin of subduction components beneath the South East Rift in the Manus Basin, Papua New Guinea[J]. Chemical Geology, 2010, 269(3/4): 339-349.
- [19] 马瑶. 东马努斯弧后盆地岩浆岩地球化学特征及其对热液活动中 Cu 的物质供给研究[D]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2016.
- MA Yao. Geochemistry of igneous rocks and material contribution of Cu to seafloor hydrothermal system in eastern Manus Basin[D]. Qingdao: Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, 2016.
- [20] 赵霞. 东马努斯盆地普通火山岩、高镁安山岩及蚀变岩石地球化学特征研究[D]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2017.
- ZHAO Xia. The study of geochemical characteristics of general volcanic rocks, high-Mg andesite and altered rock in Eastern Manus Basin[D]. Qingdao: Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, 2017.
- [21] 赵霞, 黄朋, 胡宁静, 等. 东马努斯盆地高镁安山岩物质来源及演化过程——基于全岩主微量和同位素分析[J]. 海洋与湖沼, 2017, 48(1): 8-21.
- ZHAO Xia, HUANG Peng, HU Ningjing, et al. Magma source and evolution of high-Mg andesite from eastern Manus Basin-geochemical and isotopic constraints[J]. Oceanologia et Limnologia Sinica, 2017, 48(1): 8-21.
- [22] WALLACE L M, STEVENS C, SILVER E, et al. GPS and seismological constraints on active tectonics and arc-continent collision in Papua New Guinea: Implications for mechanics of microplate rotations in a plate boundary zone[J]. Journal of Geophysical Research, 2004, 109(B5): B05404.
- [23] TREGONING P. Plate kinematics in the western Pacific derived from geodetic observations[J]. Journal of Geophysical Research, 2002, 107(B1): ECV-1-ECV 7-8.
- [24] SUN W D, ARCULUS R J, BENNETT V C, et al. Evidence for rhenium enrichment in the mantle wedge from submarine arc-like volcanic glasses (Papua New Guinea)[J]. Geology, 2003, 31(10): 845-848.
- [25] BINNS R A, SCOTT S D. Actively forming polymetallic sulfide deposits associated with felsic volcanic rocks in the eastern Manus back-arc Basin, Papua New Guinea[J]. Economic Geology, 1993, 88(8): 2226-2236.
- [26] 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.
- [27] KUDO A M, WEILL D F. An igneous plagioclase thermometer[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1970, 25(1): 52-65.
- [28] 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.
- [29] BERLO K, BLUNDY J, TURNER S, et al. Textural and chemical variation in plagioclase phenocrysts from the 1980 eruptions of Mount St. Helens, USA[J]. Contribution to Mineralogy and Petrology, 2007, 154(3): 291-308.
- [30] 吴平霄, 吴金平, 李才伟, 等. 斜长石韵律环带的结晶速率方程及其动力学机制[J]. 岩石学报, 1998, 14(3): 388-394.
- WU Pingxiao, WU Jinping, LI Caiwei, et al. Crystalline velocity equation and kinetics mechanism of plagioclase oscillatory zoning[J]. Acta Petrologica Sinica, 1998, 14(3): 388-394.
- [31] 王雄. 马努斯盆地东部裂谷中-酸性火山岩矿物学、地球化学特征及其岩浆演化过程[D]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2020.
- WANG Xiong. Mineralogical, geochemical characteristics and magmatic evolution of intermediate-acid lavas in East Rift, Manus Basin[D]. Qingdao: Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, 2020.
- [32] HOLDAWAY M. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram[J]. American journal of science, 1971, 271(2): 97-131.
- [33] FINLAYSON D M, CULL J P. Structural profiles in the New Britain/New Ireland region[J]. Journal of the Geological Society of Australia, 1973, 20(1): 37-48.
- [34] FINLAYSON D M, GUDMUNDSSON O, ITIKARAI I, et al. Rabaul volcano, Papua New Guinea: Seismic tomographic imaging of an active caldera[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2003, 124(3): 153-171.

Magma evolution process in the East Rift, Manus Basin: evidence from plagioclase phenocrysts in lavas

WANG Xiong^{1, 2}, HUANG Peng^{1, 3, 4}, HUANG Hai-jun¹, HU Ning-jing^{3, 5}

(1. Key Laboratory of Marine Geology and Environment, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Laboratory for Marine Geology, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266071, China; 4. Center for Ocean Mega-Science, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 5. Key Laboratory of Marine Sedimentary and Environmental Geology, the First Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Qingdao 266061, China)

Received: May 27, 2020

Key words: Manus Basin; East Rift; plagioclase; mineralogical characteristics; magmatic evolution process

Abstract: The structure and composition of plagioclase in volcanic rocks provide important information regarding magmatic evolution. In this study, we systematically analyzed the mineralogy of plagioclase phenocrysts in lavas from the East Rift (ER), Manus Basin. Results show that the plagioclase phenocrysts in basaltic andesites have normal zoning, the An values for the core–mantle (An=80–87) of plagioclase belong to high-An plagioclase, and the An values decrease sharply for the rim. In dacites, the composition of plagioclase phenocrysts slightly changes from the core to the rim, most plagioclases have normal zoning with the An value decreasing gradually, and few plagioclases have oscillatory zoning. The calculation results of crystallizing temperature and pressure for phenocrysts show that the magma evolution process in ER involved the following phenomena: 1) Magma originated via partial melting of the mantle at ~1300°C; 2) In the early age, magma had a high ascend rate owing to the large magma supply. 3) After a small degree of fractional crystallization, magma eventually ejected at a high velocity and temperature and formed basalt-basaltic andesites. In the late stage of the ER lavas, the magma underwent strong fractional crystallization owing to the low supply rate of magma and long stay of magma in the chamber (3–10 km; 960°C–1020°C) and finally formed acidic lavas. Moreover, we argue that magma mixing did not play an important role in the magmatic evolution process.

(本文编辑: 杨 悦)