DOI:10.16562/j.cnki.0256-1492.2018.04.005

# 汤加-克马德克俯冲前缘洋壳蚀变过程及控制因素 研究

罗青1,2,张国良1,3

1.中国科学院海洋研究所,海洋地质与环境重点实验室 & 深海研究中心,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,青岛 266061

摘要:蚀变大洋地壳通过俯冲带进入地幔,是导致岛弧火山作用的重要物质来源。洋壳蚀变导致的矿物和地球化学组成变化 对理解固体地球化学循环具有重要意义。IODP U1365站位位于汤加-克马德克俯冲带前缘的俯冲板片上,对该站位蚀变玄 武岩的研究有助于理解汤加-克马德克俯冲带的俯冲过程。对 U1365站位的 9 件玄武岩样品进行了蚀变产物的主量元素电 子探针分析,并结合全岩主量元素含量,探讨了低温热液蚀变的影响因素及蚀变产物对化学组成变化的控制。研究表明,该 站位的主要蚀变产物为皂石、绿鳞石、贝德石、沸石、绿泥石、橙玄玻璃、黄铁矿、方解石,以及铁的氧化物/氢氧化物,为典型的 低温热液蚀变产物组合特征。从岩石单元(熔岩流)边界或裂隙边缘到岩石内部,蚀变矿物呈现铁的氧化物/氢氧化物--绿鳞 石—皂石+黄铁矿的带状分布,指示了从氧化环境向还原环境的转变。该站位的蚀变类型包括矿物置换、气孔填充及裂隙填 充。根据蚀变产物组合及矿物穿插关系,将U1365站位玄武岩的低温蚀变过程划分为4个阶段:玄武质玻璃橙玄化、氧化蚀 变矿物(绿鳞石+铁的氧化物/氢氧化物)的形成、还原蚀变矿物(皂石+黄铁矿)的形成,以及裂隙的封闭。低温热液蚀变过程 对该站位玄武岩化学成分的改变主要体现为 $K_2O_s$ Fe $_2O_s$ 含量的升高及 $FeO_s$ CaO $_sNa_2O$ 含量的降低,并且在靠近岩石单元 (熔岩流)边界的部位,样品的蚀变程度更高,所需的最小水岩比更大,全岩化学组成的改变也更强烈。蚀变产物的电子探针 数据分析显示,K2O主要赋存在绿鳞石和沸石中;Fe2O2主要赋存在铁的氧化物/氢氧化物、橙玄玻璃和绿鳞石中;CaO主要 赋存于方解石岩脉中,在其他蚀变产物中含量极低。该结果可用于解释 U1365 站位蚀变玄武岩的化学组成变化,如更容易接 触氧化性海水的蚀变样品通常表现为氧化型蚀变产物组合(铁的氧化物/氢氧化物、橙玄玻璃、绿鳞石等),其全岩组成与新鲜 样品相比表现出更强烈的 K<sub>2</sub>O、Fe<sub>2</sub>O。富集,说明蚀变类型对于大洋玄武岩的化学组成变化有一定的控制作用。 关键词:蚀变玄武岩;低温热液蚀变;U1365站位;蚀变产物

**中图分类号:**P736.1 文献标识码:A

#### Alteration of oceanic crust at the Tonga-Kermadec subduction front and its controlling factors

LUO Qing<sup>1,2</sup>, ZHANG Guoliang<sup>1,3</sup>

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 and Environment, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266061, China

Abstract: Altered oceanic crust is the significant source of the materials subducting into the mantle and cause of volcanisms. The variations in mineral and geochemical compositions that caused by the alterations are crucial for understanding the chemical cycles of the solid earth. IODP Site U1365, located in the subduction slab in front of the Tonga-Kermadec subduction zone, is selected as an ideal place for study of the basalts to reveal the subduction process of the Tonga-Kermadec zone. We analyzed the major elements of alterated products of 9 basalts with electronic probe. Combined with bulk rock geochemical data, we investigated the influencing factors of low temperature alteration, and discussed the control of alteration products on bulk rock geochemical variations. The major products of alteration are recognized as saponite, celadonite, beidellite, zeolite, chlorite, palagonite, phyrite, calcite, and Fe-oxide/hydroxide, which represent a typical type of low-temperature

**资助项目**:国家自然科学基金"海洋岩石学与地幔地球化学"(41522602);青岛海洋科学与技术国家实验室"鳌山人才"优秀青年学者项目 (2015ASTP)

作者简介:罗青(1988—),女,博士生,主要从事大洋岩石学研究,E-mail:annluoqing@163.com

通讯作者:张国良(1981-),男,研究员,主要从事大洋岩石学与地幔地球化学研究,E-mail:zhangguoliang@qdio.ac.cn

收稿日期:2017-07-25;改回日期:2017-10-18. 周立君编辑

alteration. From the lava boundary and/or vein edge to the center of the rock, a progressive sequence of dominant secondary mineral assemblage has been identified, which changes from Fe-oxide/hydroxide to celadonite, to saponite + phyrite, indicating a transition from oxidizing condition to reducing condition. The types of alteration include mineral replacement, vent filling, and vein filling. Based on the mineral compositions and intercalating relationships, the alteration processes could be divided into four stages, characterized respectively by palagonitization of basaltic glass, formation of oxidizing minerals (celadonite and Fe-oxide/hydroxide), formation of reducing minerals (saponite and phyrite), and the closing of fractures by calcite veins. The chemical changes of oceanic basalts during the alteration are mainly marked by rising in  $K_2O$  and  $Fe_2O_3$ , and losing of FeO, CaO and Na<sub>2</sub>O. The alteration becomes intensified when it closes to the lava boundary, as the minimum water-rock ratio rising up. As the result, it will lead to stronger chemical variations. Electronic Microprobe data analyses show that,  $K_2O$  is mainly reserved in celadonite and zeonite;  $Fe_2O_3$  in Fe-oxide/hydroxide, palagonite, and celadonite; and CaO in calcite vains but significantly low in other alteration products. This result can explain the chemical variations of the basalts of Site U1365, for instance, the samples, which suffered stronger sea water oxidation, may have more oxydic alteration products ( such as Fe-oxide/hydroxide, palagonite, and celadonite) enriched in  $K_2O$  and  $Fe_2O_3$ , indicating the control of alteration types on oceanic basalt compositions.

Key words: altered basalt; low temperature hydrothermal alteration; Site U1365; alteration products

# 引言

大洋玄武岩是俯冲板片的重要组成部分。这些 长期暴露在海底的玄武岩自形成以来就与海水持续 发生着水-岩相互作用<sup>[1,2]</sup>。这个过程不仅会改变蚀 变洋壳的组成,而且对海水的化学组成也有一定的 控制作用<sup>[3]</sup>。例如,经过低温海水蚀变的上部洋壳 通常会富集来自海水的碱金属元素、Sr、Ba、C、<sup>18</sup> O 和 H<sub>2</sub>O<sup>[4-7]</sup>。蚀变洋壳作为俯冲进入地幔或岛弧火 山的重要物质来源,对岛弧火山的地球化学特征具 有重要贡献,而残余的俯冲板块可能是导致上地幔 不均一性的原因之一<sup>[8]</sup>。大规模海底蚀变作用所引 起的玄武岩化学组成变化会影响俯冲敏感元素在俯 冲过程中的迁移及富集。此外,蚀变洋壳还是重要 的碳的储集区,在全球碳循环中扮演着重要角色<sup>[9]</sup>。 因此,对蚀变洋壳的矿物组成和地球化学特征的研 究是理解固体地球化学循环的基础。

大洋玄武岩与海水之间的反应可以分为两种: 一种是高温热液蚀变作用,反应温度 70~400℃,多 发生在大洋中脊或板内火山附近靠近岩浆活动的区 域,持续时间相对较短<sup>[10]</sup>,其代表性地貌为海底"黑 烟囱";另一种是低温热液蚀变作用,反应温度通常 在 70℃以下,持续时间较长<sup>[11]</sup>,且在海底普遍存在, 其反应深度可达到海底以下 500m<sup>[3+11+12]</sup>。由于样 品获取方式的特殊性,目前对洋壳蚀变的研究成果 多来自于大洋钻探(DSDP/ODP/IODP)钻取的岩 心样品和海底拖网样品。研究显示,蚀变作用会导 致大洋玄武岩的矿物组成和地球化学组成发生改 变。在蚀变洋壳中最常见的蚀变产物包括蒙脱石、 绿鳞石、皂石、沸石、橙玄玻璃等<sup>[13,14]</sup>。蚀变作用通 常会造成玄武岩整体 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、U、K、Rb、Cs等成分的 上升,以及 CaO、Na<sub>2</sub>O、MgO 的局部降低<sup>[5,15]</sup>。然 而,对于不同蚀变产物对大洋玄武岩化学成分改变 的控制作用仍然缺少相关研究。

汤加-克马德克(Tonga-Kermadec)俯冲体系是 环太平洋火山带的重要组成部分,具有典型的"沟-弧-盆"俯冲带结构。IODP U1365 站位位于汤加-克 马德克俯冲带前缘的俯冲板片上,其获取的岩心样 品代表了进入汤加-克马德克俯冲带的俯冲板片物 质。因此,对 U1365 站位蚀变玄武岩的研究有助于 理解汤加-克马德克俯冲带的俯冲过程。Zhang 和 Smith<sup>[1]</sup>曾对 U1365 站位的蚀变玄武岩进行了岩石 学及地球化学研究,并将其与 U1368 站位蚀变玄武 岩进行对比,探讨了影响大洋玄武岩低温蚀变作用 的因素。本文以 U1365 站位 E 孔的大洋玄武岩为 研究对象,在前人研究成果的基础上对 U1365 站位 的蚀变玄武岩进行了进一步的蚀变产物微区分析及 蚀变特征讨论,通过将蚀变产物的主量元素含量与 全岩进行对比,探讨不同蚀变产物组合在蚀变过程 中对玄武岩化学组成变化的控制作用。

### 1 地质背景

汤加-克马德克海沟位于新西兰的 NNE 方向, 全长 2800km,是太平洋板块和印度-澳大利亚板块 构成的汇聚型边界(图 1)。在海沟的西侧依次分布 着汤加-克马德克岛弧、Lau-Havre 海槽和 Lau-Colville海脊。海沟东侧的 Osbourn 海槽及 Louisville海山链在南纬 25°链与海沟相交,将其分为汤 加海沟(北)、克马德克海沟(南)两部分。Osbourn 海槽是一个活跃在白垩纪超静磁带期间(125~ 84Ma)的古洋脊,约在105~71Ma停止扩张<sup>[16,17]</sup>。 位于 Osbourn 海槽南北两侧的 Manihiki 洋底高原 和 Hikurangi 洋底高原,以及俯冲体系西侧的 Ontong Java 洋底高原在分裂之前原是一个整体,组成 了地幔柱头成因的大火成岩省[18-20]。这个超大洋底 高原被两条扩张中心分裂开来,其中 Osbourn 海槽 将 Manihiki 和 Hikurangi 以大约 190mm/a 的速度 分裂开来,并形成了如今正在向西进入汤加-克马德 克俯冲带的俯冲板片。Louisville海山链长约 4300km,在过去的80Ma中由太平洋板片经过一个 热点(现今位于 Eltanin 断裂带和东太平洋海隆的 交汇处[21])时不断形成,其最靠近海沟的海山年龄 约为77Ma<sup>[22]</sup>。有研究表明 Louisville 海山链已有 部分俯冲进入了汤加-克马德克俯冲带,海山与岛弧 的碰撞作用导致汤加和克马德克部分在前弧地形、 俯冲板片形态、以及弧后扩张的动力和地震特征上 呈现明显差异<sup>[23,24]</sup>。

U1365 站位位于 Osbourn 海槽以北约 250km, 汤加-克马德克海沟以东约 800km, DSDP 596 站位 以东 1km 处(图 1),站位位于一个相对平缓的地 形上,周围有三座海山,海山间距约5~8km。站位



Fig.1 Regional geological map of Site U1365 (After references [28,29])

基底被约 71m 的沉积物所覆盖,与全球其他洋壳相 比沉积物厚度较薄<sup>[25]</sup>。Re-Os 同位素数据显示, U1365 站位玄武岩的年龄为 103.7Ma<sup>[26]</sup>。U1365 站位共钻 5 个钻孔,其中只有 E 孔获得了基底岩 石。E 孔的取心位置位于海底以下 71~124m,钻入 基底 53.2m 深,共取得 39.66m 的席状熔岩(取心 率 74.6%)。根据基底岩石的形态、熔岩流边界、构 造特征和斑晶特征将所钻遇的岩石分为了 17 个岩 石单元,由斑晶含量不同的大块斑状结构席状玄武 岩熔岩流(图 2,Unit 1-9,12,13,17)和隐晶质或含 少量斑晶的斑状结构的薄层熔岩流(图 2,Unit 10, 11,14-16)组成<sup>[27]</sup>。

## 2 样品与方法

我们从 IODP U1365 站位 E 孔的岩心选取了 9 块蚀变特征最明显的玄武岩(表 1)。其在岩心中的 位置见图 2。样品分析方法主要为薄片镜下观察及 电子探针微区分析。每块蚀变玄武岩样品制备了 0.03mm 厚的探针薄片,用于进行微区分析及镜下 观察。矿物微区主量元素分析在核工业北京地质研 究院分析测试研究中心进行,所用设备为 JXA-8100 电子探针分析仪。工作条件为:电压 20kV,束流 1×10<sup>-8</sup>A,出射角 40°。标准方法采用 GB/T 15074-2008 电子探针定量分析方法通则,修正方法采用 ZAF 法。对于含量大于 20%的元素,分析误差在 5%以内。文中用于对比分析的 U1365 玄武岩样品 全岩地球化学测试数据来自 Zhang 和 Smith<sup>[1]</sup>。用 于微区分析的薄片均有对应的全岩地球化学数据。

# 3 结果与分析

### 3.1 蚀变矿物组合及化学组成

在蚀变现象极少的新鲜样品中,主要造岩矿物 为斜长石、斜辉石和橄榄石,斜长石斑晶较大。根据 与新鲜样品的镜下对比及电子探针主量元素数据 (表 2),在蚀变样品中识别出以下主要蚀变产物(图 3):

### (1)皂石

皂石为富 MgO 的蒙脱石族矿物,是最常见的 蚀变矿物,在大部分蚀变样品薄片中都可观察到。 所见皂石可分为两种:一种偏光镜下无色至浅黄色, 鳞片状或纤维状,多单独或与沸石共生充填在孔洞 中,或以集合体的形式置换原生矿物(斜长石);另一



# 图 2 U1365 站位 E 孔钻井 剖面图 岩心剖面图改编自文献[30,31]; P 代指薄片样品编号, A 代指全岩样品编号; 最小水岩比由 4.1 部分中的公式计算所得; mbsf:海底以下深度(米)

Fig.2 Well log section of Hole E, Site U1365

Core section is modified based on references [30,31]; P refers to numbers of thin sections, A refers to numbers of bulk rock samples; minimum rock-water ratios are calculated by the formula in part 4.1; mbsf: meters below sea floor

	Table 1 Sample	list of altered basalts	s from Site U1365		
序号	样品 ID	顶深/mbsf	底深/mbsf	薄片编号	对应蚀变全岩样品
1	329-U1365E-3R-3-W 33/37	83.54	83.58	P1	
2	329-U1365E-4R-1-W 24/25	85.74	85.75	P2	A4
3	329-U1365E-4R-2-W 137/142	88.24	88.29	P3	A5
4	329-U1365E-7R-3-W 2/4	102.37	102.39	P4	A9
5	329-U1365E-8R-1-W 41/47	105.41	105.465	P5	A11
6	329-U1365E-8R-2-W 117/119	107.07	107.11	P6	A12
7	329-U1365E-8R-4-W 8/10	108.62	108.64	P7	
8	329-U1365E-11R-2-W 89/93	117.96	118	P8	
9	329-U1365E-12R-3-W 128/132	123.59	123.63	P9	

表 1 U1365 站位蚀变玄武岩	¦样品
-------------------	-----

Table 1 Sample list of altered basalts from Site U1365

	P1	13	绿泥石	Chl	18	29.73		24.21	6.28	0.14	20.91	0.16	0.11	0.03	81.62	3.850	0.000	3.696	0.680	0.000	4.036	0.022	0.028	0.005	12.318
	P6	~	贝德石	Bei	16	41.37		26.58	2.43	0.1	13.63	0.46	0.2	0.83	85.6	4.315	0.000	3.269	0.212	0.009	2.119	0.051	0.040	0.110	10.126
	P6	7	贝德石	Bei	16	39.05	0.07	27.89	2.42	0.09	13.72	0.52	0.28	0.55	84.59	4.131	0.006	3.478	0.214	0.008	2.163	0.059	0.057	0.074	10.190
	P4	~	贝德石	Bei	16	47.18	0.04	29.87	0.87	0.04	6.96	0.42	0.38	1.26	87.02	4.718	0.003	3.521	0.073	0.003	1.037	0.045	0.074	0.161	9.635
	P4	9	贝德石	Bei	16	33.54		21.13	0.92		19.55	0.49	0.13	1.35	77.16	3.915	0.000	2.908	0.090	0.140	3.401	0.061	0.029	0.201	10.746
	P4	IJ	贝德石	Bei	16	46.97	0.06	29.42	0.87	0.05	7.32	0.57	0.41	1.34	87.05	4.710	0.005	3.478	0.073	0.000	1.094	0.061	0.080	0.171	9.672
oducts	P2	4	皂石	$\operatorname{Sap}$	16	43.91		5.73	16.28		15.2	0.83	0.5	0.56	83.01	5.168	0.000	0.795	1.602	0.000	2.666	0.105	0.114	0.084	10.534
ation pr	P1	16	皂石	Sap	16	48.88		5.97	3.52	0.07	27.41	0.23	0.47	0.04	86.59	5.117	0.000	0.737	0.308	0.000	4.276	0.026	0.095	0.005	10.565
of alter	P1	7	皂石	Sap	16	45.65		4.89	5.63	0.1	20.75	0.6	0.36	0.19	78.17	5.340	0.000	0.674	0.551	0.010	3.617	0.075	0.082	0.028	10.378
lements	P1	4	皂石	$\operatorname{Sap}$	16	48.07		4.14	6.7	0.07	20.58	0.4	0.3	0.18	80.44	5.469	0.000	0.555	0.638	0.007	3.490	0.049	0.066	0.026	10.299
major e	Pl	~	皂石	Sap	16	46.42		4.06	6.7		20.74	0.4	0.23	0.21	78.8	5.409	0.000	0.558	0.653	0.000	3.601	0.050	0.052	0.031	10.354
; data of	P1	2	皂石	Sap	16	48.31	0.07	4.65	6.14		21.66	0.41	0.19	0.13	81.57	5.403	0.006	0.613	0.574	0.000	3.610	0.049	0.041	0.019	10.315
analysis	P1	ŝ	皂石	$\operatorname{Sap}$	16	44.37		5.61	6.9	0.13	20.36	0.53	0.14	0.07	78.12	5.234	0.000	0.780	0.681	0.013	3.579	0.067	0.032	0.011	10.397
be micro	$\mathbf{P1}$	10	皂石	Sap	16	43.89		7.94	8.25	0.11	21.87	0.47	0.4	0.09	83.05	4.933	0.000	1.052	0.775	0.010	3.663	0.057	0.087	0.013	10.591
tron pro	$\mathbf{P1}$	11	皂石	Sap	16	41.64		8.12	8.91	0.11	20.48	0.73	0.33	0.13	80.51	4.867	0.000	1.119	0.871	0.011	3.567	0.091	0.075	0.019	10.621
2 Elec	$\mathbf{P1}$	6	皂石	Sap	16	45.98		6.99	7.02	0.06	24.54	0.57	0.31	0.09	85.56	4.978	0.000	0.892	0.636	0.006	3.960	0.066	0.065	0.012	10.615
Table	P1	19	电石	Sap	16	38.75	0.05	13.05	8.18	0.16	27.19	0.15	0.1	0.03	87.66	4.147	0.004	1.647	0.732	0.129	4.337	0.017	0.021	0.004	11.038
	P1	18	皂石	$\operatorname{Sap}$	16	35.66		12.78	7.66	0.19	23.76	0.16	0.06	0.02	80.29	4.191	0.000	1.771	0.753	0.019	4.162	0.020	0.014	0.003	10.932
	P1	9	皂石	Sap	16	47.61		6.39	6.44	0.09	23.91	0.44	0.28	0.14	85.3	5.131	0.000	0.812	0.581	0.008	3.841	0.051	0.059	0.019	10.501
	P1	D.	皂石	Sap	16	50.89		4.08	5.33	0.09	23.79	0.8	0.26	0.21	85.45	5.420	0.000	0.512	0.475	0.008	3.776	0.091	0.054	0.029	10.365
	P3	13	皂石	$\operatorname{Sap}$	16	32.72		10.25	18.95	0.12	19.84	0.3	0.22	0.37	82.77	4.035	0.000	1.490	1.954	0.000	3.646	0.040	0.053	0.058	11.276
	- P3	11	1 皂石	$\operatorname{Sap}$	: 16	44.41	0.09	6.39	5.48		19.87	1.96	0.13	0.38	78.71	5.190	0.008	0.880	0.536	0.000	3.460	0.245	0.029	0.057	10.405
	样品编号	测点	矿物名称		氧原子数	$SiO_2$	$\mathrm{TiO}_2$	$\rm Al_2O_3$	TFeO	MnO	MgO	CaO	$\mathrm{Na_2O}$	${\rm K}_2{\rm O}$	雪迎	$Si^{4+}$	${\rm Ti}^{4+}$	$\mathrm{Al}^{3+}$	$\mathrm{TFe}^{2+}$	$\mathrm{Mn}^{2+}$	$\mathrm{Mg}^{2+}$	$Ca^{2+}$	$Na^+$	$\mathrm{K}^+$	SUM

貽 閦 表 2

60

8.413

5.608

5.869

4.638

6.539

4.649

5.063

5.321

4.853

4.689

4.812

4.803

5.053

5.501

5.568

5.493

6.848

6.704

5.241

0.512

1.490

oct.total 4.884

续表 2																						
样品编号	P1	P4	P4	P4	P5	$P_3$	P3	P3	P3	P3	P3	$P_3$	C13	P5	P5	P5	P5	P5	P6	P6	P6	P6
测点	14	10	11	12	10	10	1	D.	17	33	4	7	ŝ	12	13	ŝ	4	11	9	6	4	2
矿物名称	绿泥石	绿泥石	绿泥石	绿泥石	绿泥石	绿鳞石	绿鳞石	绿鳞石	绿鳞石	绿鳞石	绿鳞石	绿鳞石 丝	绿鳞石 纟	录鳞石 🧯	绿鳞石	绿鳞石 🧯	绿鳞石 :	绿鳞石	绿鳞石	绿鳞石	绿鳞石	绿鳞石
	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Cel																
氧原子数	18	18	18	18	18	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
$SiO_2$	32.47	43.94	48.57	40.6	35.21	47.32	55.33	54.95	56.23	51.56	48.2	53.52	58.24	46.72	48.92	46.58	49.13	49.61	47.57	47.99	41.64	44.69
${\rm TiO_2}$				0.34	0.67			0.06	0.05				0.19			0.07			0.04		0.07	
$\mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3$	23.61	14.74	17.14	15	22.49	3.38	2.48	2.45	1.93	2.72	2.52	2.32	1.79	11.64	11.11	7	6.88	11	7.55	7.29	10.9	10.78
TFeO	9.26	4.4	8.19	5.61	1.49	16.42	17.34	17.69	19.3	21.31	25.05	18.95	22.6	18.69	19.04	20.74	19.66	15.43	19.9	22.18	23.18	21.12
MnO	0.13	0.07	0.1	0.07	0.06				0.04			0.06		0.04			0.09	0.05	0.07			0.07
MgO	21.24	24.06	15.75	21.16	25.69	5.9	7.44	7.51	7.35	6.06	5.18	6.93	5.75	6.76	7	5.66	8.05	7.02	7.08	6.45	6.32	6.5
CaO	0.17	0.11		0.08	0.1	2.59	0.02	0.02	0.02	0.02	0.2	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
$\rm Na_2O$	0.12	0.21	0.25	0.19	0.18	0.08	0.05	0.08		0.1	0.19	0.02	0.1	0.39	0.29	0.1	0.12	0.39	0.21	0.19	0.4	0.25
${\rm K}_2{\rm O}$		1.17	3.45	1.26	0.5	7.61	8.86	8.88	8.78	8.44	8.31	9.57	6.96	5.85	5.8	7.76	7.32	5.89	7	5.84	4.95	5.85
重	87	88.74	93.47	84.31	86.39	83.34	91.5	91.66	93.68	90.19	89.65	91.44	95.63	90.09	92.2	87.91	91.31	89.39	89.42	89.96	87.46	89.26
$Si^{4+}$	3.960	5.116	5.454	5.019	4.187	4.340	4.537	4.515	4.538	4.411	4.277	4.476	4.600	3.897	3.971	4.096	4.104	4.071	4.064	4.086	3.701	3.835
$Ti^{4}+$	0.000	0.000	0.000	0.032	0.060	0.000	0.000	0.004	0.003	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.003	0.000	0.005	0.000
$\mathrm{Al}^{3+}$	3.395	2.023	2.269	2.186	3.153	0.365	0.240	0.237	0.184	0.274	0.264	0.229	0.167	1.145	1.063	0.726	0.678	1.064	0.760	0.732	1.142	1.091
$\mathrm{TFe}^{2+}$	0.944	0.428	0.769	0.580	0.148	1.259	1.189	1.216	1.303	1.525	1.859	1.325	1.493	1.304	1.293	1.525	1.374	1.059	1.422	1.579	1.723	1.516
$\mathrm{Mn}^{2+}$	0.147	0.007	0.010	0.007	0.006	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.004	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0,003	0.005	0.000	0.000	0.005
${ m Mg^{2+}}$	3.861	4.175	2.636	3.899	4.552	0.806	0.909	0.920	0.884	0.773	0.685	0.864	0.677	0.840	0.847	0.742	1.002	0.859	0.901	0.818	0.837	0.831
$Ca^{2+}$	0.022	0.014	0.000	0.011	0.013	0.255	0.000	0.000	0.000	0.000	0.019	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
$Na^+$	0.028	0.047	0.054	0.046	0.041	0.014	0.008	0.013	0.000	0.017	0.033	0,003	0.015	0.063	0.046	0.017	0.019	0.062	0.035	0.031	0.069	0.042
$\mathrm{K}^+$	0.000	0.174	0.494	0.199	0.076	0.890	0.927	0.931	0.904	0.921	0.941	1.021	0.701	0.622	0.601	0.871	0.780	0.617	0.763	0.634	0.561	0.641
SUM	12.357	11.983	11.686	11.978	12.236	7.930	7.810	7.835	7.819	7.921	8.078	7.922	7.664	7.874	7.820	7.981	7.957	7.736	7.952	7.881	8.038	7.960
oct.total	8.346	6.633	5.683	6.704	7.919	0.365	0.240	2.376	2.376	2.572	2.808	2.422	2.348	3.291	3.203	2.997	3.053	2.985	3.091	3.129	3.707	3.443

61

96	P6	P6	P7	P8	P8	6d	P2-Th	P5	P5	P5	P5	P5	P7	P7	P7	B	P3		P2	P2 P8	P2 P8 P7	P2 P8 P7 P7
5 19	3 Fo	1 10	3 6	∞ ∽	73 73	5 13	8 8	£ -	70 7	5 L9	°. ∾	14 L	5	7	9	5 D8	L3 18	-	7 1	7 1	7 1 1 1	7 1 1 1 2
鳞石	绿鳞石	沸石	海	兼石	浙	兼石	兼石	兼石	港石	谦石	铁的 化物/剑 黄子物	铁的 約 約 約 名 名 名 名 名 名 名	風~乾	<ul> <li>其</li> <li>其</li> <li>前</li> <li>約</li> <li>10</li> <li>10</li></ul>	<ul> <li>              新</li></ul>	氰 铁的氧 橙玄 橙玄/ / 化物/ 玻璃 玻璃 :物氢氧化物 玻璃 玻璃						
Cel	Zeo	Zeo	Zeo	Zeo	Zeo	Zeo	Zeo	Zeo	Zeo	Feoxy	Fe-oxy		Fe-oxy	Fe-oxy Pal	Fe-oxy Pal Pal							
12	12	12	12	12	12	12	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	ŝ	ŝ		ŝ	3 22	3 22 22
6.32	42.79	32.64	58,99	52.79	51.79	55.98	36.41	48.98	49.67	46.12	54.64	54.19	56.71	57.73	58.41	65.27	3.5	10.4		10.58	10.58 50.42	10.58 50.42 46.66
			0.25		0.07		0.05				1.47	0.35	I	I	0.14	0.19					1.97	1.97 2.26
.15	8.81	6.69	10.09	0.77	1.77	1.24	3.92	31.67	31.64	32.34	17.46	22.22	19.61	20.63	19.29	18,09	0.16	1.02		0.34	0.34 14.73	0.34 14.73 11.23
1.55	28.25	38.39	14.73	26.28	24.43	23.6	14.21	1.83	1.73	0.95	0.38	2.83	1.47	1.12	1.12	2.51	73.35	62.38		65.51	65.51 11.64	65.51 11.64 14.74
0.11	0.08	0.12	0.04							0.03		0.04		I	I		0.12	0.04		0.07	0.07 0.25	0.07 0.25 0.22
6.79	6.35	4.86	6.55	4.1	4.55	5.14	4.14	5.95	6.13	4.7	0.08	1.5	1.51	1.14	1.12	2.3	1.42	2.48		0.88	0.88 6.71	0.88 6.71 9.55
0.02	0.02	0.1	0.34	0.02	0.02	0.02	4.99	0.46	0.38	0.58	0.09	6.23	0.35	0.36	0.28	1.3	0.17	0.31		0.16	0.16 10.69	0.16 10.69 10.87
0.24	0.26	0.24	0.4	0.09	0.14	0.12	0.19	0.39	0.4	0.43	4.11	2.33	4.52	4.06	3.59	7.87		0.29		0.11	0.11 2.68	0.11 2.68 0.39
5.22	4.89	3.55	4.84	7.39	7.83	7.71	5.48	2.39	1.98	1.54	7.79	6.1	3.99	4.02	3.73	0.31				0.42	0.42 0.71	0.42 0.71 1.08
90.38	91.48	86.76	96.28	91.42	90.58	93.79	69.39	91.74	91.93	86.69	86.09	95.89	88.21	89.06	87.74	97.99	78.76	76.99		78.12	78.12 99.91	78.12 99.91 97.15
.935	3.729	3.287	4.365	4.492	4.466	4.583	5.449	4.699	4.699	4.633	5.757	5.234	5.711	5.721	5.844	5.881	0.148	0.394	0	.405	.405 6.751	.405 6.751 6.579
.000	0.000	0.000	0.014	0.000	0.005	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.116	0.025	0.000	0.000	0.011	0.013	0.000	0.000	0	000	.000 0.198	.000 0.198 0.240
.916	0.905	0.794	0.880	0.077	0.180	0.120	0.692	3.582	3.529	3.830	2.169	2.530	2.328	2.410	2.275	1.922	0.008	0.046	°.	015	015 2.325	015 2.325 1.867
.531	2.059	3.233	0.912	1.870	1.762	1.616	1.779	0.147	0.137	0.080	0.033	0.229	0.124	0.093	0.094	0.189	2.591	1.978	0	.095	.095 1.303	.095 1.303 1.738
,008	0.006	0.010	0.003	0.102	0.000	0.000	0.000	0.000	0.114	0.003	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.001	0	.002	.002 0.028	.002 0.028 0.026
.860	0.825	0.729	0.722	0.520	0.585	0.627	0.923	0.851	0.864	0.704	0.013	0.216	0.227	0.168	0.167	0.309	0.089	0.140	0	.050	.050 1.339	0.050 1.339 2.007
.000	0.000	0.011	0.027	0.000	0.000	0.000	0.800	0.047	0.039	0.062	0.010	0.645	0.038	0.038	0.030	0.126	0.008	0.013		0.007	0.007 1.534	0.007 1.534 1.642
.040	0.044	0.047	0.057	0.015	0.023	0.019	0.055	0.073	0.073	0.084	0.840	0.436	0.883	0.780	0.696	1.375	0.000	0.021		0.008	0.008 0.696	0.008 0.696 0.107
.674	0.544	0.456	0.457	0.802	0.861	0.805	1.046	0.293	0.239	0.197	1.047	0.752	0.513	0.508	0.476	0.036	0,000	0.000		0.020	0.020 0.121	0.020 0.121 0.194
.964	8,112	8.568	7.438	7.878	7.882	7.770	10.750	9.692	9.693	9.593	9.985	10.070	9.823	9.718	9.594	9.850	2.848	2.594		2.602	2.602 14.29	2.602 14.29 14.39
.315	3.795	4.767	2.531	2.569	2.531	2.363	3.399	4.580	3.529	3.830	2.331	3.003	2.679	2.671	2.547	2.433	2.693	2.165		2.162	2.162 5.194	2.162 5.194 5.877

2018 年 8 月



Fig.3 Classification triangle of alteration products

种呈橙红色,胶状或纤维状,多分散填充在斜长石晶体之间的缝隙及孔洞中(图 4a,4e,4h),或与铁的氧化物/氢氧化物共生出现在方解石岩脉中。化学成分上具有高 MgO 的特征。

(2)绿鳞石

偏光镜下呈鲜艳的黄绿色一绿色,纤维状、鳞片 状或叶片状。有多种产出形式:①与铁的氧化物/氢 氧化物共生填充在细小的矿脉及孔洞中(图 4f);② 与方解石共生充填在较宽的脉体中(图 4e);③与皂 石、贝德石共生,分散填充在斜长石晶体之间的缝隙 及孔洞中(图 4g);④呈雾状弥漫在透明皂石中。化 学成分上具有高 TFeO 的特征。

(3)沸石

偏光镜下无色至浅黄色,纤维状或鳞片状。多 以结晶较好的簇状晶体集合体与皂石共生填充在孔 洞中,或呈针状分散在基质中(图 4b,4f)。化学成 分以高 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、低 MgO、TFeO 为特征。

(4)绿泥石

偏光镜下浅黄色至浅绿色,鳞片状或纤维状。 多与沸石共生,作为斜长石的蚀变产物出现在斜长 石晶体的裂隙中(图 4b),或呈细条状集合体出现在 方解石脉体的边缘。化学成分以低 TFeO 为特征, 且 MgO>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>。

(5)贝德石

贝德石是一种贫铁的蒙脱石族矿物。偏光镜下 无色,绒毛状、土状或云雾状。多呈斜长石假晶出现 在斜长石斑晶边缘,说明为斜长石的交代蚀变产物 (图 4b),或出现在绿鳞石填充物的核心部位(图 4g)。化学成分以极低的 TFeO 和高 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO 为特征,且 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>>MgO。

(6) 橙玄玻璃

偏光镜下橙色一褐色,无干涉色。橙玄玻璃为 火山玻璃的蚀变产物,多呈胶状出现在基质中或玻 璃边缘(图 4d),或呈纤维状出现在斜长石雏晶周围 (图 4c)。化学成分与玻璃相比表现出 TiO<sub>2</sub>、CaO、 NaO 的升高。

(7)铁的氧化物/氢氧化物

偏光镜下鲜红色至不透明,无干涉色,纤维状或 胶状。多出现在脉体或孔洞中(图 4f)。化学成分 极度富集 TFeO,含有少量 SiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO。

(8)黄铁矿

显微镜下不透明,常呈细小颗粒状散布在基质中(图 4a,4h)。电子探针波谱显示 Fe、S 含量极高, 判断为 FeS 黄铁矿。常与皂石共同出现。

(9)方解石

偏光镜下透明无色,板状或叶片状,多填充在较宽的岩脉中(图 4e)。化学成分主要为 CaO,含有少量 TFeO 和 MgO。

此外,在薄片中还观察到了少量伊丁石,呈颗粒 状橄榄石假象。在样品中没有见到明显的高温热液 蚀变矿物,如磁黄铁矿、滑石、伊利石等<sup>[10,32]</sup>,说明 U1365 站位的玄武岩没有经历过高温热液蚀变,为 典型的低温热液蚀变玄武岩。

### 3.2 蚀变类型分类

根据蚀变产物的发育位置和组合特征,样品中 的蚀变现象可总结为3种类型:

(1) 气孔充填

此类蚀变多出现于具有气孔构造的样品中。充 填气孔的矿物组合包括:皂石(图 4h)、沸石、沸石+ 绿鳞石(图 4g)、沸石+皂石、沸石+绿鳞石+褐铁 矿。其中,沸石多出现在气孔中心。

(2)岩脉充填

样品中的岩脉其宽度不同,出现的矿物组合也 不同。细小的岩脉多为绿鳞石充填,岩脉中心有少 量褐铁矿及橙色皂石沉淀(图 4f)。在较宽的岩脉 中,从中心到边缘多为方解石+绿鳞石+皂石+褐 铁矿的组合(图 4e)。

(3)矿物置换

参与蚀变的原生矿物包括斜长石、橄榄石、玻璃 及基质填充物。斜长石多蚀变为贝德石(图 4b,4f, 4g),也有少量蚀变为绿鳞石(图 4g)、绿泥石和沸石 (图 4b,4f)。橄榄石多蚀变为伊丁石、绿鳞石和皂



图 4 蚀变样品薄片显微照片(单偏光镜下) Pl,斜长石斑晶;Gl,玄武质玻璃;Sap,皂石;Cel,绿鳞石;Zeo,沸石;Chl,绿泥石;Bei,贝德石; Pyr,黄铁矿;Cal,方解石;Pal,橙玄玻璃;Fe-oxy,铁的氧化物/氢氧化物 Fig.4 Microscopic photos of samples (under polarizing microscope) Pl,plagioclase phenocryst;Gl,basaltic glass;Sap,saponite;Cel,celadonite;Zeo,zeolite; Chl,chlorite;Bei,beidellite;Pyr,pyrite;Cal,calcite;Pal,palagonite;Fe-oxy,iron oxide/hydroxide 石,少量蚀变为贝德石。火山玻璃沿裂缝或矿物边 缘发生了橙玄玻璃化(图 4c,4d)。样品中未见斜辉 石,可能全部发生了蚀变,蚀变产物为分散在斜长石 晶体之间的皂石或绿鳞石。

4 讨论

### 4.1 蚀变作用的影响因素

近 40 年来,通过对大洋钻探计划(DSDP/ ODP/IODP)获取的蚀变玄武岩样品的地球化学研 究,使得我们对洋底玄武岩蚀变过程的认识有了显 著进展。这些研究揭示了,随着反应时间的推移,大 洋玄武岩的蚀变环境会从以海水为主导的氧化环境 转变为以岩石为主导的还原环境[5,13,14,33]。由于绿 鳞石和铁的氧化物/氢氧化物中富集 Fe<sup>3+</sup>,并且通 常在破裂带附近共生,因此被认为是氧化环境的标 志性矿物[13]。皂石在氧化环境和还原环境中都会 生成,而在还原环境中通常与富 Fe<sup>2+</sup> 的次生硫化 物,如黄铁矿共生,因此皂石与次生黄铁矿的矿物组 合被认为是还原环境的标志性矿物[6,13,33]。受到水 岩比影响的蚀变环境氧化还原状态是蚀变矿物形成 的主要控制因素[5,13,14],而蚀变过程中的水岩比则 受控于岩石本身的结构特征,如渗透率和孔隙度以 及外部因素,如沉积物盖层和锰结壳的形成<sup>[1,15,34]</sup>。

我们对 U1365 站位蚀变玄武岩的蚀变特征进行了观察和统计(表 3)。其中,蚀变程度根据薄片 中蚀变产物的总含量进行判断,蚀变产物总含量越 高则代表蚀变程度越高。

Zhang和 Smith<sup>[1]</sup>的文章中提供了 U1365 站位 玄武岩的主量及微量元素含量数据,其中有 15 组来 自同一块岩石的新鲜样品和蚀变样品。我们利用这些样品组的 K、Li、Rb、Ba 含量数据估算了岩石蚀变所需的最小水岩比。计算方法如下:

设定洋底低温蚀变的水/岩反应体系为封闭体 系,则根据质量平衡假设,得出 W/R 关系式<sup>[35]</sup>如 下:

 $W_{0} c_{Wi}^{0} + R_{0} c_{Ri}^{0} = W_{a} c_{Wi}^{a} + R_{a} c_{Ri}^{a}$ 

假定反应前后岩石和流体的质量都未发生变 化,即:

$$W_0 = W_a$$
,  $R_0 = R_a$ 

则有:

 $(W/R)_{i} = (c_{Ri}^{a} - c_{Ri}^{0})/(c_{Wi}^{0} - c_{Wi}^{a})$ 

其中,W 为参与反应的海水流体的质量;R 为 参与反应的岩石的质量;W<sub>0</sub>,W<sub>a</sub>分别为反应前、后 岩石的质量;R<sub>0</sub>,R<sub>a</sub>分别为反应前、后海水流体的 质量;c<sup>0</sup><sub>Wi</sub>,c<sup>a</sup><sub>Wi</sub>分别为反应前、后元素i在海水流体中 的浓度;c<sup>0</sup><sub>Ri</sub>,c<sup>a</sup><sub>Ri</sub>分别为反应前、后元素i在岩石中的 浓度;(W/R)<sub>i</sub>为用元素i的浓度求出的"表观"流 体/岩石比率。

式中, $c_{Ri}^{o}$ , $c_{Ri}^{a}$ 分别采用新鲜样品和蚀变样品的 全岩数据, $c_{Wi}^{o}$ 采用标准海水成分,数据来自文献 [36]。由于无法测得反应后海水流体中的元素浓 度,假设 $c_{Wi}^{a}=0$ ,即海水中的所有元素 i 全部贡献到 岩石中,得到蚀变反应所需的最小水岩比(W/R)<sub>imin</sub>。在真实情况下,反应后的 $c_{Wi}^{a}$ 一定大于0,因 此 $c_{Wi}^{a}=0$ 时的(W/R)<sub>imin</sub>仅为理论最小值。本文最 小水岩比计算公式为:

 $(W/R)_{imim} = (c_{Ri}^{a} - c_{Ri}^{0})/c_{Wi}^{0}$ 

计算结果显示在图 2 中。

统计结果表明,对于同一个站位的样品,其蚀变 程度主要受控于两个因素:(1)在岩石单元中的位

Table 3 Basalts alteration characteristics at Site U1365 主要蚀变产物 最小水岩比((W/R)imim) 蚀变 脉体 薄片编号 位置 程度 比例/% Cel Pal Κ Sap Zeo Bei Fe-oxy Li Rb Ba Ру P1上部 中 30 20 5 2 2 无 有 P2上部 轻 5 10 有 有 0.24 -32.58 32.67 601.18下边界 无 P3 重 10 15 5 有 1.81 160.61 89.10 1269.34 P4下边界 重 20 2 2 10 5 50 无 无 12.41 14.32 185.28 16375.49 上边界 P5重 30 2 2 1 2 50 无 无 14.29 94.1754.79 53103.80 2 115.28 278.10 2832.03 P6中部 中 < 110 10 1 无 无 1.08 无 无 P7下边界 中 10 1 5 20 P8 中部 中 < 110 10 有 无 **P**9 下部 < 1有 轻 5

表 3 U1365 站位玄武岩蚀变特征

置:位于岩石单元边界的样品均表现出中度-重度蚀 变(P3、P4、P5),而岩石单元内部的岩石则呈现轻 度-中度蚀变。(2)脉体比例:对于处在岩石单元中 相似位置的样品,样品中岩脉比例较高的样品更容 易遭受蚀变(P1蚀变程度高于 P2,P4蚀变程度高 于 P7)。从表 3 中还可以看出,在岩石单元的边界 部位更容易发育脉体(P1、P5),可能是由于层状熔 岩的边界更容易产生破裂。计算所得的最小水岩比 结果表明,最小水岩比较高的岩石多出现在岩石单 元边界的部位(图 2 灰色横条所示)。

在蚀变矿物组合上,轻度蚀变的样品中的蚀变 矿物多以皂石为主,并伴生有次生黄铁矿,中度蚀变 的样品中出现了皂石+绿鳞石的组合,而在中度-重 度蚀变的样品中多为橙玄玻璃+沸石。这说明蚀变 程度与蚀变环境也存在着一定的相关性。

根据以上现象可以推断,在高水岩比的环境中, 蚀变环境多为氧化环境,岩石更容易遭受重度蚀变, 所形成的蚀变矿物以绿鳞石为主。而在岩石单元内 部,原岩相对致密,海水在岩石中的扩散大大减弱, 造成了低水岩比的还原环境,原岩蚀变程度较轻,且 蚀变矿物多为皂石+黄铁矿或皂石+绿鳞石的过渡 组合。而橙玄玻璃在重度蚀变样品中的出现,除了 受控于边界部位的高水岩比之外,还可能与岩浆边 界淬冷产生了更多的玻璃质岩石有关。

蚀变环境的氧化态除了受控于水岩比以外,还 会受到水岩反应的影响<sup>[33,37]</sup>。在U1365站位蚀变 样品中,被充填的岩脉附近通常会出现不连续的矿 物带,并且从脉体中心向两侧呈现铁的氢氧化物-绿 鳞石-皂石+黄铁矿的矿物层序。这表明,在海水与 岩石发生反应的过程中,海水流体中的氧含量逐渐 被蚀变矿物抽取,因此所形成的矿物也从氧化产物 向还原产物过渡。

### 4.2 蚀变产物对玄武岩成分变化的影响

海底岩石的蚀变源自于海水在岩石中的循环和 扩散,蚀变产物的生成本质上是由于海水与岩石之 间发生了化学交换<sup>[3,38]</sup>。蚀变玄武岩中的大部分主 量元素(如 K、Al、Na、Ca)和许多微量元素(如 Sr、 Ba、LREE)会经历大幅度的重新分布<sup>[7]</sup>。通常,主 量元素含量的变化与蚀变产物组合会表现出一定程 度的相关性<sup>[15]</sup>。蚀变产物的电子探针微区分析有 助于评估不同产物对蚀变玄武岩成分变化的贡献。

玄武岩中的主量元素含量会受到岩浆演化程度 的影响。因此,为了更好地体现主量元素在蚀变过 程中的改变,需要使用蚀变稳定元素进行标准化,以 去除结晶分异作用的影响。研究表明,Ti在低温蚀 变作用中能够保持稳定<sup>[7]</sup>。Zhang和 Smith<sup>[1]</sup>的文 章里提供的 U1365 站位玄武岩主微量数据中,有 15 组来自同一块岩石的新鲜样品和蚀变样品。将这些 蚀变样品与同组新鲜样品的 TiO<sub>2</sub> 进行对比(图 5), 结果表明 TiO<sub>2</sub> 在蚀变过程中变化极小。在此基础 上,为了评估蚀变过程中主量元素的变化程度,使用 以下公式对这 15 组样品对中的蚀变样品进行富集 因子计算:

 $R_{\rm x} = (A_{\rm x}/A_{\rm TiO_2})/(F_{\rm x}/F_{\rm TiO_2})$ 

式中, $R_x$ 为元素 x 的富集因子, $A_x$ 为元素 x 在 蚀变玄武岩中的氧化物的含量, $A_{TiO_2}$ 为蚀变玄武岩 中 TiO<sub>2</sub> 的含量, $F_x$ 为元素 x 在新鲜玄武岩中的氧 化物的含量, $F_{TiO_2}$ 为新鲜玄武岩中 TiO<sub>2</sub> 的含量。



图 5 蚀变过程中 TiO<sub>2</sub> 的变化 (数据与图中曲线的相关系数 r=1.09, 数据来源于 Zhang 和 Smith,2014<sup>[1]</sup>) Fig.5 Variations in TiO<sub>2</sub> during alteration

(The correlation coefficient between the data and the line is r=1.09. Data from Zhang & Smith,  $2014^{[1]}$ )

在图 6 中,展示了蚀变玄武岩的主量元素富集 因子,即主量元素在低温热液蚀变过程中的富集或 亏损情况。可见,在蚀变玄武岩中, $K_2O$  明显富集, 指示了大量来自海水的 K 的加入。而 MnO、MgO、 CaO、Na<sub>2</sub>O 变化不大或略有亏损,SiO<sub>2</sub> 及 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 变 化极小。TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 整体有亏损也有富集,而 FeO 明 显亏损,Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 明显富集,说明样品在蚀变过程中发 生了 Fe<sup>2+</sup>氧化为 Fe<sup>3+</sup>的化学反应,以及 Fe 的淋滤 和重新分配<sup>[39]</sup>。

这 15 组样品中,有 5 件蚀变样品对应了本文用 于电子探针分析的岩石薄片(P2、P3、P4、P5、P6)。 图 6显示,蚀变最轻的 P2 对应的全岩样品 A4 的主 量元素除了 TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>和 K<sub>2</sub>O 略有升高之外, 其他元素变化极小。中度蚀变的 P6 对应的全岩样 品 A12 的 K<sub>2</sub>O 明显富集, TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>和 CaO 略有升高。薄片中显示重度蚀变的 P3、P4、P5 分别 对应的三件全岩样品 A5、A9、A11 的主量元素变化 极大, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、K<sub>2</sub>O 强烈富集, FeO 严重亏损, 并伴随 着 MnO、MgO、CaO、Na<sub>2</sub>O 的亏损, TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>变化不 大。这说明岩石化学成分的变化会受到蚀变程度的 影响。蚀变程度越高, 全岩化学成分的变化越强烈。 而在三件重度蚀变的样品中, 蚀变矿物组合为皂石 +绿鳞石的 P3 所对应的全岩样品 A5 的化学变化 最小, 蚀变产物组合为橙玄玻璃+沸石的 P4、P5 所 对应样品的全岩样品 A9、A11 化学变化最大。这表 明, 蚀变矿物组合的不同也会导致全岩化学成分变 化程度的不同。



图 6 蚀变样品全岩主量元素富集因子图 (R<sub>x</sub> 为元素 x 的富集因子。A4、A12、A5、A9、A11 代表本文岩石薄片对应的蚀变全岩样品,灰线代表其他蚀变样品) Fig.6 Major element enrichment factor of altered samples (R<sub>x</sub> represents the enrichment factor of element X. A4, A12, A5, A9, A11represent the altered samples which are corresponding to rock sections respectively. Grey lines represent other altered samples)

将不同蚀变产物的微区主量元素含量除以对应 蚀变样品的全岩 TiO<sub>2</sub> 含量,与蚀变玄武岩的全岩 主量元素除以 TiO<sub>2</sub> 进行了对比(图 7)。由于电子 探针探测无法区分 FeO 和 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,因此只能将微区 分析数据和全岩分析数据的 TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 进行对比。从 图中可知,蚀变过程中全岩的主量元素变化主要表 现为 K<sub>2</sub>O 的升高,以及 CaO、Na<sub>2</sub>O 的降低, TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 MgO 的变化不明显。其中,铁的氧化 物/氢氧化物及绿鳞石可能导致全岩 TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 的升 高,沸石、贝德石则可能降低全岩 TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (图 7a)。



图 7 蚀变产物与玄武岩全岩主量元素比值对比图 (a) TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>-MgO/TiO<sub>2</sub>;(b) Na<sub>2</sub>O/TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O/TiO<sub>2</sub>;(c) CaO/ TiO<sub>2</sub>-Na<sub>2</sub>O/TiO<sub>2</sub>。红色箭头代表从新鲜玄武岩到蚀变玄武岩的主量 元素比值变化。全岩数据来自 Zhang 和 Smith,2014<sup>[1]</sup>

Fig.7 Comparison of major elements of alteration products with bulk rocks

(a) TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>-MgO/TiO<sub>2</sub>; (b) Na<sub>2</sub>O/TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O/TiO<sub>2</sub>; (c) CaO/TiO<sub>2</sub>-Na<sub>2</sub>O/TiO<sub>2</sub>. Red arrows represent the variations in major element ratios from fresh samples to altered samples. Data of bulk rocks are from Zhang & Smith.2014<sup>[1]</sup>

由于铁的氧化物/氢氧化物及绿鳞石多出现在氧化 环境中,推断其中所含的 Fe 应为 Fe<sup>3+</sup> 居多。K<sub>2</sub>O 的升高主要受控于绿鳞石和沸石,贝德石及绿泥石 也有少量贡献(图 7b)。除方解石以外,几乎所有蚀 变矿物都具有使蚀变玄武岩亏损 CaO、Na<sub>2</sub>O 的趋 势,方解石则会提高蚀变玄武岩中的 CaO 含量(图 7c)。橙玄玻璃与新鲜玄武岩相比,TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO 和 K<sub>2</sub>O 的变化不大,但具有略低的 Na<sub>2</sub>O 和 CaO。 蚀变产物主要为橙玄玻璃的样品(P4、P5)所对应的 全岩 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 强烈富集,指示了橙玄玻璃也产出于氧 化环境,其所含 Fe 也应以 Fe<sup>3+</sup>为主。

综上所述,可以用蚀变产物组合来解释玄武岩 蚀变过程的化学变化:(1)对于边界部位蚀变最严重 的 P4、P5 样品,虽然在火山玻璃橙玄化的过程中 TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>变化不大,但与新鲜海水接触的氧化环境 将大量的 Fe<sup>2+</sup>氧化为 Fe<sup>3+</sup>,引起了 FeO 的强烈亏 损和 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 的强烈富集。在火山玻璃橙玄化,以及 原始矿物蚀变为沸石的过程中, MgO、CaO 被淋滤, 导致蚀变全岩 MgO 的亏损<sup>[34]</sup>。虽然这两件样品中 次生碳酸盐脉体的含量较高,可以吸收被淋滤出的 CaO,但由于全岩样品在进行前处理时去除了大部 分脉体<sup>[1]</sup>,因此蚀变全岩的 CaO 含量表现为亏损。 同时沸石的形成又吸收了大量来自海水的 K<sup>+</sup>,因 此导致蚀变全岩 K<sub>2</sub>O 的强烈富集。(2)P3 薄片对 应的蚀变样品同样由于靠近岩石单元边界,氧化性 海水将 Fe<sup>2+</sup>氧化为 Fe<sup>3+</sup>,所生成的 Fe<sup>3+</sup>被绿鳞石 吸收,导致了蚀变全岩 FeO 的亏损和  $Fe_2O_3$  的富 集。同时绿鳞石的形成吸收了海水中的 K<sup>+</sup>,导致 了 K<sub>2</sub>O 的富集。(3) P6 和 P2 薄片显示中度-轻度 蚀变,最显著的化学变化体现为全岩 K<sub>2</sub>O 的富集, 其中 P6 蚀变产物主要为皂石及绿鳞石, P2 薄片蚀 变产物主要为皂石。由于绿鳞石富集 K<sub>2</sub>O 的能力 更强,因此 P6 对应全岩样品的 K<sub>2</sub>O 比 P2 更显著。

#### 4.3 U1365 站位蚀变过程

根据 U1365 站位蚀变玄武岩中的蚀变产物组 合、蚀变类型,以及蚀变产物之间的穿插关系,可将 蚀变作用划分为以下几个阶段:

(1)玄武质玻璃橙玄化

当枕状熔岩流与海水接触,边界的淬冷作用形成了玄武质玻璃薄层及大量裂隙。新鲜的含氧海水与玻璃发生橙玄反应,大量的 Fe<sup>2+</sup>氧化为 Fe<sup>3+</sup>,并伴随着 Mn、Mg、Ca、Na、Al 从岩石中淋滤并迁移至附近的裂隙流体中。与此同时,结晶较差的微晶基质蚀变为沸石,吸收了大量来自海水的 K<sup>+</sup>,大幅提

高全岩的 K<sub>2</sub>O 含量<sup>[34,40]</sup>。

(2)氧化蚀变产物的形成

冷却的含氧海水通过裂隙在岩石中循环,形成 高水岩比的氧化蚀变环境。结晶质玄武岩开始发生 氧化反应,原生铁镁矿物及基质被大量的绿鳞石及 少量贝德石、绿泥石置换,并在脉体及气孔内壁结晶 生成次生绿鳞石和铁的氧化物/氢氧化物沉淀。此 时,来自海水的 K<sup>+</sup>和从玻璃蚀变中淋滤的 Fe<sup>3+</sup> 被 固定下来<sup>[41]</sup>,原生矿物(如斜长石)的分解导致原岩 中 CaO 的进一步流失<sup>[1]</sup>。

(3)还原蚀变产物的形成

由于之前的氧化反应消耗了海水中大量的氧, 以及沉积物盖层和矿物沉淀对裂隙的堵塞,在远离 岩石单元边界和脉体的位置逐渐形成了缺氧的还原 环境。原生铁镁矿物和基质,以及部分已经形成的 氧化蚀变矿物被皂石置换,部分气孔被皂石充填,并 在矿物颗粒之间形成少量次生黄铁矿沉淀。此时, 由于缺少与外界环境的交换通道,全岩的化学成分 基本保持平衡,只有少量的 K<sub>2</sub>O 和 FeO 被皂石和 黄铁矿固定下来<sup>[37]</sup>。

(4)裂隙的封闭

随着海水与岩石的不断反应,海水成分被改变, 裂隙流体中的 CaO 不断积累,在蚀变后期形成了方 解石沉淀和少量次生黄铁矿<sup>[42]</sup>。这些方解石填充 了裂隙的剩余空间,最终形成碳酸盐岩脉。另外,一 些十分细小的脉体在氧化蚀变阶段就会被绿鳞石和 铁的氢氧化物封闭。

### 5 结论

通过对 IODP U1365 站位玄武岩的蚀变特征研 究发现,大洋玄武岩的低温蚀变并不是一个持续不 变的过程,而是受到了蚀变环境、蚀变程度、矿物组 合等因素的影响。其蚀变特征如下:

(1)U1365 站位玄武岩的主要蚀变产物包括皂 石、绿鳞石、贝德石、沸石、绿泥石、橙玄玻璃、黄铁 矿、方解石,以及铁的氧化物/氢氧化物,为典型的低 温热液蚀变玄武岩。

(2)越靠近岩石单元边界的部位,蚀变程度越高,全岩化学成分的改变也越强烈。从岩石单元边 界或裂隙边缘到岩石内部,蚀变矿物呈现铁的氢氧 化物-绿鳞石-皂石+黄铁矿的带状分布,指示了从 氧化环境向还原环境转变的过程。计算所得最小水 岩比较高的蚀变样品多位于岩石单元边界附近。蚀 变环境的变化取决于反应发生时的氧化态,而水岩 比和蚀变反应对海水中氧的消耗是控制氧化态的主要因素。

(3)玄武岩在蚀变过程中的化学变化主要体现 为 FeO 的亏损,以及 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 K<sub>2</sub>O 的强烈富集。 其主量元素的变化主要受控于蚀变产物组合的改 变。其中,K<sub>2</sub>O 的富集主要受控于绿鳞石和沸石, Fe<sup>3+</sup>则主要赋存在铁的氧化物/氢氧化物、橙玄玻 璃和绿鳞石中。

(4)U1365站位玄武岩的低温蚀变过程可划分 为4个阶段:玄武质玻璃橙玄化、氧化蚀变矿物(绿 鳞石+铁的氢氧化物)的形成、还原蚀变矿物(皂石) 的形成、裂隙的封闭。在每个蚀变阶段,由于蚀变产 物组合的不同,全岩化学成分都会发生不同的变化。

### 参考文献(References)

- Zhang G L, Smith D, Christopher. Seafloor basalt alteration and chemical change in the ultra thinly sedimented South Pacific [J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2014, 15 (7): 3066-3080.
- [2] Révillon S, Teagle D A H, Boulvais P, et al. Geochemical fluxes related to alteration of a subaerially exposed seamount: Nintoku seamount, ODP Leg 197, Site 1205 [J]. Geochemistry Geophysics Geosystems, 2007, 8 (2): Q02014.
- [3] Spivack A J, Staudigel H. Low-temperature alteration of the upper oceanic crust and the alkalinity budget of seawater [J]. Chemical Geology, 1994, 115 (3): 239-247.
- [4] Shibuya T, Tahata M, Kitajima K, et al. Depth variation of carbon and oxygen isotopes of calcites in Archean altered upperoceanic crust: Implications for the CO<sub>2</sub> flux from ocean to oceanic crust in the Archean [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2012, 321-322 (1): 64-73.
- [5] Schramm B, Devey C W, Gillis K M, et al. Quantitative assessment of chemical and mineralogical changes due to progressive low-temperature alteration of East Pacific Rise basalts from 0 to 9 Ma [J]. Chemical Geology, 2005, 218 (3-4): 281-313.
- [6] Hunter A G, Kempton P D, Greenwood P. Low-temperature fluid-rock interaction—an isotopic and mineralogical perspective of upper crustal evolution, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge (JdFR), ODP Leg 168 [J]. Chemical Geology, 1999, 155 (1-2); 3-28.
- [7] Staudigel H, Plank T, White B, et al. Geochemical fluxes during seafloor alteration of the basaltic upper oceanic crust: DSDP Sites 417 and 418 [J]. Subduction Top to Bottom, 1996:19-38.
- [8] Stern R J. Subduction zones [J]. Reviews of Geophysics, 2002, 40 (4): 3-1-3-38.
- [9] Hellevang H, Haile B G, Tetteh A. Experimental study to better understand factors affecting the CO2 mineral trapping po-

tential of basalt [J]. Greenhouse Gases: Science and Technology, 2017, 7 (1): 143-157.

- [10] Browne P R L. Hydrothermal alteration in active geothermal fields [J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1978, 6:229-250.
- [11] Staudigel H, Hart S R, Richardson S H. Alteration of the oceanic crust: Processes and timing [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1981, 52 (2): 311-327.
- [12] Petersen N, Eisenach P, Bleil U. Low temperature alteration of the magnetic minerals in ocean floor basalts [J]. Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Ocean Crust, 1979, 2:169-209.
- [13] Andrews A. Low temperature fluid alteration of oceanic layer
   2 basalts, DSDP Leg 37 [J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 1977, 14 (4): 911-926.
- [14] Giorgetti G, Marescotti P, Cabella R, et al. Clay mineral mixtures as alteration products in pillow basalts from the eastern flank of Juan de Fuca Ridge: a TEM-AEM study [J]. Clay Minerals, 2001, 36 (1): 75-91.
- [15] Pichler T, Ridley W I, Nelson E. Low-temperature alteration of dredged volcanics from the Southern Chile Ridge: additional information about early stages of seafloor weathering
   [J]. Marine Geology, 1999, 159 (1-4): 155-177.
- [16] Billen M I, Stock J. Morphology and origin of the Osbourn Trough [J]. Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 2000, 105 (B6): 13481-13489.
- [17] Downey N J, Stock J M, Clayton R W, et al. History of the Cretaceous Osbourn spreading center [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2007, 112 (B4): 1-10.
- [18] Taylor B. The single largest oceanic plateau: Ontong Java-Manihiki-Hikurangi [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2006, 241 (3): 372-380.
- [19] Hoernle K, Hauff F, van den Bogaard P, et al. Age and geochemistry of volcanic rocks from the Hikurangi and Manihiki oceanic Plateaus [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2010, 74 (24): 7196-7219.
- [20] Timm C, Hoernle K, Werner R, et al. Age and geochemistry of the oceanic Manihiki Plateau, SW Pacific: New evidence for a plume origin [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2011, 304 (1-2): 135-146.
- [21] Watts A B, Weissel J K, Duncan R A, et al. Origin of the Louisville Ridge and its relationship to the Eltanin Fracture Zone System [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 1988, 93 (B4): 3051-3077.
- [22] Koppers A A P, Duncan R A, Steinberger B. Implications of a nonlinear <sup>40</sup> Ar/<sup>39</sup> Ar age progression along the Louisville seamount trail for models of fixed and moving hot spots [J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2004, 5 (6), doi: 10.1029/2003GC000671.
- [23] Lonsdale P. A multibeam reconnaissance of the Tonga Trench axis and its intersection with the Louisville guyot chain [J]. Marine Geophysical Researches, 1986, 8 (4): 295-327.
- [24] Timm C, Bassett D, Graham I J, et al. Louisville seamount

subduction and its implication on mantle flow beneath the central Tonga-Kermadec arc [J]. Nature Communications, 2013,4(4):1720.

- [25] Divins D L. Total Sediment Thickness of the World's Oceans and Marginal Seas[R]. Boulder, CO: NOAA National Geophysical Data Center, 2003.
- [26] Zhang G-L , Li C. Interactions of the Greater Ontong Java mantle plume component with the Osbourn Trough [J]. Scientific Reports, 2016, 6:37561.
- [27] D'Hondt S, Inagaki F, Alvarez Zarikian C A, et al. Site U1365 [J]. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, 2011, 329.
- [28] Turner S, Handler M, Bindeman I, et al. New insights into the origin of O-Hf-Os isotope signatures in arc lavas from Tonga-Kermadec [J]. Chemical Geology, 2009, 266 (3): 187-193.
- [29] Castillo P, Lonsdale P, Moran C, et al. Geochemistry of mid-Cretaceous Pacific crust being subducted along the Tonga-Kermadec Trench: Implications for the generation of arc lavas [J]. Lithos, 2009, 112 (1): 87-102.
- [30] Bloomer S H, Ewart A, Hergt J M, et al. Geochemistry and origin of igneous rocks from the outer Tonga forearc (Site 841) [J]. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific results, 1994, 135:625-646.
- [31] Blanc G, Vitali F, Stille P. Unusual diagenetic alteration of volcanoclastic sediments in the Tonga fore-are: Evidence from chemical and strontium isotopic compositions of interstitial waters [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1995, 59 (22): 4633-4644.
- [32] Hajash A , Archer P. Experimental seawater/basalt interactions: Effects of cooling [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1980, 75 (1): 1-13.
- [33] Andrews A J. Saponite and celadonite in layer 2 basalts, DS-

DP Leg 37 [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1980, 73 (4): 323-340.

- [34] Walton A W, Schiffman P, Macpherson G. Alteration of hyaloclastites in the HSDP 2 Phase 1 Drill Core: 2. Mass balance of the conversion of sideromelane to palagonite and chabazite [J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2005, 6 (9): Q09G19.
- [35] 邓海琳, 涂光炽, 李朝阳, 等. 水/岩比的地球化学意义[J]. 矿物学报, 1999(3): 267-272.[DENG Hailin, TU Guangzhi, LI Chaoyang, et al. Geochemical significance of water/rock ratios [J]. Acta Mineralogica Sinica, 1999(3): 267-272.]
- [36] Summerhayes C P , Thorpe S A. Oceanography: an illustrated guide [M]. CRC Press, 1996: 165-181.
- [37] Alt J, Honnorez J. Alteration of the upper oceanic crust, DS-DP site 417: mineralogy and chemistry [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1984, 87 (2): 149-169.
- [38] Clayton T, Pearce R B. Alteration mineralogy of Cretaceous basalt from ODP Site 1001, Leg 165 (Caribbean Sea) [J]. Clay Minerals, 2000, 35 (4): 719-733.
- [39] Rouxel O, Dobbek N, Ludden J, et al. Iron isotope fractionation during oceanic crust alteration [J]. Chemical Geology, 2003, 202 (1): 155-182.
- [40] Zhou Z, Fyfe W. Palagonitization of basaltic glass from DS-DP Site 335, Leg 37: Textures, chemical composition, and mechanism of formation [J]. American Mineralogist, 1989, 74 (9): 1045-1053.
- [41] Staudigel H and Hart S R. Alteration of basaltic glass: Mechanisms and significance for the oceanic crust-seawater budget [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1983, 47 (3): 337-350.
- [42] Staudigel H, Muehlenbachs K, Richardson S H, et al. Agents of low temperature ocean crust alteration [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1981, 77 (2): 150-157.