

УДК 551.21; 550.42; 456.552.313

ХРЕНОВ А. П., АНТИПИН В. С., ЧУВАШОВА Л. А., СМИРНОВА Е. В.

### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОВ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

PETROCHEMICAL AND GEOCHEMICAL FEATURES OF BASALTS FROM KLYUCHEVSKOI, by Khrenov A. P., Antipin V. S., Chuvashova L. A., and Smirnova E. V. Rare-earth elements in historic basaltic lavas are characterized for the first time (1932—1985), for Klyuchevskoi volcano. Analysis of petrochemical data and phenomenological observations show that traces of differentiation are absent in alumina lavas. Alumina and magnesian basaltz originate from one source (chamber).

(Received April 22, 1988)

*Institute of Volcanology, Far East Division, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, USSR, 683006*

*A. P. Vinogradov institute of Geochemistry, Irkutsk, 664033, USSR*

Базальтовый вулкан-гигант Ключевской относится к самым активным вулканам мира. На его долю приходится 50% ювенильных продуктов, извергнутых вулканами Курило-Камчатской островной дуги в историческое время. Он входит в Ключевскую группу вулканов, которая находится в Центральной Камчатской депрессии, расположенной наиболее близко от стыка Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. По сейсмическим данным и расчетам, магматический источник Ключевского вулкана находится на глубине ниже 60 км, но не более чем на 160 км. За последние годы расход магмы вулкана близок к его среднему расходу и составляет около 55 млн. т/год. Его правильной формы конус образовался около 7 тыс. лет назад на склонах более древних вулканов — Крестовского и Камня. Ключевской вулкан — самый высокий среди действующих вулканов Европы и Азии (высота около 4750 м), объем его постройки более 250 км<sup>3</sup> [4, 5, 7, 12].

Динамика извержений. Характерной чертой эруптивной деятельности Ключевского вулкана являются длительные эксплозивные и эксплозивно-эффузивные извержения вершинного кратера и побочные эксплозивно-эффузивные извержения на его склонах (рис. 1).

При вершинных извержениях в кратере вулкана, диаметр которого составляет около 700 м, периодически происходило формирование шлаковых конусов, дно кратера заполнялось лавой, и она изредка переливалась на склоны. После пароксизмального извержения 1945 г. [7], когда лава излилась на склон вулкана, прошло более 30 лет, прежде чем во время извержений 1978—1980 гг. лава вновь стала изливаться из вершинного кратера. В 1984—1987 гг. произошла серия извержений разной мощности и продолжительности [11, 12].

Вершинные извержения всегда были более продолжительными, чем побочные. И. И. Гущенко рассчитал ритм пароксизмальных извержений вулкана для голоцена: одно извержение за 31 год в раннем голоцене, 25 лет — для позднего голоцена. Б. И. Пийп для исторического времени отмечает периодичность крупных извержений в среднем через 26 лет.



Рис. 1. Схема расположения побочных-прорывов Ключевского вулкана. 1 — вершинный кратер Ключевского вулкана; 2 — доисторические центры эруптивной деятельности; 3 — шлаковые конусы и лавовые потоки исторических извержений; 4 — взрывные кратеры; 5 — даты побочных извержений; 6 — взрывные кратеры; 7 — лавовый Шис; 8 — ледники

Значительные изменения в динамике Ключевского вулкана наступили с 1932 г. В этот период вершинный кратер непрерывно действовал, деятельность менялась от сильной фумарольной до взрывной, сопровождалась сериями побочных извержений. Эта перестройка в деятельности Ключевского вулкана отмечалась Б. И. Пийпом более 30 лет назад [7, стр. 112]. Необходимо отметить, что за историческое время в течение 212 лет вплоть до 1932 г. достоверно не зафиксировано ни одного побочного извержения, а за последние 55 лет на склонах вулкана произошло 12 извержений.

Для побочных извержений стратовулканов существует определенная направленность динамики извержения: заложение радиальной линейной трещины на склоне стратовулкана с последующим образованием вдоль нее цепочки взрывных кратеров. При этом верхние кратеры — взрывные, нижние — взрывно-эффузивные; на месте одного из нижних кратеров, как правило, формируется шлаковый конус, из которого изливается лавовый поток. К таким извержениям относятся побочные прорывы 1938, 1945, 1966, 1974 гг., объем изверженного ими материала составляет около  $0,1 \text{ км}^3$ . Такие извержения начинаются с мощных взрывов из всех эруптивных центров. Взрывы носят характер подвояк и в первые дни (часы) извержения происходят непрерывно. На поверхности с ними связано формирование большей части пирокластического материала. В дальнейшем на фоне затухания взрывной активности могут возникать отдельные пароксизмы.

Ко второму типу побочных извержений Ключевского вулкана можно отнести прорывы 1932, 1946, 1951, 1953 и 1983 г., когда на трещине формировался один шлаковый конус, из которого изливались лавовые потоки. Извержения эти были преимущественно эффузивными с низким эксплозивным индексом. Объем лавы от 0,1 до 0,05 км<sup>3</sup>.

Особое место среди побочных прорывов Ключевского вулкана занимают извержения 1956, 1980 и 1987 г. Эти три кратковременные, чисто эффузивные извержения происходили по трещине без образования эксплозивных центров и с минимальным объемом изверженного материала [12].

**Продукты извержений.** Твердые продукты современных извержений представлены преимущественно лавой и подчиненным количеством пирокластического материала. Образцы горных пород отбираются во время извержений в хронологической последовательности поступления их на дневную поверхность в твердом и пластичном состоянии. Сравнивались генетически разные типы, отобранные одновременно в ходе одного извержения: пепел, бомбы, лавы.

Макроскопические различия пеплов Ключевского вулкана между собой зависят от места отбора пробы. Вблизи склона вулкана преобладают частицы пепла с размерами зерен от 1 до 0,25 мм, на удалении от вулкана выпадает пепел алевритового облика. Пеплы обычно темно-серые, с чуть заметным буроватым оттенком, с характерным стеклянным блеском, с обломками кристаллов плагиоклаза, оливина, пироксена. При побочных извержениях количество пепла всегда значительно меньше или он полностью отсутствует.

Лавовые потоки Ключевского вулкана отличаются внутренним строением и физическими характеристиками. Все они относятся к шлако-глыбовым и крупноглыбовым потокам типа «аа». На некоторых лавовых потоках вблизи истоков сохранилась канатная поверхность типа «пахоехое». Мощность некоторых лавовых потоков достигает 30 м и в среднем составляет 5—10 м, длина их от 1 до 12 км. При побочных извержениях 1938, 1966, 1974, 1983 г. «единичные» лавовые речки, сливаясь, образовывали протяженные лавовые поля. Особенность формирования таких лавовых полей — наращивание мощности в результате наслаивания одна на другую жидких лавовых речек и миграция их внутри лавового поля по лавовым туннелям (лавоводам), удаленным от истока на несколько километров. Отдельные лавовые речки имели длину до 4 км при ширине 7—10 м, высота бортовых валов, образующих русло, 2—3 м. Внутренние борта фарватеров долгое время сохраняли свою форму, а горизонтальные борозды — следы течения лавы. Расход лавы менялся от 25 до 4 м<sup>3</sup>/с; температура, которую удавалось замерять на лавовом потоке, не превышала 1090°С, вязкость колебалась в пределах от  $1,8 \cdot 10^4$  до  $3,6 \times 10$  Пз. Иногда внутри лавового поля можно было одновременно наблюдать многочисленные реки, движущиеся с разной скоростью и на разном удалении от истока [15].

**Петрографические и петрохимические особенности базальтов.** На Ключевском вулкане преобладают два типа базальтов: магнезиальные и глиноземистые нормальной щелочности, принадлежащие к известково-щелочной серии. Это типичные базальты островных дуг [8]. В древних шлаковых конусах побочных извержений (4,0—1,5 тыс. лет до н. э. по данным О. А. Брайцевой, В. В. Пономарёвой), преобладают магнезиальные базальты с несколько пониженным содержанием К<sub>2</sub>О (0,6—0,8%). На протяжении истории развития Ключевского вулкана наблюдается неоднократно смена состава базальтов от магнезиальных к глиноземистым и вновь к магнезиальным, затем к глиноземистым. Такие изменения химического состава удалось наблюдать и в историческое время. При побочных извержениях 1932 г. (Киргурич, Туйла, Биокось) и 1938 г. (Билюкай) излияние лавы начиналось обычно с относительно глиноземистых

Представительные химические составы продуктов извержений Ключевского вулкана, вес. %

Компоненты	АХО-23	Булочка, Киргурич, 1932 г.			Туйла, 1932 г.		Биокось, 1932 г.		Билокай, 1938 г.			Предсказанный, 1983 г.			Вершинное извержение 1984—1985 гг.		
		12—10	1—2	1—3	2—2	2—3	3—9	3—1	53—1	59—4	59—9	101	119	183	АХО-2	АХО-15	АХО-32
SiO <sub>2</sub>	55,36	51,30	53,25	52,77	52,23	53,09	53,26	52,31	54,08	53,52	52,54	53,76	53,34	52,87	53,51	53,38	54,18
TiO <sub>2</sub>	1,47	0,94	0,81	0,77	0,81	0,77	0,77	0,77	0,69	0,74	0,78	1,03	1,01	0,97	0,95	0,95	1,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,65	13,47	15,39	14,97	14,82	14,95	15,50	14,75	17,29	16,73	16,12	18,11	18,25	18,07	18,13	18,98	18,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,29	2,34	2,60	2,52	5,07	2,43	3,13	1,90	2,64	2,42	2,79	3,62	2,76	3,09	3,14	2,30	3,65
FeO	4,46	6,66	6,07	5,90	3,31	5,82	5,21	6,38	6,13	6,22	5,96	5,64	6,42	6,02	5,76	6,34	4,90
MnO	0,10	0,12	0,21	0,20	0,21	0,19	0,19	0,20	0,15	0,14	0,18	0,17	0,17	0,17	0,15	0,15	0,12
MgO	3,15	11,48	8,50	9,69	8,76	8,55	7,87	10,14	5,73	6,72	8,03	5,14	5,30	5,33	4,85	4,72	4,56
CaO	7,69	9,60	8,81	8,99	9,60	9,79	9,64	9,28	8,41	9,06	9,13	7,97	8,01	8,34	8,12	8,34	7,66
Na <sub>2</sub> O	3,49	2,48	2,70	2,54	2,50	2,54	2,60	2,45	3,11	2,77	2,70	3,44	3,30	3,81	3,31	2,82	3,74
K <sub>2</sub> O	2,06	0,74	0,96	0,96	0,90	1,02	1,01	0,90	1,20	1,06	1,05	1,24	1,20	1,20	1,25	1,07	1,36
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,14	0,10	0,09	0,07	0,05	0,05	0,06	0,06	0,03	0,05	0,08	н/о	н/о	н/о	0,24	0,24	0,05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	н/о	0,37	0,02	0,01	0,10	0,12	0,12	0,20	0,34	0,14	н/о	0,09	0,08	0,20	н/о	н/о	0,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,68	0,13	0,20	0,20	0,20	0,20	0,19	0,20	0,20	0,17	0,20	0,24	0,24	0,22	0,12	0,21	0,21
Сумма]	99,54	99,73	99,61	99,59	99,56	99,52	99,55	99,51	100,00	99,64	99,56	100,45	100,08	100,29	99,72	99,56	99,82

Примечание. АХО-23 — мегаплагинфировая лава (Лавовый Шиш, р. Крутенькая); 12—10—лава; 1—2—лава, плотный базальт; 1—3—лава, пористый базальт, последняя порция; 2—2—лава, плотный базальт, ближе к истоку; 2—3 — лава, пористый базальт, последняя порция извержения; 3—9 — лава, первая порция; 3—1 — лава, пористый базальт, последняя порция; 53—1 — бомба, верхняя взрывная воронка (Козей); 59—4 — лава, пористый базальт, последняя порция извержения; 59—9 — лава, пористый базальт; 101 — плотный субафировый базальт, бортовой вал; 119—плотная порода из лавовой речки в 1,5—2 км от истока; 183—плотный образец с поверхности лавового потока; АХО-2—лавовый поток; АХО-15 —исток лавы 1.VII.1984 г.; АХО-32 — лавовый поток (Козыревская шарра, 1985 г.), вторая порция лавы. Аналитик А. М. Округина, ЦХЛ ИВ ДВО АН СССР.

Рис. 2. Вариационная диаграмма изменения концентраций  $MgO-Al_2O_3$  в лавах Ключевского вулкана. 1 — глиноземистые базальты; 2 — промежуточные базальты; 3 — магнезиальные базальты. Стрелкой показан тренд эволюции базальтов во времени (1932—1987 гг.)

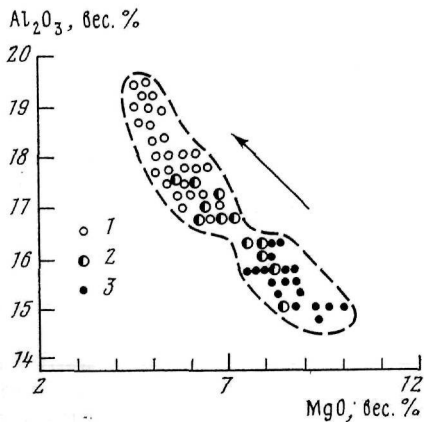


Рис. 3. Вариации составов плагиоклаза и оливина в лавах Ключевского вулкана

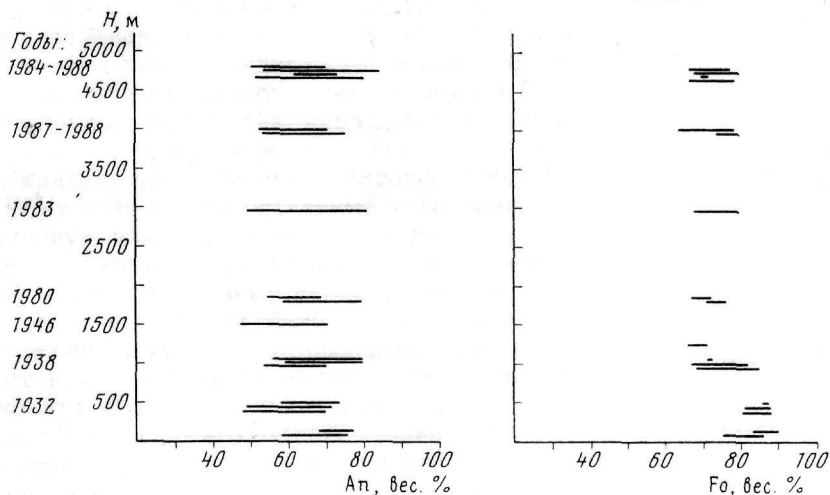


Рис. 3

разновидностей, а заканчивалось магнезиальными базальтами ( $MgO = 8-10\%$ ). Следует отметить, что только на этих двух извержениях удалось обнаружить вариации в последовательной смене химического состава лав от глиноземистых к магнезиальным. На всех остальных более древних шлаковых конусах и лавовых потоках химический состав магнезиальных базальтов от порции к порции в ходе извержения оставался неизменным (типичные примеры — конус Слюнина, Булочка). Начиная с извержения 1945 г., химический состав лав Ключевского вулкана становится глиноземистым ( $MgO = 5-6\%$ ) и до настоящего времени остается постоянным независимо от места и времени прорыва магмы на поверхность (табл. 1).

На рис. 2 видно, что в координатах  $MgO-Al_2O_3$  магнезиальные базальты древних шлаковых конусов и группы Туйлы образуют единое поле, лавы Билюкая отвечают промежуточному составу, а глиноземистые лавы всех последующих извержений также занимают единое поле составов. Таким образом, отмечается отчетливый, почти непрерывный тренд в эволюции лав Ключевского вулкана как во времени, так и в пространстве от более древних к современным близвершинным и вершинным извержениям.

Минеральные фазы базальтов Ключевского вулкана изучались традиционными петрографическими методами и на микроанализаторе «САМЕВАХ».

В лавах магнезиальных базальтов главными породообразующими минералами являются оливин и клинопироксен. Они часто образуют гломеропорфировые сростки размером до 10 мм, в них присутствует шпинель. Оливин двух генераций:  $Fo_{90-80}$  и  $Fo_{79-74}$ , причем более магнезиальный оливин преобладает в конечных порциях расплава. Размер вкрапленников достигает —10 мм, а содержание их в породе — до 3%. В зональных кристаллах каймы оливина всегда более железистые.

Клинопироксены имеют состав  $En_{49}Wo_{44}Fs_{7}—En_{46}Wo_{40}Fs_{14}$ . Ортопироксен встречается в подчиненном количестве ( $En_{76}Wo_{3}Fs_{21}$ ). В пироксенах, как и в оливинах, присутствует большое количество расплавных включений. Плагиоклаз образует тонкие лейсты основной массы и по составу соответствует лабрадору-битовниту (рис. 3). Порода, как правило, порфировая, структура основной массы меняется от криптокристаллической до интерсертальной.

В глиноземистых базальтах преобладают субфенокристаллы плагиоклаза двух типов, встречаются редкие зерна оливина и клинопироксена. Количество вкрапленников плагиоклаза первого типа ( $An_{65}$ ) не превышает 1% от объема породы независимо от размера порций расплава. Вкрапленники, как правило, имеют ритмичную зональность, центральные зоны содержат включения стекла. Содержание второго типа плагиоклаза варьирует от 12 до 40%, и в зональных кристаллах состав его меняется от  $An_{84}$  (ядро) до  $An_{47}$  (краевая зона). Зерна оливина имеют размер от 0,5 до 3 мм, представлены  $Fo_{80}$  до  $Fo_{68}$  в виде фенокристаллов и  $Fo_{78-70}$  — субфенокристаллов. Состав оливина в основной массе соответствует  $Fo_{73-63}$  (см. рис. 3). В основной массе и в каймах вокруг зерен оливина иногда кристаллизуется пижонит. Пироксены в глиноземистых базальтах имеют переменный состав:  $En_{46}Wo_{43}Fs_{11}—En_{47}Wo_{37}Fs_{16}—En_{70}Wo_{4}Fs_{26}$ .

Структура пород серийно-порфировая, структура основной массы меняется от витрофировой до интерсертальной и зависит от места отбора образца (исток или фронт лавового потока) или от генезиса породы (пепел—лава — бомба). Наиболее порфировый облик наблюдается у лав побочных извержений 1956 и 1966 гг., содержащих большее количество вкрапленников плагиоклаза. Вкрапленники оливина и пироксена преобладают в лавах извержений 1945 и 1946 гг. Все остальные лавы глиноземистого состава имеют субафировую или афировую структуру.

Химический состав породообразующих минералов отражает закономерную эволюцию базальтовой магмы. Зональные вкрапленники оливинов и пироксенов к краевым зонам становятся более железистыми, а плагиоклазы второго типа — более кислыми. У некоторых фенокристаллов клинопироксенов ядра соответствуют составу эндиопсида, центральная зона — авгита, а каймы — пижонита. В магнезиальных лавах количество ортопироксена невелико (около 1%), состав его отвечает гиперстену.

В лавах вершинного извержения 1987 г. количество субфенокристаллов клино- и ортопироксенов несколько меньше, чем в лавах побочных извержений 1980, 1983 и 1987 гг. Иногда встречаются кристаллы оливина с ритмичной зональностью. Во всех базальтах Ключевского вулкана состав микролитов основной массы отвечает составу краевых зон суб- и фенокристаллов.

В лавах побочных извержения 1980 г. встречены плотные монолитные образования яйцевидной формы размером до 20 см в поперечнике; в них отсутствуют темноцветные минералы, лавы представляют собой плагиобазальты, при этом их химический состав не отличается от состава вмещающей породы. В лаве 1980 г. встречаются фенокристаллы оливина мозаичного строения ( $Fo_{92}$  и  $Fo_{57}$ ).

Петрографический анализ лав последних извержений Ключевского вулкана разного времени, на разных гипсометрических уровнях (от 1700 до 4700 и 3900—2900 м) показывает, что глиноземистые базальты кристаллизовались в два этапа. На это указывают два типа оливина и пла-

гиоклаза в лавах побочных прорывов. Количество вкрапленников первого типа не превышает 1% и остается постоянным в ходе извержений. Оценка условий кристаллизации первого этапа эволюции магмы предполагает температуру не менее 1090—1100° С,  $P_{H_2O}$  не более 2,5 кбар и fugitivity кислорода не более  $10^{-9}$  [14]. Кристаллизация большинства субфенокристаллов и минералов основной массы соответствует этапам динамики извержений и по двупироксеновому геотермометру отвечает температурному интервалу кристаллизации 1050—1080°С [14]. Таким образом, можно полагать, что спонтанная кристаллизация базальтового магматического расплава происходила в приповерхностных условиях с уровня отделения газовой фазы и контролировалась динамикой извержения [13]. Впервые увеличение количества вкрапленников к концу извержения в лавах 1945 г. подметил Б. И. Пийп [7]. В результате отделения газовой фазы понижается температура остаточного расплава, что приводит к кристаллизации ядер более железистого оливина и натрового плагиоклаза основной массы и вкрапленников второго типа. Отметим, что все породообразующие минералы кристаллизуются в крайне неравновесных условиях эруптивного процесса.

**Редкоземельные и другие редкие элементы в базальтах Ключевского вулкана.** Наряду с рассмотренными выше геологическими и петрографо-петрохимическими особенностями вулканических пород Ключевского вулкана для анализа происхождения и эволюции базальтоидных расплавов нами использованы приведенные впервые полные спектры редкоземельных элементов ( $P3Э^1$ ) для главных разновидностей лав вулкана.

Содержание редких земель в исследуемых породах приведено в табл. 2 и 3, а распределение нормированных по хондриту концентраций  $P3Э$  на рис. 4 и 5.

Средний уровень содержаний  $P3Э$  в базальтах и андезитобазальтах Ключевского вулкана (см. табл. 3) значительно выше, чем в океанических и островодужных толеитах, в том числе и в низкокальциевых базальтах Камчатки [2, 3, 17].

Среди лав исторических извержений вулкана наименьшие содержания почти всех  $P3Э$  характерны для последней порции излияний магнезиальных базальтов Киргурича (1932 г.), а максимальные их концентрации свойственны субафировым базальтам, завершающим прорыв Предсказанный (1983 г.). По уровню содержаний  $P3Э$  к последним достаточно близки все исследованные лавы извержений 1983—1984 гг. (см. табл. 2). Несмотря на значительные вариации концентраций  $P3Э$  от магнезиальных лав Киргурича до продуктов извержений последних лет не фиксируется дискретных различий в распределении  $P3Э$  в магнезиальных и глиноземистых типах базальтов (см. рис. 4), как это было установлено ранее для Северного и Южного прорывов БТТИ [1]. Суммарное содержание  $P3Э$  в лавах Ключевского вулкана постепенно растет в указанном направлении, а среди отдельных элементов спектра наиболее отчетливо рост их концентраций выражен для легких лантаноидов (см. рис. 4).

Другими геохимическими особенностями являются отчетливое сходство формы графиков нормированного распределения  $P3Э$  во всех лавах Ключевского вулкана, а также хорошо выраженный европиевый минимум. Отмеченное отсутствие дискретности в уровне содержаний  $P3Э$ , постепенное накопление последних и конформность графиков их распределения (см. рис. 5) в ряду лав извержений 1932—1938—1983—1984 гг. являются свидетельствами их генетического единства — вероятного происхождения из единого магматического источника.

<sup>1</sup> Определение  $P3Э$  проводилось химико-спектральным методом: химическим обогащением элементов с последующим спектральным анализом концентратов. Описание методики и параметров определения дано в работе [10]. Аналитики Л. А. Чувашова, Е. В. Смирнова.

Содержание PЗЭ, Nb, Zr и Hf в базальтах Ключевского вулкана, г/т

Элементы	АХО-23	Киргурич		Туйла	Биокось		Билукай			Предсказанный			Вершинный	
		1-2	1-3	2-3	3-9	3-1	53-1	59-4	59-10	101	119	183	АХО-2	АХО-15
La	22	<b>7,4</b>	5,0	<b>7,1</b>	<b>8,0</b>	<b>7,6</b>	9,0	8,8	8,6	8,4	9,4	И	9,7	9,5
Ce	39	<b>14</b>	12	16	<b>14</b>	<b>17</b>	<b>17</b>	18	19	19	<b>20</b>	21	19	19
Nd	29	<b>11</b>	7,2	9,1	<b>11</b>	<b>11</b>	14	12	12	11	14	18	15	13
Sm	6,2	<b>2,7</b>	2,7	3,5	3,0	3,1	3,5	3,5	3,7	4,8	4,4	4,8	3,6	4,0
Eu	1,8	<b>0,90</b>	<b>0,60</b>	<b>0,64</b>	<b>0,80</b>	<b>0,95</b>	<b>1,2</b>	<b>1,1</b>	1,1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,1
Gd	7,7	<b>4,1</b>	2,5	<b>2,7</b>	4,3	3,8	<b>4,8</b>	5,3	5,0	4,6	<b>5,4</b>	6,6	4,6	5,4
Dy	5,6	3,5	2,5	2,9	<b>3,7</b>	3,3	<b>4,1</b>	4,1	4,0	4,3	4,6	4,4	4,1	4,5
Ho	1,2	<b>0,65</b>	<b>0,58</b>	<b>0,66</b>	<b>0,71</b>	<b>0,63</b>	<b>0,92</b>	<b>0,93</b>	<b>0,90</b>	<b>0,90</b>	<b>0,96</b>	1,0	<b>0,80</b>	<b>0,88</b>
Er	3,2	1,9	1,8	2,1	1,7	1,7	2,4	3,0	2,0	2,2	2,5	2,9	2,0	2,4
Yb	3,4	1,8	1,6	<b>1,9</b>	3,0	2,8	2,5	2,8	3,0	3,2	2,8	2,3	1,9	3,5
Lu	0,38	<b>0,24</b>	<b>0,20</b>	<b>0,23</b>	<b>0,30</b>	<b>0,31</b>	<b>0,37</b>	<b>0,32</b>	<b>0,22</b>	<b>0,29</b>	<b>0,35</b>	<b>0,38</b>	<b>0,25</b>	<b>0,33</b>
Y	24	18	13	<b>16</b>	<b>17</b>	<b>17</b>	18	<b>19</b>	19	20	20	22	20	22
Сумма PЗЭ	143,5	<b>66,2</b>	49,7	<b>62,8</b>	67,5	69,2	77,8	78,8	78,5	79,9	85,6	95,6	82,15	85,61
2 Ce/Σ Y	2,03	1,13	<b>1,18</b>	1,32	<b>1,14</b>	<b>1,27</b>	<b>1,27</b>	1,16	1,23	1,18	1,26	1,34	1,35	1,13
La/Yb	6,47	<b>4,11</b>	3,12	3,74	2,67	2,71	3,60	3,10	2,87	2,62	3,36	4,78	5,10	2,70
Eu/Eu *	0,80	<b>0,86</b>	0,70	0,96	<b>0,68</b>	0,85	0,90	0,78	0,79	0,77	0,76	0,66	0,91	0,73
Nb	4,5	1,4	0,9	1,8	6,0	1,5	1,8	1,8	3,3	2,9	0,9	3,2	2,2	2,5
Zr	665	135	90	85	110	90	115	120	98	45	90	150	140	140
Hf	13,6	<b>1,5</b>	1,8	1,8	4,7	1,7	2,2	2,4	2,0	2,2	2,2	3,0	2,7	2,5

Примечание. Eu \* — европий, нормированный на Sm+Gd (т. е. на самарий и гадолиний).

Средние содержания редких и редкоземельных элементов в базальтах  
Ключевского вулкана и БТТИ, г/т

Элементы	Ключевой вулкан				БТТИ	
	1932 г.	1938 г.	1983 г.	1984—1985 гг.	Северный прорыв	Южный прорыв
La	7,0	8,8	9,6	9,6	7,65	25,5
Ce	14,6	18	20	19	16	41
Nd	9,9	13	14	14	9,5	27,2
Sm	3,0	3,6	4,7	3,8	3,1	7,6
Eu	0,78	1,1	1,2	1,15	0,97	2,2
Gd	3,5	5,0	5,5	5,0	3,55	8,1
Dy	3,2	4,1	4,4	4,3	3,4	6,8
Ho	0,65	0,92	0,96	0,84	0,65	1,41
Er	1,8	2,5	2,5	2,2	2,0	4,0
Yd	2,2	2,8	2,8	2,7	1,85	3,3
Lu	0,26	0,30	0,34	0,29	0,17	0,50
Y	16	19	21	21	17,5	29
Сумма РЗЭ	62,3	79,1	87,0	83,9	68,1	163,3
$\Sigma Ce/\Delta Y$	1,21	1,21	1,25	1,24	1,17	1,82
La/Yb	3,18	3,14	3,43	3,56	4,13	7,73
Eu/Eu *	0,74	0,80	0,72	0,81	0,94	0,90
Nb	2,0	2,0	2,3	2,5	2,7	4,7
Zr	104	119	129	145	70	231
Hf	2,5	2,2	2,5	2,6	1,0	5,5
Sr	323,0	318,1	340,6	336,0	315	325
Ba	262,1	290,0	363,2	368,0	330	870
Rb	13,0	12,9	15,6	15,8	11,6	46,5
Zn	62,9	69,4	73,8	75,3	75	59
Ni	70,0	60,2	19,5	20,3	120	52
V	233,2	222,1	241,5	244,0	250	210
Си	85,0	70,6	84,0	76,8	145	175
Pb	3,0	2,0	2,5	3,5	2,7	5,9

Примечание. Использованы данные определения редких элементов в лабораториях Института геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР (Л. А. Чувашова, Е. В. Смирнова, Л. Д. Макагон, С. Н. Арбатская) и Отдела геологических наук Мичиганского университета (R. S. Arculus, J. Davidson, A. V. Halliday, P. Holden). БТТИ — Большое трещинное Толбачинское извержение 1975—1976 гг. Eu \* — см. табл. 2.

Однако наряду с общей тенденцией накопления редких земель, особенно легких лантаноидов, в процессе эволюции крупнейшего вулкана Евразии от ранних извержений 1932 г. на его северо-восточном склоне до вершинных излияний 1984 г. наблюдаются вполне закономерные изменения содержаний РЗЭ в пределах отдельных прорывов в историческое время. Например, при побочных извержениях 1932 и 1938 гг. (лавы Киргурича, Биокось и Билюкая) от ранних относительно более глиноземистых к последним порциям магнезиальных базальтов снижается уровень содержаний легких лантаноидов, что отчетливо видно на примере лантана (см. рис. 4). В том же направлении в наиболее магнезиальных лавах прорывов Киргурич и Биокось уменьшаются концентрации Nb, Zr и Hf (см. табл. 2). Эти закономерности в распределении редких элементов не проявляются в более стабильных по составу глиноземистых базальтах и андезитобазальтах последующих извержений 1983—1984 гг. На примере прорыва Предсказанный видна уже тенденция иной геохимической эволюции, свойственной глиноземистым лавам — обогащение легкими лантаноидами, а также Nb, Zr и Hf вулканитов, завершающих извержение 1983 г. на высоте 2900 м. Указанная тенденция характеризуется также ростом суммарного содержания РЗЭ, величин  $\Sigma Ce/\Sigma Y$  и La/Yb-отношений по мере развития прорыва Предсказанный. По этим геохимическим параметрам к исследуемым лавам близки образования вершинного извержения 1984 г. (см. табл. 2).

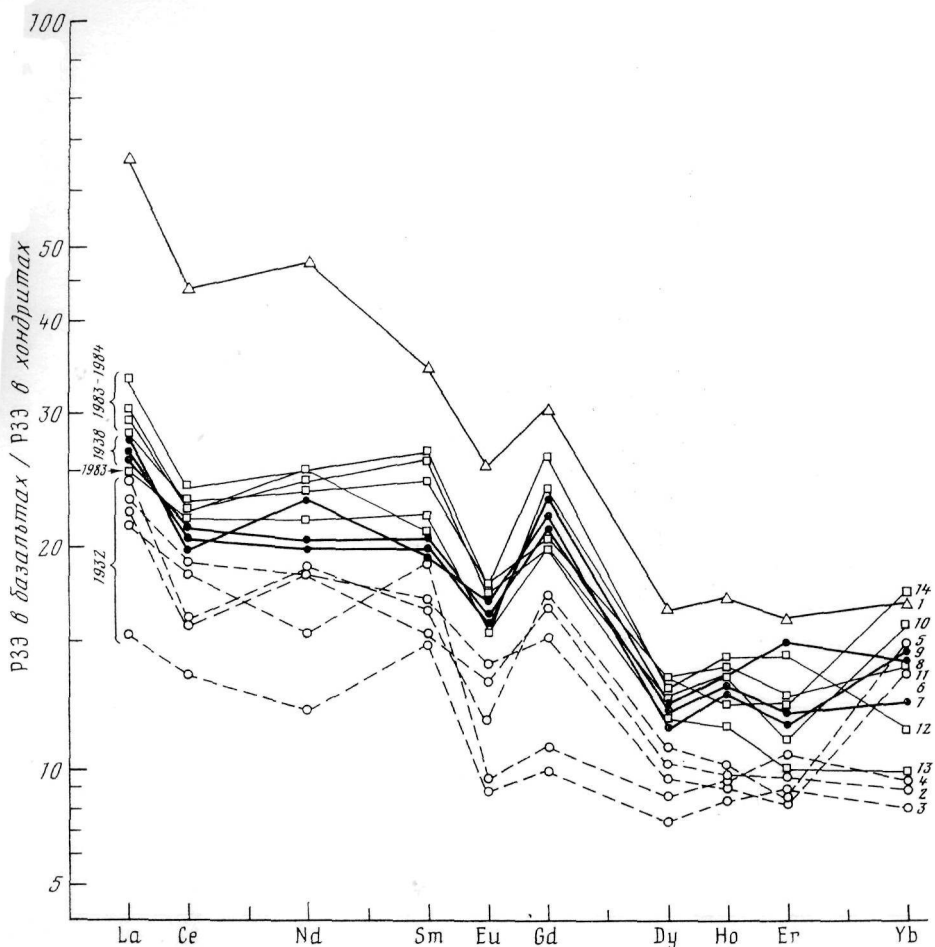


Рис. 4. Распределение P3Э в базальтах и андезитобазальтах исторических извержений Ключевского вулкана, 1—лавы основания вулкана; 2—6 —лавы 1932 г.: 2, 3 — Кир-гурич (2 — первая порция лавы, 3 — последняя), 4 — Туйла, 5, 6 — Биокось (5 — ранняя порция лавы, 6 — последняя); 7—9 — лавы 1938 г.: 7—Козей, взрывные воронки, 8, 9 — Билюкай (8 — ранняя порция лавы, 9 — последняя); 10—12 — лавы 1983 г.: Предсказанный (10 — извержение 21.III, 11 — 29.III, 12—31.V); 13, 14 — лавы 1984 г.

По уровню средних содержаний редких элементов в процессе исторической эволюции Ключевского вулкана (1932—1984 гг.) наряду с уже отмечавшимся накоплением P3Э проявлена тенденция некоторого роста концентраций Nb, Zr, Ba, Rb, Zn. Однако средние содержания перечисленных элементов, также как отдельных лантаноидов, их суммарное содержание и величины отношений  $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ ,  $\text{La}/\text{Yb}$  наиболее сближают лавы Ключевского вулкана и Северного прорыва БТТИ и резко отличают их по геохимическим характеристикам от субщелочных глиноземистых базальтов Южного прорыва последнего (см. табл. 3).

Обсуждение результатов. Феноменологическими наблюдениями установлено различие в динамике вулканизма Ключевского вулкана. Кроме вершинного кратера, большое количество извержений происходило на его склонах. Побочные шлаковые конусы и их лавовые потоки образуют на восточном и северо-восточном склонах Ключевского вулкана зону шлаковых конусов, в которую также входят конусы, более древние, чем Ключевской вулкан, не относящиеся к его побочным извержениям. Они сложены мегаплагиофировыми лавами андезитового состава. Мегаплагиофировыми андезитами и андезитобазальтами сложены вулканы Уш-

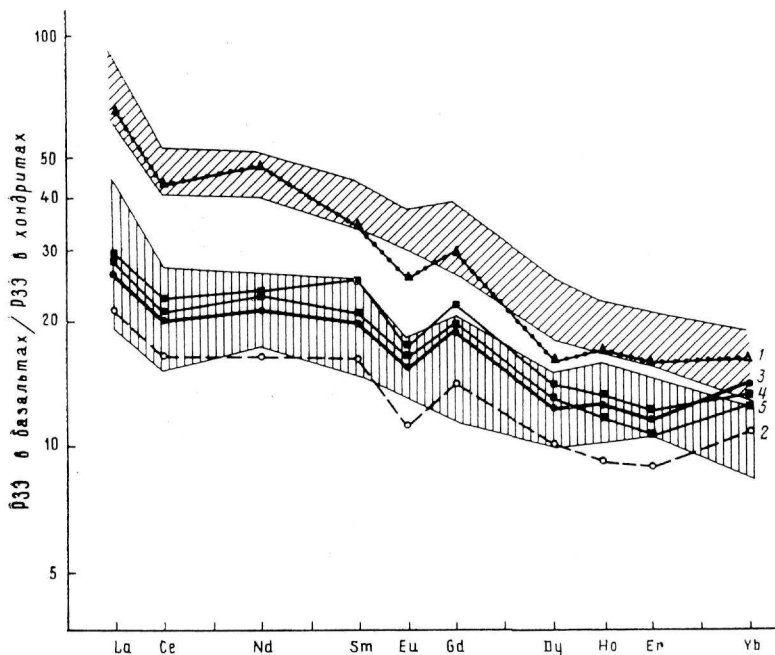


Рис. 5. Распределение РЗЭ в разновозрастных лавах Ключевского вулкана (пояснения см. к рис. 4). 1— лавы основания вулкана; 2— лавы 1932 г.; 3, 4— лавы 1983 г.; 5— лавы 1984 г. Вертикальной штриховкой показано поле базальтов и андезитобазальтов известково-щелочной серии Камчатки [3]; косой штриховкой — поле субщелочных глиноземистых базальтов Южного прорыва БТТИ [1]

ковский, его реальная зона и фундамент всей Ключевской группы вулканов [4, 7, 9].

Тефрохронологическими исследованиями О. А. Брайцевой и В. В. Пономаревой и петрохимическими исследованиями авторов установлено, что в истории развития Ключевского вулкана неоднократно происходила смена состава лав. На Ключевском вулкане при побочных извержениях до 1932 г. на поверхность поступали глиноземистые лава (конусы Скуридина «S» и Кулакова «О», расположенные на высотах 1600 и 1300 м), им предшествовали излияния магнезиальных лав.

Необходимо отметить стабильное содержание  $\text{SiO}_2$  (52,5—53,5%) во всех разновидностях базальтов Ключевского вулкана. Кроме четкой корреляции  $\text{MgO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (см. рис. 2), отмечается тенденция накопления щелочей в более поздних лавах вулкана.

При обсуждении вопроса о генезисе базальтов Ключевского вулкана следует обратить внимание на постоянство составов и отсутствие признаков кристаллизационно-гравитационной дифференциации в лавах высокоглиноземистых базальтов (17—18%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 5—6%  $\text{MgO}$ ), независимо от гипсометрического выхода их на поверхность (1000—4500 м), времени, прошедшего между извержениями (один год или 100 лет и объема изверженного материала (0,0001 или 0,2 км<sup>3</sup>). Только на двух извержениях (1932 и 1938 гг.) отмечалось изменение состава лав от начальных порций к конечным (от глиноземистых к магнезиальным), причем лава извержения 1938 г. можно отнести к промежуточным. Наиболее магнезиальные различия базальтов Ключевского вулкана связаны с побочными конусами группы Булочка, где содержание  $\text{MgO}$  составляет  $\approx$  и не меняется в ходе извержения.

Анализ геологических и петрографических данных позволяет предположить, что в вулканической постройке существует долгоживущая миг-

пирующая система ответвлений (или даек) от основного магматического канала, формирующая промежуточные камеры, которые питают отдельные прорывы. В некоторых случаях побочные прорывы через подводящие дайки или ответвления имели связь с главным магматическим каналом, и в них могла осуществляться дифференциация и дегазация магмы, участвующей в извержении.

Установленные геохимические особенности эволюции Ключевского вулкана также подтверждают возможность существования над его основным очагом серии магматических камер. С их длительным развитием может быть связана магматическая дифференциация базальтоидной магмы с обогащением апикальных частей камер летучими компонентами, легкими лантаноидами и другими литофильными элементами. После заложения радиальной трещины на склоне стратовулкана обычно формируется эксплозивный кратер и изливаются глиноземистые базальты с приведенными выше петрогеохимическими характеристиками. По мере их излияния и опустошения магматической камеры наблюдается закономерный переход к магнезиальному типу базальтов, обогащенных в результате процессов фракционирования магнезиальным оливином и пироксеном и соответственно обедненных легкими РЗЭ, Nb, Zr, Ш. Наиболее отчетливо процессы вещественной дифференциации базальтовых лав проявлены на прорывах 1932 и 1938 гг. и почти не выражены в других боковых извержениях.

Вероятность механизма дифференциации базальтовых лав от глиноземистого к магнезиальному типу ранее отмечалась Л. Л. Леоновой и И. Т. Кирсановым [6] на основании геологических взаимоотношений этих базальтов, особенностей их химизма и редкоэлементных характеристик.

Модель дифференциации от преобладающей на Ключевском вулкане глиноземистой магмы к ее магнезиальному типу требует дополнительного петролого-геохимического изучения с привлечением высокомагнезиальных разновидностей базальтов (прорыв Булочка).

В развитии всех последующих вулканических извержений Ключевского вулкана и при формировании сравнительно однородных по своим петрогеохимическим характеристикам глиноземистых лав, процессы фракционной кристаллизации не играют существенной роли. Вершинные и близвершинные (субтерминальные) извержения глиноземистых базальтов, очевидно, питаются из основного магматического очага, и обогащенность их летучими компонентами, титаном обуславливают накопление в породах легких лантаноидов, Nb, Zr, Hf и других редких элементов (см. табл. 3).

Таким образом, геохимические данные свидетельствуют о формировании глиноземистых и магнезиальных базальтов Ключевского вулкана из единого магматического источника (очага). Подтверждением этого служит и сходство формы средних графиков распределения РЗЭ в исследуемых лавах исторических извержений вулкана, а также расположение их в пределах поля базальтов и андезитобазальтов известково-щелочной серии Камчатки (см. рис. 5). Ни один из анализированных образцов Ключевского вулкана не соответствует по геохимической специализации субщелочным глиноземистым лавам Южного прорыва БТТИ, которые имеют более высокий уровень содержания РЗЭ, Nb, Zr и других редких элементов.

В то же время андезитобазальты основания вулкана (образец АХО-23, см. табл. 1, 2) по редкоземельному составу аналогичны субщелочным глиноземистым лавам БТТИ; очевидно, что в доисторическое время подобные лавы изливались на месте современного стратовулкана. Древние лавы фундамента Ключевского вулкана геохимически резко отличаются от образований его современной постройки и генетически с ними не связаны.

Авторы благодарят А. В. Колоскова и Г. Б. Флерова за критические замечания.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Антипин В. С., Вольнец О. Н., Флеров Г. Б. и др. Распределение редкоземельных элементов в базальтах Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг.//Вулканология и сейсмология. 1984. № 3. С. 45—56.
2. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 266 с.
3. Вольнец О. Н., Антипин В. С., Аношин Г. И., Перепелов А. Б. Геохимические типы вулканических серий островодужной системы Камчатки//Геохимическая специализация магматических пород и их геодинамика. Иркутск: Наука, 1987. С. 34—55.
4. Ермаков В. А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 223 с.
5. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 440 с.
6. Леонова Л. Л., Кирсанов И. Т. Геохимия базальтов Ключевского вулкана//Геохимия. 1974. № 6. С. 875—884.
7. Пийп Б. И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом//Тр. Лаб. вулканол. 1956. Вып. 11. 309 с.
8. Пополитов Э. И., Вольнец О. Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 180 с.
9. Сирин А. Н. О соотношении центрального и ареального вулканизма. М.: Наука, 1968. 195 с.
10. Смирнова Е. В., Конусова В. В. Спектральное и химико-спектральное определение редкоземельных элементов в эндогенных процессах//Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1982. С. 3—31.
11. Федотов С. А., Иванов Б. В., Двигало В. Н. и др. Деятельность вулканов Камчатки и Курильских островов в 1984 г.//Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 3—224.
12. Федотов С. А., Хренов А. П., Жаринов Н. А. Ключевской вулкан и его деятельность в 1932—1986 гг. и возможное развитие//Вулканология и сейсмология. 1987. № 4. С. 3—17.
13. Хренов А. П. Динамика извержений и процессы кристаллизации магм. М.: Наука, 1982. 136 с.
14. Хренов А. П., Ананьев В. В., Балувев Э. Ю. Петрология продуктов извержений Ключевского вулкана//Вулканология и сейсмология. 1985. № 1. С. 47—70.
15. Хренов А. П., Озеров А. Ю., Литасов Н. Е. и др. Побочное извержение Ключевского вулкана (прорыв Предсказанный) в 1983 г.//Вулканология и сейсмология. 1985. № 1. С. 3—28.
16. Khrenov A. P., Okrugin V. M., Fedotov S. A. et al. Klyuchevskoy: a big, basaltic, explosive, fast-graving stratovolcano in Kamchatka, USSR//Amer. Geophys. Union. Fall Meeting programm, San Francisco, 1987. 113 p.
17. Schilling J. G. Sea-floor evolution rare-earth evidence//Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. 1971. V. 268. P. 663-706.

Институт вулканологии  
ДВО АН СССР

22.IV.

Поступила в редакцию  
1988

Ин-т геохимии СО АН СССР, Иркутск