

УДК 551.21+ 552.3 + 550.34

К ВОПРОСУ О МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГАХ ПОД ВУЛКАНОМ КЛЮЧЕВСКОЙ (КАМЧАТКА)

© 2018 г. С. А. Хубуня^{1,*}, Л. И. Гонтовая¹, А. В. Соболев^{2,**}, В. С. Хубуня¹

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9

²Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН
119311 Москва, ул. Косыгина, 19

*e-mail: hubsa@kscnet.ru

**e-mail: sobolev@geokhi.ru

Поступила в редакцию 14. 05. 2017 г.

Многочисленные вершинные и побочные извержения умереннокалиевых магнезиальных и высокоглиноземистых базальтов и андезибазальтов, их минералогические и геохимические особенности, состав природнозакаленных расплавных включений в оливинах шлаковых лапилли вулкана Ключевской свидетельствуют о наличии магматических очагов под вулканом. На это же указывает дуализм в изменении содержаний СаО и Al₂O₃ в оливинах и клинопироксенах во время кристаллизации. Минералогические особенности высокоглиноземистых андезибазальтов, всех побочных извержений вулкана Ключевской свидетельствуют о внедрении магнезиальной магмы из глубинного очага в малоглубинную высокоглиноземистую камеру. Распределение некогерентных элементов в магнезиальных и глиноземистых породах вулкана указывает на их генезис из одного мантийного источника. Геохимические и минералогические данные находятся в хорошем соответствии с результатами геофизических исследований структуры и свойств литосферы под вулканом Ключевской.

DOI: 10.7868/S0203030618020025

ВВЕДЕНИЕ

Изучение магматических очагов под вулканом Ключевской является одной из первоочередных задач вулканологии, тесно связанной с решением проблемы генезиса вулканических пород, прогнозом вулканических извержений и вулканической опасности. Впервые наличие малоглубинного расслоенного магматического очага под вулканом Ключевской, при изучении его извержений 1937–1938 гг. предполагал А.А. Меняйлов [1947]. Позднее, на основании изучения ксенолитов третичных пород из лав побочных прорывов под северо-восточным склоном вулкана Ключевской, на это же указывал Б.И. Пийп. Он предполагал, что магматический очаг располагается до глубин 5–6 км ниже уровня моря [Пийп, 1956]. Наши данные и результаты работ других исследователей о возможности существования магматических очагов под вулканом Ключевской основываются на детальном изучении петрографии, минералогии и геохимии его магнезиальных и высокоглиноземистых (глиноземистых) базальтов и андезибазальтов большинства доисторических, исторических и современных извержений (табл. 1).

Не менее важные для понимания возможности существования магматических очагов под вулканом

Ключевской и их пространственного положения являются результаты геофизических исследований литосферы под Ключевской группой вулканов. Здесь выполнен широкий комплекс работ различными методами: сейсмологии, геоэлектрики, гравиметрии [Аносов и др., 1978; Зубин и др., 1990; Балеста и др., 1991; Гонтовая и др., 2004; Мороз, 1991; Мороз, Мороз, 2006; Федотов и др., 2010, 2011, 2014; Кулаков и др., 2016; Ivanov et al., 2016]. В последние годы получил развитие метод сейсмической томографии, основанный на многостороннем просвечивании толщи земной коры под Ключевским вулканом сейсмическими лучами от вулcano-тектонических (ВТ) землетрясений. Использование этого метода позволяет выполнить сопоставление глубинной модели земной коры с другими вулканами мира и выявить некоторые общие особенности их магматического питания. Важным представляется сравнение комплекса данных сейсмотомографии с результатами электромагнитного метода как более чувствительного к наличию жидких расплавов. Это позволяет более надежно связывать зоны интенсивных аномалий сейсмической скорости с магматическими источниками питания вулкана. Большинство исследователей признается оценка глубины первоисточника магм в верхней мантии и магматического очага в нижней части земной

Таблица 1. Представительные составы базальтов и андезибазальтов побочных и вершинных извержений вулкана Ключевской

№ / Окислы, элементы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	51.98	53.42	53.68	54.11	54.15	53.80
TiO ₂	0.78	0.89	1.04	1.11	1.03	1.04
Al ₂ O ₃	13.64	15.55	18.83	18.57	16.94	17.92
FeO	8.47	8.04	8.18	8.23	8.32	8.45
MnO	0.17	0.18	0.15	0.14	0.15	0.17
MgO	11.00	7.71	4.86	4.72	5.98	4.86
CaO	10.04	9.57	8.45	8.36	8.46	8.36
Na ₂ O	2.29	2.85	3.70	3.50	3.18	3.24
K ₂ O	0.59	0.89	1.09	1.08	1.06	1.12
P ₂ O ₅	0.16	0.19	0.21	0.22	0.21	0.23
Сумма	99.13	99.30	100.19	100.05	99.48	99.18
Rb	9	13	16	16	16	17
Ba	227	317	395	414	390	410
Th	0.5	0.7	0.7	0.8	0.7	0.8
U	0.3	0.3	0.5	0.5	0.4	0.4
Nb	1.3	1.6	2.0	2.1	2.0	2.0
Ta	0.09	0.12	0.13	0.14	0.13	0.14
K	4898	7388	9049	8966	8800	9298
La	4	6	7	7	7	7
Ce	11	14	16	17	16	18
Pb	1.9	2.2	5.5	2.9	1.7	2.6
Pr	1.7	2.2	2.5	2.6	2.5	2.6
Nd	9	11	13	13	13	14
Sr	239	318	373	373	343	369
Sm	2.7	3.0	3.41	3.7	3.5	3.7
Zr	69	78	86	92	98	94
Hf	1.8	1.9	2.2	2.4	2.3	2.2
Eu	0.9	1.0	1.2	1.3	1.1	1.2
Ti	4655	5179	6092	6640	6123	6280
Gd	2.9	3.2	3.7	4.1	3.7	3.7
Tb	0.5	0.5	0.6	0.6	0.61	0.6
Dy	3.4	3.6	4.3	4.6	4.0	4.0
Ho	0.7	0.7	0.9	0.9	0.8	0.8
Y	18	19	21	22	21	20
Er	2	2	2	2	2	2
Tm	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
Yb	2.0	2.2	2.3	2.5	2.3	2.2
Lu	0.30	0.32	0.34	0.37	0.35	0.35
Ni	184	79	29	27	56	27
Cu	71	70	94	98	70	87
Zn	79	71	182	100	71	85
Sc	42	36	27	29	31	30
Zr	69	78	86	92	98	94
Co	43	33	31	32	30	28
Li	7	10	14	14	12	12
W	0.07	0.08	0.16	0.14	0.10	0.12

Примечание. 1 – магнезиальный базальт вулканической бомбы доисторического извержения “Б/Н”; 2 – магнезиальный андезибазальт лавового потока Тиранус; 3 – глиноземистый андезибазальт лавового потока вершинного извержения 1994 г.; 4 – глиноземистый андезибазальт лавового потока извержения 1996 г.; 5 – глиноземистый андезибазальт лавового потока 1945 г.; 6 – глиноземистый андезибазальт лавового потока Невидимка. Составы окислов приведены в вес. %, элементы-примеси – г/т.

Таблица 2. Представительные анализы природнозакаленных расплавных включений и оливинов (минерал-хозяин) шлаковых лапилли стромболианского этапа вершинного извержения 1994 г. вулкана Ключевской (вес. %)

№№ / Окислы, элементы	B1-51a	B1-33a	B1-37a	B1-36a	B1-27a	B1-42a	B1-3a	B1-48a	B1-31a	B1-16a	B1-60a	B1-9b
SiO ₂	51.31	51.63	53.31	54.49	54.55	55.17	55.56	56.38	56.36	57.27	58.11	58.33
TiO ₂	1.18	1.17	1.17	1.30	1.36	1.37	1.43	1.41	1.47	1.55	1.50	1.74
Al ₂ O ₃	18.89	19.13	17.14	16.41	16.95	15.75	16.71	16.38	16.83	15.06	15.28	14.73
FeO	10.09	9.78	9.94	10.39	10.00	10.47	9.68	9.84	9.87	11.31	9.73	10.22
MnO	0.14	0.14	0.19	0.23	0.19	0.19	0.18	0.20	0.22	0.23	0.17	0.21
MgO	4.67	4.69	3.83	4.26	3.98	3.71	3.99	3.08	2.80	2.66	3.09	3.01
CaO	8.94	8.91	10.06	7.90	7.76	8.32	7.90	8.14	7.99	7.14	7.21	6.84
Na ₂ O	3.39	3.18	3.04	3.48	3.63	3.46	3.00	3.00	2.90	3.08	3.01	2.97
K ₂ O	0.99	0.97	0.93	1.18	1.25	1.21	1.20	1.23	1.19	1.33	1.51	1.53
P ₂ O ₅	0.19	0.20	0.19	0.24	0.22	0.24	0.23	0.23	0.25	0.26	0.30	0.33
S	0.12	0.13	0.11	0.05	0.04	0.05	0.06	0.05	0.03	0.04	0.03	0.01
Cl	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08
SiO ₂	38.39	38.32	39.26	37.38	37.61	38.59	38.61	39.03	38.73	38.11	38.09	37.83
TiO ₂	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
FeO	20.14	20.21	20.45	24.50	24.00	21.01	21.00	20.73	23.08	26.31	24.11	25.43
MnO	0.32	0.32	0.33	0.47	0.46	0.35	0.34	0.34	0.43	0.52	0.46	0.50
MgO	40.63	40.82	41.60	36.96	37.24	40.22	40.52	41.15	39.19	36.42	38.09	36.67
CaO	0.13	0.13	0.13	0.23	0.18	0.15	0.14	0.13	0.21	0.22	0.21	0.21
NiO	0.11	0.09	0.11	0.04	0.04	0.08	0.07	0.10	0.04	0.04	0.04	0.04
CoO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Сумма	99.80	99.95	101.94	99.66	99.61	100.47	100.74	101.54	101.75	101.68	101.07	100.74
Fo	78	78	78	73	73	77	77	78	75	71	74	72

Примечание. Fo = Mg × 100/Fe²⁺ + Mg (мол. %). Составы включений приведены к 100%. Они располагаются в верхней части колонок.

коры под вулканом Ключевской. В то же время существование малоуглубинной магматической камеры под конусом вулкана не столь однозначно. Эта работа посвящена аргументации наличия промежуточных магматических очагов под постройкой вулкана Ключевской путем сопоставления результатов петрологического изучения продуктов вулканической деятельности вершинных и побочных доисторических извержений, 1994, 1938, 1966, 1945 гг. с особенностями сейсмоплотностной модели верхней части земной коры под вулканом.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Методика отбора и подготовки минералов и пород для изучения их химических составов

Из раздробленных пород на установке по разделению минералов с различной плотностью, в трибромметане, были выделены смешанные фракции оливинов и клинопироксенов размером 0.25–0.5 мм и 0.5–1 мм. Смешанные фракции минералов с помощью микроскопа были разделены на монофракции. Отобранные минералы помещались в “кампаунд” из эпоксидной смолы и диметилфталата. После отвердевания, полученные препараты полировались для работы на рентгеноспектральных микроанализаторах.

Пробоподготовка для анализа главных элементов и элементов-примесей в породах состояла из следующего. Породы измельчались до состояния пудры и спекались в стекло с помощью иридиевого нагревателя.

Методика определения главных элементов и элементов-примесей в минералах

Аналитические работы продуктов вулканической деятельности были выполнены в Германии в Институте химии им. Макса Планка (г. Мейнц, Германия) в рамках гранта А.В. Соболева по проекту Пауля Вольфганга. Главные элементы и элементы-примеси в оливинах, клинопироксенах и природнозакаленных стеклах расплавных включений (табл. 2) определялись на электронном микроанализаторе Jeol JXA 8200 SuperProbe в Институте химии им. Макса Планка (Майнц, Германия). Пироксены анализировались при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 20 нА с использованием эталона природного авгита USNM164905 [Jarosevich et al., 1980] с типичной погрешностью менее 1–2 отн. %. Оливины были проанализированы по специальной методике, позволяющей достигать точности 20–30 г/т (две стандартные ошибки) для Ni, Ca, Mn, Al, Ti, Cr, Co и 0.02 мол. % для Mg, Fe и Si, при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 300 нА [Sobolev et al., 2007].

Элементы-примеси в стеклах (после спекания в иридиевом нагревателе) были проанализированы на

масс-спектрометре ELEMENT-2, Thermo Scientific, Англия, с ионизацией в индуктивно-связанной плазме, с лазерным пробоотбором вещества в Институте химии им. Макса Планка (Майнц, Германия). Погрешность определения концентрации, оцененная по воспроизведению стандарта, не превышала 5 отн. % (две стандартные ошибки) для содержаний более 1 г/т и 10 отн. % для концентраций около 0.1 г/т.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДОВАННЫХ ОБРАЗЦОВ

Геологическое положение и краткое описание образцов

Были изучены составы глиноземистых андезибазальтов шлаковых лапилли, лавовых потоков стромболианского и обломков магнезиальных базальтов из пирокластических потоков субплинианского этапа вершинного извержения 1994 г. вулкана Ключевской. Кроме того, исследованы составы магнезиальных и глиноземистых пород и минералов побочных доисторических извержений, извержений 1938 г.: Билукай, Тиранус, Невидимка, глиноземистых извержений 1966 и 1945 гг. имени Б.И. Пийпа и А.Н. Заварицкого, соответственно. Высокомагнезиальные базальты доисторического побочного прорыва “Б/Н” – клинопироксен – оливиновые породы. Магнезиальные и глиноземистые андезибазальты прорывов: Билукай, Тиранус, Невидимка – плагиоклаз – оливин – клинопироксеновые породы [Хубуная и др., 1993]. Глиноземистые андезибазальты вершинных 1994 г. и побочных 1945 и 1966 гг. извержений – оливин – клинопироксен – плагиоклазовые породы [Озеров, Хубуная, 1992; Хубуная и др., 2008]. Вершинное извержение 1994 г. вулкана Ключевской, этапы извержения и его динамика описаны в работе [Озеров и др., 1996]. Продукты извержения 1994 г. вулкана Ключевской освещены в работе [Хубуная и др., 2008].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Все продукты извержений вулкана Ключевской представлены умереннокалиевыми магнезиальными и высокоглиноземистыми (глиноземистыми) базальтами и андезибазальтами. Петрографические особенности и химизм вулканических продуктов побочных извержений подробно описаны в [Миронов и др., 2001; Озеров, Хубуная, 1992; Хубуная и др., 1993, 2007]. В них впервые было показано, что во всех магнезиальных и глиноземистых базальтах и андезибазальтах присутствуют “неравновесные”¹

¹ Методика расчета равновесных составов оливинов и клинопироксенов на ликвидусе магматического расплава приводится в работе [Хубуная и др., 1993].

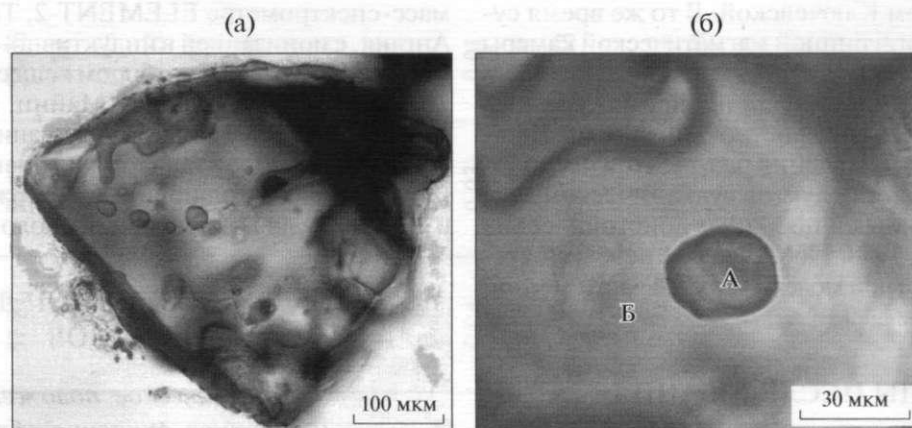


Рис. 1. Микрофотография природнозакаленных стекол расплавных включений в оливине шлаковых лапилли вершинного извержения 1994 г. вулкана Ключевской.

а – оливин (минерал-хозяин) с природнозакаленными расплавными включениями; б – увеличенная часть оливина (минерала-хозяина): А – стекло природнозакаленного расплавного включения, Б – оливин (минерал-хозяин).

ассоциации оливинов и клинопироксенов. Они не могут быть получены из расплавов, соответствующих химическим составам изученных пород. В последнее время получены новые данные по геохимии Са и Al в оливинах и клинопироксенах вершинных и побочных извержений 1938, 1945, 1966 гг. вулкана Ключевской, а также его доисторических извержений.

Кристаллизация оливинов в глиноземистых расплавах андезибазальтового состава вершинного извержения 1994 г. и побочных извержений 1938 и 1966 гг.

Фенокристаллы оливинов и клинопироксенов были отобраны из шлаковых лапилли, лавовых потоков и обломков лав стромболианского и субплинианского этапов этого извержения. В оливинах шлаковых лапилли андезибазальтового состава были изучены природнозакаленные расплавные микровключения. Это уникальные образования. В расплавных включениях отсутствуют кристаллические фазы (минералы-узники) и усадочные пузырьки (рис. 1). Состав природнозакаленного расплавного включения отражает состав магматического расплава, из которого образовался оливин (минерал-хозяин). Было исследовано 470 кристаллов оливинов и в них 40 природнозакаленных стекол расплавных включений. Химический состав продуктов вершинного извержения 1994 г. дифференцирован. Шлаковые лапилли и лавы стромболианского этапа извержения отвечают составам умереннокалиевых высокоглиноземистых андезибазальтов (см. табл. 1). Обломки лав из пирокластических потоков субплинианского этапа извержения 1994 г. отвечают составам умереннокалиевых глиноземистых и магнезиальных базальтов и андезибазальтов. Присутствие двух типов лав

в вулканических продуктах одного извержения может свидетельствовать о расслоенности магматической камеры. На расслоенность магматической камеры прямо указывают составы закаленных стекол расплавных включений из оливинов шлаковых лапилли. Составы расплавных включений дифференцированы, от высокоглиноземистых базальтов до андезитов (см. табл. 2). Геохимические связи при образовании андезибазальтов и андезитов очевидны. Уменьшение СаО и Al₂O₃ при повышении SiO₂ в расплаве связано с кристаллизацией Pl и Crx. Оливины из шлаковых лапилли были образованы из серии расплавов: базальтового андезибазальтового и андезитового составов (рис. 2). Чтобы это произошло, нужна магматическая камера, где мог размещаться расплав в равновесных условиях. О приповерхностном положении камеры свидетельствуют резкая дегазация S и Cl (см. рис. 2б, г). При этом минимальная дегазация составов S и Cl наблюдается в расплавных включениях базальтового состава, а максимальная – в расплавных включениях андезитового состава. Это обстоятельство может свидетельствовать о расположении андезитовых расплавов в магматической камере, в ее верхней, апикальной части. Наиболее парадоксальным является поведение СаО в оливинах глиноземистых расплавов, из которых они кристаллизовались в предполагаемой магматической камере. При уменьшении магнезиальности расплавов во время кристаллизации оливинов содержание СаО в оливинах, которые кристаллизовались из базальтового, андезибазальтового и андезитового расплавов возрастает (рис. 3а). В то же время концентрация СаО в расплавных включениях, наоборот, резко убывает (см. рис. 3б). Парадоксальность ситуации заключается в том, что по результатам петрографического анализа, на ликвидусе глиноземистого расплава

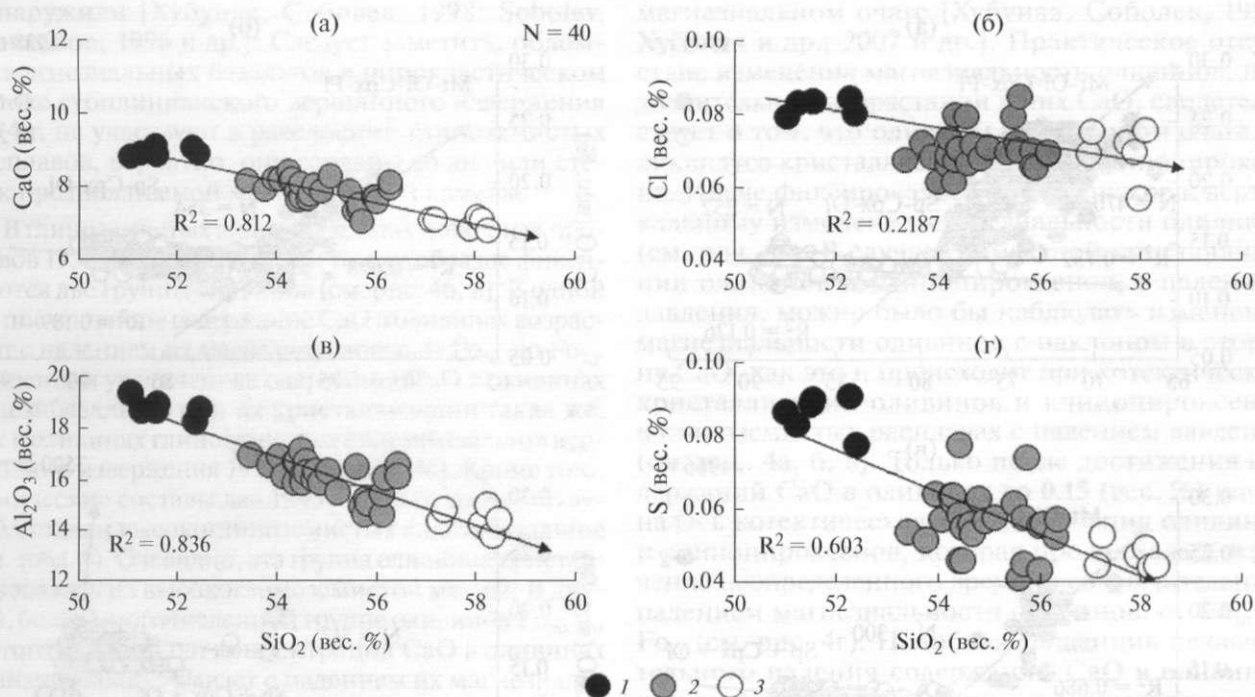
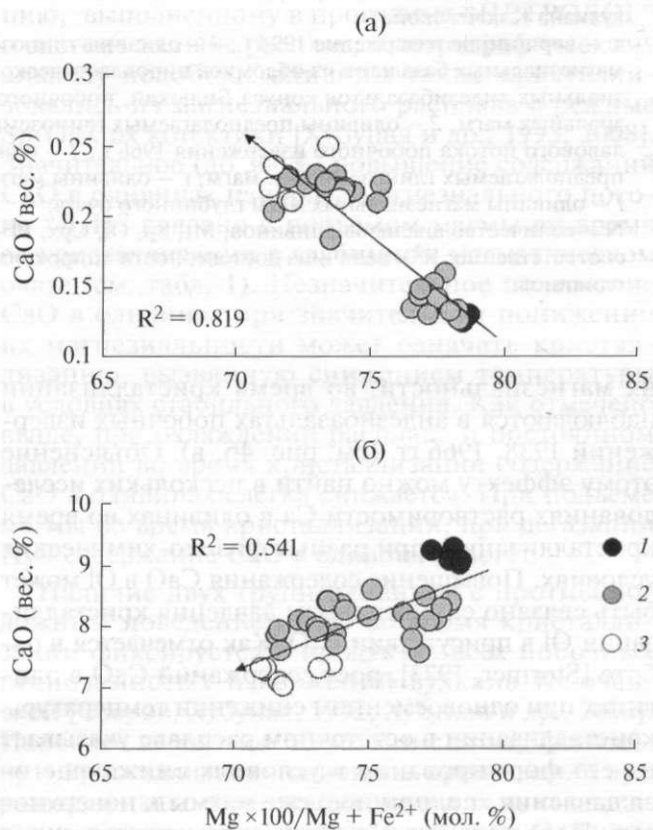


Рис. 2. Составы природнозакаленных стекол расплавных включений в фенокристаллах оливинов (минерал-хозяин) шлаковых лапилли вершинного извержения 1994 г. вулкана Ключевской. 1 – базальты; 2 – андезибазальты; 3 – андезиты. R^2 – величина достоверности аппроксимации. Стрелка указывает направление изменения составов стекол природнозакаленных расплавных включений.

умереннокалиевых андезибазальтов кристаллизуется плагиоклаз [Заварицкий, 1931; Озеров, Хубуная, 1992; Хубуная и др., 2008]. Дальнейшая кристаллизация оливинов проходила в режиме Mt-Ol-Crx-Pl котектики. В результате кристаллизации Crx и Pl содержание CaO в остаточном расплаве магматической камеры понижается (см. рис. 3б). В то же время, концентрация CaO в оливинах, которые кристаллизовались из этого расплава, должна была также понижаться. Мы же наблюдаем прямо противоположную тенденцию – повышение содержания CaO в оливинах с падением их магнезиальности (см. рис. 3а). Подобное увеличение содержания CaO в оливинах с падением их магнезиальности фиксируется в глиноземистых андезибазальтах шлаковых лапилли и лавовых потоках извержения 1994 г. (рис. 4а). Такое же изменение содержаний CaO для части оливинов, с падением

Рис. 3. Содержания CaO в оливинах (минерал-хозяин) и природнозакаленных стеклах расплавных включений шлаковых лапилли извержения 1994 г. вулкана Ключевской.

а – оливин (минерал-хозяин); б – природнозакаленные стекла расплавных включений. Стрелка фиксирует направление изменения составов оливинов и стекол природнозакаленных расплавных включений. Условные обозначения см. рис. 2.



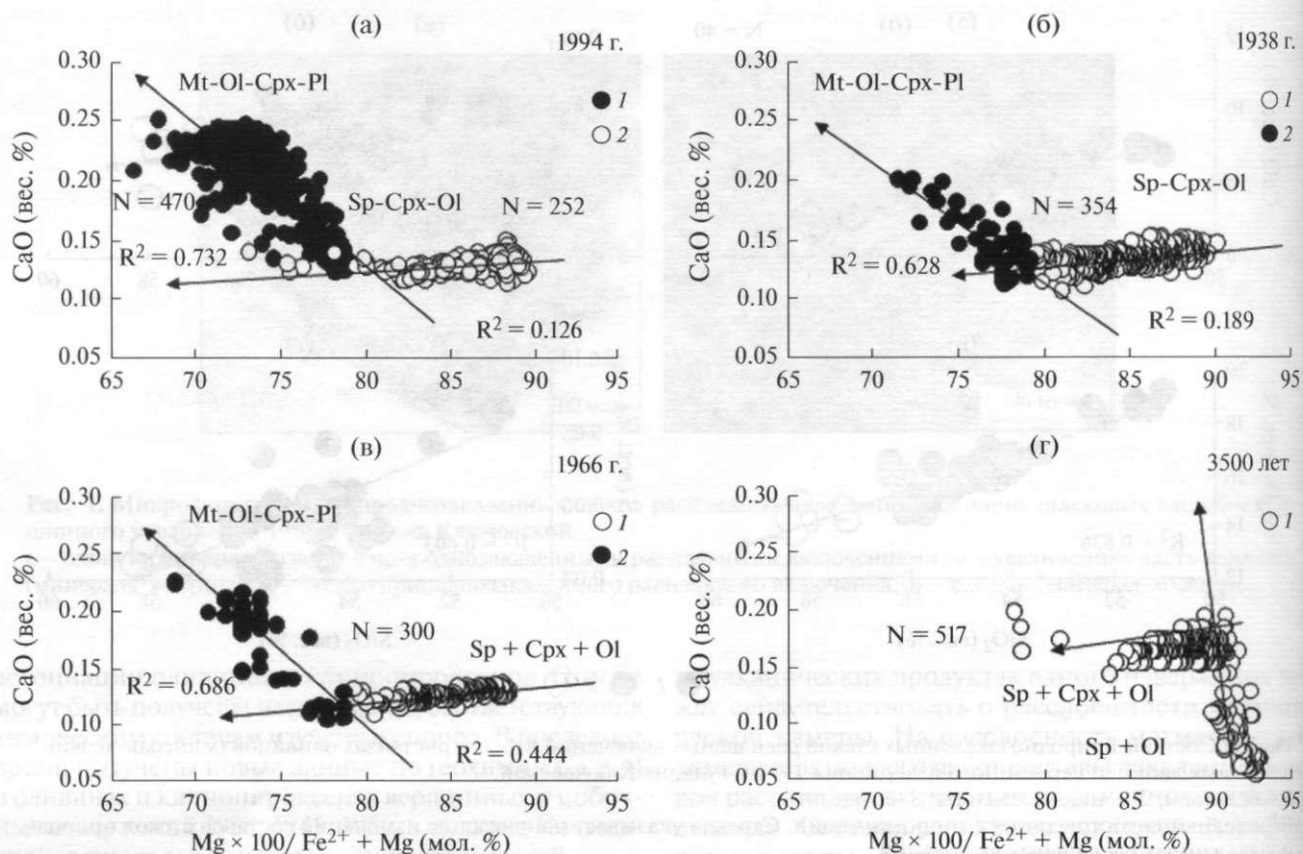


Рис. 4. Составы оливинов умереннокальциевых высокоглиноземистых и магниевых базальтов и андезибазальтов вулкана Ключевской.

а – вершинное извержение 1994 г.: 1 – оливины глиноземистых андезибазальтов шлаковых лапилли, 2 – оливины магниевых базальтов из обломков пирокластического потока в Апахончичевском желобе; б – оливины магниевых андезибазальтов конуса Билюкай, побочного извержения 1938 г.: 1 – оливины предполагаемых магниевых магм, 2 – оливины предполагаемых глиноземистых магм; в – оливины глиноземистых андезибазальтов лавового потока побочного извержения 1966 г.: 1 – оливины предполагаемых магниевых магм, 2 – оливины предполагаемых глиноземистых магм; г – оливины магниевых базальтов доисторического извержения “Б/Н”: 1 – оливины магниевых магм глубинного очага.

N – количество анализов оливинов; Mt, Sp, Ol, Cpx, Pl – магнетит, шпинель, оливин, клинопироксен, плагиоклаз, соответственно; R^2 – величина достоверности аппроксимации. Стрелка указывает направление изменения составов оливинов.

их магниевости, во время кристаллизации наблюдаются в андезибазальтах побочных извержений 1938, 1966 гг. (см. рис. 4б, в). Объяснение этому эффекту можно найти в нескольких исследованиях растворимости Ca в оливинах во время кристаллизации, при разных физико-химических условиях. Повышение содержания CaO в Ol может быть связано с понижением давления кристаллизации Ol в присутствии H_2O . Как отмечается в работе [Stormer, 1973], рост содержания CaO в оливинах при одновременном снижении температуры кристаллизации в остаточном расплаве указывает на его формирование в условиях снижающегося давления, т.е. при подъеме магмы к поверхности. Последующие эксперименты, проведенные

в присутствии воды, выявили существенное влияние концентрации воды в расплаве на распределение Ca [Feig et al., 2006]. В работе [Gavrilenko et al., 2016], на основании анализа экспериментальных и природных данных были предложены аналитические зависимости для оценки влияния воды на коэффициент распределения кальция между оливином и расплавом. Эти результаты показали, что увеличение содержания воды в расплаве приводит к снижению концентрации Ca в оливине. Отсюда следует, что роль давления на распределения Ca заключается в снижении концентрации H_2O при дегазации магмы в ходе ее подъема из магматического очага. Высокое содержание воды (до 2.9 вес. %), в исходных магмах вулкана Ключевской впервые

обнаружили [Хубуная, Соболев, 1998; Sobolev, Shaussidon, 1996 и др.]. Следует заметить, обломки магнезиальных базальтов в пирокластическом потоке субплинианского вершинного извержения 1994 г. не участвуют в расслоении глиноземистых расплавов, вероятно, они сорваны со дна или стенок предполагаемой магматической камеры.

В глиноземистых андезибазальтах побочных прорывов 1938 и 1966 гг. в одном и том же образце фиксируются две группы оливинов (см. рис. 4б, в). В одной группе оливинов содержание СаО в оливинах возрастает с падением их магнезиальности от Fo₈₀ до Fo₇₀. Тенденция увеличения содержаний СаО в оливинах андезибазальтов при их кристаллизации такая же, как в оливинах глиноземистых андезибазальтов вершинного извержения 1994 г. (см. рис. 4а). Кроме того, химические составы лав 1945 и 1966 гг. соответствуют составам высокоглиноземистых андезибазальтов (см. табл. 1). Очевидно, эта группа оливинов кристаллизовалась из высокоглиноземистой магмы. В другой, более многочисленной группе оливинов Fo₉₀₋₈₀, из того же образца, концентрация СаО в оливинах незначительно убывает с падением их магнезиальности (см. рис. 4б, в). Подобное поведение СаО при кристаллизации оливинов наблюдается в магнезиальных базальтах доисторического извержения “Б/Н” и в обломках пирокластических потоков вершинного извержения 1994 г. (см. рис. 4а, г). Несмотря на присутствие этих высокомагнезиальных оливинов (Fo₉₀₋₈₀) в образцах высокоглиноземистых андезибазальтов они образовались из магнезиальной магмы. Количество кристаллов оливина из глиноземистой магмы существенно меньше, чем количество оливинов, образовавшихся из магнезиальных расплавов (см. рис. 4б, в). Это связано с методикой обогащения оливинов и клинопироксенов в трибромметане. “Неравновесные” ксенокристаллы ОI и Срх не содержат сростков с Pl. Они тяжелее, чем фенокристаллы ОI и Срх, которые кристаллизовались из глиноземистых расплавов совместно с Pl. Часть из них была удалена с легкой фракцией, вместе с Pl.

Кристаллизация оливинов в магнезиальных умереннокальциевых базальтах побочных извержений вулкана Ключевской

В базальтах наиболее магнезиального прорыва “Б/Н” на ликвидусе кристаллизуется оливин Fo₉₃ (см. рис. 4г). При этом содержание СаО в оливинах, по мере подъема магмы в глубинном магматическом очаге возрастает на 300%, а их магнезиальность практически не меняется. Только с появлением высокомагнезиального клинопироксена фиксируется значительное уменьшение магнезиальности оливина от Fo₉₀ до Fo₈₀. Подъем оливинов Fo₉₃₋₉₂ осуществлялся из исходной пикритовой магмы при минимальной температуре 1280 °С, давлении около 18 кбар в присутствии H₂O (около 2.9%) в глубинном

магнезиальном очаге [Хубуная, Соболев, 1998; Хубуная и др., 2007 и др.]. Практическое отсутствие изменения магнезиальности оливинов, при значительном возрастании в них СаО, свидетельствует о том, что оливины в глубинном очаге на ликвидусе кристаллизовались без клинопироксена. Иначе фиксировалось бы не близкое к вертикальному изменение магнезиальности оливинов (см. рис. 4г). В случае совместной кристаллизации оливинов и клинопироксенов, с падением давления, можно было бы наблюдать изменение магнезиальности оливинов с наклоном в сторону СаО, как это и происходит при котектической кристаллизации оливинов и клинопироксенов в глиноземистых расплавах с падением давления (см. рис. 4а, б, в). Только после достижения содержаний СаО в оливинах до 0.15 (вес. %) началась котектическая кристаллизация оливинов и клинопироксенов, которая продолжалась в течение неопределенного времени со значительным падением магнезиальности оливинов, от Fo₉₀ до Fo₈₀ (см. рис. 4г). Подобная тенденция незначительного падения содержаний СаО в оливинах при значительном падении их магнезиальности от Fo₉₀ до Fo₈₀ фиксируется в группе магнезиальных базальтов из обломков в пирокластическом потоке извержения 1994 г. (см. рис. 4а). Такое же незначительное падение СаО во время кристаллизации оливинов фиксируется для части оливинов побочных прорывов 1938 и 1966 гг. (см. рис. 4б, в). Согласно численному моделированию, выполненному в программе “ПЕТРОЛОГ” в системе оливин-расплав, и петрографическому анализу подобные оливины также кристаллизовались из магнезиального расплава в режиме Sp-OI-Cpx котектики [Хубуная и др., 1993, 2008]. Значительное (до 300%) повышение содержаний СаО в оливинах наиболее магнезиального потока “Б/Н” связано с подъемом магмы во время ее кристаллизации в глубинном магматическом очаге (см. табл. 1). Незначительное понижение СаО в оливинах при значительном понижении их магнезиальности может означать кристаллизацию, вызванную снижением температуры в условиях стабильного давления. Как отмечено выше, при охлаждении расплава и постоянном давлении во время кристаллизации содержание СаО в оливинах слегка снижается. При подъеме магмы во время кристаллизации, при дегазации H₂O содержание СаО в оливинах растет.

Наличие двух групп оливинов с противоположным поведением СаО во время кристаллизации фиксируется в продуктах всех побочных глиноземистых извержений вулкана Ключевской [Озеров, Хубуная, 1992; Хубуная и др., 2008]. Наиболее вероятное объяснение этому феномену — кристаллизация оливинов происходила при разных физико-химических условиях и, как следствие, в разных магматических камерах. Оливины

Fo_{90-80} кристаллизовались в условиях снижения температуры, при стабильном давлении из магнезиальной магмы в глубинной камере в режиме Sp-Cpx-Ol котектики [Хубуная и др., 1993, 2007]. Кристаллизация другой группы оливинов с магнезиальностью Fo_{80-70} осуществлялась в малоглубинной глиноземистой расслоенной камере в режиме Mt-Ol-Cpx-Pl котектики. Присутствие двух групп оливинов в одном образце и в одном лавовом потоке глиноземистых андезибазальтов с разным геохимическим поведением Са во время их кристаллизации связано с внедрением магнезиальных магм в глиноземистую малоглубинную магматическую камеру. Это внедрение

и последующее смешение магнезиальных и глиноземистых магм могло происходить непосредственно во время вулканического извержения.

Кристаллизация клинопироксенов из разных магматических камер

Подтверждением кристаллизации оливинов из разных магматических очагов служит разное изменение содержаний Al_2O_3 в клинопироксенах во время кристаллизации. В побочных прорывах глиноземистых андезибазальтов 1945, 1953, 1966, 1938 гг. фиксируется две группы клинопироксенов (рис. 5). В одной группе клинопироксенов, с падением их

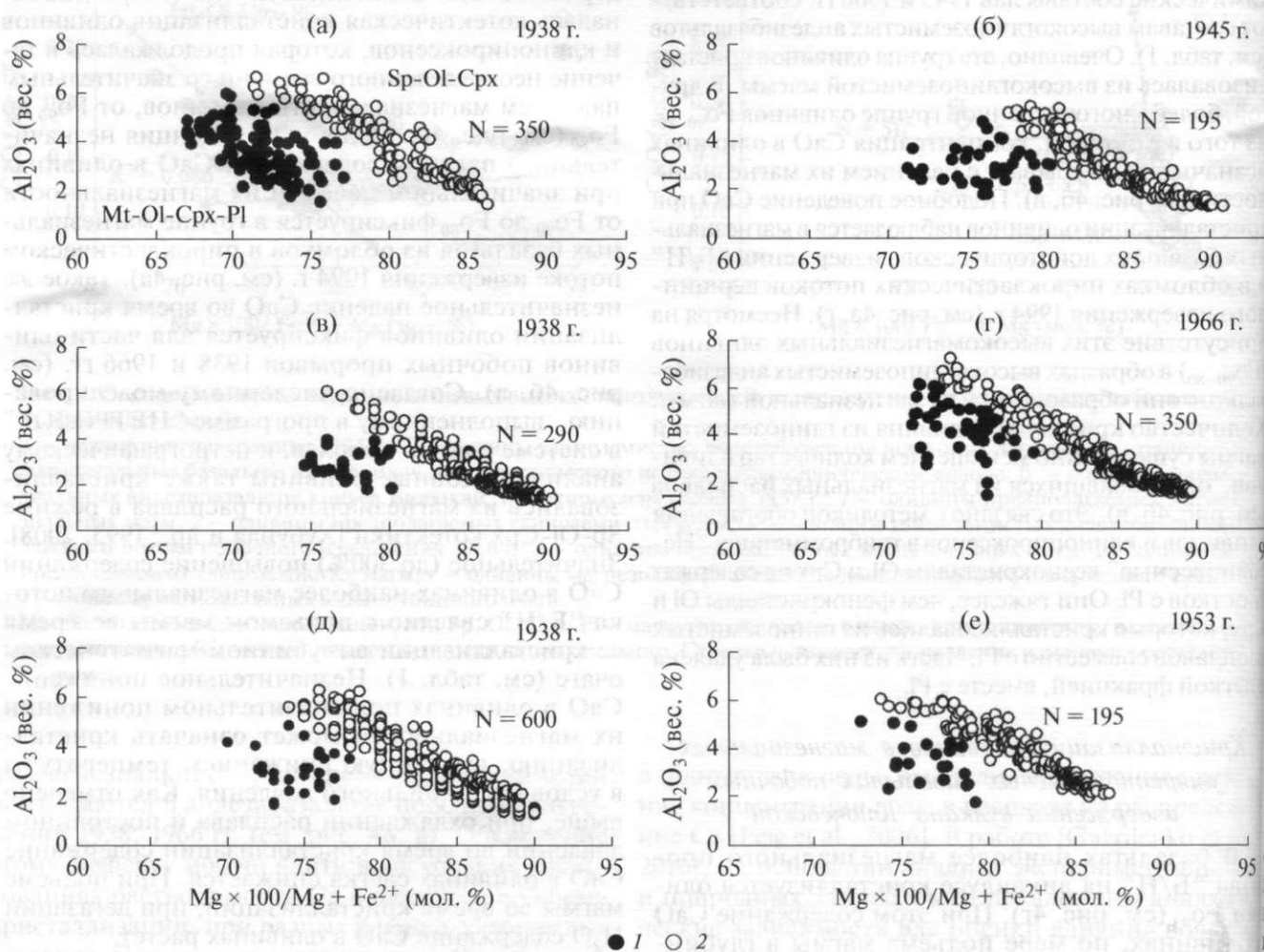


Рис. 5. Составы клинопироксенов в андезибазальтах лавовых потоков побочных извержений вулкана Ключевской. а — глиноземистые андезибазальты лавового потока Невидимка; б — глиноземистые андезибазальты лавового потока им. академика А.Н. Заварицкого; в — магнезиальные андезибазальты лавового потока Тиранус; г — глиноземистые андезибазальты лавового потока им. Б.И. Пийпа; д — магнезиальные андезибазальты конуса Билюкай; е — глиноземистые андезибазальты лавового потока им. академика Д.С. Белянкина.

1 — клинопироксены предполагаемых высокоглиноземистых магм; 2 — клинопироксены предполагаемых магнезиальных магм; N — количество анализов клинопироксенов.

магнезиальности от Mg#90 до Mg#80–75 во время кристаллизации, содержание Al_2O_3 в них постоянно возрастает (до 6–7%). В другой группе клинопироксенов, в том же потоке лав и в том же образце, после магнезиальности Mg#80–75 содержание Al_2O_3 резко снижается до 1–2% (см. рис. 5). Вероятно, непрерывный тренд обогащения клинопироксенов Al_2O_3 с падением их магнезиальности от Mg#90 до Mg#80–75 обусловлен кристаллизацией Crx и Ol в режиме Sp-Crx-Ol котектики в глубокой магнезиальной камере вулкана Ключевской. Эти клинопироксены внедрялись в глиноземистую малоглубинную камеру вулкана вместе с магнезиальным расплавом и вышеописанными оливинами Fo_{90-80} . Клинопироксены, в которых содержание Al_2O_3 снижается по мере падения их магнезиальности, кристаллизовались из глиноземистой магмы в режиме Mt-Ol-Crx-Pl котектики в малоглубинной камере. Кристаллизация плагиоклазов и, в меньшей степени, клинопироксенов обедняла остаточный расплав Al_2O_3 . Из этого остаточного расплава кристаллизовались клинопироксены с магнезиальностью ниже Mg#80–75. Подтверждением этого положения служат две группа клинопироксенов с разным содержанием Al_2O_3 , но при одной магнезиальности (см. рис. 5). Они кристаллизовались из магнезиальных и глиноземистых магм, при разных физико-химических условиях и в разных магматических камерах.

Наиболее вероятный сценарий побочных извержений вулкана Ключевской представляется в следующем. Магнезиальная магма с клинопироксенами и оливинами Fo_{90-80} из глубинного очага [Гонтовая и др., 2011; Хубуная и др., 2007; Кулаков и др., 2016 и др.] внедряется в малоглубинную глиноземистую камеру и вместе с ее материалом извергается на поверхность. Поэтому в продуктах всех побочных умереннокалиевых глиноземистых андезибазальтовых извержений присутствуют “неравновесные” высокомагнезиальные клинопироксены и оливины Fo_{90-88} , характерные для мантийных выделок. Реальность подобной модели извержений подтверждается наблюдениями по обогащению высокомагнезиальными Ol и Crx (до 9%, от объема породы) конечных порций потоков умереннокалиевых глиноземистых андезибазальтовых извержений 1966 и 1945 гг. [Важеевская, 1972; Пийп, 1956]. Плагиоклаз также участвует в процессе гравитационного расслоения минералов в промежуточной камере вулкана. В лавовом потоке глиноземистых андезибазальтовых извержения 1966 г. в начале извержения фиксировалось увеличение количества плагиоклаза, и лишь к концу извержения лава была сильно обогащена высокомагнезиальными оливинами и клинопироксенами [Важеевская, 1972]. О возможности кристаллизационно-гравитационного расслоения в малоглубинной магматической камере свидетельствуют многочисленные лейкократовые и меланократовые гомеогенные включения в обломках лав пирокластического потока глиноземистых

андезибазальтов извержения 1994 г. О присутствии малоглубинной магматической камеры под постройкой вулкана Ключевской свидетельствуют и другие параметры его извержений: значительные объемы вулканических продуктов извержения 1937–1938 гг., последовательность изверженных продуктов вулканической деятельности этого извержения продолжительностью до 2 лет [Меняйлов, 1947]. Магма поднялась из расслоенного малоглубинного очага по дайке северо-восточного простирания. Верхняя часть дайки состояла из “плюма” глиноземистой андезибазальтовой магмы, а нижняя часть – из глиноземистых магм, уже насыщенных высокомагнезиальными кристаллами оливинов и клинопироксенов в результате внедрения магнезиальной магмы из глубинного очага (см. рис. 4б, 5а, 5в, 5д). Приведенные минералогические особенности глиноземистых андезибазальтов побочных извержений 1945, 1966, 1953 гг., а также 1938 г. (Билукай, Тиранус, Невидимка) свидетельствуют о смешении умереннокалиевых магнезиальных и глиноземистых магм из разных магматических очагов во время побочных извержений вулкана Ключевской.

Изменение составов оливинов в зависимости от температуры и давления в расплавах вулкана Ключевской

В задачу настоящей статьи не входит рассмотрение генезиса глиноземистых магм. Тем не менее, полученные результаты растворимости Ca в оливинах, во время кристаллизации в магнезиальной и глиноземистой магмах позволяют уточнить некоторые положения гипотезы генезиса глиноземистых магм при декомпрессионном режиме кристаллизации [Арискин и др., 1995]. Наиболее существенным дополнением к вышеназванной гипотезе являются два обстоятельства. Кристаллизация магнезиальной магмы начинается с выделения оливина в присутствии шпинели, а не оливина и клинопироксена в присутствии шпинели, как предполагали [Арискин и др., 1995]. Декомпрессионная кристаллизация оливинов в глубинном магматическом очаге прерывалась на неопределенное время до появления высокомагнезиальных Crx. Дальнейшая полибарическая кристаллизация, вероятно, происходила в верхних горизонтах глубинной магматической камеры в спокойных условиях с понижением температуры, но без изменения давления (см. рис. 4г). Дальнейшая декомпрессионная кристаллизация магнезиальной магмы осуществлялась во время ее внедрения в высокоглиноземистую малоглубинную камеру. Авторы настоящего сообщения изучили тысячи кристаллов клинопироксенов и оливинов в магнезиальных и глиноземистых базальтах и андезибазальтах путем разделения минералов с различной плотностью в трибромметане. При этом ортопироксен среди фенокристаллов встречается очень редко, меньше 1% [Хубуная и др., 1993, 2008]. Максимальное содержание SiO_2 в Орх не превышает

54%. Как отмечали [Арискин и др., 1995] ортопироксен существенного влияния на линии котектического контроля не оказывает.

Геохимические особенности умереннокалиевых магнезиальных и глиноземистых базальтов и андезибазальтов вулкана Ключевской

Несмотря на размещение умереннокалиевых магнезиальных и глиноземистых магм в разных магматических камерах они имеют один и тот же мантийный источник [Хубуная и др., 2016]. Сравнимые породы вулкана Ключевской на многокомпонентной диаграмме (спайдердиаграмме) распределения некогерентных элементов характеризуются близкой конфигурацией всех точек элементов-примесей. На спайдердиаграмме они обладают глубокими минимумами высокозарядных элементов (Th, Nb, Ti) и максимумами крупноионных литофильных элементов (Ba, K, Sr, Pb), а также U (рис. 6). У них проявляется особенно характерный признак всех умереннокалиевых островодужных базальтов и андезибазальтов. Ярко выраженный Sr-максимум фиксируется, как у наиболее магнезиальных базальтов доисторического прорыва “Б/Н”, так и у наиболее глиноземистых андезибазальтов извержения 1994 г. (см. рис. 6).

Петрологические аргументы в пользу присутствия магматических очагов в земной коре под вулканом Ключевской хорошо согласуются с данными геофизических методов (сейсмологии от взрывов и землетрясений, геоэлектрики, гравиметрии). Основное внимание в настоящей статье уделяется

рассмотрению результатов сейсмологических исследований.

В 1970–1990 гг. под Ключевской группой вулканов (КГВ) были выполнены наблюдения методом ГСЗ-КМПВ [Аносов и др., 1978; Балеста и др., 1991]. Их целью являлось изучение особенностей глубинной структуры и выявление магматических очагов питания вулканов. Задача была решена лишь частично, из-за недостаточности наблюдательных сетей и методическими сложностями при изучении гетерогенных сред. Вместе с тем, были получены данные об основных границах раздела в земной коре, их морфологии и скоростных свойствах. По данным ГСЗ мощность коры под КГВ определяется в среднем равной 30–40 км, а раздел Мохоровичича, вероятно, расслоен. На основе одностороннего сейсмического просвечивания КГВ (из одного источника) под Ключевским вулканом было отмечено аномальное затухание сейсмических продольных (Р) волн. По характеру волновой картины предположительно выделен магматический очаг питания Ключевского вулкана ориентировочно на глубине раздела Мохоровичича [Аносов и др., 1978]. Данных о промежуточных очагах в коре под вулканом не было получено. Решать такую задачу не позволяла система наблюдений. В 1990-е годы были выполнены сейсмические наблюдения (на Р-волнах) вдоль профиля КМПВ, который пересекал конус Ключевского вулкана и был ориентирован в ЮЗ–СВ направлении вдоль глубинного разлома, к которому примыкает КГВ [Балеста и др., 1991]. Установлен прогиб кристаллического фундамента под КГВ и контрастно выраженная асимметрия скоростной структуры верхней части земной коры.

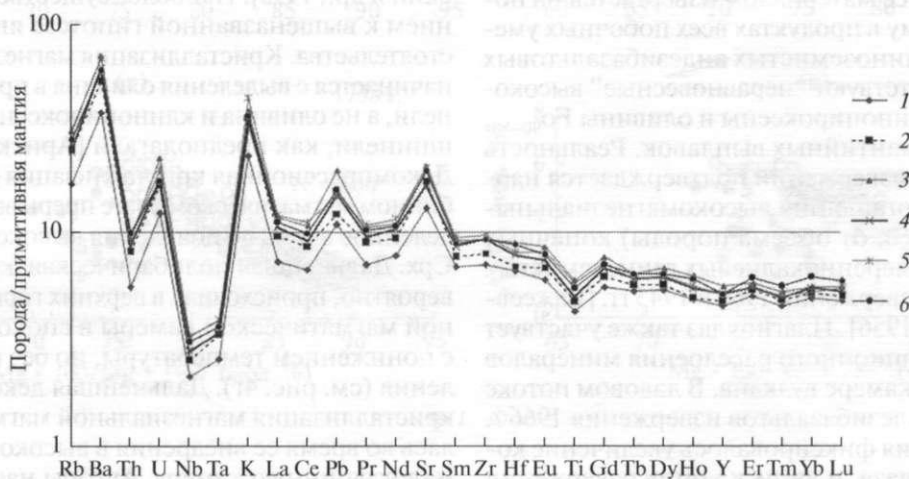


Рис. 6. Распределение некогерентных элементов в умереннокалиевых магнезиальных и высокоглиноземистых базальтах и андезибазальтах вулкана Ключевской.

1 – магнезиальный базальт вулканической бомбы доисторического извержения “Б/Н”; 2 – магнезиальный андезибазальт конуса Билукай; 3 – глиноземистый андезибазальт шлаковых лапили вершинного извержения 1994 г; 4 – глиноземистый андезибазальт лавового потока извержения 1994 г; 5 – глиноземистый андезибазальт лавового потока 1966 г; 6 – глиноземистый андезибазальт лавового потока 1945 г. Содержание элементов-примесей в породах (г/т) нормированы к их концентрациям в примитивной мантии, по [Hoffman, 1988].

Юго-западный приподнятый блок высокоскоростной и однороден по внутренней структуре. Под северо-восточным склоном вулкана, где расположена большая часть боковых конусов, верхняя часть земной коры в целом более низкоскоростная. Она представлена слоями с относительно повышенными и пониженными значениями скорости Р-волн. Генезис такой структуры, учитывая использование только Р-волн, не определяется однозначно. Ее можно интерпретировать как прослой осадочно-вулканогенных пород, перекрытых толщей остывших эффузивов, так и включениями расплав/флюид, формирующие слои коры с пониженной скоростью. Однако, общая скоростная структура земной коры под конусом вулкана дает основание связывать высокоскоростной блок под его юго-западным склоном с возможным древним магматическим очагом вулкана Камень. Низкоскоростной блок, в прогнутой части кристаллического фундамента — с современным малоуглубинным магматическим очагом вулкана на глубине около 5–6 км [Пийп и др., 1991; Хубуная и др., 2007]. Следует отметить, что приуроченность малоуглубинных очагов к прогибам кристаллического фундамента характерна для многих вулканов мира: Этна, Везувий, Сент-Хеленс, Рабаул и многих других.

В районе КГВ протекают активные тектоно-магматические процессы, которые сопровождаются высоким уровнем сейсмичности и хорошо выраженными закономерностями их распределения в толще земной коры под вулканами. Рассмотрим 2-мерное распределение параметра b в интервале глубин

0–35 км под КГВ. Значения этого параметра (наклонов графиков частотно-магнитудного распределения землетрясений) рассчитаны на основе данных каталога Камчатского филиала ФИЦ ГС РАН за период 1999–2005 гг. Всего при расчетах использовано 12500 событий с $M \geq 1.6$ (Л.И. Гонтовая, Н.А. Козырева, 2006, устное сообщение). Аномалии этого параметра могут соответствовать зонам повышенной трещиноватости и (или) высокого порового давления. Они также могут быть связаны с магматическими очагами [Wiemer, McNutt, 1997 и др.]. Под Ключевским вулканом интенсивная аномалия b -value фиксируется в интервале глубин ~ 27 –34 км с подъемом до 18–20 км (рис. 7). На изображении виден суммарный эффект, который включает характеристику сейсмичности, а также форму и объемы вмещающей среды, захваченной процессами разрушения и эволюции магмы [Ермаков и др., 2014]. Таким образом, характер распределения данного параметра свидетельствует в пользу существования магматического очага в нижней части земной коры (или в пределах раздела Мохоровичича) под Ключевским вулканом.

В последнее десятилетие для изучения объемной структуры земной коры района КГВ используется метод сейсмической томографии на временах пробега продольных (Р) и поперечных (S) сейсмических волн от вулканно-тектонических (ВТ) землетрясений к пунктам регистрации камчатской сети станций КФ ФИЦ ГС РАН. Рисунок аномалий скоростей сейсмических волн V_p , V_s и параметра V_p/V_s позволяет составить представление о глубинном

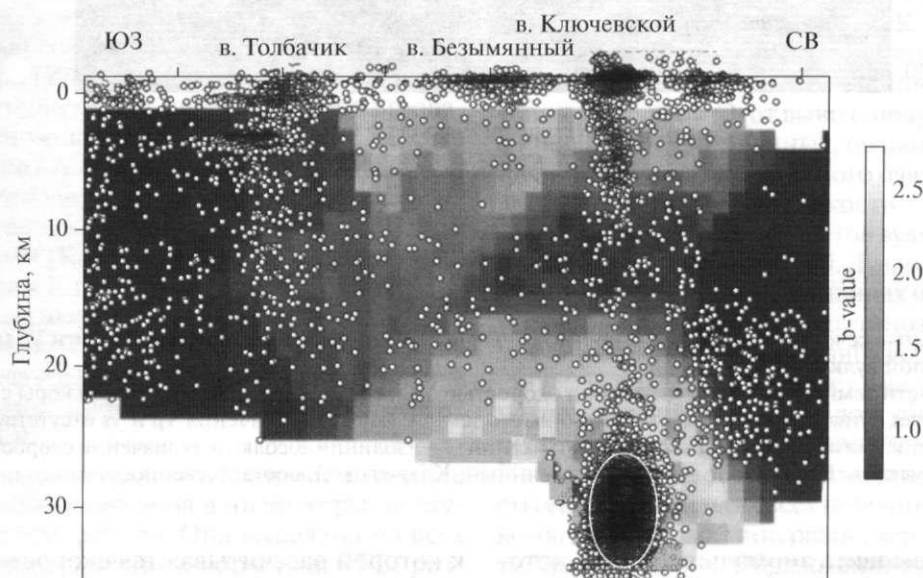


Рис. 7. Двухмерное представление частотно-магнитудных распределений вулканно-тектонических землетрясений (b -value) под вулканами Ключевской группы.

Белыми точками показаны гипоцентры землетрясений; белой линией околнурена область наибольшей плотности глубинных длиннопериодных землетрясений (ГДП). Цифры в правой части рисунка соответствуют величинам b -value.

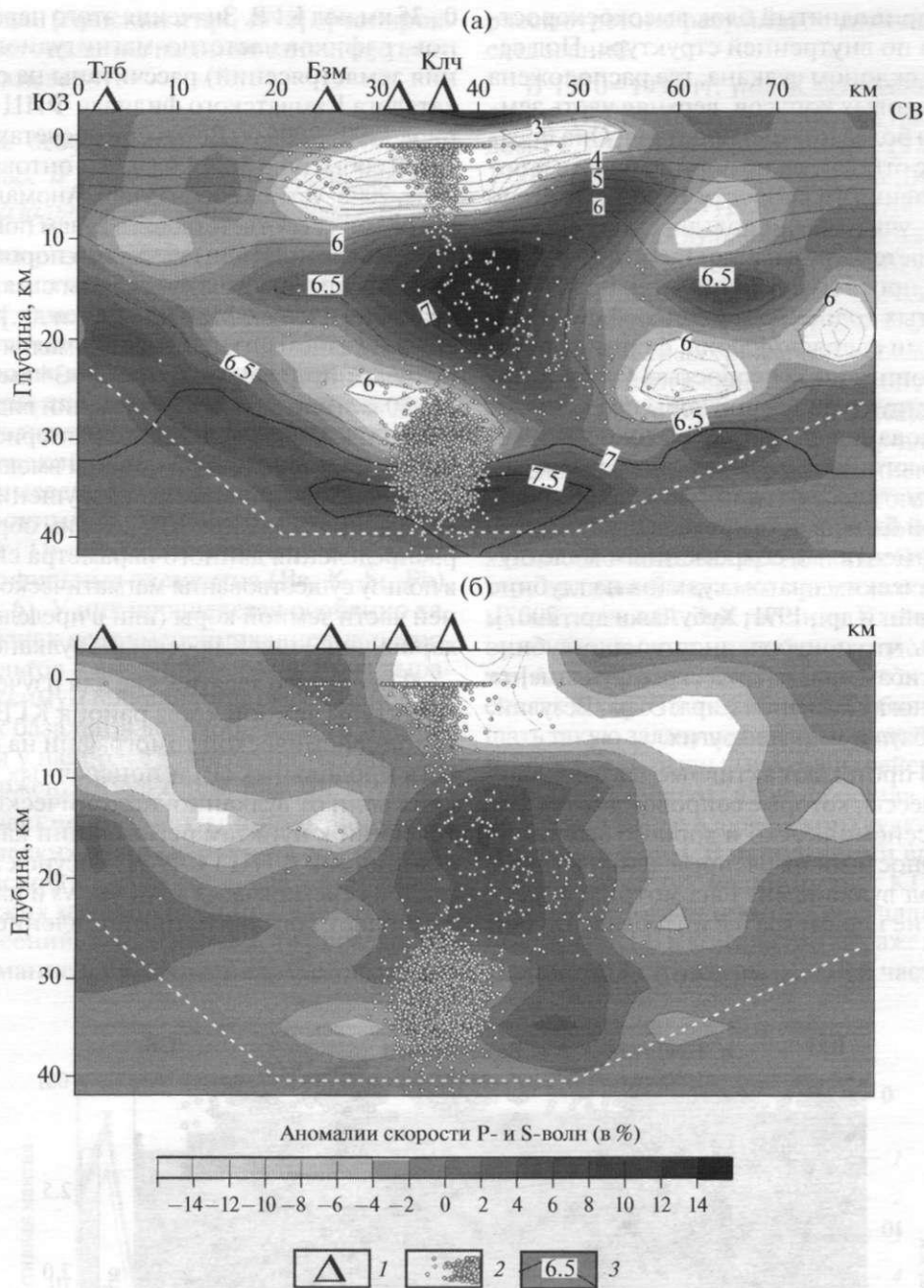


Рис. 8. Вертикальные сечения объемной скоростной модели земной коры в аномалиях скорости V_p (а) и V_s (б) под Ключевской группой вулканов.

Белый фон — области земной коры с пониженной скоростью V_p , серый фон — области земной коры с повышенной скоростью V_p . Белая пунктирная линия отделяет область земной коры, где значения V_p и V_s отсутствуют.

1 — вулканические постройки; 2 — гипоцентры землетрясений; 3 — изолинии абсолютных значений скорости V_p (км/сек).

Тлб, Бзм, Клч — вулканы Плоский Толбачик, Безымянный, Ключевской, соответственно.

строения коры и выявить аномальные зоны, которые могут быть связаны с магматическими очагами под КГВ. Предполагается, что им должны отвечать интенсивные отрицательные аномалии в частности скорости V_s и повышенные значения V_p/V_s . Очевидно, что интенсивность этих аномалий в значительной степени зависит от исходной модели, по отношению

к которой рассчитываются скоростные аномалии. Сейчас для района КГВ по данным ВТ землетрясений разработано несколько скоростных моделей земной коры [Гонтовая и др., 2004; Ермаков и др. 2014; Koulakov et al., 2013; Ivanov et al., 2016 и др.] В целом, модели сходны между собой, однако имеются и отличия. Они обусловлены выбором исходной

информации, изменением конфигурации (ее улучшением с течением времени) сети приемных станций, алгоритмами решения обратной задачи и рядом других причин. Здесь мы рассмотрим один из результатов, полученный совместными усилиями Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН и ИДГ РАН. Здесь использованы методические подходы и алгоритмы, разработанные в Университете г. Цюрих (Швейцария). Рис. 8 иллюстрирует вертикальные сечения объемной скоростной модели земной коры в аномалиях скорости V_p и V_s . Разрез ориентирован вдоль профиля КМПВ и двухмерного изображения наклонов графиков частотно-магнитудного распределения, они рассмотрены выше. На плоскость сечения вынесены значения аномалий скорости и гипоцентры ВТ землетрясений из интервалов 5 км с обеих сторон разреза. В привершинной части конуса вулкана и его северо-восточной периферии выделены интенсивные аномалии скорости V_p и V_s . В пределах этой зоны значение аномалии V_s составляет 6–15% отрицательного знака, что может быть связано с включениями флюид/расплавов. Максимальная мощность аномальной зоны около 3 км и протяженность 12–14 км. Аномальная зона имеет форму силла. К нему приурочена основная масса побочных конусов на северо-восточном склоне вулкана. В привершинном основании конуса вулкана отмечена интенсивная отрицательная аномалия V_p и V_s . Выделенная область не находится в противоречии с данными гравиметрии и КМПВ [Зубин и др., 1990; Балеста и др., 1991; Пийп и др., 1991] и добавляет аргументов в пользу существования малоуглубинного очага или отдельных магматических камер в пределах аномалии. По данным КМПВ очаг может быть расположен между складчатым комплексом и поверхностью консолидированного фундамента [Балеста и др., 1991]. В целом, выделенная область отвечает характеристикам, которые прогнозировались Б.И. Пийпом по геологическим данным. Они учитывали мощность и характер осадочных образований, составы ксенолитов которые захватывались магмой при извержениях вулкана Ключевской [Пийп, 1956]. По данным [Koulakov et al., 2013; Ivanov et al., 2016] под конусом Ключевского вулкана оконтурена изометричная аномалия повышенных значений параметра V_p/V_s на глубине около 10 км. Эта аномалия может быть связана с малоуглубинным магматическим очагом в основании прогиба кристаллического фундамента под КГВ.

Наиболее выразительно в скоростном поле проявляется аномальная зона в низах коры на глубине 25–35 км (см. рис. 8). Она выделена на всех скоростных моделях земной коры под КГВ, разработанных разными авторами на основе данных каталога ВТ землетрясений КФ ГС РАН. Эта аномалия четко проявляется в поле параметра b -value, где к ней приурочен интенсивный кластер глубинных длиннопериодных (ГДП) землетрясений (см. рис. 7); их природа рассмотрена

в работе [Горельчик и др., 2004]. Совместный анализ выявленных сейсмических аномалий дает основание выделить магматический очаг в нижней коре под Ключевским вулканом. Он соответствует ранее выявленной здесь аномалии электропроводности [Мороз, 1991], которая в дальнейшем была уточнена численным моделированием электромагнитного поля. Повышенная электропроводность в этой области связывается с включениями флюидов и расплавов [Мороз, Мороз, 2006]. Магма в этот очаг поступает из долгоживущего подкорового источника, расположенного в астеносферном слое под КГВ. Существование такого источника в верхней мантии подтверждают данные сейсмологических наблюдений. Он отчетливо проявляется на скоростных сейсмотомографических изображениях [Гонтовая и др., 2004, 2010; Федотов и др., 2010; Кулаков и др., 2016]. Следует отметить, что полученные результаты не дают оснований предполагать прямое поступление магмы из нижнекорового источника к дневной поверхности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Существование магматических очагов под вулканом Ключевской основывается на его многочисленных регулярных извержениях, геохимических особенностях оливинов и клинопироксенов умереннокалиевых магнезиальных и глиноземистых базальтов и андезибазальтов. Были изучены составы нескольких тысяч минералов и продуктов доисторических и современных извержений, природнозакаленных расплавных включений в оливинах шлаковых лапилли извержения 1994 г. В результате, впервые за столетнюю историю изучения вулкана Ключевской, на этом природном объекте, была показана возможность получения андезитов из высокоглиноземистых базальтовых расплавов. Этот вывод, полученный на основе минералогических данных, позволил обосновать существование малоуглубинного очага. Важность этого заключения, лежит в плоскости дальнейшего изучения происхождения андезитов вулкана Безымянный, соседа вулкана Ключевской. Дуализм в изменении содержания CaO и Al_2O_3 в оливинах и клинопироксенах умереннокалиевых высокоглиноземистых и магнезиальных базальтов и андезибазальтов во время кристаллизации свидетельствует о внедрении глубинной магнезиальной магмы в малоуглубинную высокоглиноземистую камеру во время активизации вулкана. На это же указывает присутствие в высокоглиноземистых андезибазальтах всех побочных прорывов высокомагнезиальных минералов, характерных для мантийных выплавов. Образование всех глиноземистых андезибазальтов побочных прорывов обусловлено смешением высокоглиноземистых и магнезиальных магм из разных периферических очагов. Декомпрессионная кристаллизация оливинов (Fo_{93}) в глубинном магнезиальном очаге осуществлялась в режиме шпинель-оливиновой котектики и продолжалась

с падением давления и дегазацией H_2O до оливина Fo_{90} . После этого в глубинной камере началась совместная кристаллизация оливинов и клинопироксенов, которая продолжалась от составов $Mg\#90$ до $Mg\#80$. Кристаллизация магнезиальных магм осуществлялась с понижением температуры, без изменения давления. Декомпрессионная кристаллизация была прервана на неопределенное время и, вероятно, возобновлялась во время очередного вулканического извержения. Кристаллизация оливинов и клинопироксенов с магнезиальностью ниже $Mg\#80$ осуществлялась, в основном, в малоглубинном магматическом очаге, из высокоглиноземистой магмы при ее подъеме и дегазации H_2O , в режиме магнетит-оливин-клинопироксен-плагноклазовой котектики. Результаты петрологических исследований хорошо согласуются с данными сейсмологии и геоэлектрики. Анализ результатов сейсмологических исследований (ГСЗ-КМПВ, сейсмической томографии, особенностей частотно-магнитудного распределения землетрясений) структуры и свойств земной коры позволяют выделить периферический магматический очаг под конусом Ключевского вулкана в интервале глубин 25–35 км. Об этом же свидетельствуют данные геоэлектрики об аномалиях электропроводности, связанных с включениями флюидов и расплавов. Малоглубинная камера, наиболее вероятно, расположена между складчатым комплексом и поверхностью консолидированного фундамента. Диаметр малоглубинной камеры, ориентировочно, составляет около 12–14 км, а его мощность может достигать 3 км.

Авторы выражают искреннюю благодарность академику С.А. Федотову, академику Е.И. Гордееву, д.г.-м.н. Ю.А. Тарану, старшему научному сотруднику к.г.-м.н. А.П. Максимова за продуктивное обсуждение материалов статьи. Авторы также благодарны старшему научному сотруднику к.г.-м.н. Д.А. Кузьмину, старшему научному сотруднику к.г.-м.н. В.Г. Батановой за выполнение анализов пород и минералов в Институте химии им. Макса Планка (г. Мейнц, Германия).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (№ 16-05-00059); грантов ДВО РАН (№ 15-1-2-008 и № 16-1-1-0127).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аносов Г.И., Бикенина С.К., Попов А.А. и др. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю., Нильсен Р.Л. Генезис глиноземистых базальтов Ключевского вулкана // Петрология. 1995. Т. 3. № 5. С. 496–521.
Балеста С.Т., Гонтовая Л.И., Каргопольцев А.А. и др. Результаты сейсмических исследований земной коры в районе Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1991. № 3. С. 3–18.

Важеевская А.А. Базальты ареальных зон Камчатки / Автореф. дисс. ... кандидата геол.-мин. наук. Владивосток, 1972. 28 с.

Гонтовая Л.И., Степанова М.А., Хренов А.П., Сенюков С.Л. Глубинная модель литосферы в районе Ключевской группы вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2004. № 3. С. 3–11.

Гонтовая Л.И., Попруженко С.В., Низкоус И.В. Структура верхней мантии зоны перехода океан-континент в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2010. № 4. С. 13–29.

Горельчик В.И., Гарбузова В.Т., Сторчеус А.В. Глубинные вулканические процессы под Ключевским вулканом по сейсмологическим данным // Вулканология и сейсмология. 2004. № 6. С. 21–34.

Ермаков В.А., Гарагаш И.А., Гонтовая Л.И. Модель тектономагматических процессов в Ключевской группе вулканов (по геолого-геофизическим данным) // Вестник "КРАУНЦ". 2014. № 2. Вып. 24. С. 231–243.

Заварицкий А.Н. Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке // Записки Российского минералогического общества. 1931. Сер. 11. С. 10–15.

Зубин М.И., Козырев А.И., Лучицкий А.И. Гравитационная модель строения Ключевского вулкана (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 76–93.

Кулаков И.Ю., Кукарина Е.И., Гордеев Е.И. и др. Магматические источники в мантийном клине под вулканами Ключевской группы и вулкане Кизимен (Камчатка) по данным сейсмической томографии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 109–124.

Меняйлов А.А. Динамика и механизм извержения Ключевского вулкана в 1937–1938 гг. // Тр. Лаб вулканол. станции. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1947. Вып. 4. С. 3–91.

Миронов Н.Л., Портнягин М.В., Плечов П.Ю., Хубуная С.А. Заключительные этапы эволюции магм Ключевского вулкана (Камчатка) по данным изучения расплавных включений в минералах высокоглиноземистых базальтов // Петрология. 2001. Т. 52(11). С. 1736–1747.

Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.

Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А. Глубинные проводящие зоны в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Физика Земли. 2006. № 6. С. 60–68.

Озеров А.Ю., Карпов Г.А., Дроздин В.А. и др. Динамика извержения Ключевского вулкана 7 сентября–2 октября 1994 г. (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996. № 5. С. 3–16.

Озеров А.Ю., Хубуная С.А. Химизм оливинов и пироксенов как показатель генетической связи глиноземистых и магнезиальных базальтов Ключевского вулкана // Постэруптивное минералообразование на активных вулканах Камчатки. Владивосток, 1992. Ч. 1.

- С. 37–61. *Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения в 1944–45 гг. и в прошлом. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 71 с.
- Пийп В.Б., Ефимова Е.А., Гонтовая Л.И.* Интерпретация годографов сейсмических волн вдоль профиля КМПВ в районе Ключевского вулкана // Вулканология и сейсмология. 1991. № 5. С. 83–91.
- Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И.* Магматическая питающая система Ключевской группы вулканов (Камчатка) по данным об ее извержениях, землетрясениях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология. 2010. № 1. С. 3–35.
- Федотов С.А., Жаринов Н.А., Горельчик В.И.* Деформации и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности // Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 3–42.
- Федотов С.А., Уткин И.С., Уткина Л.И.* Периферический магматический очаг базальтового вулкана Плоский Толбачик, Камчатка: деятельность, положение и глубина, размеры и их изменения по данным о расходе магм // Вулканология и сейсмология. 2011. № 6. С. 3–20.
- 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.
- Хубуная С.А., Гонтовая Л.И., Соболев А.В., Низкоус И.В.* Магматические очаги под Ключевской группой вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2007. № 2. С. 3–29.
- Хубуная С.А., Гонтовая Л.И., Москалева С.В.* Малоглубинный очаг вулкана Ключевской (по данным петрологии и геофизики) // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога, 29–30 марта 2008 г. Петропавловск-Камчатский, 2008. С. 293–304.
- Хубуная С.А., Соболев А.В.* Первичные расплавы известково-щелочных магнезиальных базальтов Ключевского вулкана (Камчатка) // ДАН. 1998. Т. 360. № 1. С. 100–102.
- Хубуная С.А., Еремина Т.С., Соболев А.В.* Формационная принадлежность калиевых трахиандезибазальтов побочного извержения 2012–2013 гг. вулкана Плоский Толбачик по геохимическим признакам (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2016. № 1. С. 37–55.
- Feig S.T., Koepke J., Snow J.* Effect of water on tholeiitic basalt phase equilibria: an experimental study under oxidizing conditions // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 152. P. 611–638.
- Gavrilenko M., Herzberg C., Vidito C. et al.* A Calcium-in-Olivine Geohygrometer and its Application to Subduction Zone Magmatism // J. of Petrology. 2016. V. 57. № 9. P. 1811–1832.
- Hoffman A.W.* Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle continental crust and oceanic crust // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 73. P. 287–310.
- Ivanov A.I., Koulakov I. Yu., West M. et al.* Magma source beneath the Bezymiany volcano and its interconnection with Kluchevskoy inferred from local earthquake seismic tomography // J. of Volcanol. and Geotherm. Res. 2016. doi: 10.2016/j.jvolgeores, 2016.
- Koulakov I., Gordeev E., Dobretsov N. et al.* Rapid changes in magma storage beneath the Klyuchevskoy group of volcanoes inferred from time dependent seismic tomography // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2013. V. 263. P. 75–91. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2012.10.014.
- Jarosevich F.J., Nelen J.A., Norberg J.A.* Reverence sample for electron microprobe analysis // Geostandarts Newsletter. 1980. V. 4. P. 43–47.
- Sobolev A.V., Chaussidon M.* H₂O concentrations in primary melts from supra – subduction 2 zones and mid-ocean ridges: Implications for H₂O storage and 2 recycling in the mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. V. 137. № 1–4. P. 45–55.
- Sobolev A.V., Hofman A.W., Kuzmin D.V. et al.* The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // Science. 2007. V. 316. № 5823. P. 412–417.
- Stromer J.C.* Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 1815–1821.
- Wiemer S., McNutt R.* Variations in the frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas; Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska // Geophys. Res. Lett. 1997. V. 24. № 2. P. 189–192.