

킬라우에아 현무암의 미량원소에 대한 지구화학적 연구

박병준¹ · 장윤득^{1*} · 권석범¹ · 김정진²

¹경북대학교 지질학과, ²안동대학교 지구환경과학과

Geochemical Studies of the Trace Element of the Basalt in the Kilauea, Hawaii

Byeong Jun Park¹, Yun Deuk Jang^{1*}, Suk Bom Kwon¹ and Jeong Jin Kim²

¹Department of Geology, Kyungpook National University, Daegu, 702-701, Korea

²Department of Earth and Environmental Sciences, Andong National University, Andong, 760-749, Korea

Kilauea volcano's summit area was formed by continuous and/or sporadic eruption activities for several hundreds years. In this study, we mainly focused on the trace elements characteristics through systematic sample rocks erupted from 1790 to September of 1982. Under the microscope it can be observed some main minerals such as olivine, clinopyroxene, and plagioclase with minor opaque minerals including Cr-spinel and ilmenite. Zr, V, Y, Ti elements show incompatible activities with MgO while Ni, Cr, Co elements show highly compatible properties. Elements like as Ba, Rb, Th, Sr, Nd are highly incompatible to show positive trends with K₂O. In the REE diagram LREE is more enriched than HREE suggesting typical Oceanic Island Basalt(OIB) type. It can be suggested that Sr have an effect on the fractionation of plagioclase from the kink in the K₂O variation diagram. Y/Ho ratio diagram shows there was no fluids effect in the historical Kilauea volcano but Zr/Hf ratio diagram shows a significant difference between Kilauea lavas and PuuOo lavas. There are distinctive changes of trace element contents showing in particular abrupt changes of temporal variations between 1924 and 1954. Moreover, PuuOo lavas which had been erupted since 1983 follow these decreasing trends of trace element variation. Therefore, it is strongly suggested that these abrupt changes of trace elements trends result from the huge collapse geological event which formed Halemaumau crater in 1924 causing contamination effects of crustal contents into magma chamber and from the changes of parental magma composition injected into Kilauea volcano's summit magma reservoir.

Key words : Kilauea, Trace elements, Compatible, Temporal variation, PuuOo eruption

킬라우에아 화산 정상 분화구는 16세기 이래로 계속적이고도 간헐적인 분출활동을 통하여 형성되어진 화산으로서 1790년부터 1982년 9월까지 분출된 현무암의 체계적인 연도별 시료채취를 바탕으로 미량원소와 희토류원소의 특징을 고찰하였다. 주요 정출광물로는 감람석, 단사휘석, 사장석이 있으며 소량의 불투명광물인 크롬스피넬, 티탄철석이 관찰된다. Zr, V, Y, Ti 등과 같은 미량원소들은 MgO로 나타나는 감람석에 대해서 불호정성을 나타내며 Ni, Cr, Co는 감람석에 대해서 매우 강한 호정성을 나타낸다. Ba, Rb, Th, Sr, Nd 원소들은 불호정성을 나타내어 K₂O와 정(+)의 관계를 뚜렷이 나타낸다. 희토류원소를 콘드라이트에 표준화시킨 REE 도표에서 LREE가 HREE보다 더 부화된 패턴을 보이는 전형적인 화산호현무암(OIB)을 지시한다. Sr에서 약간의 변곡 현상으로부터 소량의 사장석 분별결정작용에 Sr이 관여한 것을 확인할 수 있었다. Y/Ho, Zr/Hf 비로부터 마그마로 유입되는 외부적인 유체(해수 혹은 지하수)의 영향을 고려해 보았을 때 유체의 영향은 거의 나타나지 않았으며 Zr/Hf에서 푸오오(PuuOo) 분출암과 킬라우에아(Kilauea) 정상 분화구 분출 현무암과의 뚜렷한 차이를 발견하였다. 분출 시대별 미량원소의 함량변화를 관찰하였으며 특히 1921년에서 1954년 사이 동안에 마그마 성분의 급작스런 변화에 의해 그 이전의 대체로 증가하던 미량원소의 함량이 감소하는 경향으로 바뀌게 되었다. 이러한 경향은 킬라우에아 정상 분화구의 분출이 끝나고 계속된 푸오오 분출 현무암의 미량원소의 거동 또한 감소하는 경향을 따르고 있다. 1924년 할레마우마우 분화구가 함락 붕괴되어 지각성분의 마그마 저장소로의 유입과 마그마 저장소 아래에서 공급되는 모마그마의 성분변화에 의해서 미량원소 함량이 급격하게 변한 것으로 해석된다.

주요어 : 킬라우에아, 미량원소, 호정성, 시간적 함량변화, 푸오오 분출

*Corresponding author: jangyd@knu.ac.kr

1. 서 언

킬라우에아 화산은 과거 수 백년 역사기간동안의 화산활동과 그 분출물에 대한 체계적인 기록이 있어 시간에 따른 마그마 저장소 변화를 연구하는데 있어 이상적인 연구지역 중의 하나에 속한다. 1912년 미국 지질 조사국 산하에 하와이 화산 관측소(HVO)가 설립된 후 과학적인 관찰과 조사가 수행되어 온 이래로 킬라우에아 화산은 세계에서 가장 잘 이해된 현무암질 화산중의 하나이다(Tilling and Dvorak, 1993; Kurz *et al.*, 1995; Rhodes and Hart, 1995; Pietruszka and Garcia, 1999a; Garcia *et al.*, 2000; Depaolo *et al.*, 2001; Pietruszka *et al.*, 2001). 암석학적 관점에서 킬라우에아 화산은 그 분출용암이 급격한 지화학적 변화를 보여주는데 이는 하와이 맨틀 플룸 내에 마그마 조성과 마그마 용융 조건의 변화가 급격한 성분의 변화를 가져왔다고 주장한다(Wright and Fiske, 1971;

Hofman *et al.*, 1984; Casadevall and Dzurisin, 1987; Rhodes *et al.*, 1989). 지구물리학적 연구결과에 따르면 이 화산의 정상부 분화구를 형성한 마그마 저장소는 화산의 정상부 지역의 약 2-4 km 아래에 위치하고 있다(Fiske and Kinoshita, 1969; Klein *et al.*, 1987). 결정분화와 마그마 혼합과 같은 근본적인 마그마 작용들은 화산의 분출용암의 주원소 암석화학 연구에 의해 인지되어왔다(Wright, 1971; Wright and Fiske, 1971). 이와 같은 마그마 작용은 킬라우에아 정상 마그마 저장소로 공급되는 모마그마의 조성변화에 기인하는 것으로 해석되었다(Wright, 1971; Tilling *et al.*, 1987). 그러나 킬라우에아 화산의 모마그마 조성의 단기적 변화의 기원과 시점에 대해서는 아직 불분명하므로 활발히 활동하는 화산 내에서 작용하는 마그마 과정은 화산에서 분출한 용암을 시공간적으로 화학적, 물리적 진화양상을 관찰함으로써 가장 잘 이해될 수 있다.

본 연구에서는 킬라우에아 화산 분출 현무암의 회토

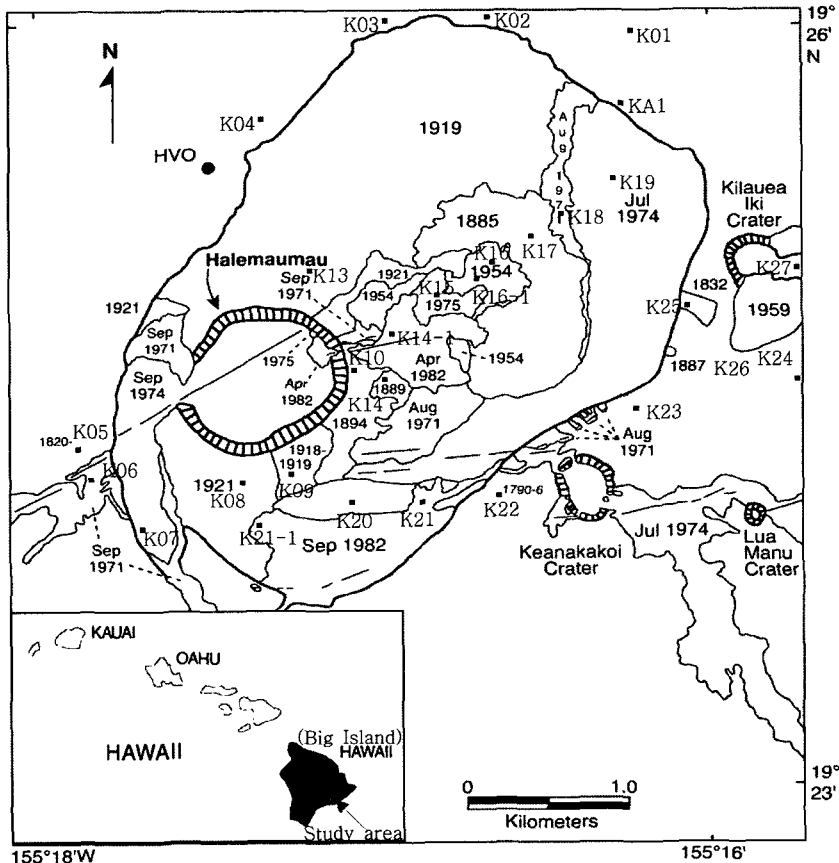


Fig. 1. Geologic map of study area within the summit area of Kilauea Volcano (modified from Neal & Lockwood, 2003). Sample locations studied are shown by square dots with sample number.

류 및 미량원소의 특징과 그것들의 시대별 변화양상을 중점적으로 고찰함으로써 화산을 형성시킨 마그마 작용의 진화과정을 유추하는데 그 목적이 있다. 정확한 분출 연도가 기록되어 있는 최근의 시료와 16, 17세기에 분출한 고기 현무암 시료의 미량원소 분석을 이용하여 시간적 변화에 따른 미량원소 특성의 변화를 알아보고 이를 바탕으로 마그마 활동의 변화를 고찰하였다.

2. 지질개요

킬라우에아 분화구는 길이 4 km, 너비가 3.2 km 정도이며 분화구 바닥은 10.5 km² 정도의 크기를 가진다 (Dvorak, 1992). 분화구의 북쪽, 북서쪽, 북동쪽은 일련의 계단상 단층애로 구성되어 분화구의 단애 높이가 100 m 이상인 곳도 있다. 분화구 내부는 19세기, 20세

기 분출 용암이 주로 피복하고 있으며 분화구 외부는 고기 화산회가 주변지역을 넓게 피복하고 있다. 분화구 내부의 북쪽은 1919년에 분출한 용암이 넓게 분포하고 있으며 분화구 남쪽에는 가장 최근에 분출한 1982년 9월 용암이 분포한다(Fig. 1). 분화구 남단에 1982년 용암과 접하는 1921년, 1790년 용암은 야외 조사시 암석표면의 색 차이에 의해서도 확연히 구분된다. 가장 최근의 분출 용암인 1982년 용암은 검은색을 띄는데 반해 1921년과 1790년 용암은 풍화작용으로 붉게 산화된 모습을 볼 수 있다. 분화구 서쪽에는 분화구 안에 1924년 함몰봉괴에 의해 생성된 할레마우마우(Halemaumau) 분화구가 자리 잡고 있다. 이 분화구는 직경 약1 km에 낙차가 약 40 m를 가지고 있다. 분화구 바닥은 아직도 수증기와 황 가스가 올라오고 있으며 이 바닥부분을 1974년 9월 분출 용암이 피복하

Table 1. Modal compositions of the basalt in the Kilauea volcano summit region (unit in vol.%).

Eruption date	Sample No.	Ol		Cpx		Pl		Gm
		ph	mph	ph	mph	ph	mph	
1982.9	K 21	0.0	0.6	0.0	0.3	0.0	0.0	99.1
1982.9	K 21-1	0.0	0.8	0.0	0.5	0.0	0.0	98.7
1982.4	K 14-1	0.1	1.2	0.0	0.3	0.0	0.4	98.0
1975	K 15	0.0	0.2	0.0	0.2	0.0	0.0	99.6
1974.9	K 07	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	99.8
1974.7	K 19	0.1	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	99.4
1971.9	K 06	0.4	1.2	0.0	0.2	0.0	0.0	98.2
1971.8	K 18	2.0	0.3	0.0	0.4	0.0	0.2	97.1
1959	K 27	16.0	2.5	0.0	0.0	0.0	0.0	81.5
1954	K 16	0.0	0.3	0.0	0.4	0.0	0.0	99.3
1954	K 16-1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	99.8
1921	K 08	1.5	2.0	0.2	2.3	0.0	0.0	94.0
1919	K 13	0.1	0.3	0.0	0.2	0.0	0.0	99.4
1918	K 09	2.5	3.0	0.3	1.5	0.0	0.0	92.7
1892	K 10	0.1	0.3	0.0	0.4	0.0	3.0	96.2
1888	K 14	1.0	2.5	0.3	2.1	0.0	4.0	90.1
1882	K 17	0.0	0.3	0.0	1.3	0.0	1.4	97.0
1832	K 25	0.3	1.8	0.0	0.1	0.0	0.0	97.8
1790	K 20	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	99.0
17C	K 03	0.5	0.7	0.1	0.3	0.1	0.3	98.0
17C	K 24	0.0	0.2	0.1	0.3	0.0	0.2	99.2
17C	K 04	5.0	2.0	1.0	0.1	0.0	0.0	91.9
17C	K 05	3.0	12.0	1.0	7.0	5.0	20.0	52.0
16C	K 02	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	99.9
16C	K 23	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	99.8
16C	K 01	1.0	10.0	0.3	6.0	2.0	15.0	65.7
16C	K 22	1.0	7.0	0.4	7.0	0.0	4.0	80.6
16C	K 26	2.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	97.7
16C	K A1	3.0	10.0	1.0	5.0	4.0	18.0	59.0

Abbreviations: Ol; olivine, Cpx; clinopyroxene, Pl; plagioclase, Gm; groundmass, phenocrysts(ph); >0.5 mm, microphenocrysts (mph); 0.1-0.5 mm, groundmass; <0.1 mm

고 있다. 분화구 중앙부는 19, 20세기 용암이 넓게 피복하고 있으며 분화구 동편에는 1974년 7월 용암이 피복하고 있다. 분화구의 동단에는 킬라우에아 이키(Kilauea Iki) 분화구가 자리 잡고 있는데 이 분화구는 1959년 이례적인 폭발적 분출 활동으로 생성되었다. 1982년 9월 이래로 킬라우에아 정상 분화구에서의 분출활동은 더 이상 없었으며 1983년부터 현재까지는 킬라우에아 화산의 동쪽에 위치한 동부 열곡대의 푸오오(PuuOo) 분화구에서 분출활동이 지금도 계속되고 있다.

3. 시료 및 분석방법

하와이 제도의 가장 남쪽에 위치한 가장 큰 섬인 하와이섬의 킬라우에아 화산 정상 분화구를 대상으로 2006년 7월에 야외지질조사 및 시료채취가 이루어졌다. 분출년도를 알 수 있는 비교적 최근의 시료(1790-1982)

19점과 16, 17세기 분출 현무암 시료 10점을 채취하여 실내분석을 실시하였다. 채취된 시료들은 증류수로 수회 세척하여 해수의 오염성분을 제거한 후에 박편제작과 전암 분석을 실시하였다. 총 29개 시료에 대하여 연마박편을 제작하여 구성광물의 조성, 광물조직을 편광현미경과 EPMA를 사용하여 관찰하였다. 암석화학 분석을 위하여 우선 시료를 암석압쇄기를 이용하여 1-2cm 크기로 분쇄하고 난 후 Miller를 이용하여 분말을 제작하고 난 후 아게이트를 이용하여 미분말을 제작하였다. 암석 시료 미분말을 105°C 오븐에서 24시간 건조한 후 미량원소와 희토류원소를 ICP-MS를 사용하여 한국기초과학지원연구원에서 분석하였다(Table 1 & 2).

4. 현미경 암석기재

킬라우에아 정상 분화구 현무암의 암석기재학적 연

Table 2. Trace element analyses of Kilauea basalts determined by ICP-MS.

Time	Sample#	MgO	K ₂ O	Ba	Sr	Ti(%)	Cr	Li	Sc	V	Zn	Zr	Co	Ni
1982.9	K21	8.57	0.47	114.6	317	1.37	281.8	4.14	27.14	254	91.24	118.4	52.44	146.6
1982.9	K21-1	8.50	0.45	114.4	328	1.40	290.3	4.38	27.22	254	91.00	116.8	58.70	143.1
1982.4	K14-1	7.47	0.49	123.1	333	1.42	207.2	4.35	26.65	250	88.66	123.8	46.22	86.9
1975	K15	7.17	0.48	112.8	314	1.35	171.4	4.62	27.04	249	88.69	117.0	43.92	81.1
1974.9	K07	7.30	0.49	120.0	339	1.47	171.1	4.43	26.18	243	115.87	119.9	46.47	92.5
1974.7	K19	9.42	0.43	110.1	306	1.34	292.3	4.37	25.92	240	90.83	113.0	60.89	172.8
1971.9	K06	7.14	0.50	124.7	342	1.44	167.2	4.32	25.97	249	85.89	125.6	44.65	83.1
1971.8	K18	6.33	0.54	139.5	356	1.66	95.9	5.06	26.15	257	97.33	139.2	39.75	68.9
1959	K27	16.93	0.46	122.1	301	1.31	821.6	4.05	26.05	233	92.13	120.1	66.44	454.1
1954	K16	7.29	0.54	128.1	310	1.47	122.0	4.72	26.69	255	93.13	130.4	42.26	82.5
1954	K16-1	7.20	0.54	146.0	363	1.57	169.3	4.67	27.45	275	93.06	131.7	45.23	93.7
1921	K08	9.12	0.49	129.1	341	1.49	295.5	4.09	24.95	240	83.20	121.6	49.65	209.8
1919	K13	7.00	0.55	138.7	373	1.60	166.2	4.82	25.36	248	85.19	130.9	46.63	94.1
1918	K09	9.58	0.49	124.9	353	1.48	343.5	4.56	24.61	235	82.80	119.4	53.82	244.9
1892	K10	7.42	0.53	128.4	323	1.44	248.2	4.67	25.59	245	85.44	126.3	45.47	126.4
1888	K14	7.48	0.49	145.9	379	1.62	206.9	4.30	26.07	243	87.48	121.3	51.11	127.0
1882	K17	6.61	0.52	130.5	337	1.48	118.0	4.68	26.86	258	94.41	133.1	40.97	75.0
1832	K25	7.12	0.38	87.8	278	1.37	218.2	4.92	30.28	268	104.33	126.6	45.56	77.8
1790	K20	6.74	0.50	118.6	330	1.55	85.7	5.31	25.57	262	99.89	136.1	46.13	89.5
17C	K03	12.35	0.33	76.2	287	1.01	489.0	3.84	22.58	186	79.16	80.2	62.88	288.9
17C	K24	10.46	0.34	78.0	259	1.27	536.1	4.55	28.31	238	96.35	110.9	55.85	239.2
17C	K04	6.67	0.45	110.3	331	1.41	182.6	4.87	24.96	232	88.51	115.7	44.94	88.2
17C	K05	6.71	0.44	107.9	326	1.41	189.1	4.58	25.00	233	87.70	113.1	47.36	93.4
16C	K02	10.84	0.32	67.2	218	1.07	345.7	4.02	21.16	194	79.30	76.7	53.88	177.0
16C	K23	7.51	0.41	91.7	276	1.29	274.9	4.99	28.60	252	98.22	123.8	42.41	81.8
16C	K01	7.21	0.40	81.9	287	1.29	249.3	4.89	25.80	236	88.09	103.3	44.93	93.5
16C	K22	10.66	0.38	95.4	274	1.30	560.6	4.76	25.94	223	93.91	119.5	56.42	220.4
16C	K26	9.52	0.54	144.3	356	1.55	373.2	4.59	28.39	267	101.88	138.1	57.26	228.4
16C	KA1	7.29	0.39	85.8	296	1.34	240.1	4.83	29.78	255	100.22	122.7	41.72	79.7

Units are in ppm except Ti(wt%). Two major elements, MgO and K₂O, determined by XRF are present in unit wt%.

Table 2. Continued.

Time	Sample#	Cu	Rb	Y	Nb	Mo	Sn	Sb	Cs	Hf	Ta	Pb	Th
1982.9	K21	95.1	8.25	22.36	18.36	0.72	2.19	0.04	0.45	3.95	2.62	1.12	0.89
1982.9	K21-1	98.3	8.21	22.86	20.96	0.70	1.66	0.03	0.23	3.99	3.16	1.05	0.91
1982.4	K14-1	95.7	9.27	22.68	15.80	0.69	1.43	0.04	0.31	4.19	2.93	1.15	0.96
1975	K15	96.6	8.35	23.37	12.10	0.71	1.45	0.04	0.24	3.79	1.52	1.10	0.88
1974.9	K07	121.8	9.06	23.92	19.96	0.77	2.15	0.07	0.26	4.28	3.01	4.06	0.97
1974.7	K19	90.6	8.03	21.95	20.81	0.70	1.63	0.04	0.25	3.87	3.44	1.18	0.87
1971.9	K06	93.0	9.31	22.43	23.89	0.86	1.87	0.04	0.26	4.30	3.33	1.22	1.01
1971.8	K18	88.9	10.32	25.03	24.10	0.77	1.68	0.05	0.28	4.69	4.30	1.27	1.14
1959	K27	88.1	8.92	19.14	23.09	0.86	1.66	0.04	0.31	3.62	3.19	1.05	1.04
1954	K16	95.2	9.39	22.93	21.86	0.78	1.68	0.05	0.26	4.15	3.41	1.26	1.01
1954	K16-1	104.5	10.94	22.90	26.48	0.90	1.98	0.07	0.26	4.34	4.30	1.32	1.22
1921	K08	98.2	9.40	21.02	19.65	0.80	1.62	0.05	0.27	4.33	3.28	1.82	1.12
1919	K13	115.1	10.09	24.37	24.81	1.15	1.95	0.05	0.25	4.70	3.86	1.18	1.20
1918	K09	101.0	9.21	22.11	25.94	0.86	1.81	0.06	0.27	4.32	3.98	1.13	1.11
1892	K10	103.2	9.31	22.85	22.93	0.79	1.81	0.05	0.28	4.21	3.44	1.37	1.03
1888	K14	119.8	10.53	26.01	18.04	0.84	1.91	0.04	0.30	4.48	2.79	1.18	1.11
1882	K17	103.7	9.80	23.78	23.76	0.80	1.63	0.04	0.28	4.41	3.61	1.48	1.07
1832	K25	92.9	6.84	23.32	18.48	0.72	1.63	0.03	0.23	3.64	2.06	0.87	0.74
1790	K20	121.4	9.14	26.37	22.80	0.79	1.97	0.05	0.26	4.70	3.77	1.13	0.95
17C	K03	65.6	6.30	16.82	14.12	0.61	1.39	0.05	0.23	2.86	1.74	0.74	0.55
17C	K24	100.3	6.10	21.49	11.01	0.65	1.44	0.04	0.23	2.63	1.73	0.85	0.66
17C	K04	98.9	8.37	24.48	15.46	0.79	1.64	0.05	0.27	4.05	1.86	1.16	0.81
17C	K05	105.9	8.05	24.25	18.65	0.77	1.96	0.05	0.20	4.01	2.77	1.18	0.82
16C	K02	93.7	5.66	19.02	14.87	0.60	1.30	0.04	0.20	2.82	1.83	0.79	0.57
16C	K23	87.9	7.04	21.29	20.10	0.76	1.72	0.04	0.21	3.70	3.16	0.93	0.75
16C	K01	103.9	8.26	23.48	13.91	0.87	1.60	0.05	0.25	3.81	2.03	1.34	0.67
16C	K22	103.7	8.39	23.04	20.96	0.89	1.91	0.06	0.24	3.95	3.47	0.96	0.90
16C	K26	94.1	10.39	21.74	28.58	0.97	2.31	0.05	0.28	4.27	3.81	1.26	1.18
16C	KA1	94.8	6.61	23.86	10.31	0.66	1.59	0.04	0.25	2.60	1.36	1.08	0.65

Units are in ppm

구로부터 마그마의 변화양상을 고찰하려는 시도와 그 중요성은 이미 인식되어 왔다(Hofmann *et al.*, 1984). 16, 17세기 시료 9점을 포함한 1790년 이후 분출시료에서부터 1982년 9월 분출 시료에 까지 시료에 대해서 암석기재학적 연구를 실시하였다. 킬라우에아 정상 분화구 지역 현무암을 구성하고 있는 광물의 종류, 구성광물들의 상대적 함량을 중점으로 관찰하였다.

현미경 하에서 조사된 시료는 이차변질이나 풍화의 영향을 거의 받지 않은 상태인 것으로 확인되었다. 모 드분석결과 대부분의 시료는 기공이 전체의 15% 이상을 차지할 정도로 다공질이며 반정의 비율이 전체의 5%이하를 차지하고 있지만 몇몇의(K01, K03, K22, K27, KA1) 시료는 특히 반정의 비율이 다른 시료에 비하여 상당히 높다. 반정(직경 0.5 mm 이상)으로 산출되는 광물로는 감람석, 단사휘석, 사장석 이며 석기를 이루는 것으로는 단사휘석과 사장석이 거의 대부분

을 차지하며 소량의 감람석과 유리질 기질, 불투명 광물로 구성된다. 광물의 함량은 감람석이 가장 많은 부분을 차지하고 있으며 그 다음으로 사장석, 단사휘석의 함량 순이며 불투명 광물은 아주 소량 수반한다(Park and Jang, 2007).

감람석은 킬라우에아 정상 분화구 현무암의 가장 빈번하게 관찰되는 주요 반정 광물로서 자형, 타형, 신장형 등 다양한 결정형이 관찰된다. 감람석은 분출이전에 킬라우에아 정상부 마그마 저장소에서 성장하여 결정을 이루고 난 후 분출한 광물이라고 생각된다(Garcia *et al.*, 2003). 반정 광물 중 감람석은 야외에서 그 모양과 색깔에 의해 육안으로 쉽게 관찰될 정도로 감람석의 함량이 다른 현무암보다 많다는 것을 알 수 있다. 자형을 잘 이룬 감람석 반정은 마그마 저장소 내에서 천천히 성장하면서 분출이전에 결정이 형성된 후에 분출하였을 것으로 생각되며 신장된 감람석들은 마그마 저장

Table 3. REE analyses of Kilauea basalts determined by ICP-MS.

Time	Sample#	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1982.9	K21	10.70	26.38	3.89	18.33	4.84	1.67	5.12	0.80	4.70	0.88	2.31	0.30	1.77	0.26
1982.9	K21-1	10.69	26.20	3.89	18.58	4.96	1.72	5.23	0.81	4.82	0.91	2.35	0.31	1.87	0.26
1982.4	K14-1	11.70	28.70	4.24	19.95	5.22	1.81	5.44	0.82	4.77	0.90	2.32	0.31	1.79	0.25
1975	K15	10.67	26.26	3.88	18.29	4.86	1.68	5.11	0.79	4.58	0.87	2.26	0.29	1.73	0.25
1974.9	K07	11.58	28.35	4.18	19.81	5.26	1.78	5.43	0.84	4.93	0.93	2.44	0.31	1.84	0.27
1974.7	K19	10.38	25.66	3.79	18.06	4.88	1.66	5.12	0.78	4.66	0.87	2.29	0.30	1.80	0.26
1971.9	K06	11.89	28.69	4.20	19.59	5.13	1.78	5.39	0.82	4.75	0.89	2.31	0.29	1.76	0.25
1971.8	K18	13.32	32.38	4.74	22.21	5.93	1.96	6.01	0.90	5.36	0.99	2.62	0.33	2.03	0.29
1959	K27	11.83	28.73	4.13	18.97	4.80	1.60	4.78	0.72	4.28	0.77	2.01	0.26	1.58	0.22
1954	K16	11.94	28.98	4.25	19.90	5.25	1.78	5.46	0.83	4.84	0.91	2.33	0.31	1.81	0.26
1954	K16-1	14.03	33.75	4.88	22.37	5.55	1.86	5.62	0.86	4.95	0.92	2.37	0.31	1.83	0.27
1921	K08	12.19	29.14	4.21	19.36	5.05	1.66	5.00	0.76	4.42	0.82	2.12	0.27	1.67	0.23
1919	K13	13.69	33.66	4.95	22.92	5.85	2.00	5.82	0.90	5.05	0.96	2.49	0.31	1.88	0.26
1918	K09	12.63	30.91	4.54	21.08	5.33	1.80	5.38	0.81	4.67	0.87	2.27	0.29	1.72	0.25
1892	K10	11.96	29.17	4.26	19.68	5.04	1.73	5.30	0.80	4.68	0.88	2.26	0.29	1.71	0.24
1888	K14	13.69	33.18	4.90	22.75	6.00	2.05	6.19	0.94	5.56	1.04	2.71	0.34	2.04	0.30
1882	K17	12.38	30.09	4.43	20.61	5.42	1.86	5.58	0.85	5.05	0.94	2.46	0.32	1.89	0.27
1832	K25	9.12	23.01	3.52	17.02	4.85	1.69	5.22	0.82	4.94	0.93	2.46	0.31	1.91	0.27
1790	K20	12.04	30.11	4.52	21.67	5.85	1.99	6.15	0.96	5.54	1.04	2.76	0.36	2.16	0.30
17C	K03	7.14	17.90	2.71	13.09	3.50	1.29	3.77	0.58	3.40	0.65	1.65	0.22	1.30	0.18
17C	K24	7.94	20.47	3.13	15.44	4.43	1.54	4.80	0.75	4.52	0.86	2.26	0.29	1.79	0.25
17C	K04	10.35	25.99	3.88	18.69	5.17	1.79	5.59	0.86	5.01	0.95	2.45	0.32	1.91	0.27
17C	K05	10.23	25.44	3.84	18.43	5.13	1.79	5.46	0.85	5.02	0.94	2.48	0.32	1.90	0.27
16C	K02	7.03	17.65	2.66	12.98	3.63	1.28	4.05	0.63	3.83	0.71	1.91	0.25	1.52	0.22
16C	K23	8.86	22.36	3.37	16.47	4.52	1.59	4.88	0.76	4.48	0.84	2.21	0.28	1.73	0.24
16C	K01	8.41	21.59	3.28	16.05	4.66	1.62	4.97	0.78	4.72	0.90	2.34	0.31	1.87	0.26
16C	K22	10.01	25.14	3.73	18.08	4.89	1.63	5.38	0.80	4.81	0.90	2.37	0.31	1.87	0.27
16C	K26	13.48	32.65	4.72	21.56	5.40	1.82	5.52	0.83	4.79	0.88	2.28	0.29	1.75	0.25
16C	KA1	8.65	22.51	3.46	17.12	5.02	1.72	5.38	0.85	5.13	0.95	2.56	0.34	1.98	0.29

Units are in ppm

소에서 천천히 결정성장을 하였기 보다는 분출동안 혹은 분출 직후에 급격한 냉각에 의한 온도변화가 급격할 때 성장한 것이라 생각된다(Helz, 1987). 일부 감람석 반정은 결정의 일부가 융식된 만곡(embayed) 구조를 보이는데 이는 감람석 반정의 형성과정 중에 발생한 불안정한 성장 환경을 지시한다(Shelley, 1992). 감람석 반정은 1-3%가 주를 이루고 있는데 반해 1959년 킬라우에아 이키 분화구에서 분출한 용암은 감람석 반정을 거의 18%까지 포함하고 있다. 이러한 감람석 반정의 급격한 변화는 1959년 킬라우에아 이키 분출이 이전의 분출과 확연히 구분되는 폭발적인 분출양상으로의 변화와 관련되어 나타나는 특성중의 하나이다(Park and Jang, 2007).

단사회석은 거의 모든 시료에서 나타나며 0.5에서 8%까지의 모드 함량치를 가진다. 반정광물의 단사회석은 보통 칼스배드 쌍정을 보이기도 한다. 반정으로 산

출되는 것보다 미반정(직경 0.1-0.5 mm)과 기질에서 나타나는 것이 흔하며 특히 K01, K02, KA1 시료에서 많이 나타난다(6%). 반정으로 산출될 때는 자형을 이루는 것에서 타형을 가진 것까지 다양하게 산출된다. 단사회석은 감람석 미반정 혹은 다른 단사회석들과 취반상조직을 빈번히 구성한다. 전자현미분석 결과 기질을 이루는 유색 광물들 중 단사회석이 감람석보다 훨씬 많은 부분을 차지하고 있다. 미반정의 단사회석에서는 사장석과 함께 간립상 조직을 형성한다.

사장석은 반정으로 극히 드물게 나타나며 주로 미반정크기의 사장석 라쓰(lath)들과 기질부를 이루는 광물로 산출된다. 대부분의 사장석 미반정에는 알바이트 쌍정이 관찰되며 길게 신장된 사장석 라쓰도 발견된다. 일부 사장석 반정에서는 누대구조가 간혹 관찰되며 미반정의 단사회석 혹은 다른 사장석 라쓰들과 취반상조직을 보이기도 한다.

석기를 이루는 것은 사장석과 단사휘석이 대부분이며 일부 불투명광물이 수반된다. 스킨올라 산상을 보이는 K26, K27번 시료에서는 유리질 기질이 잘 관찰된다. 불투명 광물은 크롬스피넬, 티탄철석이 관찰되고 그 함량은 티탄철석이 대부분을 차지하고 있다. 조직으로는 간립상조직, 취반상조직, 누대구조, 기질부의 구과상구조 등이 관찰된다.

5. 미량원소 암석화학

MgO함량의 변화는 감람석과 단사휘석 등과 같은 조암광물의 정출에 따라 민감하게 변화하므로 Zr과 같은 원소와 함께 마그마 분화에 따른 미량원소의 거동을 지시하는 기준이 된다(Rollinson, 1993). MgO함량에 따른 미량원소들의 변화 경향에서 상관관계가 비교적 높은 원소들은 MgO와 정(+)관계를 나타내는 것들과 음(-)의 관계를 나타내는 것으로 크게 구분할 수 있다.

원소 Zr 및 V는 MgO함량이 감소할수록 전반적으로 증가하는 경향을 나타낸다(Fig. 2). Zr은 80에서 140 ppm까지 함량범위를 가지고 16, 17C 분출암들은 매우 분산된 값을 나타내고 있으나 1790년 이후의 최근의 시료들은 K27번 시료를 제외하고는 선적인 경향을 나타낸다. V는 210에서 280 ppm까지 함량을 가지며 다소 분산된 모습을 보인다. 전체적으로 1959년 킬라우에아 이키 분화구에서 분출한 용암(K27)의 특히 높은 MgO 함량을 제외하면 1790년에서 1982년까지 분출용암은 이들 미량원소의 일정한 증가경향을 나타내고 있으며 16, 17세기 분출 용암들은 매우 분산된 값을 나타낸다. 원소 Y(14-28 ppm)와 Ti(1-1.8 wt%), Li(3.5-5.5 ppm)는 Zr, V에 비해서 분포 값이 더욱 집중되어 직선적인 경향을 뚜렷이 나타낸다. 이러한 MgO의 함량이 감소하는 마그마의 분화경향에서 점진적으로 함량이 증가하는 경향을 나타내는 불호정성 원소들로는 이밖에도 Zn(82-116 ppm), Sc(21-31 ppm) 등이 있다.

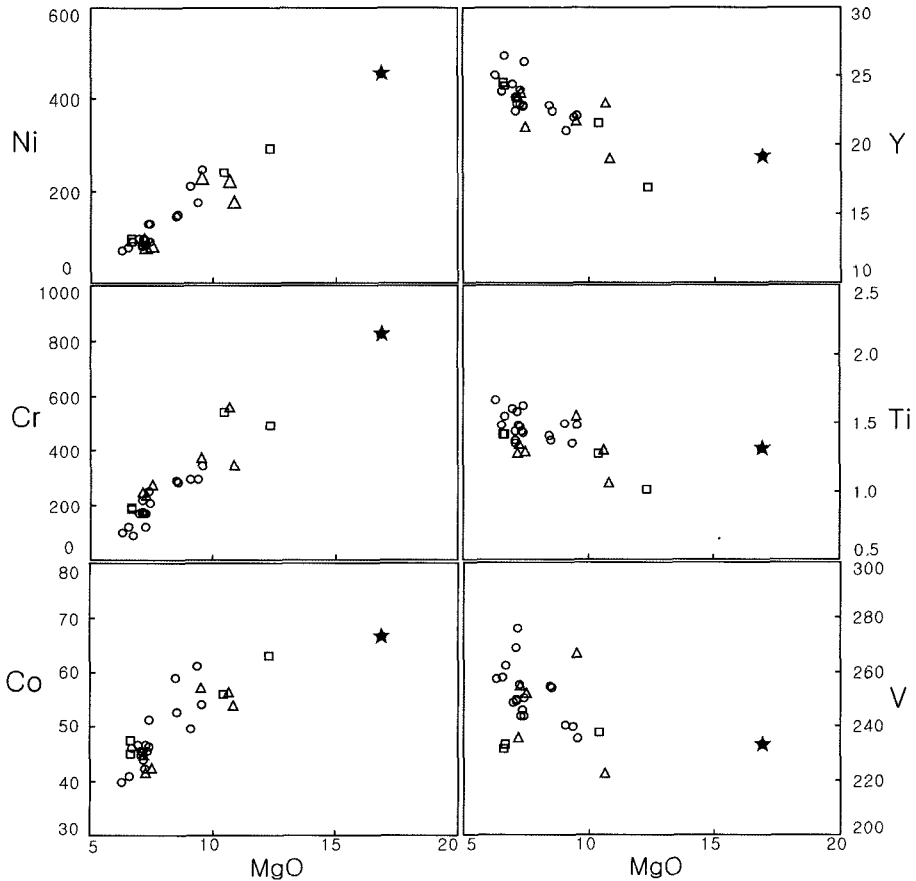


Fig. 2. Some trace elements vs. MgO variation diagrams(Symbols; Δ : 16C, \square : 17C, \circ : 1790-1982, \star : Kilauea Iki(1959)).

호정성 원소는 MgO 함량이 감소할수록 감소하는 정(+)관계를 나타내는 원소를 가리키는 것으로서 미량원소 중 특히 Ni, Co, Cr이 강한 호정성을 나타낸다. 우선 원소 Ni(70-500 ppm)는 매우 직선에 가까운 경향을 나타내는데 Ni와 같은 정 관계를 나타내는 또 다른 것으로는 Cr 과 Co가 있다. Cr은 80에서 800 ppm 까지 변화를 가지고 Ni와 매우 비슷한 경향을 나타낸다. Co는 38에서 70 ppm까지 변화를 보이고 MgO가 증가할수록 Co값도 대체로 증가하는 정관계를 보이나 Ni와 Cr보다는 증가의 기울기가 완만하며 조금 분산된 경향을 나타낸다.

K₂O는 본 조사지역 현무암에서 작은 범위(0.3-0.6 wt%)에 걸쳐 변화하는 주원소 성분이지만 분별결정작용동안 그 거동이 제한적이므로 마그마 분화의 척도로 사용이 가능하다(Garcia *et al.*, 2003). K₂O의 함량이 증가할수록 함량이 증가하는 직선적 양상을 보이는 미량원소들과 이와 반대의 경향을 보이는 원소들에 대하

여 각각 구분하여 이들 특성을 대표하는 원소들을 살펴보면 다음과 같다. 먼저 Ba은 K₂O가 증가하는 값에 대하여 60에서 150 ppm까지 증가하는 뚜렷한 정(+)관계를 나타낸다. Ba의 함량은 1790년 이후에 분출한 현무암은 비교적 80 ppm 이상의 높은 값을 보이는 반면에 한 개의 시료를 제외한 16, 17세기 분출시료는 대체로 낮은 함량을 나타내어 비교적 최근의 시료들과 구분되는 영역에 도시된다. 이러한 불호정성을 나타내는 원소들로는 Rb(4-12 ppm), Th(0.4-1.4 ppm), Sr(200-400 ppm), Nd(11-24 ppm) 등이 있다(Table. 1, Fig. 3). K₂O에 대해서 호정성을 나타내는 원소는 Ni, Cr, Co 등이다. 이러한 원소들은 전반적으로 K₂O가 증가하는 경향에 대하여 함량이 감소하는 경향을 나타내고 있으며 분출연도가 확실하고 비교적 최근의 분출에 해당하는 1790년 이후의 시료는 한 개의 시료를 제외하고는 K₂O의 값이 0.45 wt% 이상의 비교적 높고 뚜렷한 기울기를 가진 그룹으로 구분되는 것을 볼

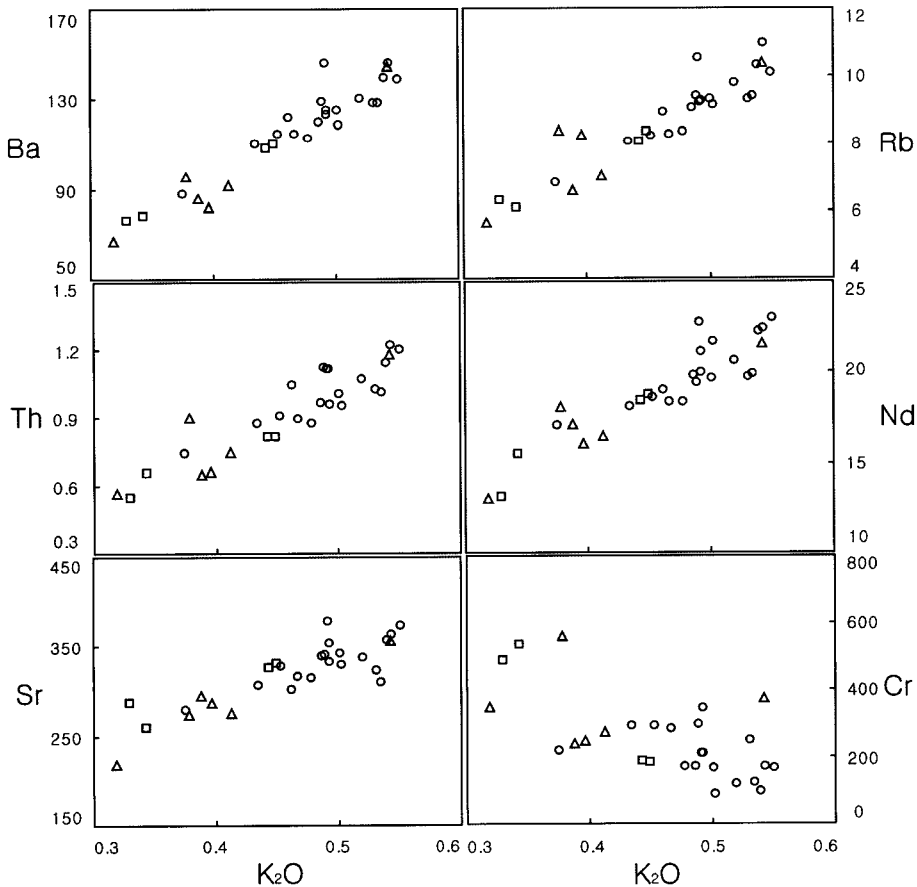


Fig. 3. Some trace elements vs. K₂O variation diagrams. Symbols as in Fig. 2.

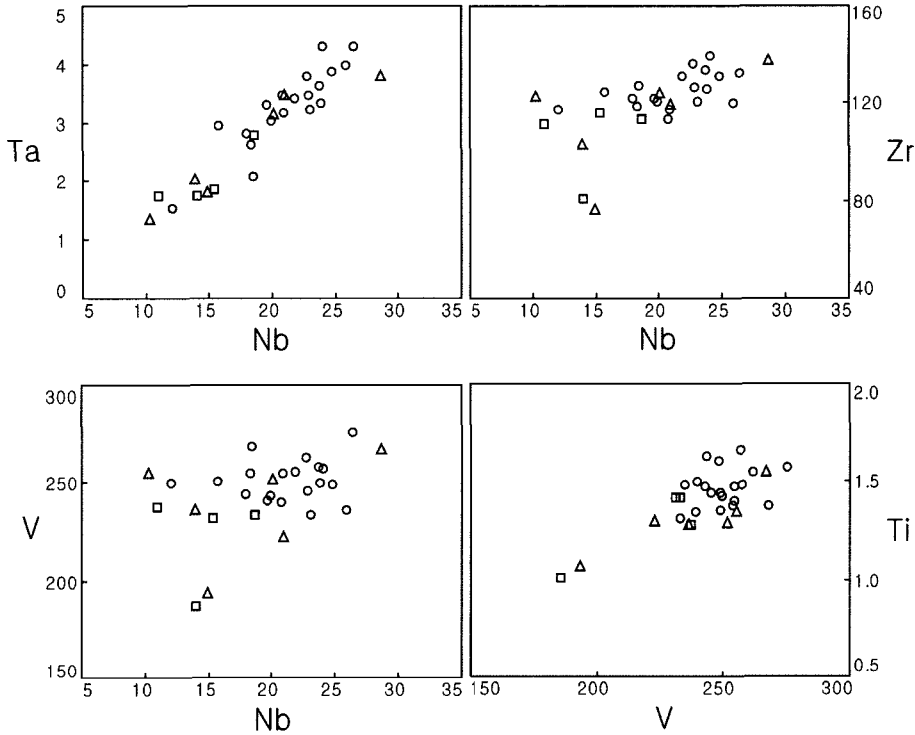


Fig. 4. Some trace elements vs. V, Nb variation diagram. Symbols as in Fig. 2.

수 있다. 반면에 16, 17세기 시료는 K_2O 함량이 0.45 wt% 이하로 비교적 낮고 매우 분산된 값을 나타내고 있어 넓은 범위에 걸쳐서 그룹을 형성하고 있다(Fig. 3). 이러한 경향은 앞서 언급한 불호정성 원소들도 구분되는 특징이 된다.

Nb와 V는 현무암질 마그마에서 감람석에 대한 분배 계수가 작아서 분별결정작용 동안 액상에 더 집중되는 불호정성 원소로서 특히 풍화나 변질작용에도 영향을 받지 않는 비유동성 원소이기 때문에 마그마의 분화 척도로 사용하기에 적합하다(Pearce and Norry, 1979). Ta는 Nb값이 증가함에 따라 함량의 증가가 1에서 5까지 직선적인 정관계를 나타내고 있으며 이는 원소 Ta가 Nb처럼 불호정성 원소의 거동을 나타내어 마그마에 더 집중된다고 생각된다. Zr은 Nb에 대해서 약간의 증가의 경향을 나타내고 있으나 16, 17세기에 분출한 두 개의 시료에서는 경향에서 벗어난 낮은 값을 나타낸다. 원소V에서는 함량의 증가나 감소가 뚜렷이 나타나지 않고 비교적 일정한 값을 나타내고 있으나 분산되어 있다. 위에서 언급한 두 개의 시료에서 역시 낮은 함량을 보이는 두 개의 시료가 확인된다. Nb의 거동과 흡사한 원소 V에 대해서 Ti은 직선적인 정관계를

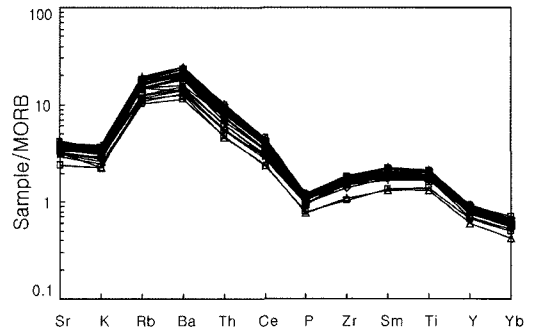


Fig. 5. Trace element concentrations(log scale) normalized to the composition of average MORB.

나타낸다. 그러나 두 개의 시료는 대부분의 시료와 매우 상이하게 동떨어진 값을 나타내고 있다(Fig. 4).

평균 MORB에 대하여 표준화시킨 미량원소의 거미도표에서 유동성을 가진 Sr, K, Rb, Ba 원소들은 증가하다가 비유동성을 나타내는 Th부터 Yb까지 점차 감소하는 전형적인 해양성 화산호 현무암(OIB) 경향을 보여주고 있다(Fig. 5).

6. 희토류원소 암석화학

킬라우에아 화산 분출 현무암의 희토류원소는 경희토류원소(예. La: 29.3-57, Ce: 28.9-55.3, Nd: 27.6-48.7)가 중희토류원소(예. Gd: 17.9-29.2, Er: 9.6-16.3, Yb: 8.9-12.7, Lu: 7.4-10)보다 더 부화된 패턴을 보이는 전형적인 화산호현무암(OIB) 형태의 특징을 나타낸다(Fig. 6). 모든 시료에서 주목할 만한 사장석의 반정을 확인할 수 없고 미반정으로 산출되는 소량의 사장석으로 인해 Eu의 음의 이상은 관찰되지 않으며 K02, K03 두 개의 시료가 전체의 함량보다 낮은 함량

을 나타내는 것이 특징적이다. 희토류원소의 변화경향을 알아보기 위해서 La에 대해서 희토류원소들을 도시한 결과 경희토류원소는 La에 대해서 매우 직선적인 정관계를 나타내며 특히 Ce는 La에 대해서 17에서 35 ppm까지 매우 직선적으로 증가한다(Fig. 7). Sm은 Ce보다는 직선적 경향이 분산되는 양상을 나타낸다. 즉, 비슷한 정도의 불호정성을 나타내는 미량원소는 좁은 정관계를 나타내고 이런 경향은 미량원소의 불호정성도가 증가함에 따라서 좁은 정관계는 감소한다. 이러한 직선적 정관계는 중희토류원소들로 전이함에 따라 분산된 모습을 나타낸다.

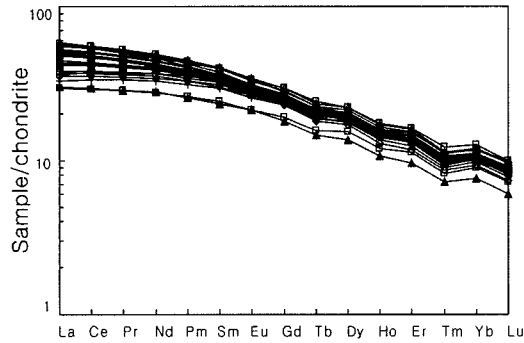


Fig. 6. Rare earth element abundances(log scale) normalized to chondrite.

희토류원소인 La와 Sm의 비와 La와 Yb의 비를 불호정성 미량원소의 비인 Nb를 Y로 나누어준 값과 Nb를 Hf로 나누어준 값에 대해서 각각 도시하였다(Fig. 7) 경희토류에 속하는 La를 Sm으로 나누어진 비는 불호정성 미량원소의 비에 대해서 1.5에서 2.5사이에서 선적인 정관계를 나타낸다. 그러나 La에 대해서 중희토류원소에 속하는 Yb를 나누어진 비는 같은 불호정성 미량원소의 비에 대해서 4에서 8까지 넓은 범위에서 분산되어진 정관계를 나타내고 있다. 또한 La/Nb에 대한 Ba/Nb의 값은 4에서 10까지 증가하여 매우 직선적인 관계를 나타낸다. 이러한 불호정성 미량원소들의 경

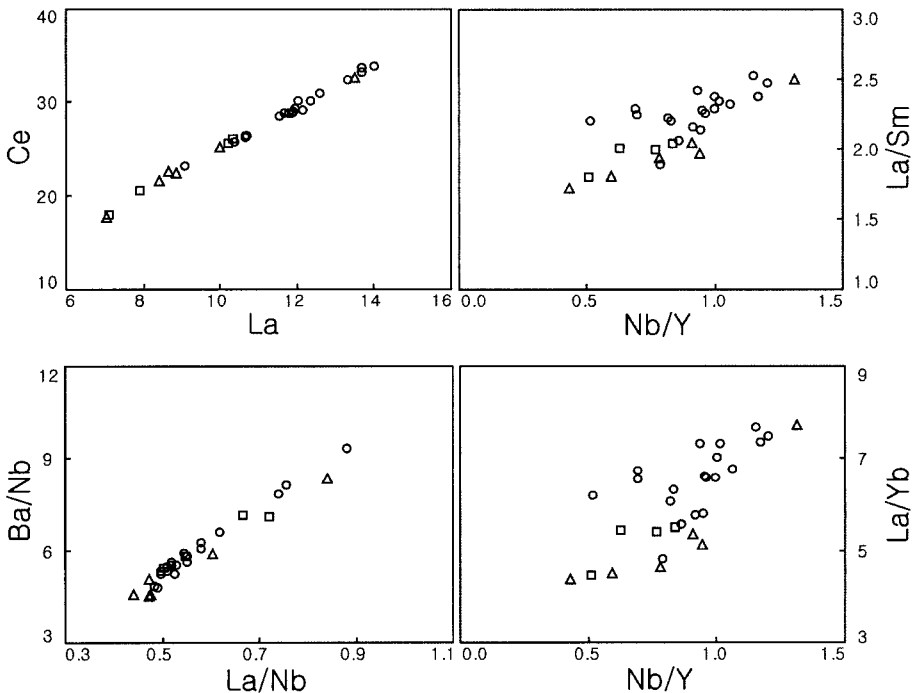


Fig. 7. Highly to moderately incompatible trace element ratio variations for Kilaruea volcano lavas. Symbols as in Fig. 2.

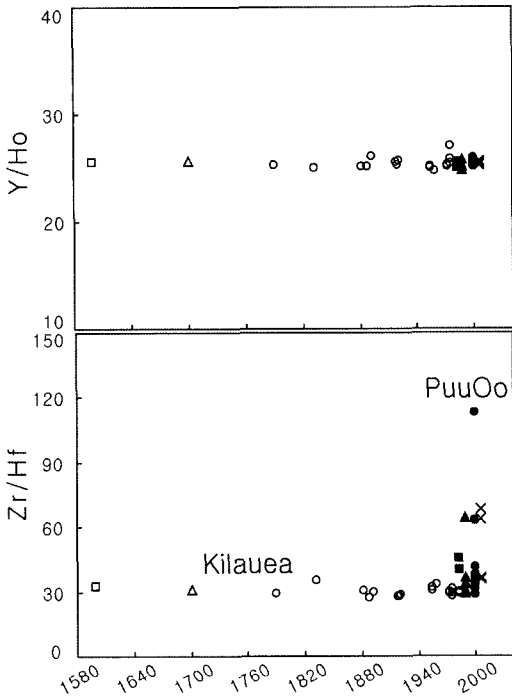


Fig. 8. Y/Ho and Zr/Hf temporal variation diagrams (Kilauea sample symbols studied; △ : 16C, □ : 17C, ○ : 1790-1982) (PuuOo data from Kwon, unpublished analyses, ■ : 1983, ▲ : 1986-1992, ● : 1992-2003, × : 2003-2006).

항성은 다른 킬라우에아 용암들에 대해서 이전의 결과들과 유사하다(Hofmann *et al.*, 1984; Casadevall and Dzurisin, 1987; Tilling *et al.*, 1987; Chen *et al.*, 1996; Garcia *et al.*, 1996; Pietruszka and Garcia, 1999b).

7. 토 의

7.1. 호정성 원소의 거동

호정성 원소는 MgO 함량이 감소할수록 함량이 감소하는 정(+) 관계를 나타내는 원소를 가리키는 것으로서 미량원소 중 특히 Ni, Co, Cr이 강한 호정성을 나타낸다(Fig. 2). 우선 원소 Ni(70-500 ppm)는 MgO 변화도에서 매우 직선에 가까운 경향을 나타내는데 이는 킬라우에아 화산 분출 현무암의 감람석에 의한 영향으로 생각된다. 주원소 분석에서 감람석 모드와 MgO함량은 정의 관계를 나타내며(Park and Jang, 2007) 원소 Ni의 함량이 MgO함량과 비례한다는 결과와 주원소와 광물 모드 분석으로부터 MgO는 감람석에 좌우되기 때문에 결국 원소 Ni의 거동은 전적으로 정출광물인 감람석에 모드변화에 의하여 결정된다. 현

무암에서 감람석의 Ni 분배계수는 5.9에서 29(Green and Pearson, 1987)로 매우 높은 값을 가지기 때문에 감람석의 결정화가 Ni변화를 결정할 것이며 1959년 킬라우에아 이키 분화구에서 분출한 용암의 매우 높은 MgO함량(17wt%)과 그에 비례한 높은 Ni함량(455 ppm)은 그 예가 된다(Table 1, Fig. 2). Ni와 유사한 성질의 호정성 원소로는 Cr과 Co가 있다. Cr은 80에서 800 ppm 까지 변화하는 값을 가지고 Ni와 매우 비슷한 경향을 나타낸다. 현무암에서 단사휘석의 Cr 분배계수가 34로 매우 높는데 단사휘석의 정출이 Cr의 함량감소에 주된 원인이 된 것으로 생각된다. 연구지역의 감람석과 단사휘석의 내포물이 주로 크롭스피넬(Cr-spinel)과 자철석이므로 이들 내포물의 정출이 단사휘석의 정출과 함께 Cr의 성분진화에 영향을 미쳤을 것이다. Co는 38에서 70 ppm까지 변화를 보이고 MgO가 증가할수록 Co값도 대체로 증가하는 정관계를 보이나 Ni과 Cr보다는 증가의 기울기가 완만하며 조금 분산된 경향을 나타낸다. Co는 감람석과 불투명광물의 정출작용의 영향으로 생각되며 감람석에 있어서 Co의 분배계수는 6.6으로 높은 값을 지시하며 자철석에 대한 Co의 분배계수 또한 7.4의 높은 값을 가짐이 이를 뒷받침한다. Sr은 시간이 흐름에 따라 그 함량이 증가하는 경향의 정점에서 약간 감소하는 변곡점을 나타내는데 이는 현미경 모드 분석에서 미반정으로 산출되는 사장석의 함량이 증가하는 1954년(K10)과 1892년(K16) 분출 현무암에서 나타나는 시기와 일치하며 사장석의 분별결정작용에 Sr이 관여하는 것으로 생각된다.

7.2. 마그마 저장소에 유체의 영향

Y, Ho, Zr, Hf, U, Th 등의 불호정성 원소들은 원소들의 비가 마그마 진화와 무관한 것이므로 킬라우에아 화산 현무암의 시간적 변화에 대해서 거의 변하지 않는 값을 나타낼 것이다. 이들 불호정성 원소의 비 중에서 Y/Ho과 Zr/Hf은 유체(해수 혹은 지하수)의 영향을 지시해 주는데 유체의 영향이 있을 시에는 그 값의 범위와 폭이 아주 분산되는 경향을 보여준다(Bau, 1996). Y/Ho의 값은 킬라우에아 시료들과 푸오오 시료들이 큰 변화폭을 보이지 않고 비교적 일정한 값을 가지는데 반해 Zr/Hf값은 킬라우에아 시료와 푸오오 시료 사이에서 확연한 차이를 발견할 수 있다(Fig. 8). Zr/Hf 값은 과거 16, 17세기 시료들과 1790년부터 1982년까지 분출한 킬라우에아 시료들에 대해서 30 내외의 일정한 값을 보이는 반면에 1983년부터 2006년까지 분출한 푸오오 시료들에서는 뚜렷한 증가를 확인할 수

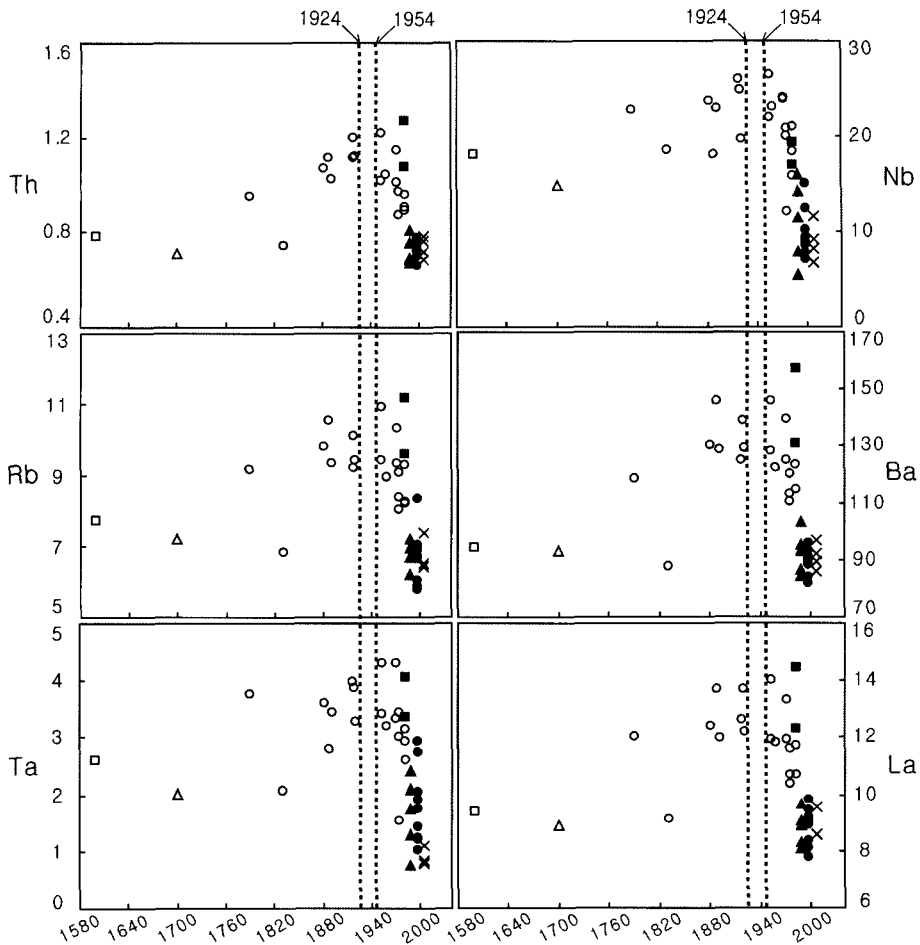


Fig. 9. Temporal variations of incompatible trace elements. Dashed lines represent the major geological events 1924, Halemaumau crater collapses, and 1954 fissure eruption. Symbols as in Fig. 8.

있다. 킬라우에아 화산 정상부의 시료들은 전반적으로 일정한 범위(25-35)안에서 거동하고 있으므로 비교적 마그마 저장소에 대한 유체의 영향이 없었음을 시사하고 있다. 이에 반해 1983년 이후에 분출한 푸오오 분화구에서 분출한 현무암에서는 높은 값의 변이를 나타내고 있는 것이 특징적이므로 유체 혹은 해수의 영향을 받았음을 지시할 수 있다. 이와 같은 차이는 아마도 두 분화구를 형성하는 마그마 화도 시스템의 차이에서 그 근원을 찾을 수 있을 것이다. 킬라우에아 화산 정상 분화구를 형성시킨 마그마 저장소와 그 하부의 맨틀 플룸은 마지막 분출이 있었던 1982년 이후보다 더 해안 쪽인 동부 열곡대의 푸오오 분화구를 형성하는 보다 작은 새로운 화도 시스템으로 전이함으로써 이러한 차이를 가져온 것으로 생각된다.

7.3. 불호정성 원소의 시간적 거동

16세기 분출 현무암 시료들로부터 가장 최근 분출시료인 1982년 9월 분출암에까지 시간에 따른 미량원소의 함량을 도시해 보았다. 킬라우에아 정상 분화구는 1982년 9월 이후 현재까지 분출활동이 나타나지 않으며 1983년부터는 킬라우에아 화산 정상 분화구의 남동쪽으로 약 20 km 떨어진 푸오오 분화구에서 분출활동이 현재까지도 진행되고 있다. 푸오오 분화구는 킬라우에아 정상 분화구에서 동부 열곡대로 멀어짐에 따라 순차적으로 배열된 일련의 분화구들(Pauahi, Mauna Ulu, Makaopuhi, Napau, PuuOo) 중에 하나로서 1983년, 1986-1992년, 1992-2003년, 2003년부터 현재까지 지속적으로 분출하고 있다. 푸오오 분화구 지역 미량원소 분석결과를 킬라우에아 정상 분화구 분출 현무암의 미량원소들과 함께 도시해 보았다(Fig. 9, Fig. 10).

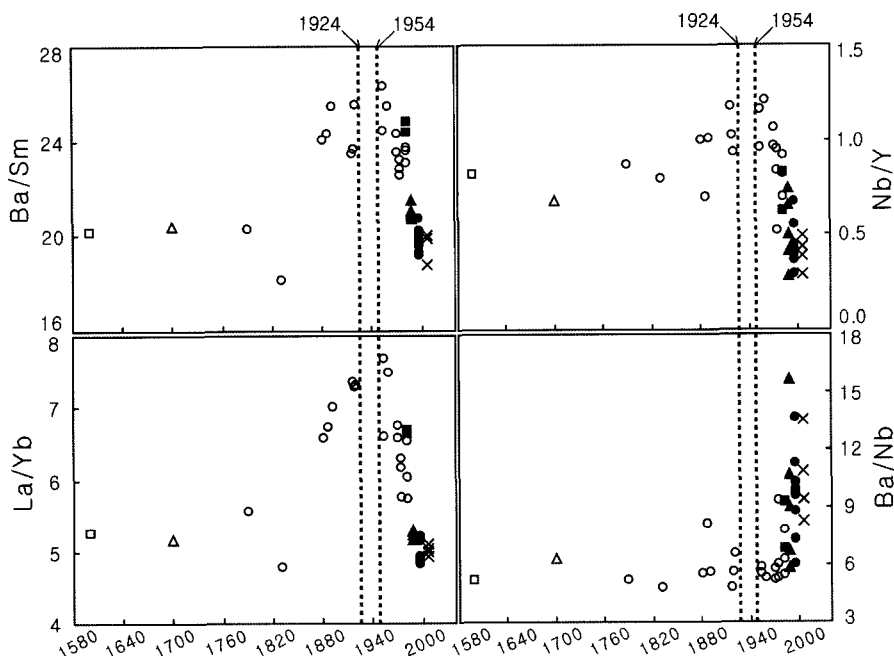


Fig. 10. Temporal variations of incompatible trace elements ratios. Dashed lines represent the major geological events 1924, Halemaumau crater collapses, and 1954 fissure eruption. Symbols as in Fig. 8.

푸오오는 킬라우에아 정상 화산 분화구 직하부의 마그마 저장소에서 뻗어져 나온 작은 화도의 수평적 이동 후에 새로이 분출한 화구로 생각되어진다(Klein *et al.*, 1987). 불호정성을 나타내는 원소들을 시간적 변화를 나타내는 분출 연대에 따라 함량을 도시해 보았을 때 특징적인 변화양상을 관찰하였다. 전반적으로 증가하는 진화경로에서 갑자기 감소하는 급격한 변화가 1924년과 1954년 사이에 관찰된다. Th의 경우는 1924년 시료와 1954년 시료의 사이를 기준으로 경향이 급격하게 바뀌는데 푸오오 분출암 중 1983년 두 개의 시료는 여전히 높은 값을 가지고 있으나 1990년대 이후부터는 함량이 급격하게 감소하여 17세기 시료의 값 정도를 나타내고 있다. 이러한 경향은 Nb에서 두드러지게 나타나는데 1924년과 1954년 사이의 구간을 기준으로 함량이 매우 급격하게 감소하는 것을 확인할 수 있다. 유사한 변화양상은 Rb, Ti, Ba, Ta, Sb, La 등의 미량원소에서도 동일하게 관찰된다(Fig. 9). 위와 같은 변화양상은 미량원소들의 함량비를 분출시대에 따라 도시하면 더욱 그 변화양상을 확연히 알 수 있는데 Ba/Sm, Nb/Y, La/Yb 등은 앞서 미량원소들과 같이 1924년과 1954년 사이 기간을 중심으로 함량이 급격하게 감소한다. 이는 또한 푸오오 분출현무암에서도 경향성이 연장되는 것을 확인할 수 있다. 반면에 Ba/Nb는

1924년과 1954년 사이 기간을 중심으로 그 이전에는 약간 감소하는 경향에서 함량이 급격히 증가하는 경향으로 변화하는 것을 관찰할 수 있다(Fig. 10). 위와 같은 사실로 미루어 알 수 있는 것은 불호정성 원소들에서 시간에 따라 증가하던 함량이 어느 공통된 시점에서 급격히 감소하는 경향으로 바뀌었다는 사실과 함께 킬라우에아 화산의 분출활동이 멈추고 난 뒤에 분출이 시작된 푸오오 분출암의 미량원소의 변화경향이 킬라우에아 분출 현무암에서의 미량원소 변화경향과 연장된다는 것을 확인할 수 있다.

1924년과 1954년 사이에 킬라우에아 화산 정상 분화구의 마그마 저장소에서 미량원소의 급작스런 변화는 킬라우에아 마그마 저장소에서의 큰 지질학적 변화를 시사하고 있다. 킬라우에아 화산 정상 분화구에서 1924년에 할레마우마우 분화구가 함락붕괴에 의해 생길 때 많은 강렬한 폭발이 크게 발생한 사건과 1959년에 화산 정상 분화구 외부에서 분출한 킬라우에아 이키 분화구의 활동에 관련된 지질학적 변화로 주목할 수 있다. 첫째, 1924년 할레마우마우 분화구가 붕괴될 때 지표의 지각성분이 함락 붕괴되면서 마그마 저장소로 혼합되었을 가능성을 배제할 수 없으며, 둘째, 함락 붕괴 사건이후 킬라우에아 마그마 저장소에 보다 초생적인 모마그마 성분이 유입되었거나, 셋째, 1959년에

이례적인 폭발적 화산분출로의 분출양상 변화가 마그마 저장소 하부에 집적된 다량의 감람석을 킬라우에아 이키 분화구로 분출하게 만든 것을 확인할 수 있다. 킬라우에아 정상 분화구에서 마지막 분출이 있던 1982년 9월 이후로는 마그마저장소에서 화도가 수평적으로 이동하여 지금의 푸오오 분화구 지역에서 분출로 전이하였다. 현재까지의 푸오오 분출 시료의 미량원소 변화를 킬라우에아 정상 분화구 시료와 함께 도시하면 성분의 연장성을 확인할 수 있다. 16세기부터 가장 최근의 분출인 1982년 9월까지 마그마 저장소의 작은 단위의 변화는 많이 인지되지만 미량원소의 지화학적 변화로 유추한 큰 단위의 변화는 1924년과 1954년 사이에 마그마저장소내에 공급되는 모그마의 조성변화가 크게 발생하였던 사실을 알 수 있었다. 즉, 불호정성 미량원소의 체계적인 시간적 변화를 살펴보았을 때 킬라우에아 화산 정상 분출암 시료들에서 1924년과 1954년 사이에 급격한 변화가 인지되며 킬라우에아 화산의 분출이 멈추고 1983년부터 분출하기 시작한 푸오오 분출암에서의 미량원소의 경향이 킬라우에아 화산 현무암의 최근의 변화 경향을 따르고 있으나 기존의 킬라우에아 경향과는 확연하게 다른 진화경로를 보이고 있음을 알 수 있다.

8. 결 론

본 연구는 열점 화산 활동으로 생성된 하와이 화산섬의 대표적인 화산 중의 하나인 킬라우에아(Kilauea) 화산을 대상으로 2006년 7월 야외 지질조사를 통해 채취한 암석시료들을 가지고 분출현무암의 미량원소 및 희토류원소의 특징에 대하여 중점적으로 고찰하였다.

현미경 관찰 결과 암석을 구성하는 구성광물로는 감람석, 단사휘석, 사장석, 소량의 불투명광물로 크롭스 퍼넬, 티탄철석 등이 관찰되었으며 유리질 기질도 상당부분 차지한다. 특징적인 조직으로는 간립상조직, 간지상조직, 취반상조직, 누대조직, 그리고 구과상조직 등이 관찰된다.

MgO 변화도에서 특징적으로 원소 Ni, Cr, Co 등은 MgO 함량에 따라 뚜렷한 정 관계를 나타내며 이것은 분출 현무암의 주 구성광물인 감람석, 단사휘석의 정출과 관련성을 시사한다. 반대로 원소 Y, Ti, V, Zn, Sc 등은 감람석과 휘석에 대해 강한 불호정성을 나타낸다. 또한 K_2O 변화도에서 Ba, Rb, Th, Sr, Nd 등의 원소는 K_2O 에 대하여 매우 직선적인 정 관계를 나타내어 분화과정에서 광물로 정출되지 않고 용액에 잔

류하는 불호정성을 강하게 나타낸다. 희토류 원소 변화 패턴과 거미도표로부터 본 암석이 전형적인 해양화산호 현무암(OIB)을 지시한다.

킬라우에아 화산을 형성시킨 마그마 저장소에서의 유체(지하수 혹은 해수)의 영향을 알아보기 위해서 Y/Ho, Zr/Hf 비를 이용하여 푸오오 분출현무암과 비교해 보았다. 킬라우에아 화산 현무암은 비교적 유체의 영향이 없었는데 반해 1983년 이후로 분출한 푸오오 분화구에서 분출한 현무암에서는 높은 값의 편이를 뚜렷이 나타낸다. 이는 푸오오 분출암을 형성시킨 마그마가 유체의 영향을 받았음을 시사하는 것으로서 이와 같은 차이는 아마도 두 분화구를 형성시킨 마그마 화도시스템의 차이에서 그 원인을 찾을 수 있을 것이다. 킬라우에아 화산 정상 분화구 아래의 마그마 저장소에서 뻗어져 나온 것으로 생각되는 푸오오 화도시스템이 보다 더 해안 쪽인 동부 열곡대에 위치함으로 해수의 영향을 많이 받았음을 시사한다.

16세기부터 1982년 9월까지 분출한 킬라우에아 분출암 시료들에 대해서 시간의 변화에 따른 미량원소의 거동을 살펴보았다. 불호정성을 나타내는 원소들인 Th, Nb, Rb, Ba, Ta, La 같은 원소들은 모두 동일한 변화 패턴을 보이는데 1924년까지 점차 증가하던 원소들의 함량이 1924년에서 1954년을 기점으로 함량이 급격하게 감소하는 것을 확인할 수 있다. 이러한 급격한 미량원소의 함량변화는 킬라우에아 활동이 끝나고 시작된 푸오오 분출암의 미량원소 함량변화에서도 감소하는 함량 패턴을 확인할 수 있다. 이와 같은 사실로부터 킬라우에아 마그마의 1924년에서 1954년 사이에 어떠한 성분변화를 짐작할 수 있으며 킬라우에아 현무암과 푸오오 현무암의 뚜렷한 차이를 관찰할 수 있다. 급격한 성분변화의 원인으로는 1924년 할레마우마우 분화구가 붕괴될 때 지표의 지각성분이 마그마 저장소로 혼합되었을 가능성과 함께 함락붕괴 이후에 마그마 저장소로 보다 더 초생적인 마그마 성분이 유입되었을 가능성이 있다. 이는 1959년 이례적인 폭발적 화산분출인 킬라우에아 이키 분화구의 분출이 감람석 반정을 특히 많이 함유하는 것으로 보아 이러한 변화된 마그마 시스템을 뒷받침하고 있다고 생각된다.

사 사

본 논문의 질적 향상에 좋은 조언을 해주신 황상규 교수님, 홍세선 박사님 그리고 익명의 심사위원께 진심으로 감사드립니다. 한국 기초과학지원연구원의 실험

분석 지원에 감사를 드린다. 현지조사에 도움을 주신 경북대학교 글로벌 챌린저 프로그램에 감사를 표한다.

참고문헌

- Bau, M. (1996) Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide effect. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 123, p. 323-333.
- Casadevall, T.J. and Dzurisin, D. (1987) Stratigraphy and petrology of the Uwekahuna Bluff Section, Kilauea Caldera. *USGS. Prof. Pap.*, v. 1350, p. 351-375.
- Chen, C.Y., Frey, F.A., Rhodes, J.M. and Easton, R.M. (1996) Temporal geochemical evolution of Kilauea Volcano: comparison of Hilina and Puna Basalt. *Geophysical Monograph, American Geophysical Union.*, v. 95, p. 161-181.
- Depaolo, D.J., Bryce, J.G., Dodson, A., Shuster, D.L. and Kennedy, B.M. (2001) Isotopic evolution of Mauna Loa and the chemical structure of the Hawaiian plume. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3, 2000GC000139.
- Dvorak, J.J. (1992) Mechanism of explosive eruption of Kilauea volcano, Hawaii. *Bull. Volcanol.*, v. 54, p. 638-645.
- Fiske, R.S. and Kinoshita, W.T. (1969) Inflation of Kilauea Volcano prior to its 1967-1968 eruption. *Science*, v. 165, p. 341-349.
- Garcia, M.O., Pietruszka, A.J. and Rhodes, J.M. (2003) A petrologic perspective of Kilauea volcano's summit magma reservoir. *J. Petrol.*, v. 44-12, p. 2313-2339.
- Garcia, M.O., Pietruszka, A.J., Rhodes, J.M. and Swanson, K. (2000) Magmatic processes during the prolonged Puu Oo eruption of Kilauea Volcano, Hawaii. *J. Petrol.*, v. 41, p. 967-990.
- Garcia, M.O., Rhodes, J.M., Trusdell, F.A., and Pietruszka, A.J. (1996) Petrology of lavas from the Puu Oo eruption of Kilauea Volcano: III. The Kupaianaha episode(1986-1992). *Bull. Volcanol.*, v. 58, p. 359-379.
- Green, T.H. and Pearson, N.J. (1987) An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, v. 51, p. 55-62.
- Helz, R.T. (1987) Diverse olivine types in lava of the 1959 eruption of Kilauea Volcano and their bearing on eruption dynamics. in *Volcanism in Hawaii*, USGS. *Prof. Pap.*, v. 1350, p. 691-722.
- Hofmann, A.W., Frigenson, M.D. and Raczek, I. (1984) Case studies on the origin of basalts: III. Petrogenesis of the Mauna Ulu eruption, Kilauea, 1969-1971. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 88, p. 24-35.
- Klein, F.W., Koyanagi, R.Y., Nakata, J.S., and Tanigawa, W.R. (1987) The seismicity of Kilauea's magma system. *USGS. Prof. Pop.*, v. 1350, p. 1019-1185.
- Kurz, M.D., Kenna, T.C., Kammer, D.P., Rhodes, J.M. and Garcia, M.O. (1995) Isotopic evolution of Mauna Volcano: a view from the submarine southwest rift zone. *Geophysical Monograph, American Geophysical Union*, v. 92, p. 289-306.
- Neal, C.A. and Lockwood, J.P. (2003) Geologic map of the summit region of Kilauea Volcano. Hawaii, USGS.
- Park, B.J. and Jang, Y.D. (2007) Petrology of the Basalt of Kilauea Volcano, Hawaii. *J. Petrol. Soc. Kor.* 16, 59-72.
- Pietruszka, A.J. and Garcia, M.O. (1999a) The size and shape of Kilauea Volcano's summit magma storage reservoir: a geochemical probe. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 167, p. 311-320.
- Pietruszka, A.J. and Garcia, M.O. (1999b) A rapid fluctuation in the mantle source and melting history of Kilauea Volcano inferred from the geochemistry of its historical summit lavas(1790-1982). *J. Petrol.*, v. 40, p. 1321-1342.
- Pietruszka, A.P., Rubin, K.H. and Garcia, M.O. (2001) 226Ra-230Th-238U disequilibria of historical Kilauea lavas(1790-1982) and the dynamics of mantle melting within the Hawaiian plume. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 186, p. 15-31.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J. (1979) Petrogenesis implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 69, p. 33-47.
- Rhodes, J.M., Wenz, K.P., Neal, C.A., Sparks, J.W. and Lockwood, J.P. (1989) Geochemical evidence for invasion of Kilauea's plumbing system by Mauna Loa magmas. *Nature*, v. 337, p. 257-260.
- Rhodes, J.M. and Hart, S.R. (1995) Episodic trace element and isotopic variations in historical Mauna Loa lavas: implications for magma and plume dynamics. *Geophysic. Res.*, v. 101, p. 11729-11746.
- Rollinson, H.R. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation.* Longman Scientific and Technical, p. 74.
- Shelley, D. (1992) *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope: Classification, Textures, Microstructures and Mineral Preferred-Orientations*, Chapman & Hall, p. 175.
- Tilling, R.I. and Dvorak, J.J. (1993) Anatomy of a basaltic volcano. *Nature*, v. 363, p. 125-133.
- Tilling, R.I., Wright, T.L. and Millard, H.T. (1987) Trace element chemistry of Kilauea and Mauna Loa lava in space and time: a reconnaissance. *USGS. Prof. Pap.*, v. 1350, p. 641-689.
- Wright, T.L. (1971) Chemistry of Kilauea and Mauna Loa in space and time. *USGS. Prof. Pap.*, v. 735, p. 1-40.
- Wright, T.L. and Fiske, R.S. (1971) Origin of differentiated and hybrid lavas of Kilauea Volcano, Hawaii. *J. Petrol.*, v. 12, p. 1-65.