

УДК 552.111

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ БАЗАЛТЫ АНДЕЗИТОВОГО ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ, КАМЧАТКА

© 1997 г. О. Н. Вольнец*, В. В. Пономарева*, А. Д. Бабанский**

*Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН,
683006 Петропавловск-Камчатский, б-р Пийпа, 9, Россия; e-mail: vol@volgeo.kamchatka.su
**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
109017 Москва, Старомонетный пер., 35, Россия; e-mail: babansky@igem.msk.su.

Поступила в редакцию 17.06.96 г.

Андезитовый вулкан Шивелуч в голоценовое время дважды извергал необычные для него породы: амфиболсодержащие магнезиальные умереннокалиевые базальты (7600 лет назад) и магнезиальные высококалиевые базальты с флогопитом и амфиболом (3600 лет назад). Объем тефры составил примерно 0.1 и 0.3 км³ соответственно. Некоторые минералогические и геохимические особенности голоценовых базальтов, например близкий диапазон вариаций магнезиальности вкрапленников оливина, моноклинного пироксена и амфибола, повышенная магнезиальность пород и повышенные содержания в них Sr и Ni, наследуются андезитобазальтами и андезитами вулкана Шивелуч. Эти обстоятельства, а также результаты масс-балансовых расчетов не противоречат гипотезе о происхождении эффузивов вулкана Шивелуч в процессе кристаллизационной дифференциации расплавов голоценовых базальтов. Однако другие геохимические особенности рассматриваемых пород, например близкие содержания редкоземельных элементов в них, делают маловероятной возможность образования магнезиальных андезитобазальтов путем фракционной кристаллизации расплава магнезиального базальта, но позволяют предполагать их формирование в процессах взаимодействия таких расплавов с веществом деплетированной мантии на малых глубинах. В то же время различие в минералогическом составе голоценовых умеренно- и высококалиевых базальтов и результаты балансовых расчетов могут служить доказательством различных источников выплавления исходных расплавов для этих пород.

Анализ химического состава продуктов извержений действующих вулканов Камчатки показал, что по содержанию К₂О вулканы каждого из них, как правило, принадлежат к одной серии, хотя состав пород может изменяться от базальтов до дацитов (Действующие вулканы..., 1991). При этом геохимические особенности пород (например, степень обогащенности литофильными редкими элементами) обычно наследуются от основных разностей к кислым (Volynets, 1994). Эти обстоятельства рассматриваются большинством исследователей как доказательства происхождения средних и кислых пород в результате фракционирования базальтовых магм, а сами базальты – как наименее дифференцированные производные первичных расплавов. Каждое отклонение от этого правила требует специального изучения, так как свидетельствует о неординарности тектономагматических событий, происходивших в недрах магматической постройки, и может указывать либо на проявление в пределах одного вулкана производных различных первичных магм, либо на возможность формирования нескольких различных по содержанию К₂О серий пород за счет эволюции единого исходного расплава.

Наиболее яркой особенностью вулкана Шивелуч, эруптивная деятельность которого только в

голоцене включает не менее 40 крупных плинианских извержений (с объемом более 0.5 км³) и около 30 умеренных извержений (с объемом 0.1–0.5 км³), связанных с ростом экструзивных куполов, является монотонность состава эффузивов, принадлежащих к магнезиальным умереннокалиевым андезитами и андезитобазальтам (Мелекесцев и др., 1991; Ponomareva, Pevzner, 1994). Лишь дважды за всю голоценовую историю вулкана здесь извергались базальтовые магмы. В обоих случаях это были магнезиальные базальты. Однако по содержанию К₂О они относятся к разным геохимическим сериям: породы более древнего извержения (как и остальные лавы вулкана Шивелуч) принадлежат к умереннокалиевой, а более молодого – к высококалиевой серии. Настоящее сообщение имеет несколько целей. Во-первых, показать геологическое положение этих необычных для вулкана Шивелуч пород и привести их петрографическую, минералогическую и геохимическую характеристики. Второй, и главной, целью этой статьи является анализ возможных генетических соотношений различных по содержанию К₂О магнезиальных базальтов вулкана Шивелуч как между собой, так и с преобладающими продуктами извержений этого вулкана.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
ПРОЯВЛЕНИЯ БАЗАЛТОВ
В ГОЛОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ
ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ

Вулкан Шивелуч (координаты активного кратера 56°38' с.ш., 161°19' в.д.) – самый северный действующий вулкан Камчатки. Он расположен в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Первые сведения о геологическом строении вулкана Шивелуч содержатся в работах Влодавца (1940), Меньяйлова (1955), Влодавца и Пийпа (1957). Катастрофическим взрывом в 1964 г. был разрушен старый андезитовый купол, и возник кратер размером примерно 1.5 × 3 км (Горшков, Дубик, 1969). Во время следующего экструзивного этапа (1980–1984 гг.) в кратере сформировался купол относительной высотой 160 м и объемом до 37 млн. м³. В начале очередного периода активизации вулкана в 1993 г. андезитовый купол существенно увеличился и в конце 1993 г. его объем составлял более 170 млн. м³ (Федотов и др., 1995). По данным этих же авторов андезиты извержения 1993 г. являются наиболее кремнеземсодержащими по сравнению с продуктами предыдущей деятельности. Современная постройка вулкана включает плейстоценовый массив Старый Шивелуч, деформированный крупным кратером, и расположенный в последнем действующий эруптивный аппарат Молодой Шивелуч, в настоящее время представляющий собой экструзивный купол. Юго-западная часть постройки массива Старый Шивелуч (Байдарный отрог) образована лавами многочисленных самостоятельных центров.

Молодой Шивелуч – один из крупнейших эксплозивных центров Камчатки. Тейфрохронологические исследования позволили установить, что в течение по крайней мере последних 10000 лет для него характерны катастрофические эксплозивные извержения с выбросом огромных (0.5–5.0 км³) объемов магматического вещества в виде тейфры и пирокластических потоков. В промежутках между ними происходил рост экструзивных куполов и связанные с этим умеренные и слабые эксплозивные извержения.

Тейфра сильных и умеренных извержений вулкана в разрезах почвенно-пирокластического чехла на его подножии представлена в основном довольно однородными пемзовыми лапилли и вулканическим гравием светлой (белой, серой, желтой) окраски. По составу она отвечает умереннокалиевым андезитам. На этом фоне ярко выделяется несколько горизонтов черных и темно-серых вулканических песков. Некоторые из них, по нашим данным, принадлежат извержениям расположенных по соседству вулканов Плоский и Ключевской. Такой вывод следует из увеличения мощности этих горизонтов и крупности

Таблица 1. Представительные составы (мас. %) транзитных базальтовых и андезитобазальтовых пеплов из разрезов подножия вулкана Шивелуч

Компоненты	Плоская		Ключевская	
	1264 ^б /1	1264 ^б /4	90199/3	1291/3
SiO ₂	54.24	52.63	51.56	50.76
TiO ₂	1.07	1.53	1.03	1.37
Al ₂ O ₃	16.97	18.76	18.46	18.84
Fe ₂ O ₃	4.63	4.14	3.12	2.58
FeO	3.30	3.37	5.75	3.51
MnO	0.12	0.13	0.15	0.12
MgO	2.68	1.91	5.02	3.74
CaO	6.08	7.17	8.52	9.24
Na ₂ O	2.70	2.96	2.84	3.09
K ₂ O	2.00	1.68	0.74	0.83
H ₂ O ⁻	1.83	2.04	–	1.13
H ₂ O ⁺	2.09	1.86	–	1.29
P ₂ O ₅	0.67	0.31	0.15	0.20
П.п.п.	0.66	0.31	0.15	0.20
Сумма	99.67	99.74	100.32	99.92
K _{mg}	36.5	32.5	51.2	53.3

Примечание. Здесь и в табл. 2, 4–6 K_{mg} = 100Mg/(Mg + Mn + Fe_{общ}), ат. %; прочерк – компонент не анализировался. Анализ обр. 90119/3 выполнен в ЦХЛ ИВ ДВО РАН, аналитик – Т.Г. Осетрова, остальные анализы выполнены в ГИН РАН, аналитик – Е.В. Черкасова.

слагающего их материала по направлению именно к указанным вулканам. К тому же тейфра в описываемых слоях соответствует по составу субщелочным глиноземистым андезитобазальтам вулкана Плоский и умереннокалиевым высокоглиноземистым базальтам – андезитобазальтам вулкана Ключевской (табл. 1). Вместе с тем в разрезах всех секторов подножия вулкана Шивелуч установлены два горизонта базальтовых вулканических песков и гравия, мощность и размер частиц которых отчетливо наращиваются в направлении этого вулкана (рис. 1, 2). Подчеркнем, что в коренном залегании голоценовые базальты на вулкане Шивелуч не обнаружены. Это заставило обратить особое внимание на необычную тейфру, являющуюся, по-видимому, единственным свидетельством важных событий в геологической истории вулкана.

Первый из горизонтов тейфры залегает в нижней части разреза (рис. 1) и представляет собой пачку тонко стратифицированных черных вулканических песков и тонких пеплов, по составу отвечающих амфиболсодержащим магнезиальным умереннокалиевым базальтам (табл. 2, ан. 1–3). Возраст отложений около 7600 лет (здесь и далее

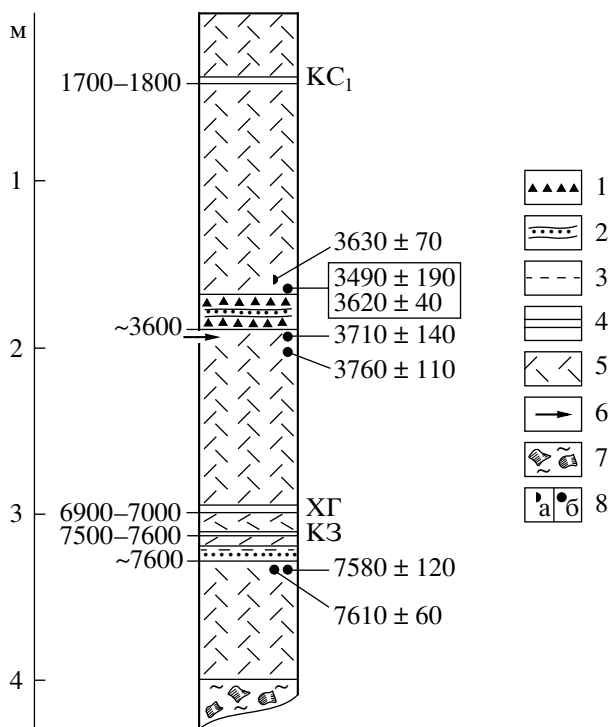


Рис. 1. Положение горизонтов тefры базальтового состава в сводном разрезе почвенно-пирокластического чехла подножия вулкана Шивелуч и радиоуглеродные даты, определяющие их возраст.

Тefра базальтового состава: 1 – лапилли и гравий шлака, 2 – вулканический песок, 3 – тонкие стратифицированные пеплы. 4 – горизонты маркирующих пеплов: КС₁ – вулкана Ксудач, ХГ – вулкана Хангар, КЗ – вулкана Кизимен; ¹⁴С-возраст дан по (Braitseva et al., 1992); 5 – прочие отложения почвенно-пирокластического чехла; 6 – стратиграфическое положение одной из обломочных лавин вулкана Шивелуч; 7 – морена; 8 – материал, по которому проводилось ¹⁴С-датирование: а – угли, б – погребенные почвы. В рамку заключены даты, полученные по последовательным щелочным вытяжкам из одного и того же образца.

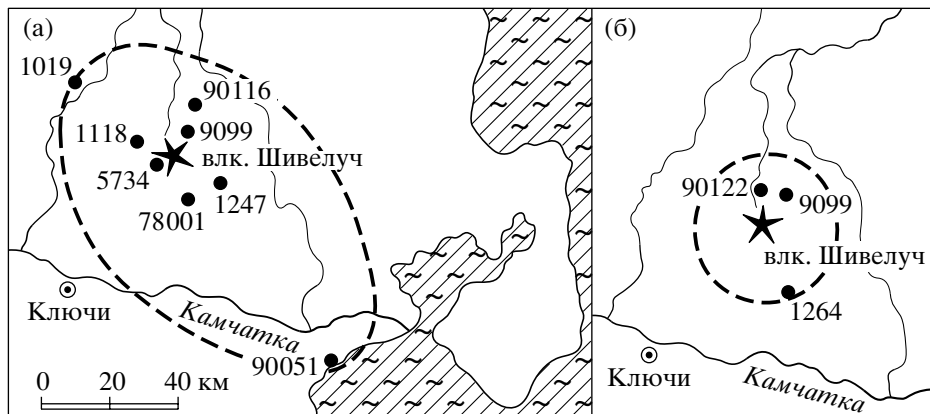


Рис. 2. Распространение базальтовой тefры вулкана Шивелуч и точки отбора образцов: а – извержение 3600 лет назад, б – извержение 7600 лет назад.

приводится радиоуглеродный возраст), что определяется их положением в разрезе между маркирующим прослоем пепла вулкана Кизимен с возрастом 7500–7600 лет (Braitseva et al., 1992) и почвой, для которой получены значения 7580 ± 120 и 7610 ± 60 лет (табл. 3). Горизонт уверенно прослеживается в разрезах почвенно-пирокластичес-

кого чехла на расстоянии до 25 км от вулкана по всему периметру его подножия (рис. 2). Судя по распространению тefры и характеру ее стратификации, формирование горизонта, скорее всего, связано с образованием шлакового конуса в прикратерной части постройки Молодого Шивелуча. Объем тefры составил не более 0.1 км³.

Таблица 2. Представительные составы (мас. %) базальтовой тефры вулкана Шивелуч

Компоненты	9099 ^б /7	90122/2	1264/2	5734	1188/1	1188/19
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	51.46	49.76	52.01	51.18	50.06	49.80
TiO ₂	0.77	0.76	1.28	0.72	0.67	1.28
Al ₂ O ₃	13.77	13.27	15.10	13.67	12.27	12.67
Fe ₂ O ₃	2.69	2.60	3.62	3.20	3.12	3.87
FeO	5.69	6.29	4.25	5.55	5.52	4.92
MnO	0.15	0.16	0.14	0.18	0.13	0.17
MgO	11.33	13.26	9.57	12.08	15.02	12.19
CaO	6.32	7.60	7.66	8.36	8.46	9.19
Na ₂ O	2.38	2.38	2.77	2.55	2.31	2.28
K ₂ O	1.16	0.77	0.95	1.67	1.68	1.69
H ₂ O ⁻	–	–	1.04	0.10	–	0.34
H ₂ O ⁺	–	–	1.04	0.70	–	0.54
P ₂ O ₅	0.12	0.10	0.11	0.37	0.56	0.24
П. п. п.	4.08	0.94	0.68	–	0.64	0.42
Сумма	99.92	99.89	100.01	100.33	100.44	99.60
K _{mg}	74.4	73.3	69.2	71.9	76.3	72.1

Примечание. Базальтовая тефра 1-3 – извержение 7600 лет назад, 4-6 – извержение 3600 лет назад. Анализы 1, 2, 4, 5 выполнены в ЦХЛ ИВ ДВО РАН, аналитики – Т.Г. Осетрова, Н.А. Соловьева, 3, 6 – в ГИН РАН, аналитики – Е.В. Черкасова, М.И. Степанец.

Таблица 3. Радиоуглеродные даты для голоценовой базальтовой тефры вулкана Шивелуч

Дата	Лаб. номер	Место отбора	Материал
3620 ± 40	ГИН-7807 _{Г1}	Западное подножие, руч. Мутный	Почва
3490 ± 190	ГИН-7807 _{Г2}	Там же	»
3630 ± 70	ГИН-7839	Юго-восточное подножие, р. Кабеку	Уголь
3710 ± 140	ГИН-7845	Там же	Почва
3760 ± 110	ГИН-7400	Западное подножие, руч. Мутный	»
7580 ± 120	ГИН-7395	р. Кабеку	»
7610 ± 60	ГИН-7814	руч. Мутный	»

Вторая пачка базальтовой тефры располагается выше по разрезу. На расстоянии до 20 км от вулкана она представлена стратифицированными лапилли и гравием шлака, далее – вулканическими песками (рис. 2). По составу шлак отвечает экзотическим для этого района флогопит- и амфиболсодержащим магнезиальным высококалийным базальтам (табл. 2, ан. 5–6). Возраст горизонта оценивается в 3600 лет и определяется несколькими значениями, полученными для непосредственно перекрывающих и подстилающих его почв и углей (рис. 1, табл. 3). Крупные обломки (до 20–25 см в поперечнике) пород аналогичного состава (табл. 2, ан. 4) были обнаружены одним из авторов на поверхности Байдарного отрога в пределах Старого Шивелуча на удалении 4–6 км от современного кратера. Они, по-видимому,

представляют собой так называемые “ballistic projectiles”, т.е. обломки, вылетевшие из кратера по баллистической траектории, в отличие от тефры, которая транспортировалась эруптивной тучей. Находки таких крупных обломков и характер собственно тефры (угловатость и низкая пористость ее частиц) заставляют предположить, что тефра возникла в результате дробления не полностью застывшего магматического материала. Особенности распространения тефры свидетельствуют о расположении центра извержения вблизи ныне действующего вулканического аппарата. С этим предположением согласуются наши данные о том, что примерно за 100 лет до этого события произошел крупный обвал вершинной части Молодого Шивелуча с образованием обломочной лавины, которая распространилась

на расстояние не менее 15 км (Ponomareva, Revzner, 1994) и по типу была подобна той, что имела место на вулкане Шивелуч во время извержения 1964 г. (Действующие вулканы..., 1991; Belousov, 1992) или на вулкане Сент-Хеленс в 1980 г. (The 1980 eruption..., 1981). По-видимому, в результате этого обвала образовался обширный подковообразный кратер, где и могло происходить формирование поверхностного базальтового тела. Объем тефры при этом извержении составил около 0.3 км^3 .

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение радиоуглеродного возраста базальтовой тефры вулкана Шивелуч проводилось в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН по методике (Сулержицкий, 1976; Брайцева и др., 1993). Содержание редких элементов в тефре и лавах определялось инструментальным нейтронно-активационным методом (Институт горного дела и технологии, Нью-Мексико, США; Корнелльский университет, США; ВИМС, Россия) и рентгенофлуоресцентным методом (Копенгагенский университет, Дания) с использованием известных методик. Валовые химические анализы пеплов, тефры и лав выполнены в химических лабораториях Института вулканологии ДВО РАН и Геологического института РАН методом "мокрой" химии, за исключением N_2O и K_2O , которые определялись методом пламенной фотометрии. Минералы проанализированы на рентгеновском микроанализаторе "Самебах" в Институте вулканологии ДВО РАН.

ГОЛОЦЕНОВАЯ БАЗАЛЬТОВАЯ ТЕФРА

Петрография. Вулканический песок и пепел извержения, которое произошло примерно 7600 лет назад, представлены фрагментами базальтов с вкрапленниками оливина (до 10 об. %), клинопироксена (2–4 об. %) и субфенокристами плагиоклаза, а также обломками этих минералов. Вкрапленники оливина обычно крупнее вкрапленников клинопироксена (до 1.0–1.5 и 0.5–0.6 мм в поперечнике соответственно). Порфиновые выделения оливина содержат включения шпинели. Структура основной массы пород интерсервальная, пилотакситовая или гиалопилитовая. Сложена она микролитами плагиоклаза, оливина, клинопироксена, ортопироксена, магнетита с переменным количеством стекла. В нескольких образцах тефры обнаружен шлак базальта, содержащего среди вкрапленников амфибол, а в других образцах наряду с упомянутыми встречаются редкие обломки оливин-двупироксен-плагиоклазовых андезитобазальтов.

В тефре с возрастом 3600 лет (например, обр. 1188/1) преобладают частицы слабопористо-

го базальта с вкрапленниками оливина (5–10 об. %), амфибола (15–20 об. %), клинопироксена (2–4 об. %), флогопита (0–2 об. %) и редкими субфенокристами шпинели в гиалопилитовой основной массе, состоящей из буроватого стекла с многочисленными микролитами плагиоклаза, клино- и ортопироксена и магнетита. Вкрапленники оливина обычно содержат включения шпинели. В меньшей степени это характерно для вкрапленников амфибола. Обломки кристаллов оливина, амфибола и среднего плагиоклаза в этой тефре редки. Вкрапленники оливина и амфибола обычно крупные (1–2 мм, иногда до 4–5 мм), тогда как размеры порфиновых выделений клинопироксена и флогопита не превышают 0.6 мм. Зерна оливина нередко окружены каймами амфибола. Высококалийный базальт (обр. 5734), найденный в крупных блоках на Байдарном отроге, имеет такие же петрографические характеристики, что и вышеописанная тефра извержений 3600 лет назад, и, кроме того, насыщен включениями ультраосновных (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты) и меланократовых метаморфических (кристаллические сланцы) пород.

Особенности химического состава. Как уже упоминалось, тефра обоих изученных извержений по составу отвечает магнезиальным базальтам: значение K_{mg} ($100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Mn} + \text{Fe}_{\text{общ}})$, ат. %) изменяется в образцах более раннего из них (7600 лет назад) от 69 до 78, в образцах другого – от 68 до 76 (рис. 3а). Повышенная величина K_{mg} характерна также и для андезитобазальтов и андезитов вулкана Шивелуч, тогда как лавы многочисленных самостоятельных центров извержений на юго-западном склоне вулкана (например, Байдарный отрог) заметно менее магнезиальны при фиксированном содержании кремнезема (рис. 3а). Здесь же уместно отметить, что лавы небольших плейстоценовых вулканических сооружений, расположенных в непосредственной близости от юго-западного подножия вулкана Шивелуч (базальт-андезитобазальтовый стратовулкан Харчинский, базальт-андезитовый вулкан Заречный и Харчинская ареальная зона базальтовых шлаковых конусов), также отличаются высокой магнезиальностью (K_{mg} базальтов и андезитов составляет 65–80 и 58–65 соответственно). На диаграмме $K_{\text{mg}}\text{--SiO}_2$ (рис. 3а) видно, что поля разновозрастных базальтовых тефр перекрываются, а поле лав собственно вулкана Шивелуч отчетливо продолжает их. Кроме того, базальтам обоих изученных извержений присущи пониженные концентрации Al_2O_3 : в 11 из 14 проанализированных проб содержание глинозема колеблется от 11 до 14 мас. %. Эта геохимическая особенность голоценовых базальтов тоже наследуется андезитобазальтами и андезитами вулкана Шивелуч, в которых содержание Al_2O_3 варьирует в интервале 15–17 мас. %.

Обладея близкими концентрациями Al_2O_3 и величинами K_{mg} , изученные голоценовые базальты вулкана Шивелуч резко различаются по содержанию K_2O : базальты извержения 7600 лет назад относятся к умереннокалиевым, а базальты извержения 3600 лет назад – к высококалиевым породам. На диаграмме K_2O-SiO_2 (рис. 3б) поле составов базальтов первого извержения продолжается полем лав собственно вулкана Шивелуч, тогда как фигуративные точки составов базальтов второго извержения образуют четко обособленную область. Аналогичная картина наблюдается при сравнении содержаний литофильных редких элементов, например Rb и Ba, в базальтовой тефре изученных извержений и лавах вулкана (рис. 4а, б, табл. 4). При этом величины Rb/Sr и Ba/Sr-отношений в базальтах извержения 3600 лет назад в целом несколько более высокие (примерно 0.06–0.09 и 1–1.1 соответственно), чем в базальтах извержения 7600 лет назад и лавах вулкана Шивелуч (0.03–0.05 и 0.6–1 соответственно). Однако концентрации редкоземельных элементов в высококалиевых базальтах лишь немного выше, чем в умереннокалиевых, а по величине La/Yb-отношения эти породы практически не различаются. Это же характерно для андезитобазальтовых и андезитовых лав вулкана Шивелуч (табл. 4, рис. 5).

В целом лавы вулкана Шивелуч и прилегающих вулканических центров отличаются от эффузивов расположенной южнее Ключевской группы вулканов большей магнезиальностью и пониженной глиноземистостью (Мелекесцев и др., 1991). Среди последних преобладают высокоглиноземистые разности с умеренной и низкой магнезиальностью, а магнезиальные типы пород, относящиеся исключительно к базальтам, проявлены весьма ограниченно среди продуктов некоторых побочных извержений Ключевского вулкана и Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов (Действующие вулканы..., 1991; Хубуная и др., 1993; Kersting, Arculus, 1994; Арискин и др., 1995). К тому же по сравнению с базальтами вулкана Шивелуч и близлежащих вулканических центров большинство магнезиальных базальтов Толбачинского дола и побочных извержений Ключевского вулкана (например, Булочка, Новограбленова, Малеева, Гуйла) заметно обогащены CaO и обеднены K_2O (рис. 6).

Состав породобразующих минералов. Породообразующие минералы изучены только в базальте извержения 3600 лет назад (табл. 5, рис. 7). Для темноцветных минералов во вкрапленниках характерен широкий диапазон магнезиальности, часто при наличии отчетливых признаков неравновесности. Так, состав ядер вкрапленников оливина чаще всего отвечает форстериту (For_{90-93}), тогда как их краевые зоны обычно сложены хризолитом (For_{72-80}). Кроме того, как уже упомина-

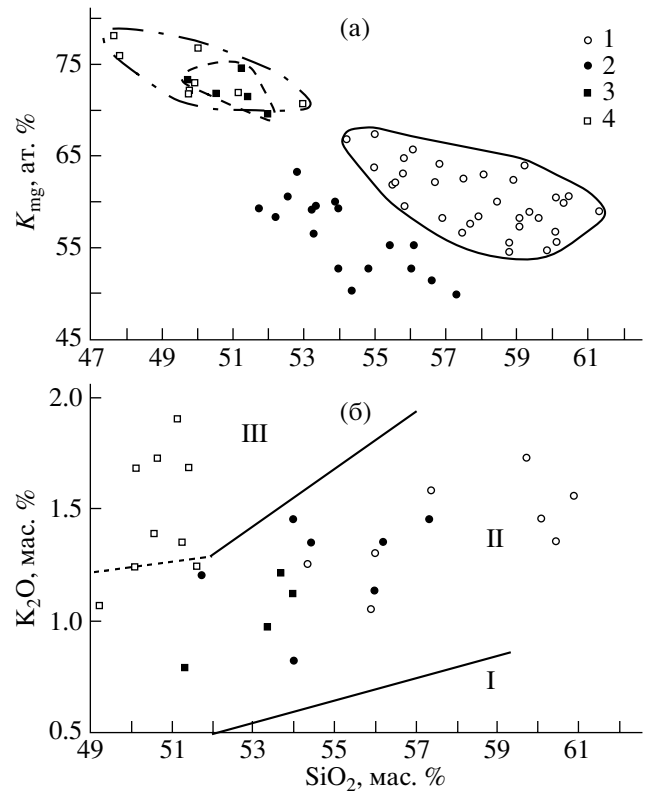


Рис. 3. Вариации величин K_{mg} (а) и содержания K_2O (б) как функция содержания SiO_2 в эффузивах вулкана Шивелуч.

1 – лавы вулкана Шивелуч; 2 – лавы плейстоценовых побочных вулканических центров (Байдарный отрог) и сходные с ними проявления на вулкане Шивелуч; 3 – базальтовая тефра извержения 7600 лет назад; 4 – базальтовая тефра извержения 3600 лет назад. Сплошной линией околонушено поле составов лав вулкана Шивелуч, штриховой – поле составов базальтовой тефры извержения 7600 лет назад и штрихпунктирной – поле составов базальтовой тефры извержения 3600 лет назад. На рис. 3б поля низкокалиевых (I), нормальнокалиевых (II) и высококалиевых пород (III) показаны по данным Peccerillo, Taylor (1976).

лось, вокруг фенокристов оливина часто имеются каймы амфибола. Среди порфировых выделений клинопироксена встречены хромдиопсид с $K_{mg} = 84-90$ и $0.5-1.2$ мас. % Cr_2O_3 и авгит с $K_{mg} = 81-84$ и $0.02-0.20$ мас. % Cr_2O_3 . Аналогично этому во вкрапленниках амфибола установлены магнезиальные ($K_{mg} = 72-78$) и относительно железистые ($K_{mg} = 61-67$) ядра. При этом первые могут иметь как более железистые, так и более магнезиальные каймы при незначительных вариациях значений K_{mg} (2–5) между ядрами и оторочками, тогда как вторые бывают окружены только более магнезиальными каймами, а разница в величинах K_{mg} между ядром и краевой зоной варьирует в пределах 7–13. По соотношению количеств атомов Al в тетраэдрической координации и Fe в формульной единице минерала и магнезиальный,

Таблица 4. Содержание оксида кремния (мас. %), калия и редких элементов (ppm) в базальтовой тефре и лавах вулкана Шивелуч

Компо- ненты	Тефра 7600 лет		Тефра 3500 лет					Лава	Экструзия
	90122/2	9099 ⁶ /7	1188/1	5734	1188/19	1247/1	1247/2	5764	5740
SiO ₂	49.76	51.46	50.06	51.18	49.80	49.55	49.85	54.28	57.96
K	6392	9630	13947	13864	14030	11290	10875	10626	12120
La	7.88	8.24	8.96	11.0	(<10)	(<10)	(<10)	7.47	9.08
Ce	18.8	19.5	22.3	23.0	–	–	–	18.9	22.3
Nd	10.5	–	15.0	–	–	–	–	–	12.4
Sm	2.86	2.65	4.20	3.6	–	–	–	2.99	2.98
Eu	0.91	0.76	1.23	1.1	–	–	–	0.80	0.84
Tb	0.45	0.40	0.60	0.87	–	–	–	0.41	0.42
Yb	1.58	1.31	1.70	2.1	–	–	–	1.62	1.38
Lu	0.205	0.193	0.245	0.28	–	–	–	0.23	0.21
Y	–	–	(20)	(19)	(23)	(23)	(18)	(16.1)	(13)
Sr	330	310	(462)	(406)	(400)	(370)	(350)	(498)	497
Ba	242	238	(509)	(452)	(400)	(330)	(370)	330	482
Rb	16	–	36	(32)	(32)	(22)	(21)	(21.1)	(21.7)
Cs	0.91	1.32	1.00	–	–	–	–	0.60	0.71
U	0.5	0.5	0.6	–	–	–	–	0.54	0.66
Th	1.35	1.59	0.89	–	–	–	–	0.92	1.22
Hf	2.33	2.27	2.57	–	–	–	–	2.01	2.82
Ta	0.14	0.15	0.08	–	–	–	–	0.11	0.16
Nb	–	–	(2.3)	(2.3)	–	–	–	(2.5)	(3.0)
Co	45.5	43.8	46.8	46	–	–	–	34	25.5
Sc	28.9	24.1	33.0	36	–	–	–	28.9	19.1
Cr	725	722	884	790	–	–	–	483	307
Ni	–	–	(230)	(234)	–	–	–	(112)	72
V	–	–	(248)	(257)	–	–	–	(197)	(137)
La/Yb	5.0	6.0	5.3	5.2	–	–	–	4.6	6.6
Ba/La	31	41	41	41	–	–	–	44	33
K _{mg}	73.3	71.4	76.3	71.9	72.1	71.9	74.4	66.7	62.5

Примечание. Цифры без скобок получены инструментальным нейтронно-активационным методом в Институте горного дела и технологии, Нью-Мексико, США (обр. 90122/2, 9099⁶/7 и 1188/1), в Корнелльском университете, США (обр. 5764 и 5740) и в ВИМС, Россия (обр. 5734); цифры в скобках получены рентгенофлуоресцентным методом в Копенгагенском университете, Дания (обр. 1188/1, 5764 и 5740).

и железистый амфиболы относятся либо к гаслингиту (преобладающая часть проанализированных зерен), либо к магнезиально-железистой обыкновенной роговой обманке (меньшая часть зерен). Флогопит отличается умеренным содержанием Al₂O₃ (15–16 мас. %), TiO₂ (1.2–2.0 мас. %) и варьирует по магнезиальности в более узком интервале, чем остальные минералы. Шпинель характеризуется содержаниями TiO₂ в пределах 0.2–0.6 мас. % и Cr₂O₃ – 42–55 мас. %. Несмотря на то что магнезиальность шпинели, находящейся в виде включений в ядрах вкрапленников оливина, в целом выше, чем в ядрах вкрапленников магнези-

ального амфибола и хромдиопсида (41–60 и 35–42 соответственно), ее хромистость ($K_{cr} = 100Cr/(Cr + Al + Fe^{3+})$, ат. %) в обоих случаях имеет приблизительно одинаковое значение (64–72 и 58–70 соответственно). Субфенокристы шпинели нередко окаймлены хроммагнетитом. Кроме того, хроммагнетит встречается в виде включений во вкрапленниках железистого амфибола, а также в каймах железистого оливина вокруг форстеритовых ядер.

В основной массе породы клинопироксен отвечает по составу авгиту ($K_{mg} = 73–77$), ортопи-

роксен – железистому бронзиту ($K_{mg} = 74-77$), плагиоклаз – лабрадору (An_{54-66}), рудная фаза – титаномагнетиту с переменным количеством TiO_2 (3–20 мас. %) и низкой магнезиальностью ($K_{mg} = 9-12$). Стекло основной массы изменяется по составу от латита до калиевого риодацита (табл. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Происхождение неравновесных минеральных ассоциаций в лавах вулкана Шивелуч. Происхождение неравновесных минеральных ассоциаций в магнезиальных базальтах вулкана Шивелуч может трактоваться различно. Так, принимая степень окисленности железа в базальтовых расплавах равной 0.15 и задавая величину коэффициента распределения Mg между оливином и расплавом равной 0.3, можно рассчитать, что с базальтом из обр. 1188/1 (табл. 2, ан. 5) равновесен оливин состава $Fo_{91.8}$, а с базальтом из обр. 90122/2 (табл. 2, ан. 2) – оливин состава $Fo_{90.7}$. И хотя такие расчеты полностью правомерны только для субафировых пород, они показывают, что магнезиальные оливины, близкие по составу к наблюдающимся в изученных базальтах, могли бы кристаллизоваться из расплавов, отвечающих таким базальтам. Однако наиболее магнезиальные оливины, обнаруженные в породах ($Fo_{92.4-93.0}$), должны были бы кристаллизоваться из еще более магнезиальных расплавов. Тем не менее первичная высокомагнезиальная природа голоценовых базальтов вулкана Шивелуч кажется достаточно очевидной. Об этом, в частности, говорит и тот факт, что после удаления кристаллов оливина из магнезиального базальта обр. 5734 оставшаяся масса (по результатам химического анализа) сохраняет высокую магнезиальность ($K_{mg} = 68$), хотя, естественно, более низкую, чем магнезиальность самого указанного базальта. При этом состав такого остатка ($SiO_2 = 52.18$, $TiO_2 = 0.80$, $Al_2O_3 = 14.20$, $FeO^* = 7.62$, $MgO = 9.00$, $CaO = 9.30$, $Na_2O = 3.20$, $K_2O = 2.11$, $P_2O_5 = 0.43$ мас. %) близок к реальной магматической породе, обнаруженной в этом районе – флогопит-амфибол-клинопироксеновому базальту некка Харчинского вулкана (Цветков и др., 1993).

Оливины сходного с изученными состава ($Fo_{90.0-91.5}$) в ассоциации с магнезиальным клинопироксеном ($K_{mg} = 89-91$) и хромистой шпинелью ($K_{cr} = 70-72$) обнаружены в магнезиальных базальтах ($K_{mg} = 68-71$) побочных прорывов Ключевского вулкана (Хубуная и др., 1993; Арискин и др., 1995). Происхождение таких магнезиальных оливинов, как и всей указанной минеральной ассоциации, связывается на основании петрологических соображений (Хубуная и др., 1993) и результатов ЭВМ-моделирования (Арискин и др., 1995) с высокобарной ($P = 19$ кбар) и высокотемпературной ($T = 1350^\circ C$) кристаллизацией магне-

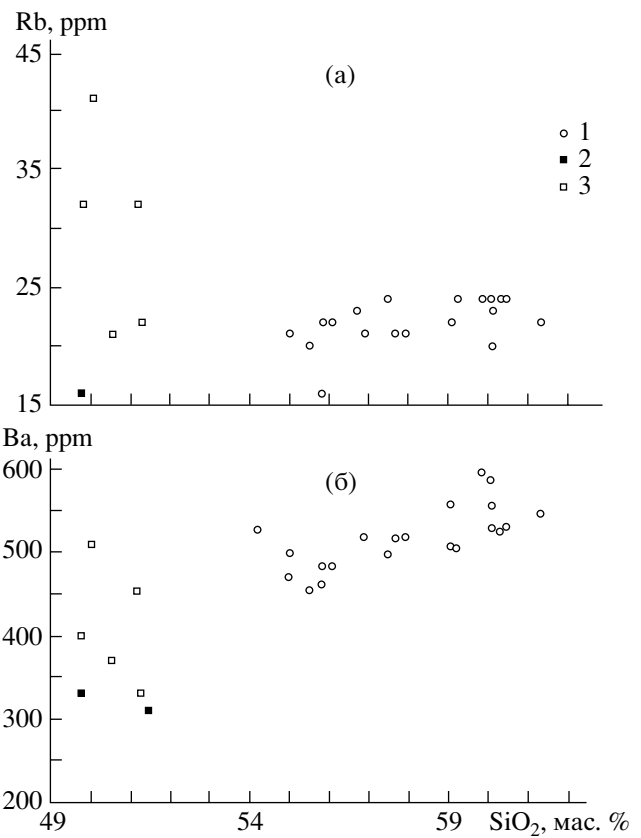


Рис. 4. Диаграммы Rb–SiO₂ (а) и Ba–SiO₂ (б) в породах вулкана Шивелуч.

1 – лавы вулкана Шивелуч, 2 – базальтовая тефра извержения 7600 лет назад, 3 – базальтовая тефра извержения 3600 лет назад.

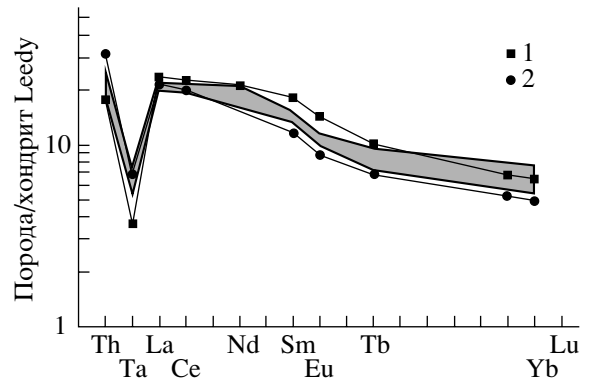


Рис. 5. Распределение редких и редкоземельных элементов в изученных породах.

1 – магнезиальный высококалийный базальт извержения 3600 лет назад (обр. 1188/1), 2 – магнезиальный умереннокалийный базальт извержения 7600 лет назад (обр. 90996/7). Заштриховано поле андезитобазальтовых и андезитовых лав вулкана Шивелуч.

зиального (K_{mg} около 70) базальтового расплава (Арискин и др., 1995). Соответственно вкрапленники этой минеральной ассоциации являются неравновесными фазами по отношению к минералам,

Таблица 5. Представительные составы (мас. %) минералов-вкрапленников и стекла базальтовой тефры извержения 3600 лет назад

Ок-сиды	1188/1													
	<i>Ol</i>			<i>Spl</i>		<i>Cpx</i>			<i>Hbl</i>			<i>Phl</i>		<i>Gl</i>
	Я	Я	К	В ₁	В ₁	Я	К	Я	Я	Я	К	В ₁	Я	М
SiO ₂	41.42	41.23	39.18	0.04	0.10	54.28	52.91	54.43	45.43	41.82	45.88	39.92	39.34	58.38
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.41	0.59	0.10	0.17	0.21	0.97	1.16	1.21	1.28	2.02	0.41
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	11.93	11.33	1.44	2.18	1.71	11.08	14.72	10.84	15.96	15.02	18.24
Cr ₂ O ₃	0.08	0.10	0.08	54.25	45.50	0.49	0.07	0.06	0.30	0.03	0.10	1.35	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	–	–	–	8.62	12.67	–	–	–	–	–	–	–	–	–
FeO	7.28	8.87	17.69	17.44	21.16	4.83	6.39	6.81	9.87	13.95	10.16	7.54	8.07	4.84
MnO	0.10	0.20	0.35	0.45	0.54	0.16	0.15	0.19	0.15	0.21	0.17	0.00	0.00	–
MgO	49.67	48.70	41.04	10.91	8.28	18.26	15.71	16.35	16.12	12.46	16.67	21.77	19.98	1.69
CaO	0.04	0.05	0.09	0.00	0.01	20.85	21.58	21.11	11.05	11.53	11.09	0.03	0.04	5.90
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.06	1.86	2.17	2.17	0.60	0.51	3.64
K ₂ O	0.00	0.00	0.03	0.03	0.04	0.00	0.03	0.02	0.85	0.77	0.90	8.92	9.18	3.86
Сумма	98.59	99.15	98.43	101.08	100.23	100.45	99.24	100.96	97.69	98.81	99.20	97.37	94.16	96.79
K _{mg}	92.3	90.5	80.2	52.1	40.5	86.7	81.4	80.5	74.2	61.1	74.2	83.8	81.5	38.4
Ок-сиды	5734													
	<i>Ol</i>			<i>Spl</i>			<i>Cpx</i>			<i>Hbl</i>			<i>Cr-Mag</i>	<i>Gl</i>
	Я	К	Я	В ₁	В ₂	В ₃	Я	Я	К	Я	К	Я	В ₃	М
SiO ₂	41.10	38.26	40.18	0.30	0.29	–	54.28	53.33	52.45	46.01	43.58	41.82	0.12	70.06
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.31	0.22	0.36	0.21	0.34	0.35	1.25	1.32	1.97	1.68	0.49
Al ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	9.00	9.63	11.27	2.07	2.24	2.70	9.94	10.99	12.13	11.25	16.91
Cr ₂ O ₃	0.04	0.02	0.06	54.84	52.69	51.66	1.23	0.13	0.17	0.09	0.03	0.04	9.49	0.03
Fe ₂ O ₃	–	–	–	8.07	6.97	6.89	–	–	–	–	–	–	45.57	–
FeO	7.24	24.95	8.64	14.85	22.89	22.98	4.48	6.05	6.54	10.01	11.72	11.53	25.14	1.10
MnO	0.10	0.54	0.11	0.29	0.50	0.52	0.13	0.14	0.15	0.16	0.25	0.18	0.58	0.01
MgO	49.96	37.02	49.32	11.96	6.64	7.09	16.04	15.53	15.36	14.95	14.19	13.16	5.73	0.32
CaO	0.06	0.08	0.13	0.01	0.00	–	21.74	21.60	21.17	11.22	11.21	11.33	0.28	2.71
Na ₂ O	0.10	0.03	0.02	0.02	0.00	–	0.25	0.27	0.22	1.97	2.26	2.25	0.09	4.31
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	–	0.01	0.00	0.01	0.53	0.73	0.79	0.00	5.80
Сумма	98.59	100.91	98.46	99.65	99.60	100.74	100.43	99.62	99.12	96.13	96.29	95.20	99.92	101.73
K _{mg}	92.4	72.1	90.9	58.5	33.6	35.0	86.1	81.7	80.4	72.7	67.9	66.7	28.4	33.7

Примечание. Символы минералов (здесь и в табл. 6 и 7): *Ol* - оливин, *Spl* - шпинель, *Cpx* - клинопироксен, *Hbl* - амфибол, *Phl* - флогопит, *Cr-Mag* - хроммагнетит, *Gl* - стекло. Названия фаз: Я - ядра вкрапленников, К - края вкрапленников, В - включения во вкрапленниках (В₁ - в *Ol*, В₂ - в *Cpx*, В₃ - в *Hbl*), М - мезостазис. Здесь и в табл. 6 анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе "Самбах" в ИВ ДВО РАН, аналитики - Г.П. Пономарев и Т.М. Философова.

кристаллизовавшимся из того же базальтового расплава при более низких *P* и *T*. Как в высокомагнезиальных, так и в высокоглиноземистых (сильно фракционированных) базальтах Ключевского вулкана установлено широкое распространение неравновесных минеральных ассоциаций. По мнению ряда авторов (Хубуная и др., 1993; Kersting, Arculus, 1994; Арискин и др., 1995), это

вызвано механическим перемешиванием минеральных фаз и расплавов, возникших на разных этапах эволюции исходного расплава.

Во многом подобная картина наблюдается и для лав вулкана Шивелуч. Выше приведены данные о присутствии неравновесных минеральных фаз в магнезиальных базальтах. Что касается андезитобазальтовых и андезитовых лав и пемз

этого вулкана, то они, как видно на рис. 7, также обычно содержат в большем или меньшем количестве высокомагнезиальные разновидности оливина, моноклинного пироксена и амфибола, близкие по составу к минералам-вкрапленникам магнезиального высококалийного базальта из голоценовой тефры. В свою очередь относительно железистые минеральные фазы этого базальта сходны по составу с соответствующими минералами порфировых выделений андезитобазальтовых и андезитовых лав. Подобные соотношения могут указывать, с одной стороны, на примесь андезитового вещества в базальте, а с другой – на примесь базальтового материала в андезите. Важно подчеркнуть, что даже сравнительно железистые минералы в андезитобазальтах и андезитах вулкана Шивелуч в целом имеют более высокую магнезиальность, чем соответствующие минеральные фазы из обычных умеренномагнезиальных известково-щелочных андезитов Камчатки и Курил (рис. 7), что также может свидетельствовать о первичной природе повышенной магнезиальности лав этого вулкана.

Возможна, однако, и другая интерпретация присутствия высокомагнезиальных минеральных фаз в породах вулкана Шивелуч. Альтернативное объяснение предполагает ксеногенную природу высокомагнезиальных минералов-вкрапленников и связывает указанные выше особенности их состава и соотношений в лавах вулкана Шивелуч с контаминацией магматических расплавов веществом ультраосновного субстрата или дезинтеграцией ксенолитов ультраосновных пород. В пользу этой гипотезы свидетельствует обилие ультраосновных включений не только в лавах и пемзах этого вулкана (Колосков, Хотин, 1978), но, как уже отмечалось, и в блоках магнезиальных базальтов на Байдарном отроге. К тому же состав минералов дунит-гарцбургитовых включений в целом сходен с составами магнезиальных минеральных фаз в лавах (табл. 6), что связано, согласно результатам экспериментального изучения, с наибольшей относительной устойчивостью этого минерала в базальтовом расплаве (Кутолин и др., 1976). Однако некоторые различия в составе минералов ультраосновных включений и лав вулкана Шивелуч все же имеются.

Так, при обычно довольно низком уровне концентрации CaO в магнезиальных оливинах в лавах вулкана Шивелуч (рис. 8а) лишь часть из них попадает в поле, характеризующее оливины дунит-гарцбургитовых включений в лавах Камчатки и Курил, хотя оно даже несколько шире поля оливинов собственно “мантийных пород” по (Hervig et al., 1986). Другая, преобладающая, часть ядер магнезиального оливина имеет несколько более высокий, чем “мантийный”, уровень концентрации CaO (0.11–0.14 мас. %). Согласно результатам экспериментальных исследо-

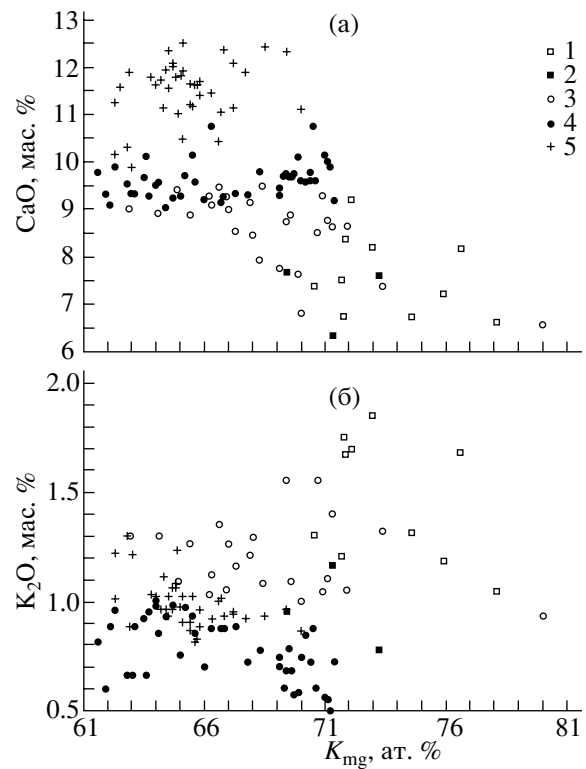


Рис. 6. Вариации содержаний CaO (а) и K₂O (б) в зависимости от магнезиальности изученных пород.

1 – вулкан Шивелуч, извержение 3600 лет назад и 2 – извержение 7600 лет назад, 3 – вулканы Харчинский, Заречный и Харчинская ареальная зона, 4 – некоторые побочные извержения вулкана Ключевской, 5 – Толбачинская региональная зона шлаковых конусов.

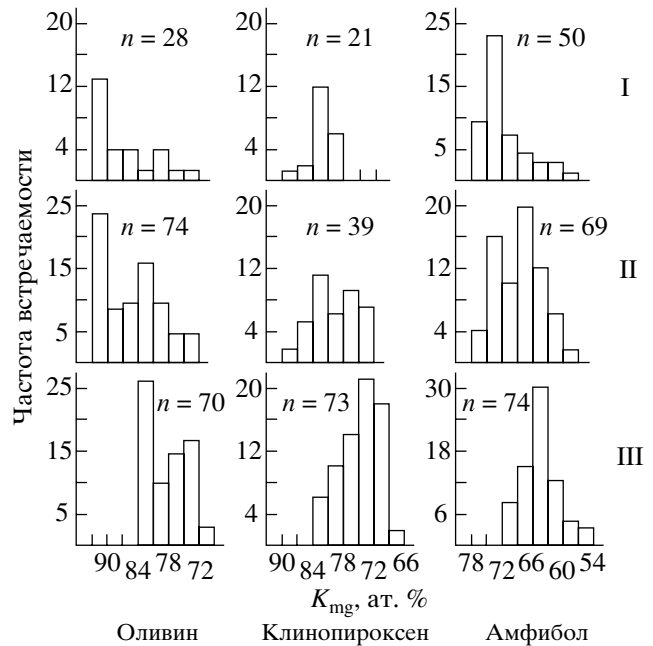


Рис. 7. Гистограмма величин K_{mg} во вкрапленниках тефры магнезиальных базальтов вулкана Шивелуч (I) и лав магнезиальных андезитобазальтов и андезитов этого вулкана (II), а также умеренномагнезиальных известково-щелочных андезитов Курило-Камчатской островной дуги (III). n – число анализов.

Таблица 6. Представительные составы (мас. %) минералов дунит-гарцбургитовых включений в лавах вулкана Шивелуч

Оксиды	5702						5734/2					5702/49	5734A	
	<i>Ol</i>	<i>Ol</i>	<i>Spl</i>	<i>Spl</i>	<i>Spl</i>	<i>Opx</i>	<i>Ol</i>	<i>Spl</i>	<i>Opx</i>	<i>Cpx</i>	<i>Cpx</i>	<i>Ol</i>	<i>Spl</i>	<i>Spl</i>
SiO ₂	40.80	40.72	0.00	0.00	0.00	58.00	40.31	0.12	57.47	54.44	54.14	40.52	–	–
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.04	0.45	0.05	0.04	0.05	0.00	0.37	0.28
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	16.55	24.15	33.59	1.06	0.08	12.07	0.62	1.00	1.21	0.00	10.9	9.05
Cr ₂ O ₃	0.14	0.00	49.10	41.61	31.39	0.19	0.00	37.84	0.08	0.12	0.16	–	45.03	55.08
Fe ₂ O ₃	–	–	7.30	7.31	7.26	–	–	17.61	–	–	–	–	14.90	6.93
FeO	6.46	9.04	13.96	12.99	12.04	4.65	8.84	20.49	6.56	2.96	2.89	8.60	20.12	20.75
MnO	0.15	0.10	0.27	0.27	0.22	0.17	0.21	0.35	0.26	0.10	0.13	–	–	0.40
MgO	51.02	49.77	13.42	14.99	16.70	35.29	48.51	10.35	33.00	17.52	16.86	49.44	8.33	8.35
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.65	22.41	22.96	0.05	–	–
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.08	0.10	0.00	–	–
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	–	–
Сумма	98.56	99.62	100.61	101.32	101.33	99.38	98.11	99.29	98.73	98.70	98.53	98.61	99.14	101.00
<i>K_{mg}</i>	93.4	90.8	63.1	67.3	71.2	93.1	90.5	47.4	89.6	91.0	89.5	91.1	42.5	41.8

Примечание. Образцы 5702 и 5702/49 – включения в андезитовой пемзе извержения 1964 г.; образцы 5734/2 и 5734A – включения в магнезиальном базальте извержения 3600 лет назад.

ваний (например, Kohler, Brey, 1990), содержание CaO в оливинах зависит от давления и температуры: считается, что низкие (<0.1 мас. %) концентрации этого элемента указывают на высокое давление и пониженную температуру при кристаллизации оливина. С этих позиций обращает на себя внимание тот факт, что при вариациях состава оливина всех изученных пород вулкана Шивелуч в диапазоне от Fo_{79} до Fo_{93} этот минерал характеризуется весьма узким интервалом концентраций CaO и, кроме того, отсутствием корреляции между этими параметрами (рис. 8а), в связи с чем от-

носительно железистые оливины состава Fo_{79-85} вряд ли являются “мантийными”.

Наличие слабых как положительных, так и отрицательных корреляций между содержаниями CaO и форстеритового минала установлено для оливинов магнезиальных базальтов Гавайских островов и острова Реюньон: в интервале составов Fo_{74-90} имеются существенные вариации концентраций CaO в оливинах с одинаковой магнезиальностью из одного образца (Соболев, Никогосян, 1994). По данным этих же авторов, содержание CaO в оливине не обнаруживает за-

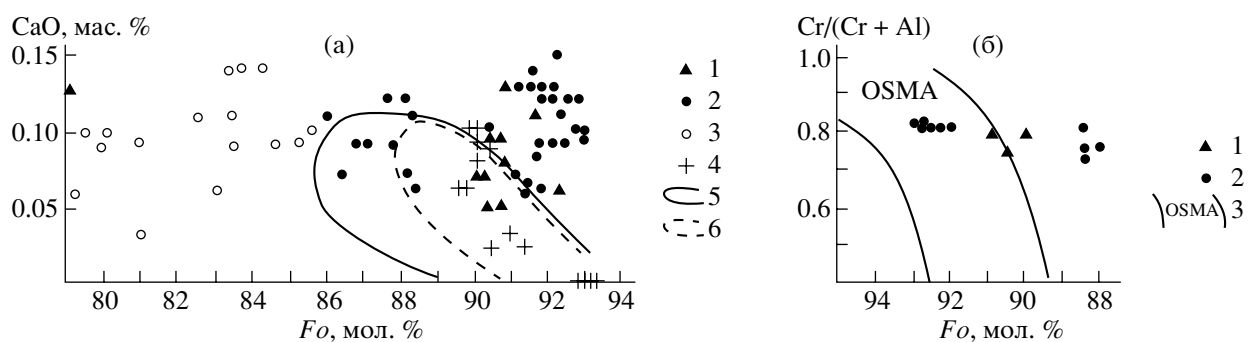


Рис. 8. Состав вкрапленников оливина (а) и твердофазовых включений шпинели во вкрапленниках оливина (б) в лавах вулкана Шивелуч.

а: 1 – вкрапленники магнезиальных базальтов (обр. 5734 и 1188/1); 2, 3 – вкрапленники магнезиальных андезитобазальтов (обр. 5764 и 5749/6); 2 – ядра, 3 – каймы; 4 – оливины дунит-гарцбургитовых включений в лавах вулкана Шивелуч; 5 – поле оливинов ультраосновных включений в лавах Курило-Камчатской островной дуги; 6 – поле оливинов мантийных пород (Hervig et al., 1986; Соболев, Никогосян, 1994). б: 1 – оливин-шпинелевый парагенезис магнезиальных базальтов (обр. 5734 и 1188/1); 2 – оливин-шпинелевый парагенезис магнезиальных андезитобазальтов (обр. 5764 и 5749/6); 3 – поле оливин-шпинелевого парагенезиса мантийных пород по (Arai, 1992).

метных изменений в зависимости от содержания оксида кальция в породах. Напротив, имеющиеся у нас материалы по составу оливина из магнезиальных базальтов Камчатки свидетельствуют, что такая зависимость вполне возможна. Выше уже упоминалось о вариациях содержания СаО в магнезиальных базальтах вулканов Центральной Камчатской депрессии (рис. 6). Как видно на этом рисунке, среди них можно выделить несколько групп со содержанию СаО (в порядке возрастания его концентраций): 1 – вулканы Шивелуч, Заречный и Харчинский; 2 – вулкан Ключевской; 3 – вулканические центры Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов. Соответственно концентрация СаО в магнезиальном оливине состава Fo_{86-90} из базальтов вулкана Шивелуч (0.05–0.13 мас. %) сходна с таковой в лавах вулканов Харчинский и Заречный (0.07–0.13 мас. %), что несколько ниже, чем в лавах Ключевского вулкана (0.11–0.18 мас. %), и заметно ниже, чем в базальтах вулканов Толбачинской зоны (0.19–0.28 мас. %). Таким образом, пониженная концентрация СаО в оливине из лав вулкана Шивелуч, по-видимому, не столько свидетельствует о “мантийном” происхождении этого минерала, сколько определяется региональной геохимической спецификой магматических расплавов.

Шпинель, встречающаяся в виде включений в наиболее магнезиальном оливине из базальтов и андезитобазальтов вулкана Шивелуч, лежит в поле оливин-шпинелевого парагенезиса мантийных пород по Arai (1992), и ее хромистость лишь слабо уменьшается по мере понижения магнезиальности вмещающего оливина (рис. 8б, см. также раздел о составе минералов). Вместе с тем во вкрапленниках базальтов отсутствует низкотитанистая (0.00–0.15 мас. % TiO_2) и относительно глиноземистая ($K_{cr} = 33-55$) шпинель, характерная для некоторых ультраосновных включений.

Изложенные данные показывают, что при нынешнем уровне изученности ни гипотеза происхождения высокомагнезиальных минеральных фаз голоценовых базальтов вулкана Шивелуч при высокобарной и высокотемпературной кристаллизации магнезиальных базальтовых расплавов, ни гипотеза ксеногенной природы этих фаз за счет контаминации магматических расплавов веществом ультраосновного субстрата или дезинтеграции ультраосновных ксенолитов не могут быть приняты однозначно. Более того, сходство составов минералов дунит-гарцбургитовых ксенолитов и вкрапленников, образующихся при высокобарной кристаллизации магнезиальных базальтов вполне возможно, поскольку такие расплавы генерируются и кристаллизуются при P - T -параметрах, близких к условиям устойчивости минеральных ассоциаций ультраосновных пород.

Проблема генетических соотношений разных по составу лав вулкана Шивелуч. Сравнительное изучение состава разных по содержанию кремнезема магнезиальных лав вулкана Шивелуч, направленное на выявление возможных генетических связей между ними, также приводит к неоднозначным выводам.

Среди лав этого вулкана резко выделяются высококалиевые магнезиальные базальты извержения 3600 лет назад. Эти породы, судя по содержанию в них K_2O , вряд ли можно отнести к продуктам эволюции того же исходного расплава, производными которого являются как умереннокалиевые магнезиальные базальты извержения 7600 лет назад, так и умереннокалиевые магнезиальные андезитобазальты и андезиты вулкана Шивелуч. В самом деле, высоко- и умереннокалиевые базальты при существенных различиях в содержании K_2O имеют близкие значения K_{mg} , в связи с чем высококалиевый базальт не может быть результатом фракционирования своего

Таблица 7. Результаты моделирования фракционной кристаллизации эффузивов вулкана Шивелуч

№ пп.	Порода		Доля компонента							R
	исходная	конечная	расплав	<i>Ol</i>	<i>Spl</i>	<i>Cpx</i>	<i>Mag</i>	<i>Pl</i>	<i>Hbl</i>	
1	90122/2	5764	0.831	0.120	0.004		0.020		0.025	0.262
2	1023	5764	0.739	0.258	0.004					0.567
3	5764	5749	0.806	0.340		0.056	0.006	0.100		0.167
4	5749	5740	0.829	0.031		0.071	0.020	0.049		0.136
5	5749	7401	0.792	0.038	0.001	0.003	0.006		0.160	0.017
6	5740	7401	0.849	0.010				0.018	0.123	0.077
7	90122/2	5734	0.960	0.035	0.005					1.305

Примечание. Обр. 90122/2 – см. табл. 2, ан. 2. Обр. 5764 – андезитобазальт (SiO_2 –54.28 мас. %, MgO –8.41 мас. %). Обр. 5749 – андезитобазальт (SiO_2 –55.59 мас. %, MgO –7.44 мас. %). Обр. 5740 – андезит (SiO_2 –57.96 мас. %, MgO –5.58 мас. %). Обр. 7401 – андезит (SiO_2 –61.84 мас. %, MgO –3.97 мас. %). Обр. 1023 – магнезиальный базальт вулкана Харчинский (SiO_2 –51.28 мас. %, MgO –18.88 мас. %, K_2O –0.93 мас. %). Обр. 5734 – см. табл. 2, ан. 4. R – сумма квадратов отклонений. Пустое место в графе – минерал в расчете не участвовал.

умереннокалиевого аналога. К тому же прямая попытка расчета состава высококалиевого базальта из расплава несколько более магнезиального по сравнению с ним умереннокалиевого базальта путем удаления магнезиального оливина и хромистой шпинели (табл. 7, задача 7) оказалась неудачной вследствие главным образом значительного (порядка 50 отн. %) отклонения по содержанию K_2O в природном и расчетном составах. С другой стороны, маловероятно, что умереннокалиевые андезитобазальты и андезиты вулкана Шивелуч могут быть продуктами фракционирования расплава высококалиевого магнезиального базальта, поскольку при более высокой, чем в базальте, концентрации SiO_2 они содержат меньше K_2O . Только массовая кристаллизация флогопита может изменить состав производного расплава в этом направлении, но, по имеющимся петрографическим данным, это нереально.

Вместе с тем в минеральном и петрохимическом составах высококалиевых магнезиальных базальтов извержения 3600 лет назад и других лав вулкана Шивелуч наблюдается определенная преемственность. Это проявляется, например, в обсуждавшемся выше присутствии во всех породах вкрапленников магнезиального оливина с включениями крайне хромистой шпинели или в едином для всех магнезиальных лав вулкана Шивелуч тренде в координатах SiO_2-K_{mg} (рис. 3а). Возможно, что эти особенности указывают на некоторое родство источников исходных магм для рассматриваемых типов пород.

Вероятность образования магнезиальных андезитобазальтов и андезитов вулкана Шивелуч за счет фракционирования расплава умереннокалиевого магнезиального базальта, судя по взаимному расположению фигуративных точек этих пород на диаграммах SiO_2-K_2O , SiO_2-Rb , SiO_2-Ba (рис. 3б, 4а, б соответственно), более высокая. Как видно из данных, приведенных в табл. 7, этот процесс может быть смоделирован балансowymi расчетами масс участвующих в нем компонентов методом наименьших квадратов. Так, основные андезитобазальты (обр. 5764) могут быть получены из расплава умереннокалиевого магнезиального базальта (обр. 90122/2) при совместном удалении магнезиального оливина и хромистой шпинели (минералов-протокрстов магнезиальных базальтов), а также магнезиального амфибола и хромсодержащего магнетита (следующего по времени парагенезиса вкрапленников). Однако, несмотря на низкую сумму квадратов отклонений (табл. 7, задача 1), относительная ошибка по содержанию K_2O достигает примерно 18%, причем в расчетном составе его меньше, чем в природном. Рассчитанный состав практически совпадает с природным по содержанию K_2O (разница составляет меньше 1 отн. %), если в качестве исходного использовать расплав магнезиального ба-

зальта Харчинского вулкана (обр. 1023), концентрация K_2O в котором близка содержанию этого элемента в базальте извержения 7600 лет назад, а магнезиальность заметно выше ($K_{mg} = 80$) (табл. 7, задача 2). Результаты второго этапа расчетов показывают, что кислые андезитобазальты и андезиты могут быть получены при фракционировании из расплава основного андезитобазальта опять же магнезиального оливина, но уже вместе с клинопироксеном, плагиоклазом и магнетитом (табл. 7, задачи 3 и 4). Формирование расплавов кислых андезитов, согласно расчетам, возможно двумя путями. Во-первых, фракционированием из расплава кислого андезитобазальта минеральной ассоциации, включающей как протокрсты, так и более поздние минералы-вкрапленники: магнезиальный оливин + клинопироксен + шпинель + амфибол + магнетит (табл. 7, задача 5). Вторая возможность осуществляется при удалении из андезитового расплава только поздних минералов-вкрапленников: сравнительно железистого оливина, плагиоклаза и амфибола (табл. 7, задача 6). При этом в обоих случаях содержание K_2O в расчетных составах несколько выше, чем в реальных (примерно на 5 и 12 отн. % соответственно).

Несмотря на достаточно хорошую сходимость модельных и реальных составов лав, результаты расчетов не являются прямым доказательством происхождения магнезиальных андезитобазальтов и андезитов вулкана Шивелуч в процессе фракционной кристаллизации расплава умереннокалиевого магнезиального базальта. Более того, практически одинаковый уровень концентраций целого ряда некогерентных редких элементов, Th, U, Hf и Ta, в основных андезитобазальтах (табл. 4, ан. 8) и магнезиальных умереннокалиевых базальтах (табл. 4, ан. 1 и 2) прямо противоречит гипотезе фракционирования. Более вероятной кажется возможность происхождения андезитов вулкана Шивелуч за счет фракционирования андезитобазальтового расплава, поскольку это подтверждается не только удовлетворительными результатами модельных расчетов, но и тем, что реальные составы имеют соответствующий сдвиг в концентрациях указанных некогерентных элементов.

Возможно и другое объяснение происхождения магнезиальных андезитобазальтов и андезитов и наличия в них некоторых черт минералогического родства с базальтами. Согласно модели П. Келемена (Kelemen, 1990), магнезиальные андезитобазальты и андезиты могут быть получены при взаимодействии (ассимиляция-фракционирование-контаминация) магнезиальных мантийных базальтов с деплетированной гарцбургитовой мантией на небольших глубинах непосредственно под корой. Возможно, именно

вследствие такого механизма происхождения в магнезиальных андезитобазальтах и андезитах содержатся неравновесные с ними кристаллы магнезиального оливина с включениями весьма хромистой шпинели, окруженные каймами ортопироксена и амфибола (это могут быть ксенокристы мантийного материала или вкрапленники магнезиального базальта). Подтверждает это предположение и присутствие многочисленных включений ультраосновных пород как в андезитобазальтах и андезитах, так и в магнезиальных базальтах вулкана Шивелуч.

Согласно результатам экспериментальных исследований (Elthon et al., 1984), расплавы с такими величинами K_{mg} , как у магнезиальных базальтов вулкана Шивелуч, могли находиться в равновесии с оливином Fo_{91-93} при давлении порядка 15 кбар и температуре 1400°C. Наличие амфибола в описываемых базальтах указывает на повышенное содержание воды в исходной магме. Это подтверждается также аналогией с расплавами магнезиальных базальтов Ключевского вулкана, для которых установлены высокие исходные содержания H_2O (Sobolev, Chaussidon, 1996). Сам же амфибол кристаллизовался, скорее всего, на меньших глубинах в области взаимодействия базальтового расплава с мантийным гарцбургитом при температурах 1000–1050°C.

Пониженная по сравнению с магнезиальными базальтами вулканов Ключевой группы концентрация CaO в базальтах вулкана Шивелуч (рис. 6), по-видимому, указывает на более источникный (вероятно, гарцбургитовый) источник, из которого они выплавились, а повышенное содержание K_2O – на вторичное обогащение этого первично деплетированного источника за счет воздействия на него флюидов или частичных выплавов из субдуцируемой плиты. При этом вариации концентраций K_2O в базальтах Шивелуча извержения 7600 и 3600 лет назад, скорее всего, вызваны поступлением магмы из очагов, расположенных в участках мантии с различной степенью обогащенности, характеризующихся отсутствием (для базальтов извержения 7600 лет назад) или наличием (для базальтов 3600 лет назад) флогопита.

Проявления базальтов в голоценовом периоде деятельности андезитового вулкана Шивелуч, по-видимому, не случайны, и, несмотря на то, что изученные извержения базальтовой тефры не принадлежат к крупнейшим по объему продуктов эксплозиям, они отражают важные тектономагматические события в области питания вулкана. Это подтверждается приуроченностью обоих рассматриваемых эпизодов в деятельности вулкана Шивелуч к вулканическим событиям общекамчатского масштаба. Так, извержение базальтов, случившееся 7600 лет назад, совпало с пери-

одом самого мощного для Камчатки в голоцене пароксизма эксплозивной активности 7800–7500 лет назад, когда образовались кальдеры Карымская, Курильского озера – Ильинская, а также произошли крупнейшие извержения некоторых других вулканов (Брайцева и др., 1994). Второе извержение, случившееся 3600 лет назад, сопоставимо по времени с такими крупными событиями, как начало побочных лавовых излияний на склонах Ключевского вулкана и начало формирования Молодого конуса вулкана Авачинского (Брайцева и др., 1994).

ВЫВОДЫ

1. В голоценовой истории андезитового вулкана Шивелуч установлены два проявления базальтов (7600 и 3600 лет назад), синхронные периодам регионального усиления вулканической активности на Камчатке, связанным, по-видимому, с тектоническими событиями, вызвавшими интенсификацию поступления к поверхности глубинного магматического вещества в пределах всего региона.

2. Базальты обоих извержений характеризуются повышенной магнезиальностью и пониженным содержанием Al_2O_3 и CaO , но различаются по содержанию K_2O : базальты извержения 7600 лет назад, как и остальные лавы вулкана Шивелуч, относятся к породам умереннокалиевой, а извержения 3600 лет назад – к породам высококалиевой серии. На графиках парной корреляции K_2O , Rb и Ba с SiO_2 базальты извержения 7600 лет назад формируют единые тренды с андезитобазальтовыми и андезитовыми лавами вулкана, тогда как базальты извержения 3600 лет назад занимают обособленное положение.

3. Изученные базальты вулкана Шивелуч сходны по магнезиальности, содержанию CaO (а умереннокалиевые их разновидности и по содержанию K_2O) с базальтами расположенных вблизи них вулканов Заречный, Харчинский и Харчинской ареальной зоны, но отличаются от магнезиальных базальтов Ключевой группы вулканов более низкими концентрациями CaO и более высокими K_2O , являясь, по-видимому, результатом частичного плавления деплетированного в отношении CaO (гарцбургитового) мантийного вещества, в разной степени подвергшегося калиевому метасоматозу.

4. Базальты извержения 3600 лет назад содержат неравновесные минеральные ассоциации. Так, вкрапленники оливина с ядрами форстерита, включающими крайне хромистую шпинель, а также хромдиоксида и флогопита встречаются в них совместно с хризолитом (каймы на вкрапленниках), фенокристами авгита и относительно магнезиального и относительно железистого амфибола. Наличие таких минеральных ассоциаций

в породах может быть следствием как смешения разноглубинных и разнотемпературных фракционатов базальтовой магмы с различными порциями остаточных расплавов, так и контаминации базальтовых магм веществом ультраосновного субстрата.

5. Несмотря на то что результаты моделирования позволяют предполагать образование андезитобазальтов и андезитов вулкана Шивелуч в процессе фракционной кристаллизации расплава, соответствующего базальту извержения 7600 лет назад, имеющиеся данные по некогерентным редким элементам противоречат этой гипотезе. Более обоснованной кажется модель П. Келемена, согласно которой расплав магнезиального андезита возникает при взаимодействии магмы магнезиального базальта с гарцбургитовой мантией на небольших глубинах непосредственно под корой. Порфиновые выделения магнезиального оливина с включениями высокохромистой шпинели и обычно реакционными каймами ромбического пироксена и амфибола, обнаруженные в андезитобазальтах и андезитах вулкана Шивелуч, могут представлять собой реликты мантийного материала или являться высокobarическими фенокристаллами магнезиальной базальтовой магмы.

Благодарности. Авторы признательны А.В. Соболеву (ГЕОХИ РАН) и Л.Л. Перчуку (ИЭМ РАН) за полезную деловую критику, Ф. Кайлу (Институт горного дела и технологии, США), Дж.М. Ягодзински (Дикинсон колледж, США) и Дж. Бейли (Копенгагенский университет, Дания) за определение редких и редкоземельных элементов, а также М.М. Певзнер (ГИН РАН) за определение радиоуглеродного возраста.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 95-05-14303 для ОНВ и АДБ и 94-05-16856 для ВВП) и Международного научного фонда (гранты RMJ300 для ОНВ и АДБ и RMG300 для ВВП).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю., Нильсен Р.Л. Генезис высокомагнезиальных базальтов Ключевского вулкана // Петрология. 1995. Т. 3. № 5. С. 496–521.

Большое трещинное Толбачинское извержение (1975–1976 гг., Камчатка) / Под ред. С.А. Федотова. М.: Наука, 1984. 637 с.

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др. Возраст действующих вулканов Курило-Камчатского региона // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4/5. С. 5–32.

Влодавец В.И. Ключевская группа вулканов // Тр. Камчатской вулканолог. станции. 1940. Вып. 1. С. 3–29.

Влодавец В.И., Пийп Б.И. Каталог действующих вулканов Камчатки // Бюлл. вулканол. станций. 1957. № 25. С. 5–11.

Горшков Г.С., Дубик Ю.М. Направленный взрыв на вулкане Шивелуч // Вулканы и извержения. М., Наука. 1969. С. 3–37.

Действующие вулканы Камчатки / Под ред. С.А. Федотова, Ю.П. Масуренкова. М.: Наука, 1991. 731 с.

Колосков А.В., Хотин М.Ю. Включения ультраосновного состава в лавах современных вулканов Камчатки // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. С. 36–66.

Кутолин В.А., Агафонов Л.В., Ченуров А.И. Относительная устойчивость оливина, пироксенов и граната в базальтовой магме и состав верхней мантии // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231. № 5. С. 1218–1221.

Мелекесцев И.В., Вольнец О.Н., Ермаков В.А. и др. Вулкан Шивелуч // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 84–92.

Меняйлов А.А. Вулкан Шивелуч – его геологическое строение, состав и извержения // Тр. лаборатории вулканологии АН СССР. 1955. Вып. 9. 234 с.

Соболев А.В., Никогосян И.К. Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские о-ва (Тихий океан) и о-в Реюньон (Индийский океан) // Петрология. 1994. Т. 2. № 2. С. 131–168.

Сулержицкий Л.Д. Радиоуглеродное датирование вулканических событий // Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука, 1976. С. 292–300.

Федотов С.А., Хубуная С.А., Жаринов Н.А. и др. Извержения вулканов Шивелуч и Ключевской в 1993 г. и их влияние на окружающую среду // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 8. С. 117–131.

Хубуная С.А., Богоявленский С.О., Новгородцева Т.Ю., Округина А.М. Минералогические особенности магнезиальных базальтов как отражение фракционирования в магматической камере Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1993. № 3. С. 46–68.

Цветков А.А., Вольнец О.Н., Бейли Дж. Шошониты Курило-Камчатской островной дуг // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 123–151.

Arai S. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry // Mineral. Magazine. 1992. V. 56. P. 173–184.

Belousov A.B. The 12 November eruption of Shiveluch volcano in 1964 – an explosive eruption with collapse of the volcanic edifice // 29th IGC Abstr. Kyoto, 1992. P. 503.

Braitseva O.A., Melekestev I.V., Ponomareva V.V. et al. Tephra of the largest prehistoric Holocene volcanic eruptions in Kamchatka // Quaternary International. 1992. V. 13/14. P. 177–180.

Braitseva O.A., Sulzerzhitsky L.D., Litasova S.N. et al. Radiocarbon dating and tephrochronology in Kamchatka // Radiocarbon. 1993. V. 35. № 3. P. 463–479.

Elthon D., Scarfe C.M. High-pressure phase equilibria of a high-magnesia basalt and the genesis of primary oceanic basalts // Amer. Mineral. 1984. V. 69. № 1/2. P. 1–15.

Hervig R.L., Smith J.V., Dawson J.B. Lherzolite xenoliths in kimberlites and basalts: petrogenetic and crystallochemical significance of some minor and trace elements in olivine,

- pyroxene, garnet and spinel // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 77. P. 181–201.
- Kelemen P.B.* Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma. I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series and the formation of discordant dunite // *J. Petrol.* 1990. V. 31. P. 51–98.
- Kersting A.B., Arculus R.J.* Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia: the role of highflux recharge, tapped, and fractionated magma chamber(s) in the genesis of high- Al_2O_3 from high-MgO basalt // *J. Petrol.* 1994. V. 35. P. 1–41.
- Kohler T.P., Brey G.P.* Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with application // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. P. 2375–2388.
- Peccherillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 58. № 1. P. 63–81.
- Ponomareva V.V., Pevzner M.M.* Large debris avalanches in the eruptive history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia // *Abstracts of the Inter. Volcanol. Congress.* Ankara, Turkey, 1994. P. 23.
- Sobolev A.V., Chaussidon M.* H_2O concentrations in primary melts from island arcs and mid-ocean ridges: Implications for H_2O storage and recycling in the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 83. P. 137–152.
- The 1980 eruption of Mount St. Helens // *Washington Geol. Surv. Prof. Papers.* 1981. V. 1250. 844 p.
- Volynets O.N.* Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // *International Geology Review.* 1994. V. 3. № 4. P. 373–405.