

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ПОРОД НОВЫХ ТОЛБАЧИНСКИХ ВУЛКАНОВ В ХОДЕ  
ИЗВЕРЖЕНИЯ 2012–2013 гг. – МАНТИЙНЫЙ КОНТРОЛЬ В ФОРМАТЕ «ОНЛАЙН»

*А.В. Колосков<sup>1</sup>, М.Ю. Давыдова<sup>2</sup>, П.Э. Избеков<sup>3</sup>, В.В. Ананьев<sup>1</sup>, А.А. Кандрин<sup>1</sup>*

<sup>1</sup>ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа 9, г. Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: kolosav@kscnet.ru

<sup>2</sup>ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 660022; e-mail: martynova@fegi.ru

<sup>3</sup>Геофизический институт, Университет Аляска, Фэрбенкс, США; e-mail: pavelizbekov@gmail.com

Поступила в редакцию 20 апреля 2015 г.

Представлены новые изотопно-геохимические материалы по вулканическим породам нового Толбачинского трещинного извержения (ТТИ-50). Проведено их сопоставление с данными по вулканитам Большого трещинного Толбачинского извержения (1975–76 гг.) и вулканов Ключевской группы. Выявлено два петролого-геохимических тренда эволюции составов изученных вулканитов: известково-щелочной для пород островодужного типа и субщелочной для проявлений внутриплитного типа. Показано, что первый тренд определяется разной степенью плавления обогащенного литосферного источника и последующим фракционированием магматических расплавов. Второй тренд отражает результаты смешения расплавов, образующихся при плавлении обогащенной литосферной мантии, с одной стороны, и флюидно-расплавного компонента мантийного диапира, с другой. В ходе извержения ТТИ-50 переход от андезибазальтов первого цикла к базальтам второго цикла сопровождался увеличением концентраций: MgO, Ni, Rb, V, Ti, Y, La, Sr, возрастанием  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , но уменьшением содержаний SiO<sub>2</sub>, Pb, Nb, Zr, Hf и Sr-изотопных отношений. Это вполне может быть достигнуто возрастающей степенью плавления астеносферного мантийного резервуара. Изменение состава базальтов ТТИ-50 в конце извержения сопровождается возрастанием содержания практически всех флюидо- и расплавомобильных элементов при незначительных колебаниях в содержании MgO и Ni, что обеспечивается процессами смешения расплавов, образующихся при плавлении литосферного и астеносферного мантийных источников.

**Ключевые слова:** петрохимия, геохимия, изотопия, литосферный источник, астеносферный мантийный резервуар, вулкан Толбачик, Ключевская группа, п-ов Камчатка.

#### ВВЕДЕНИЕ

В конце ноября 2012 г. произошло значительное повышение сейсмической и вулканической активности в районе Толбачинского вулкана на Камчатке. Сейсмические события предварялись увеличением скорости сейсмического потока и скорости выделения сейсмической энергии в последние 5 месяцев перед извержением [18]. Произошло образование крупной трещинной зоны, нескольких центров излияния и сложных по морфологии и конфигурации лавовых потоков значительной протяженности и мощности. Последующие события показали, что мы имеем дело с новым трещинным извержением, проявившимся примерно в том же районе, где произошло предшест-

вовавшее Большое трещинное Толбачинское извержение (БТТИ) 1975–76 гг. Трещинный характер, высокая скорость подачи материала, большая текучесть расплавов, слабая кристалличность пород Нового Толбачинского прорыва (ТТИ-50 – назван в честь 50-летия ИВиС ДВО РАН) – признаки извержения Гавайского типа, для которого предполагается прямое мантийное питание.

БТТИ в целом продолжалось 18 месяцев. И за этот период было отмечено существенное изменение состава пород от магнезиальных базальтов умеренной щелочности Северного прорыва до глиноземистых субщелочных базальтов Южного прорыва [2, 3]. Вопрос о причинах появления столь различающихся

по составу расплавов и характере их смены во времени, в общем, остался не решенным. Авторы, непосредственно изучавшие это извержение [3], пришли к выводу об их автономности – поступлении из независимых разноглубинных очагов и смешении в ходе извержения как причины появления промежуточных составов. Обращение к экспериментальным исследованиям [11] также не решило проблему. Предлагаемый этими авторами механизм смешения глиноземистых или промежуточных базальтов с периодически поступающими в очаг порциями малодифференцированной магнезиальной магмы также не дает ответ на природу участвующих в этом процессе первичных расплавов и динамики магматических процессов.

В отношении ТТИ-50 также появилось несколько предварительных публикаций [5, 9], в которых декларируется унаследованный по отношению к БТТИ характер проявления новых трещинных излияний, а различия составов объясняются процессами дифференциации в промежуточных очагах Толбачинского вулкана.

Так как многие особенности наблюдаемого феномена – структурного, вещественного и генетического плана – пока еще далеки от понимания, возникла необходимость обобщения полученных новых изотопно-геохимических материалов с целью найти место этому явлению на фоне известной общей палитры проявлений вулканизма Ключевской группы вулканов (КГВ) и попытаться объяснить некоторые его специфические особенности.

#### ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ

В ходе извержения ТТИ-50 (1912–13 гг.) проводилось периодическое опробование материала образующихся потоков и вулканических бомб с возможной пространственно-временной привязкой. Кроме того, авторами настоящего сообщения был собран (за время полевых работ летом 2013 г.) и проанализирован представительный материал пород извержения.

Анализы петрогенных, рассеянных и редкоземельных элементов (РЗЭ) выполнены в Аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН. Содержания  $\text{SiO}_2$  и потерь при прокаливании (п.п.п.) определены методом гравиметрии, остальных петрогенных элементов – методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-6500. Ряд рассеянных элементов определены рентгенофлуоресцентным методом на автоматическом спектрометре  $S_4$  Pioneer, а содержания РЗЭ – методом ICP-MS на приборе Agilent 7500с. При выполнении элементного анализа ICP-MS и ICP-AES для разложения проб использовался метод

сплавления с метаборатом лития ( $\text{LiBO}_2$ ) в соотношении навеска : плавень 1:3. Величина относительного отклонения при определении содержаний микроэлементов не более 10 %.

Кроме того аналогичные по составу образцы были проанализированы в Передовой Инструментальной лаборатории Университета Аляска, Фэрбенкс, США. Макрокомпоненты были изучены на основе рентгено-флуоресцентного анализа на стеклянных дисках, используя PANanalytical Axios волновой дисперсионный спектрометр. Предварительная калибровка осуществлялась при помощи стандартов AGV-1, BHVO-1, BIR-1, JB-2, JGb-1, JP-1 и JR-1. Подробно методика изложена в [41].

Таким образом, мы имеем возможность провести сравнение данных, полученных в разных лабораториях, по крайней мере, по макрокомпонентам.

Измерения изотопного состава Sr и Nd проводились в ГЕОХИ РАН (Ю.А. Костицин) на модифицированном масс-спектрометре TSN 206 SA с трехленточным источником ионов. Измеренные изотопные отношения Nd нормализованы по  $^{150}\text{Nd}/^{142}\text{Nd}=0.209627$ , используя  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{chur}}=0.512638$ .

Изучение изотопных отношений свинца было сделано в специализированной лаборатории Центра изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Роснедра) методом TIMS – термо-эмиссионной масс-спектрометрией. Изотопный состав свинца измерялся на твердофазном масс-спектрометре TRITON (Thermo) в одноленточном варианте сборки источника в статическом многоколлекторном режиме регистрации. Измерялись ионные токи изотопов свинца 204, 206, 207 и 208. Каждое измерение состояло из 50 блоков по 10 сканов при электрическом токе на Re ленте испарителя 2.2–2.3 А и температуре 1300°C. Перед началом и в конце измерения серии изучаемых проб производился замер изотопного стандарта свинца NIST 981 (навеска стандарта при этом подбирается в соответствии со средним количеством выделенного свинца пробы). Средняя точность анализов соответствовала 0.05% ( $2\sigma$ ) для отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Корректировка на текущее приборное масс-фракционирование производилась по среднему значению измерений стандарта NIST 981 ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9374$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4916$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7219$ ).

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТАВ ПОРОД НОВЫХ ТОЛБАЧИНСКИХ ВУЛКАНОВ

В пределах Ключевской группы вулканов (КГВ) находятся два уникальных длительно развивающихся вулканических центра: Толбачинский и Плоских

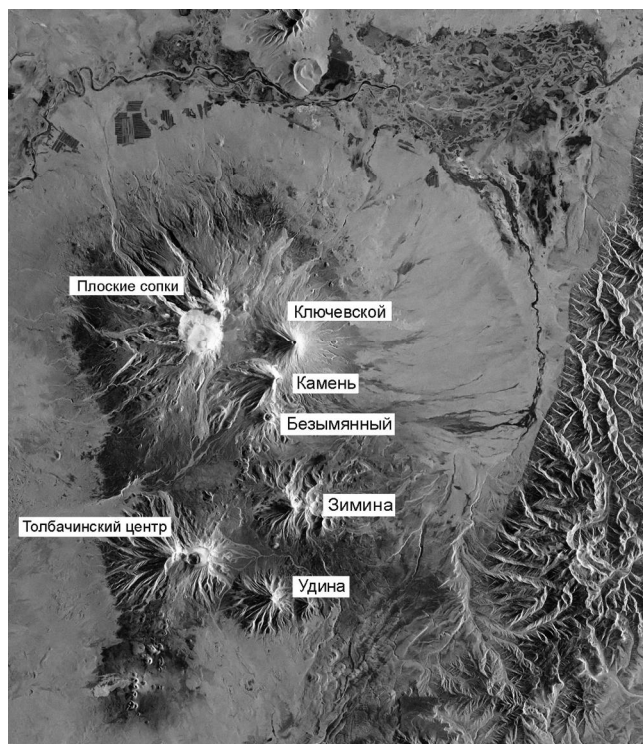
сопок, сходные по морфологии, структурному положению и составу продуктов извержений, но отличающиеся от таких вулканов центрального типа, как Ключевской, Камень, Безымянный и др. (рис. 1). Даже беглого взгляда на этот космический снимок достаточно, чтобы почувствовать такое различие. Характерной особенностью позднеплейстоцен-голоценовой эруптивной активности вулканических центров является наличие построек двойного кальдерного стратовулкана (Острый и Плоский Толбачик на Толбачинском, Ушковский и Крестовский вулканы – на Плоских сопках) и сопряженных трещинных зон шлако-лавовых конусов.

Новая вулканическая активность Толбачинского центра проявилась в южной трещинной зоне (рис. 2). С некоторой долей условности можно выделить три стадии ее развития. В начальную стадию (конец ноября – середина декабря 2012 г.) произошло образование основного объема лавово-глыбовых потоков полей Водопадного и Ленинградского, когда «работала» северная часть трещинной зоны (прорыв Меняйлова). Промежуточная стадия (середина декабря – середина февраля 2013 г.) связана уже с перемещением центра излияния южнее (прорыв Набоко). Произошло образование второго лавово-глыбового потока на поле Ленинградском и лаво-пирокластического – на поле Северное Толуд. Третий этап (середина февраля – середина сентября) проявился образованием лаво-пирокластических потоков в основном из лавовых «труб» или лавовых «туннелей» на поле Южного Толуда из того же центра. Поскольку существенные изменения как элементного, так и изотопного состава пород (в формате «онлайн») произошли примерно в период перехода от северного центра к южному, соответственно были выделены I-ый и II-ой изотопно-геохимические циклы извержения.

### Петрохимический состав пород

Специфической особенностью составов пород обоих центров Толбачинского и Плоских сопки является совмещение двух серий пород: известково-щелочной обычного островодужного типа и высокотитанистой субщелочной «внутриплитного» геохимического типа (рис. 3А, 3В и 4А, 4В). При этом обе серии проявлены как в составе пород самого вулкана, так и в конусах и потоках его трещинной зоны.

С другой стороны, на том же Ключевском вулкане, который является типичным одиночным стратовулканом, отмечается только один устойчивый тренд андезибазальтовых вулканитов островодужного типа, куда входят как высокомагнезиальные, так и умеренно глиноземистые составы (рис. 3Б). Все они низкотитанистые (рис. 4Б). Относительно водный вулкан



**Рис. 1.** Схема расположения вулканических центров и отдельных стратовулканов в СЗ части Ключевской группы.

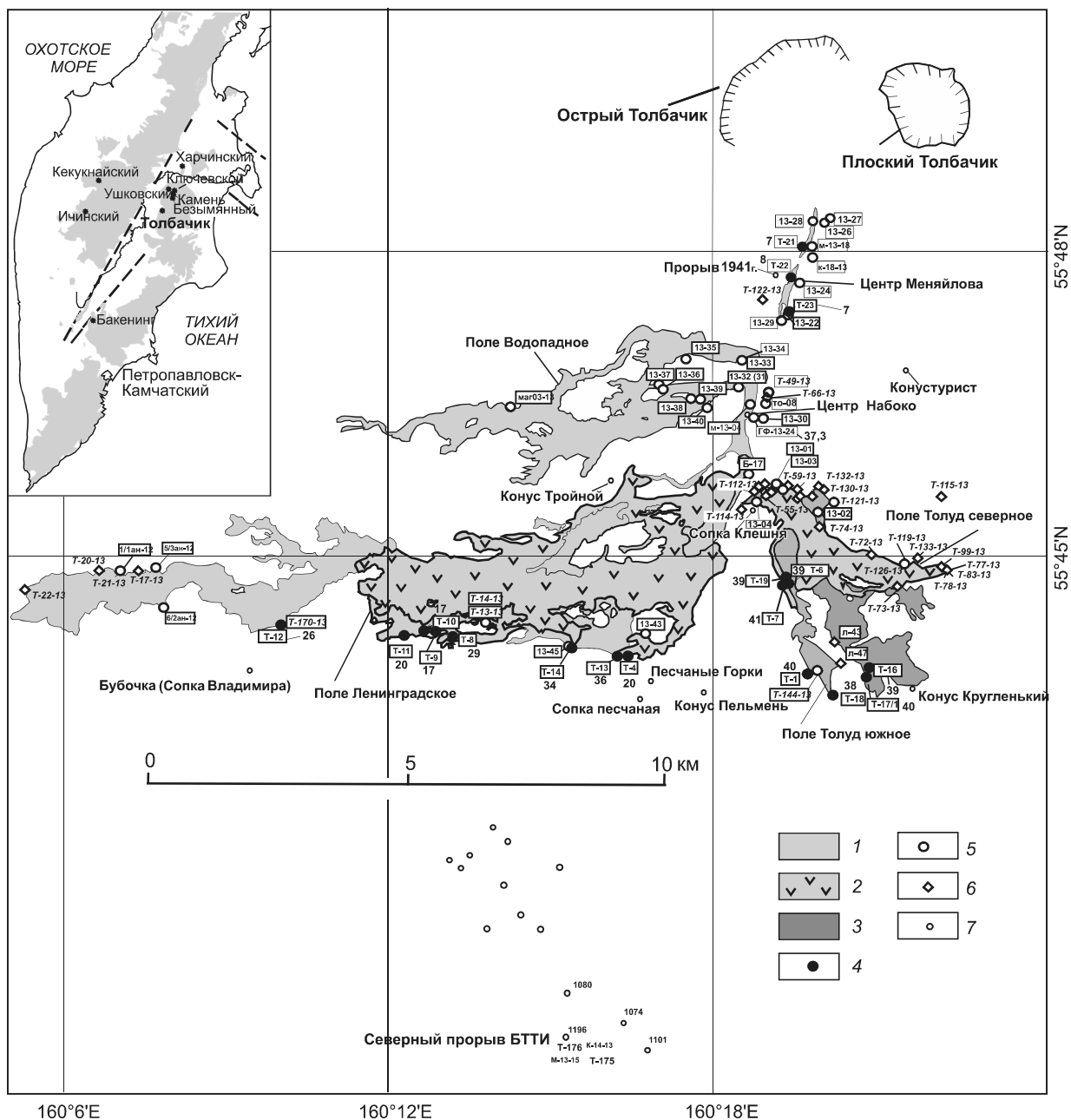
Постройка сдвоенных стратовулканов и сопряженные трещинные ареальные зоны шлаковых конусов – характерная особенность обоих вулканических центров: Толбачинского и Плоских сопки.

Безымянный отличается очень растянутым трендом низкощелочных пород, который идет от габброидных включений до андезитов и дацитов (рис. 3Г). Все они низкотитанистые (рис. 4Г). Породы с внутриплитными характеристиками отсутствуют на обоих этих вулканах.

Высокие содержания  $TiO_2$ , не свойственные образованиям островодужного типа, в породах БТТИ и Ушковского вулкана отмечались и ранее [16], но в качестве особого внутриплитного типа эти породы не выделялись. Только в работе [4] высококальциевые глиноземистые базальты Южного прорыва БТТИ были отнесены к вулканической серии «неостроводужной группы».

Анализы состава продуктов Новых Толбачинских вулканов (ТТИ-50) свидетельствуют о том, что здесь мы имеем развитие внутриплитной трахиандезибазальт-трахибазальтовой серии повышенной щелочности (рис. 3В) и титанистости (рис. 4В).

Как видно из табл. 1 и 2, составы пород новых Толбачинских вулканов меняются в сравнительно узком диапазоне. Вариации содержания основных оксидов не превышают первых процентов:  $SiO_2$  (51.02–

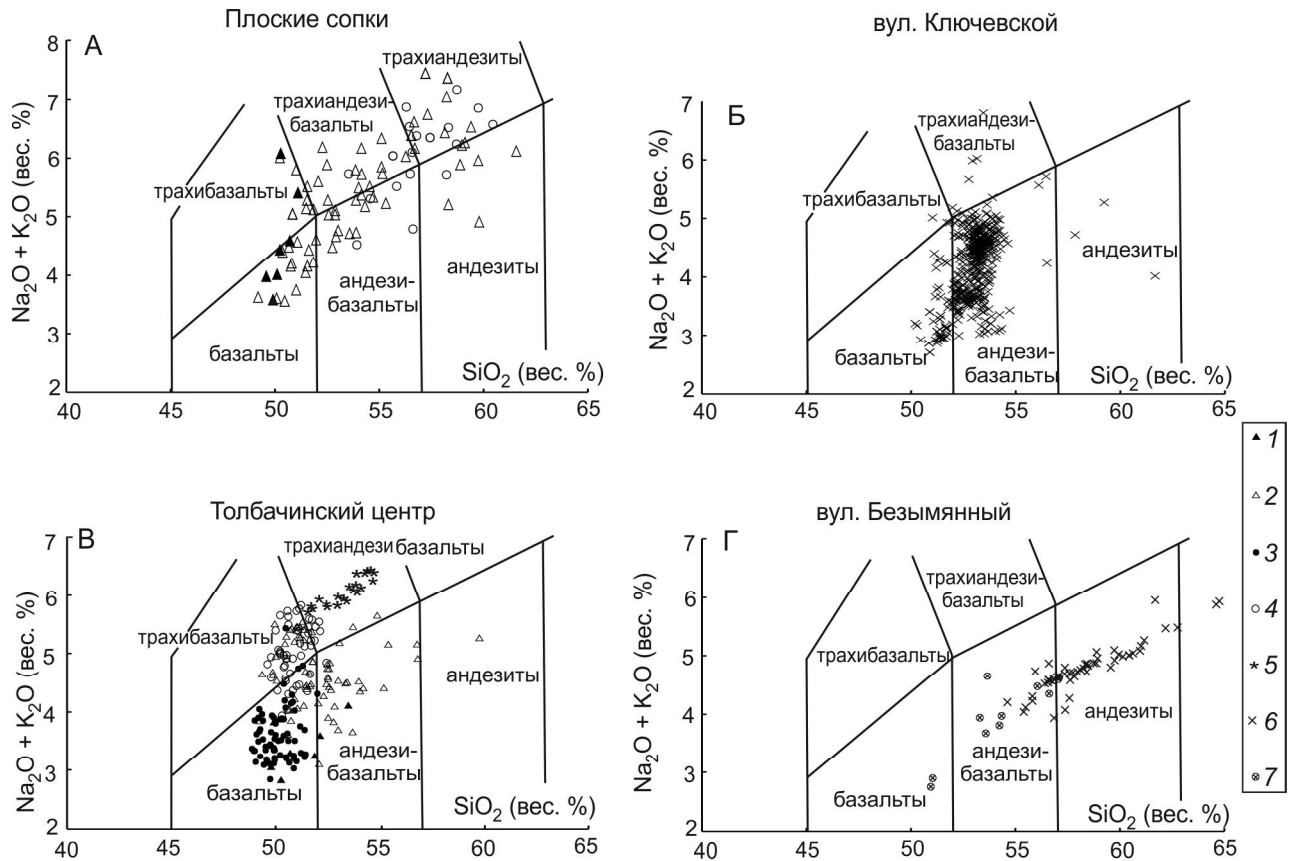


**Рис. 2.** Схема распространения центров извержения и отдельных потоков ТТИ-50, а также результатов их геологического опробования.

1–3 – потоки 1-ой, 2-ой и 3-ей стадий развития извержения, 4–6 – точки опробования: материалы табл. 1 (4), данные табл. 2 и материалы опробования П.Э. Избекова (5), данные о составе нет (6); 7 – одиночные конусы. Цифры рядом с номерами точек опробования обозначают содержание Ni (ppm).

54.94 %),  $Al_2O_3$  (15.84–16.89 %), MgO (3.03–4.74 %), CaO (6.75–7.59 %) и  $TiO_2$  (1.77–2.06 %). Но гораздо важнее оценка направленности этого изменения. Посмотрим, как это происходит по сравнению с данными по породам БТТИ (рис. 5). Первое, что необходимо отметить при его рассмотрении – хорошее сопоставление материалов, полученных в разных лабораториях (ДВГИ и Фэрбенкс, США) – кривые I

и II на всех графиках подобны. Этим подчеркивается достоверность полученных данных. Следующим важным моментом является принципиальное отличие графиков для БТТИ – широкий диапазон изменения состава практически всех оксидов при незначительном изменении содержания  $SiO_2$ . Для ТТИ-50, как мы видим, картина совсем другая. Временная последовательность изменения составов для обоих типов



**Рис. 3.** Соотношение  $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  в породах вулканов СЗ части Ключевской группы.

Плоские сопки (А) и Толбачинский центр (В): 1–2 – породы постройки вулкана магнезиального (1) и глиноземистого (2) типов; 3–4 – вулканы шлако-лавовых конусов магнезиального (3) и глиноземистого (4) типов; 5 – породы извержения 2012–2013 гг. (ТТИ-50); 6 – породы вулканов Ключевской (Б) и Безымянный (Г) без разделения на типы; 7 – габброидные включения вулкана Безымянный. Использованы материалы: [6–8, 10, 20, 22, 24, 28, 31, 33, 35, 37].

трещинных извержений также существенно различна. Все тренды для ТТИ-50 имеют противоположную направленность и отнюдь не продолжают развитие магматизма БТТИ. Это говорит о принципиальном различии тех источников, которые были задействованы при образовании первых порций расплава обоих типов извержения, но сближении конечных производных. Какое уж тут унаследование составов!

**Особенности редкоэлементного состава**

Характерной геохимической особенностью пород Новых вулканов является возрастание содержания Ni в ходе извержения. Этот когерентный элемент отражает изменение содержания MgO в породах или их магнезиальность; и, поскольку диапазон вариаций его составов более «ощутим», он был использован в дальнейшем при построении корреляционных диаграмм. Как видно на рис. 6, по масштабам дифференцированности пород новые Толбачинские вулканы отражают лишь небольшой фрагмент эволюции составов Толбачинского центра в сравнении,

например, с теми же данными по БТТИ. В целом мы наблюдаем наличие двух трендов: положительной корреляции практически всех элементов (кроме Nb) по отношению к Ni для магнезиальных базальтов и отрицательного для промежуточных и умеренно глиноземистых составов БТТИ. Данные для пород ТТИ-50 по всем элементам группируются в конце этого тренда, что говорит о существенном различии между базальтами конечной стадии эволюции БТТИ (Южный прорыв) и близкими по глиноземистости андезибазальтами-базальтами ТТИ-50. В ходе этого последнего извержения при переходе андезибазальты – базальты (первый изотопный кластер) по мере увеличения концентраций Ni (возрастание магнезиальности пород) и уменьшения К-ой щелочности наблюдается направленное возрастание концентраций Ti и V, но уменьшение Rb, Pb, Ba, Nb, Zr, Hf, Yb, Y, Th и U (рис. 7). На границе со вторым изотопным кластером и далее картина резко меняется: появляется либо тренд прямой корреляции Ni–элементы, либо корреляция совсем исчезает. Создается впечат-

Таблица 1. Силикатный (вес. %) и редкоземельный (ppm) состав пород Новых Толбачиских вулканов.

Цикл	I									II			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№/пп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№ Обр	T-23	T-21	T-22	T-11	T-10	T-9	T-4	T-12	T-8	T-14	T-6	T-7	T-16
SiO <sub>2</sub>	53.90	53.98	54.08	52.41	52.26	52.90	52.68	52.10	51.97	51.63	51.67	51.58	51.35
TiO <sub>2</sub>	1.82	1.85	1.83	1.99	1.97	1.91	1.95	2.00	1.98	2.02	2.03	2.03	2.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.38	16.55	16.36	16.22	16.10	15.93	15.84	16.10	15.87	16.01	15.95	15.84	16.09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.50	2.63	2.77	4.22	3.74	4.48	4.72	4.72	3.76	4.58	3.28	3.64	4.37
FeO	6.85	6.80	6.64	6.48	6.69	5.80	5.77	6.09	6.95	6.67	7.74	7.55	6.93
MnO	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.17	0.18	0.18	0.18	0.19	0.18	0.18	0.19
MgO	3.44	3.48	3.27	3.78	4.00	3.83	3.86	4.12	4.35	4.56	4.52	4.60	4.60
CaO	6.75	6.90	6.88	7.58	7.53	7.33	7.49	7.55	7.48	7.43	7.28	7.27	7.46
Na <sub>2</sub> O	3.95	3.95	3.96	3.74	3.75	3.68	3.67	3.66	3.57	3.58	3.56	3.57	3.61
K <sub>2</sub> O	2.91	2.87	2.87	2.67	2.68	2.61	2.55	2.61	2.54	2.59	2.57	2.61	2.62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.83	0.82	0.83	0.76	0.76	0.74	0.74	0.75	0.73	0.75	0.76	0.77	0.77
Сумма	99.53	100.00	99.67	100.03	99.65	99.37	99.45	99.88	99.38	100.00	99.53	99.64	100.05
Li	21.15	22.31	21.40	19.80	19.27	19.86	24.69	19.19	18.00	20.85	20.42	20.18	18.69
Be	1.82	1.91	1.80	1.74	1.64	1.74	1.82	1.68	1.61	1.78	1.88	1.83	1.71
Sc	24	25	24	29	29	28	31	29	27	27	27	27	27
V	278	288	277	370	365	355	372	380	371	386	383	386	387
Cr	94	102	125	148	108	124	133	86	112	143	99	128	106
Co	23	24	23	28	28	27	29	30	30	33	35	35	34
Ni	6.8	7.5	8.1	20.0	16.7	17.1	20.1	26.4	28.7	34.3	39.4	40.8	39.5
Cu	218	232	230	369	351	349	381	370	324	339	340	343	338
Zn	111	115	113	118	114	129	123	120	113	121	127	126	124
Ga	22	23	22	22	22	22	23	23	22	23	23	23	23
As	2.76	3.36	3.13	2.64	2.80	2.74	3.02	2.99	2.48	2.84	2.34	2.70	2.52
Rb	81.5	85.0	81.8	74.2	76.0	75.3	74.0	74.6	70.1	74.4	74.7	75.4	75.6
Sr	363	377	372	353	361	351	346	353	336	352	348	349	359
Y	46.7	48.5	47.0	44.9	45.2	44.1	44.5	43.3	42.1	44.1	44.2	44.5	45.2
Zr	297	306	297	279	279	274	277	276	260	274	278	281	281
Nb	7.6	7.7	7.4	7.1	7.0	7.1	7.2	7.0	6.6	7.0	7.4	7.4	7.2
Cs	2.3	2.5	2.4	2.2	2.1	2.2	2.2	2.1	2.0	2.1	2.1	2.2	2.1
Ba	635	655	634	596	580	591	582	576	538	566	573	580	574
La	22.5	23.0	22.3	21.1	20.4	21.1	21.3	20.5	19.7	20.5	21.2	21.5	21.4
Ce	56.7	58.6	56.6	53.4	52.8	53.0	52.9	52.7	50.1	52.1	53.2	54.2	54.3
Pr	7.8	8.1	7.8	7.3	7.3	7.3	7.4	7.2	7.0	7.3	7.4	7.6	7.5
Nd	33.9	34.9	34.0	31.8	32.0	31.4	31.9	32.1	30.4	31.7	32.5	32.6	32.6
Sm	7.8	8.1	8.1	7.7	7.7	7.5	7.5	7.5	7.1	7.3	7.6	7.7	7.5
Eu	2.0	2.1	2.0	2.0	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	2.0	1.9
Gd	7.8	8.1	7.7	7.5	7.6	7.6	7.4	7.5	7.3	7.5	7.5	7.6	7.6
Tb	1.2	1.3	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.1	1.2	1.2	1.2	1.2
Dy	7.2	7.4	7.1	6.9	6.7	7.0	7.0	6.8	6.5	6.8	6.9	6.9	7.0
Ho	1.5	1.5	1.5	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.3	1.4	1.4	1.4	1.4
Er	4.3	4.5	4.3	4.2	4.1	4.2	4.1	4.2	4.0	4.0	4.2	4.2	4.1
Tm	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6
Yb	4.0	4.2	4.2	4.0	3.9	3.9	3.9	3.7	3.7	3.8	3.9	3.9	3.9
Lu	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6
Hf	6.0	6.4	6.1	6.0	5.8	5.9	5.9	5.7	5.5	5.7	5.9	6.0	5.9
Ta	0.45	0.45	0.43	0.44	0.41	0.44	0.43	0.41	0.39	0.42	0.44	0.43	0.44
Pb	6.50	6.74	6.46	6.18	6.12	6.16	5.90	6.07	5.56	5.65	5.9	5.87	6.0
Th	2.61	2.67	2.61	2.42	2.43	2.37	2.31	2.34	2.23	2.24	2.4	2.37	2.3
U	1.54	1.57	1.55	1.44	1.42	1.42	1.38	1.36	1.29	1.31	1.4	1.40	1.4

Таблица 1. (Продолжение).

Цикл	II					
	14	15	16	17	18	19
№/пп.						
№ Обр	T-1	T-17/1	T-3	T-13	T-18	T-19
SiO <sub>2</sub>	51.34	51.22	51.21	51.21	51.15	51.02
TiO <sub>2</sub>	2.02	2.06	2.03	2.06	2.07	2.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.36	16.15	16.24	15.99	16.09	16.18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.49	3.37	3.68	4.13	3.30	3.94
FeO	7.49	7.95	7.41	7.30	8.02	7.32
MnO	0.18	0.19	0.18	0.19	0.19	0.18
MgO	4.45	4.74	4.46	4.45	4.67	4.64
CaO	7.49	7.37	7.60	7.55	7.33	7.41
Na <sub>2</sub> O	3.53	3.59	3.52	3.60	3.60	3.59
K <sub>2</sub> O	2.44	2.62	2.45	2.58	2.68	2.66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.75	0.78	0.76	0.76	0.78	0.78
Сумма	99.54	100.04	99.53	99.82	99.86	99.78
Li	21.15	19.15	22.37	19.91	18.64	18.85
Be	1.80	1.77	1.94	1.65	1.70	1.73
Sc	28	27	28	28	27	26
V	389	386	396	388	391	383
Cr	139	126	109	148	110	112
Co	35	34	36	33	34	34
Ni	40.2	39.8	38.9	35.6	38.1	39.1
Cu	336	341	340	346	338	349
Zn	128	125	132	124	123	126
Ga	23	23	23	23	23	23
As	2.61	2.47	2.77	2.69	2.54	2.29
Rb	75.0	76.4	74.9	73.2	76.0	74.7
Sr	349	351	349	344	353	353
Y	44.3	44.4	44.0	43.6	45.3	44.3
Zr	278	280	279	274	283	283
Nb	7.3	7.1	7.3	7.0	7.2	7.3
Cs	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1	2.2
Ba	560	576	571	573	585	591
La	21.1	21.3	21.1	20.6	21.3	21.7
Ce	52.1	54.2	52.9	52.6	54.1	55.4
Pr	7.3	7.6	7.5	7.3	7.6	7.5
Nd	32.4	32.9	32.3	31.8	32.4	32.6
Sm	7.4	7.5	7.6	7.5	7.7	7.7
Eu	1.9	2.0	1.9	1.9	2.0	2.0
Gd	7.4	7.7	7.5	7.4	7.7	7.5
Tb	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2
Dy	6.8	6.9	7.0	6.8	6.9	6.9
Ho	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4
Er	4.1	4.2	4.2	4.1	4.2	4.2
Tm	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6
Yb	3.7	3.9	3.8	3.7	3.9	3.9
Lu	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6
Hf	5.7	5.9	5.9	5.8	5.9	6.0
Ta	0.41	0.41	0.44	0.44	0.42	0.43
Pb	5.8	5.9	5.8	6.3	5.8	6.1
Th	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3
U	1.4	1.4	1.3	1.4	1.4	1.4

Примечание. Анализы, выполненные в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН.

ление, что в ходе извержения большинство элементов стремятся попасть в область эволюции субщелочного глиноземистого тренда, и, почти достигнув его, начинают его наращивать.

Рассмотрим еще одну диаграмму, где концентрации элементов сопоставляются с К-щелочностью пород, которая возрастает по мере эволюции расплавов БТТИ, но уменьшается в ряду перехода андезибазальты – базальты и возрастает при дальнейшем изменении базальтовых расплавов ТТИ-50 (рис. 8). Повышение К-ой щелочности сопровождается монотонным возрастанием Rb, Pb, Ba, Ti, Zr, Hf, Y, Yb в магнезиальных базальтах БТТИ, в общем, соизмеримо с поведением тех же элементов в средних составах известково-щелочных вулканитов Камчатки (при пониженных концентрациях Ba, Sr, Yb). Интересно ведет себя V, который не коррелируется с Ti, а уменьшается с ростом К.

Картина резко меняется при переходе к субщелочным глиноземистым составам конечной стадии БТТИ (Южный прорыв). Концентрации Rb, Pb, Ti, Hf, Yb возрастают с ростом К-ой щелочности, но для ряда высоконеккогерентных элементов: Nb, Zr, Y, а также для V, Ba, Sr появляется субвертикальный тренд. Для Ba и Sr это связано с появлением в конце эволюции БТТИ мегаплагиофировых базальтов с многочисленными крупными (до первых сантиметров) мегакристаллами плагиоклаза. В отношении высоконеккогерентных элементов (Nb, Zr, Hf и Ta) было показано [12], что присутствие субвертикальных трендов на подобного типа диаграммах является характерной особенностью пород внутриплитного геохимического типа. Кроме того, подобные тренды могут свидетельствовать об относительной маловодности (или слабой окисленности) соответствующих расплавов [14].

В отношении пород ТТИ-50 с уменьшением К-ой щелочности в ходе эволюции расплавов наблюдается уменьшение концентраций всех элементов, за исключением Ti и V, а корреляционная зависимость по отношению к калию для высоконеккогерентных элементов Nb, Zr, Hf, Y исчезает уже на середине первого цикла (рис. 9), что свидетельствует, о проявлении «внутриплитной» геохимической специфики.

#### Особенности изотопного состава

Интересные закономерности проявляются при рассмотрении изотопных характеристик (табл. 3, рис. 10). По соотношению изотопов <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr – <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb практически все точки пород Толбачинского центра и Ушковского вулкана (рис. 10 Б), независимо от состава и характера извержения (сам вулкан или его ареальная зона), располагаются в полосе, растянутой вдоль оси Pb-изотопных составов, с относитель-

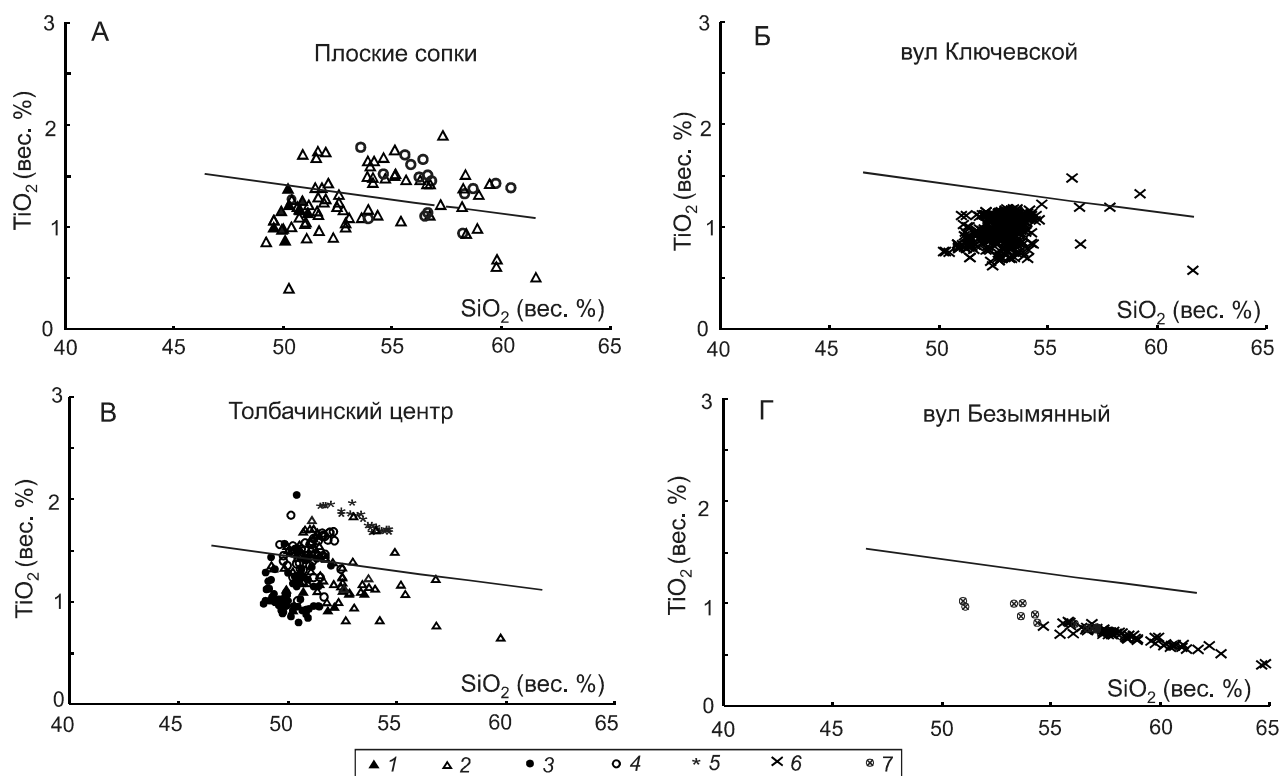


Рис. 4. Соотношение  $TiO_2$ – $SiO_2$  в породах вулканов СЗ части Ключевской группы.

Условные обозначения те же, что и на рис. 3.

но невысокими Sr-изотопными отношениями. В этой же полосе группируются и точки изотопных составов Новых Толбачинских вулканов (рис. 10 В). Полоса эта перекрывает всю часть поля изотопных характеристик внутриплитных базальтов вулканов Ичинский, Кекукнайский, Б. Паялпан (рис. 10 А) и существенно отличается от тех изотопных характеристик, которые мы имеем по литературным данным для так называемой коро-мантийной смеси (большая часть ксенолитов вулканов Шивелуч и Харчинский) и ниже-среднекорового субстрата.

Точки изотопных составов пород вулканов Ключевской, Камень, Безымянный, напротив, образуют тренд, вытянутый вдоль оси Sr-изотопных составов с повышенными значениями этой характеристики. Сюда же попадают и две точки из пород самой постройки Толбачинского вулкана. Эти составы соответствуют изотопным характеристикам пород нижней-средней коры или сублитосферной мантии («коро-мантийной смеси»). При этом и сам тренд, и поле ниже-среднекоровых изотопных составов вытянуто в направлении обогащенного компонента EM-2.

По соотношению изотопов свинца (рис. 11) подавляющее большинство точек для пород Камчатских вулканов располагаются в области I-MORB ман-

тии, образуя субпараллельные тренды возрастания отношений  $^{208}Pb/^{204}Pb$  (то же и для  $^{207}Pb/^{204}Pb$ , здесь не показано) при небольшом изменении отношений  $^{206}Pb/^{204}Pb$ . На одном из таких трендов располагаются точки составов пород ТТИ-50, которые образуют два «кластера» (I и II) достаточно обособленных составов (рис. 11 В). Один, менее радиогенный, – соответствует начальному циклу извержения, а другой – конечному. При этом подавляющее большинство составов базальтов всего Толбачинского центра располагается в поле мантийных характеристик пород внутриплитного типа, построенного по данным для базальтов вулканов Ичинский, Кекукнайский, Б. Паялпан, Начикинский и Хайюля (рис. 11 А). Точки изотопных составов пород вулканов Харчинский и Ключевской существенно сдвинуты за границы этого поля в направлении обогащенного компонента EM-II. Интересно, что данные о Pb-изотопных составах коровых и мантийных ксенолитов не дают столь четкой стратиграфической границы, которую можно представить, анализируя Sr-изотопные составы (рис. 10 А). Здесь намечаются только характеристики исходного протолита – мантии P-MORB типа для ксенолитов гипербазитов и I-MORB типа для габброидных включений.



Таблица 2. Силикатный (вес. %) и редкоземельный (ppm) состав пород Новых Толбачинских вулканов.

Этап	I												
	№/пп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ Обр	13-23	13-29	13-33	13-24	13-27	13-26	13-28	13-35	13-37	13-22	13-36	13-38	13-34
SiO <sub>2</sub>	54.94	54.82	54.81	54.69	54.55	54.47	54.40	54.23	54.02	54.01	53.97	53.86	53.64
TiO <sub>2</sub>	1.79	1.78	1.80	1.79	1.77	1.78	1.78	1.82	1.84	1.77	1.81	1.84	1.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.89	16.66	16.66	16.65	16.53	16.53	16.42	16.60	16.54	16.40	16.45	16.35	16.23
FeO	8.58	8.82	8.55	8.55	8.69	8.70	8.63	8.91	8.95	8.75	8.88	9.06	9.39
MnO	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17
MgO	3.08	3.11	3.13	3.05	3.09	3.03	3.05	3.29	3.37	3.03	3.22	3.29	3.44
CaO	6.98	6.95	7.05	6.94	6.95	6.93	6.92	7.25	7.40	6.93	7.20	7.33	7.41
Na <sub>2</sub> O	3.82	3.78	3.70	3.82	3.84	3.81	3.78	3.66	3.62	3.78	3.67	3.63	3.69
K <sub>2</sub> O	2.70	2.71	2.67	2.72	2.71	2.71	2.69	2.58	2.54	2.69	2.61	2.55	2.56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.66	0.66	0.65	0.65	0.67	0.66	0.65	0.62	0.62	0.64	0.62	0.61	0.62
Сумма	99.61	99.45	99.19	99.02	98.97	98.78	98.49	99.14	99.07	98.17	98.60	98.69	99.04
Ni	41	4	11	13	7	6	17	22	16	12	8	9	19
Cr	12	n.d.	n.d.	8	4	3	17	22	1	0	2	3	n.d.
V	249	240	273	263	247	265	257	281	296	248	304	298	307
Rb	96	95	94	98	93	94	96	92	89	95	93	91	94
Sr	306	306	304	308	310	306	309	308	311	309	310	313	307
Zr	290	290	282	288	289	292	287	273	277	285	279	278	273
Y	47	47	47	47	48	49	47	45	45	46	44	45	43

№/пп.	I						II					
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
№ Обр	13-32	13-31	13-39	T-137	13-30	T-119	T-136	T-59	13-40	T-121	T-56	T-138
SiO <sub>2</sub>	53.52	53.38	53.05	52.08	51.89	51.88	51.81	51.68	51.67	51.62	51.60	51.45
TiO <sub>2</sub>	1.95	1.93	1.95	2.03	2.02	2.01	2.00	2.01	2.02	2.01	2.01	2.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.35	16.18	16.08	16.12	16.21	16.07	16.23	16.13	16.03	16.06	15.94	15.93
FeO	9.37	9.31	9.60	10.41	10.31	10.75	10.35	10.51	10.31	10.63	10.64	10.70
MnO	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18
MgO	3.61	3.54	3.66	4.18	4.24	4.20	4.16	4.10	4.13	4.14	4.09	4.18
CaO	7.50	7.53	7.59	7.46	7.58	7.46	7.45	7.47	7.58	7.44	7.49	7.43
Na <sub>2</sub> O	3.50	3.54	3.46	3.35	3.41	3.35	3.36	3.37	3.38	3.46	3.37	3.35
K <sub>2</sub> O	2.51	2.52	2.49	2.45	2.45	2.45	2.45	2.45	2.44	2.47	2.45	2.44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.60	0.61	0.61	0.62	0.61	0.61	0.61	0.61	0.61	0.61	0.61	0.61
Сумма	99.07	98.71	98.66	98.88	98.90	98.97	98.60	98.52	98.36	98.61	98.37	98.29
Ni	29	21	35	66	69	51	137	86	44	56	101	50
Cr	22	10	25	51	54	46	47	45	26	56	39	46
V	306	345	341	370	373	354	347	347	334	343	360	345
Rb	90	90	90	88	90	90	88	91	87	90	87	90
Sr	302	307	303	306	311	305	306	310	308	307	310	307
Zr	267	275	270	269	270	268	268	266	267	269	271	274
Y	47	43	46	45	46	45	41	48	44	46	46	43

Примечание. Анализы, выполненные в Передовой Инструментальной лаборатории Университета Аляска, Фэрбенкс, США.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Комплекс признаков (структурный контроль, возрастные соотношения, особенности вещественного состава) свидетельствуют о том, что такие длительно развивающиеся вулканические центры, как Толбачинский, Плоских сопок, а также Ичинский [22, 31], Бакенинг [24], Кекукнайский [13], являются более продвинутыми в эволюционном плане, чем

иногда соседствующие с ними вулканы центрального типа: например, те же Ключевской, Камень, Безымянный. Степень продвинутости определяется появлением в этих центрах ареального вулканизма в связи с наложенными, но пространственно сопряженными трещинными зонами. Оба эти типа существенно различаются в отношении доли участия мантийного или корового факторов. Для вулканов центрального типа это соотношение существенно

Таблица 3. Sr, Nd, Pb – изотопные составы представительных образцов проявления вулканизма Ключевской группы.

№/пп	№ обр.	Объект	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$
1	13-24	ТТИ-50	0.703376	0.000014	0.513092	0.000007	8.86	18.1765	0.0003	15.4627	0.0004	37.8430	0.0013
2	13-28	ТТИ-50	0.703390	0.000007	0.513086	0.000004	8.74	18.1955	0.0005	15.4809	0.0006	37.9035	0.0019
3	Маг-03-13	ТТИ-50	0.703379	0.000005	0.513101	0.000009	9.04	18.1828	0.0004	15.4662	0.0004	37.8574	0.0016
4	6/2 АН-12	ТТИ-50	0.703369	0.000014	0.513095	0.000006	8.92	18.1824	0.0050	15.4626	0.006	37.8588	0.0020
5	ГФ-13-24	ТТИ-50	0.703409	0.000009	0.513094	0.000010	8.89	18.1892	0.0005	15.4755	0.0006	37.8853	0.0021
6	К-17-13	ТТИ-50	0.703355	0.000011	0.513101	0.000009	9.02	18.1954	0.0004	15.4842	0.0005	37.9166	0.0017
7	Т-177	ТТИ-50	0.703351	0.000011	0.513088	0.000004	8.77	18.2052	0.0008	15.4972	0.008	37.9602	0.0029
8	13-30	ТТИ-50	0.703361	0.000009	0.513100	0.000011	9.01	18.2108	0.0011	15.5039	0.0013	37.9834	0.0041
9	Б17	ТТИ-50	0.703402	0.000010	0.513083	0.000006	8.67	18.1930	0.0003	15.4832	0.0003	37.9116	0.0010
10	102-29	1941 г.	0.703364	0.000005	0.513088	0.000005	8.78	18.1839	0.0005	15.4849	0.0005	37.9077	0.0017
11	57-826	Ключ	0.703530	0.000011	0.513103	0.000007	9.06	18.2947	0.0004	15.4958	0.0004	37.9756	0.0012
12	11-3	Ключ	0.703580	0.000011	0.513100	0.000008	9.02	18.2780	0.0006	15.4897	0.0007	37.9594	0.0022
13	Кл-1	Ключ	0.703664	0.000012	0.513097	0.000009	8.95	18.3069	0.0008	15.4889	0.0009	37.9690	0.0032
14	50-44	Ключ	0.703609	0.000009	0.513098	0.000008	8.97	18.2866	0.0003	15.4786	0.0003	37.9141	0.0008
15	974	Толбачик	0.703507	0.000015	0.513094	0.000005	8.89	18.2310	0.0006	15.4817	0.0006	37.9244	0.0021
16	8837	Харчинск	0.703459	0.000010	0.513098	0.000009	8.97	18.2592	0.0006	15.4916	0.0007	37.9311	0.0022
17	8837*	Харчинск	0.703450	0.000010	0.513097	0.000009	8.95						
18	8839	Харчинск	0.703460	0.000010	0.513114	0.000033	9.29	18.2961	0.0016	15.5236	0.0018	38.0357	0.0059
19	8841	Харчинск	0.703571	0.000013	0.513111	0.000005	9.23	18.2426	0.001	15.4808	0.0011	37.8777	0.0038
20	8845-1	Харчинск	0.703515	0.000010	0.513106	0.000009	9.12	18.2787	0.0006	15.5201	0.0006	38.0119	0.0019
21	8846	Харчинск	0.703591	0.000008	0.513120	0.000007	9.41	18.2849	0.0005	15.4865	0.0005	37.9001	0.0018

сдвинуто в сторону участия корового (очагового) фактора, проявления же трещинного ареального вулканизма имеют непосредственную связь с мантийными источниками.

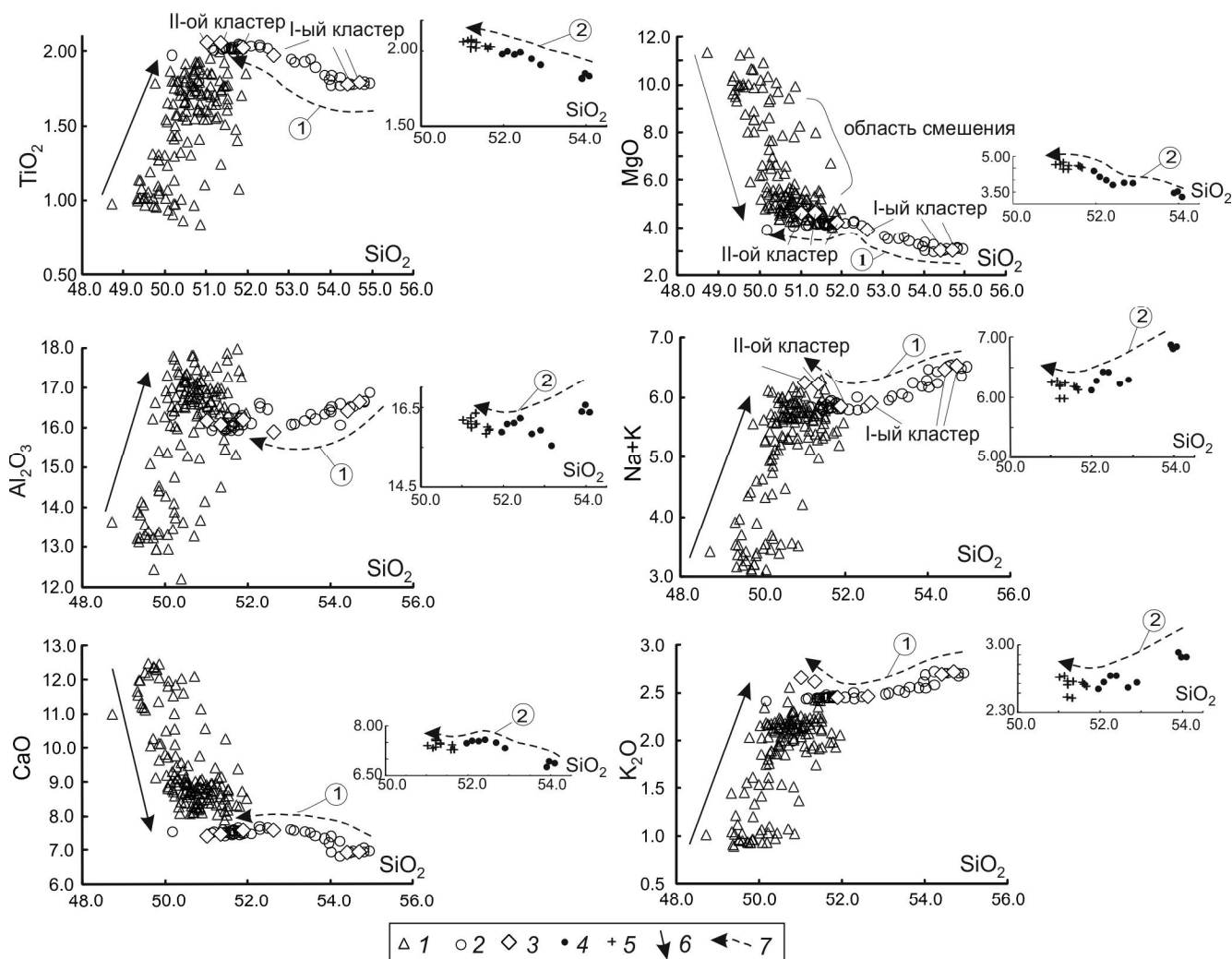
Посмотрим, чем отличаются проявления вулканизма трещинной стадии развития вулканического центра (БТТИ, ТТИ-50) по сравнению таким характерным вулканом центрального типа, как Ключевской.

### Роль мантийного фактора

Выше уже говорилось о том, что вулканизм Толбачинского центра характеризуется наличием двух петрохимических трендов (известково-щелочного, низкотитанистого и субщелочного, высокотитанистого) в отличие от Ключевского вулкана с одним низкотитанистым петрохимическим трендом (рис. 3 и 4). Те же различия наблюдаются и при сравнении широкого набора геохимических данных (рис. 12). Магнезиальным базальтам БТТИ соответствуют тренды I, умеренно глиноземистым трахибазальтам и трахиандезитбазальтам отвечают тренды II, экстремальное положение на которых по большинству показателей занимают составы ТТИ-50 (рис. 6). В то же время точки составов как магнезиальных, так и умеренно глиноземистых пород Ключевского вулкана практически по всем показателям образуют один тренд, направленный в сторону возрастания Ni и, соответственно, магнезиальности пород.

Существование двух геохимических трендов для известково-щелочной и субщелочной серий БТТИ, но только одного тренда для известково-щелочной серии Ключевского вулкана можно интерпретировать соответственно как проявление двух или одного глубинного источника. Что же это за источники? Используем составы известных на Камчатке глубинных ксенолитов. Как видно на диаграмме (рис. 12), в отношении Ключевского тренда и трендов I БТТИ наиболее сопоставимые результаты для Ti, Nb, Hf дают составы ксенолитов, так называемых черных пироксенитов вулкана Бакенинг. Для Rb, K, Ba, Sr, Yb, Y, V более подходят содержания соответствующих элементов в амфиболовых пироксенитах вулкана Шивелуч. При этом тренды для магнезиальных базальтов Ключевского вулкана более сопоставимы с данными по мантийным ксенолитам, а треки магнезиальных базальтов БТТИ отклоняются в сторону обогащения такими флюидомобильными элементами, как Rb, K, Ba, но также и Hf. При этом первые менее, а вторые более совместимы с концентрациями в ксенолитах Ti, V,

Примечание к табл. 3. 1941 г. – прорыв этого года Толбачинской ареальной зоны, Ключ – Ключевской вулкан. Харчинск – Харчинский вулкан. 974 – вулкан Плоский Толбачик. \* – из работы [22].



**Рис. 5.** Последовательность изменения основных петрохимических характеристик (вес. %) в ходе извержения БТТИ (1975–76 гг.) и Новых Толбачинских вулканов (ТТИ-50 2012–13 гг.).

1–3 – неопубликованные материалы П.Э. Избекова: по БТТИ (1) и ТТИ-50 (2–3), в том числе отвечающие I-му (2) и II-му (3) изотопным кластерам; 4–5 – ТТИ-50 – данные из табл. 1, отвечающие I-му (4) и II-му (5) изотопным кластерам; 6–7 эволюция составов пород в ходе извержения для БТТИ (6) и ТТИ-50 (7).

Yb, Sr. Это может свидетельствовать о том, что источником в отношении магнезиальных базальтов Ключевского вулкана может быть литосферная мантия существенно пироксенитового состава, в различной степени обводненная и обогащенная коровым материалом (сдвиг по SiO<sub>2</sub>), а в отношении магнезиальных вулканитов БТТИ – тот же, но матасоматически обогащенный мантийный резервуар.

Тренды II отвечают составам умеренно глиноземистых субщелочных-щелочных серий тех центров, где проявлен внутриплитный тип вулканизма (Толбачинский, Ичинский, Кекукнайский). Именно эти объекты отличаются от вулканов центрального типа (Ключевской, Безымянный, Харчинский) своими Sr- и Pb-изотопными характеристиками (рис. 10 и 11),

что свидетельствует о существовании для них своего обогащенного глубинного источника. С целью идентификации этого мантийного источника обратимся к модели, предложенной Х.Б. Вест и В.П. Лиман [43]) для объяснения эволюции лав вулкана Халеакала на Гавайях (рис. 13). В рамках <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr – <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb изотопной систематики эти исследователи предложили 3-х компонентную модель смешения РМ (примитивная мантия), ЕМ (обогащенная мантия) и DM (минимально радиогенный изотопный состав Тихоокеанских MORB). Кривая варьирующей степени смешения РМ-ЕМ, по мнению этих авторов, и является отражением состава гавайского плюмового резервуара. Как видно на рис. 13, полоса составов рассматриваемых вулканитов Камчатки с внутриплитными характеристиками

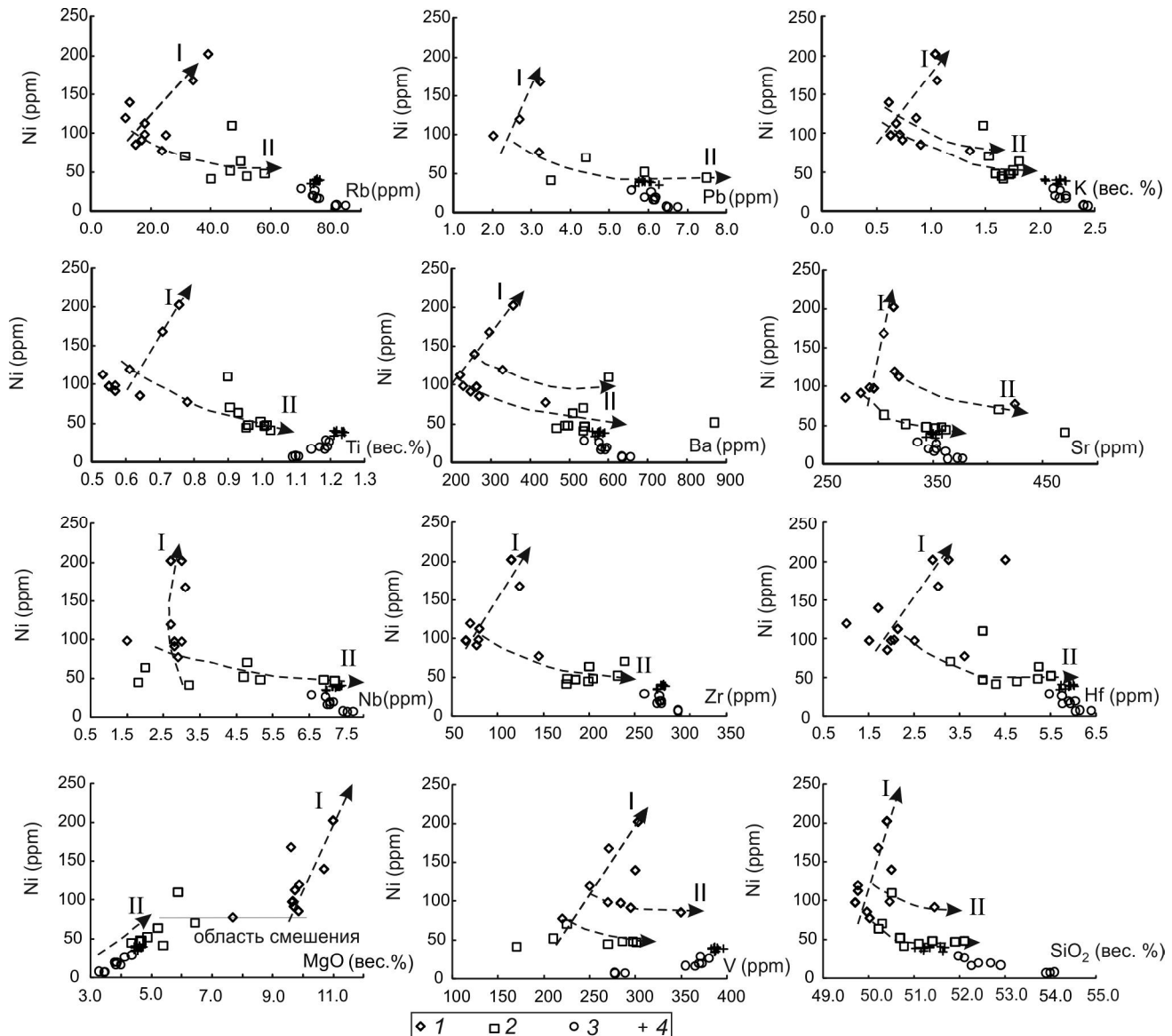


Рис. 6. Соотношение Ni–элементы в породах БТТИ и ТТИ-50.

1–2 – базальты БТТИ: магнезиальные (1), промежуточные и глиноземистые (2); 3–4 – породы ТТИ-50: андезибазальты-базальты I-го кластера (3), базальты II-го кластера (4). Использованы данные из [3, 17, 22]. Стрелками показано направленное изменение составов пород при участии различных мантийных резервуаров.

располагается так же вдоль линии смешения этих компонентов, как поле плюмовых составов.

Кроме того, диапазон Sr-изотопных составов внутриплитных вулканитов соответствует выделенной в пределах Центральной Камчатки [15] крупной Sr-изотопной аномалии ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70332\text{--}0.7034$ ). Анализ материалов сейсмографии и гравиметрии показал, что эта аномалия подтверждается также и геофизическими данными. Поэтому она была интерпретирована как результат возможного внедрения в литосферную мантию Камчатки мантийного асте-

нолита или астеносферного диапира. Вулканы Ключевской, Безымянный, Харчинский располагаются в стороне от этой аномалии. Они характеризуются повышенными значениями Sr-изотопных отношений ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70345\text{--}0.70348$ ), что наряду с повышенной для них кремнекислотностью (рис. 3 Г) свидетельствует о некотором участии в их литосферном источнике нижнекорового материала.

Таким образом, мы приходим к выводу о возможном участии материала мантийного диапира как источника для образования трендов II-го типа.

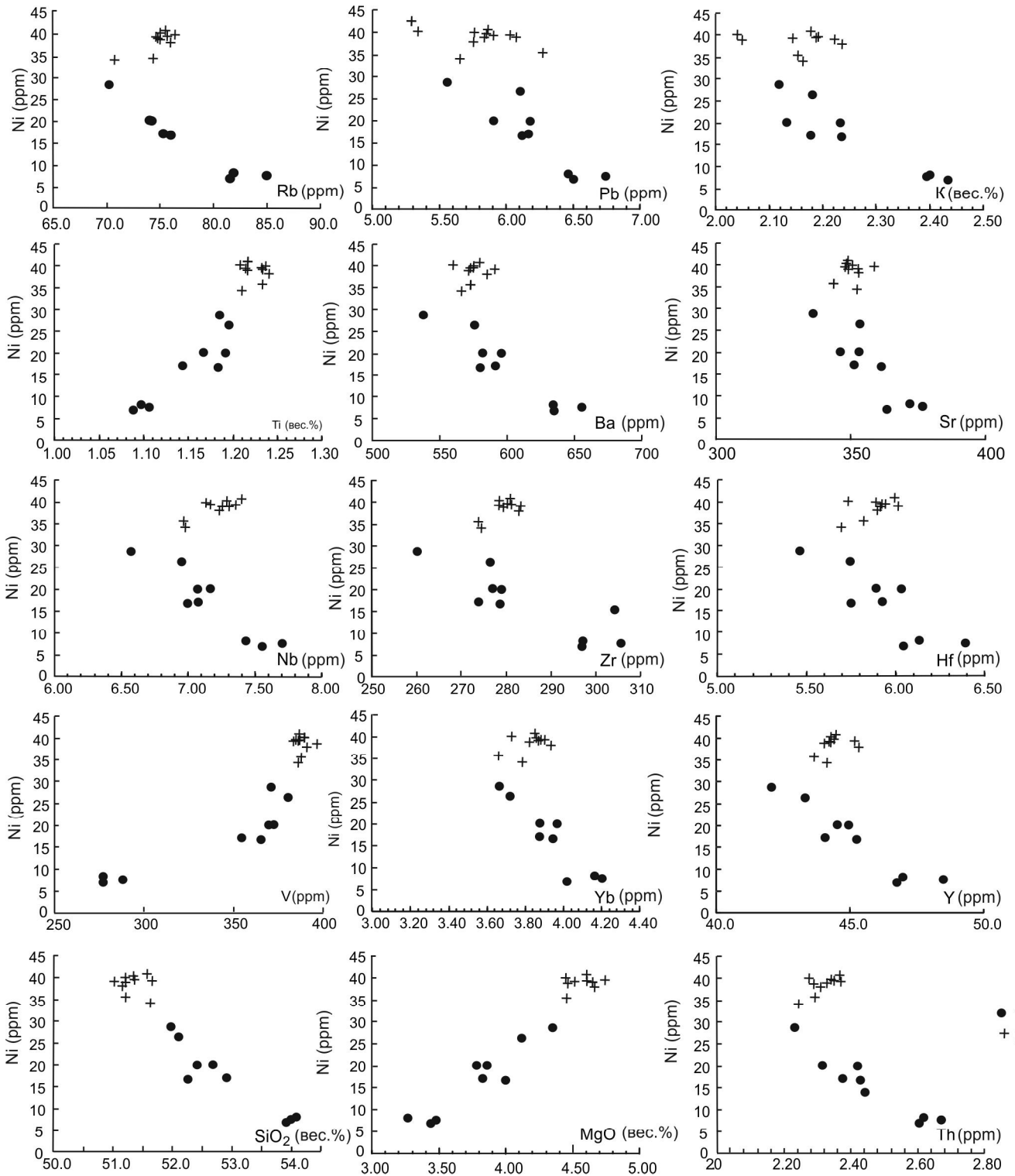
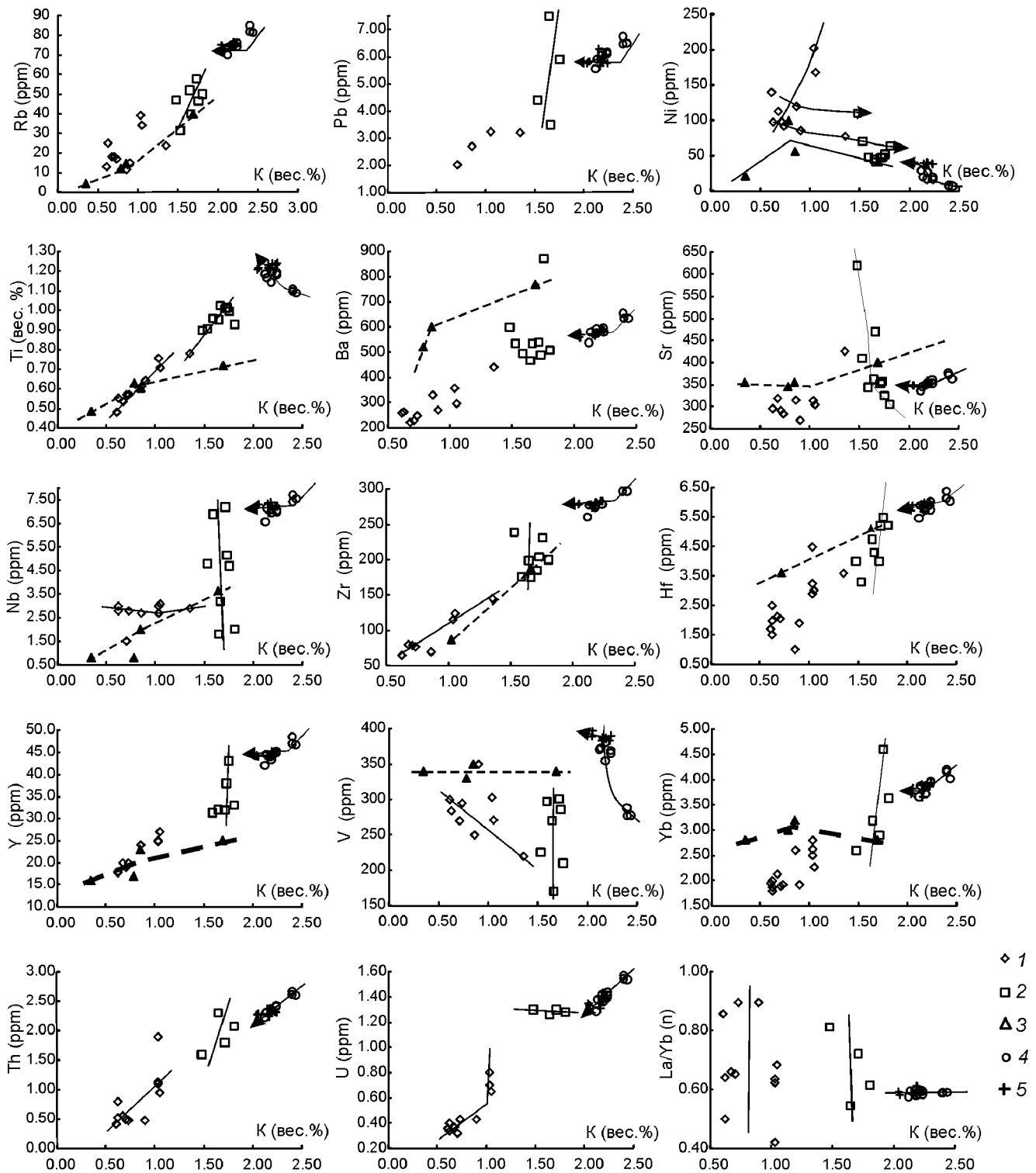


Рис. 7. Соотношение Ni – элементы в породах ТТИ-50.

1 – андезибазальты-базальты I кластера, 2 – базальты II кластера.



**Рис. 8.** Соотношение элементы – калий в породах БТТИ и ТТИ-50.

1–2 – базальты БТТИ: магнезиальные (1), промежуточные и глиноземистые (2); 3 – средний состав для известково-щелочных и субщелочных базальтов Камчатки, по [3]; 4–5 – породы ТТИ-50: андезитобазальты-базальты I-го кластера (4), базальты II-го кластера (5). Стрелки аппроксимируют изменение составов различных типов пород. La/Yb(n) – значения для La и Yb нормированы по хондриту [34].

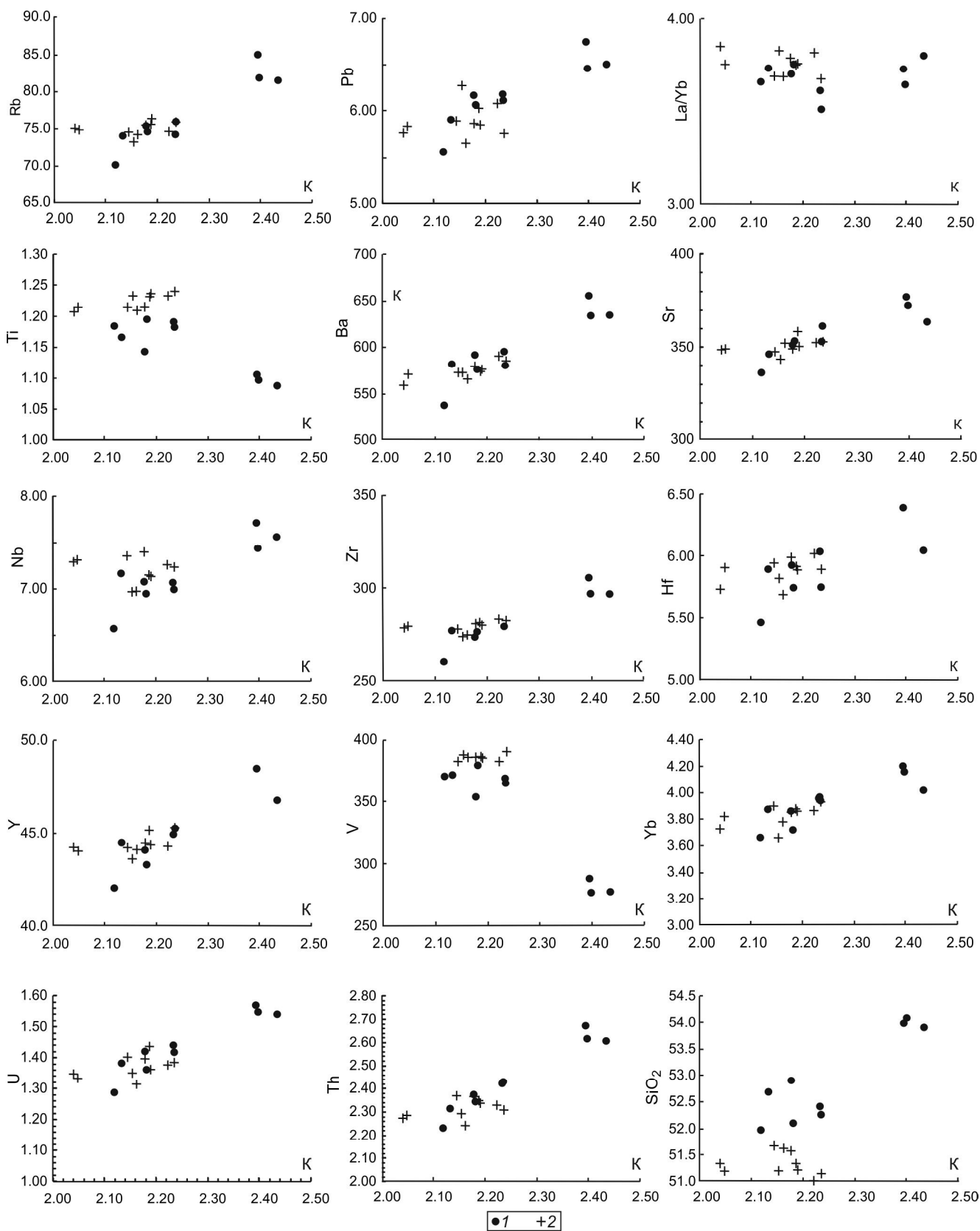
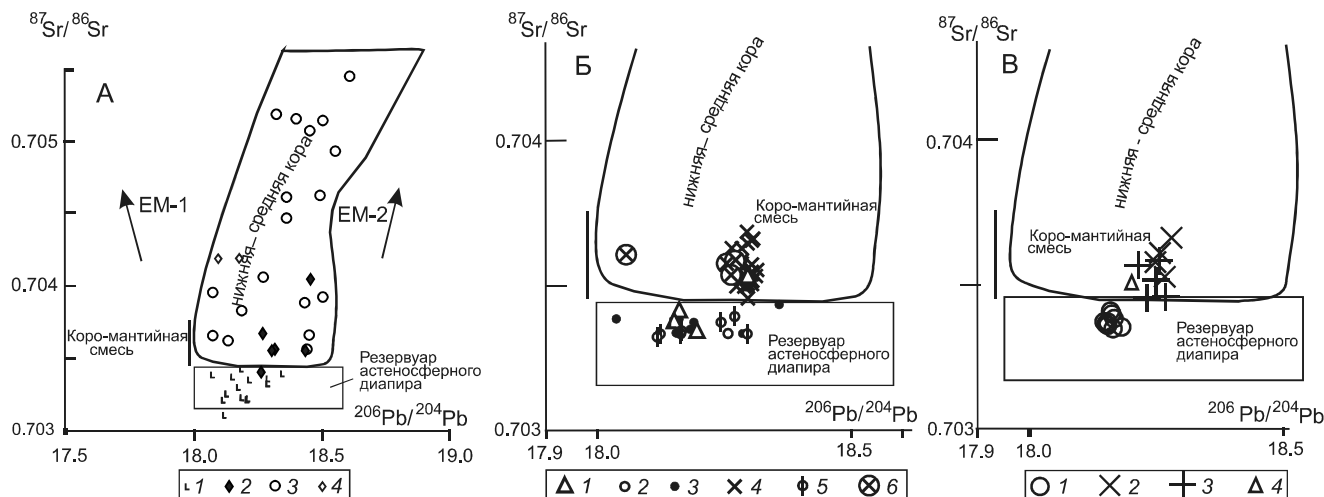


Рис. 9. Соотношение элементы – калий в породах ТТИ-50.

1 – андезибазальты-базальты I кластера, 2 – базальты II кластера.

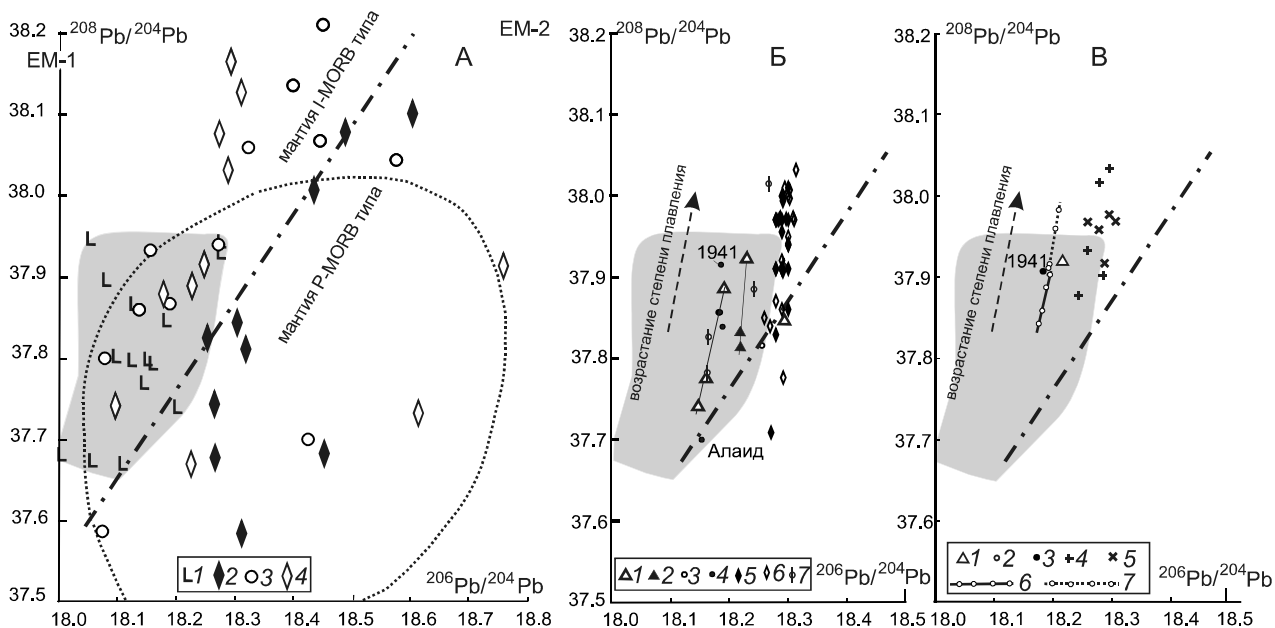


**Рис. 10.** Соотношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в модельных составах и породах вулканов СЗ части Ключевской группы.

А – модельные составы: 1 – базальты внутриплитного типа из вулканов Ичинский, Кекукнайский, Б. Паялпан; 2 – ксенолиты ультрамафитов вулканов Авачинский, Харчинский и Шивелуч; 3 – габброиды нижнекоровых ксенолитов севера Пацифики; 4 – метаморфиды Хавывенской возвышенности (Камчатка). Используются данные из работ: [1, 13, 19, 22, 39]. EM-1 и EM-2 – обогащенные мантийные компоненты, по [29].

Б – литературные данные: 1–3 – Толбачинский центр, постройка вулкана (1), глиноземистые (2) и магнезиальные (3) базальты ареальной зоны; 4–6 – базальты вулканов: Ключевского (4), Ушковского (5), Безымянного (6). Используются материалы из работ: [22, 25, 38].

В – по данным табл. 3: 1 – андезибазальты-базальты ТТИ-50; 2–4 – базальты вулканов: Ключевского (2), Харчинского (3), Плоский Толбачик (4).



**Рис. 11.** Соотношение  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в модельных составах и породах вулканов СЗ части Ключевской группы.

А – модельные составы: 1–4 – тоже, что и на рис. 10. Заливкой выделено поле составов внутриплитных вулканитов, точечной границей – поле состава истощенной мантии, по [44]. EM-1 и EM-2 – обогащенные мантийные компоненты, по [27]; граница мантия I-MORB–мантия P-MORB типов – по [29].

Б – литературные данные: 1–4 – Толбачинский центр: постройка вулкана – глиноземистые (1) и магнезиальные (2) составы; глиноземистые (3) и магнезиальные (4) базальты ареальной зоны; 5–7 – базальты вулканов: Ключевского (5), Харчинского (6), Ушковского (7). Используются материалы из работ: [22, 25, 38].

В – по данным табл. 3: 1–3 – Толбачинский центр: постройка вулкана (1), глиноземистые (2) и магнезиальные (3) базальты ареальной зоны; 4–5 – базальты вулканов: Харчинского (4) и Ключевского (5); 6–7 – первый и второй изотопные кластеры пород ТТИ-50.



Составы пород ТТИ-50 занимают экстремальное положение на этих трендах, но не сразу, а через инверсию ковариации для большинства элементов при переходе от первого ко второму изотопному кластеру. При этом в рамках реального времени (в формате «онлайн») меняется мантийный Pb-изотопный состав вулканитов. Это может происходить только в том случае, если в течение всего извержения не была нарушена связь с его мантийным источником. Попадание и «отстой» в коровом очаге явно нарушили бы эту связь. По сути дела, изменение концентраций практически всего спектра элементов в породах ТТИ-50 в первом цикле перехода андезибазальты → базальты можно объяснить возрастанием степени плавления мантийного источника. Увеличение концентраций когерентных элементов (Ni, Cr, Mg) и уменьшение некогерентных (Nb, Zr, Hf, Yb) при возрастании степени плавления мантийного резервуара вполне согласуется с моделями [36]. Далее при эволюции уже базальтовых составов, когда они почти вплотную приблизились к основному тренду (рис. 7), наблюдается вторичное обогащение расплавов Rb, Ba, Sr, Nb, Zr, Hf, Yb, Y, U, Ni. Тренд БТТИ по большинству элементов надстраивается в сторону экстремальных значений.

Переход от магнезиальных базальтов Северного прорыва БТТИ к субщелочным глиноземистым базальтам Южного прорыва через промежуточные разновидности предыдущие исследователи рассматривали как результат смешения двух источников, отвечающих составам пород начальной и конечной стадий извержения [3]. По-видимому, тренды II на диаграммах рис. 6 действительно являются трендами смешения расплавов, образующихся при плавлении обогащенной литосферной мантии, с одной стороны, и меняющимся по составу флюидно-расплавным компонентом мантийного диапира, с другой.

#### **Роль малоуглубленного фактора АФС (ассимиляция – фракционная кристаллизация)**

Выше уже говорилось о том, что по соотношению изотопов Sr и Pb точки составов пород Толбачинского центра и Плоских сопки практически целиком располагаются в поле мантийных составов. Исключение представляют только две точки базальтов из постройки самого Толбачинского вулкана (стадия вулканизма, предшествовавшая образованию региональной трещинной зоны). Изотопные характеристики для этих базальтов, так же как и для всего набора пород стратовулканов Ключевской, Камень, Харчинский, Безымянный, существенно сдвинуты в поле литосферных составов (рис. 10) в направлении обогащенного компонента ЕМ-II. Такой же сдвиг в сторону

компонента ЕМ-II мы наблюдаем для пород стратовулканов и на рис. 11.

По поводу происхождения компонента ЕМ-II существуют различные точки зрения. Распространено мнение [26], что он мог образоваться из субконтинентальной литосферы или астеносферы, обогащенной радиогенными элементами за счет субдукционных процессов. По данным С. Харта [27], в островных дугах, где субдукция осадков и контаминация лав была значительной (Банда, Антиллы), результирующие изотопные значения имели полное сходство с ЕМ-II – компонентом океанических осадков. Нельзя исключать также соображения, что этот компонент может иметь и метасоматическую природу [40, 42]. Существуют еще представления о том, что компоненты ЕМ-I и ЕМ-II не являются дополнительной примесью в ходе процессов магмообразования, но существуют в виде уже образовавшихся крупномасштабных мантийных доменов (DMM-EM-I DMM-EM-II) и представляют малоуглубленные астеносферные мантийные источники [21].

Дополнительную информацию и возможности участия литосферного компонента можно получить при рассмотрении диаграммы рис. 14. Здесь (рис. 14 А) мы видим два тренда, отражающих наличие ковариационной зависимости между кремнекислотностью пород и Sr-изотопным составом. Один – точечный, как уже отмечалось, соответствует переходу от астеносферного мантийного резервуара (большинство составов пород Толбачинского центра и Ушковского вулкана) к литосферному «коро-мантийному» (для пород Ключевского вулкана). Второй тренд – пунктирный – является отражением гетерогенности астеносферного мантийного резервуара – возрастания его степени плавления при переходе от андезибазальтов к базальтам ТТИ-50. Показательно положение на нем наиболее кремнеземистых составов Ушковского вулкана. Наличие нескольких трендов на рис. 14 Б свидетельствует также о наличии нескольких Sr-Nd изотопных систем: единой для вулканических центров Толбачинского и Ушковского вулканов и различающихся для существенно магнезиальных и глиноземистых составов Ключевского вулкана центрального типа.

#### **ОБОБЩЕНИЕ И ВЫВОДЫ**

Произошедшее в 1912–13 гг. очередное извержение Новых Толбачинских вулканов (ТТИ-50) явилось небольшим, но весьма важным в генетическом плане фрагментом эволюции Толбачинского вулканического центра. ТТИ-50 не наследует ни положение очагов, ни состав продуктов предшествовавшего Южного прорыва БТТИ, это самостоятельная фаза эволюции Толбачинского вулканического центра.

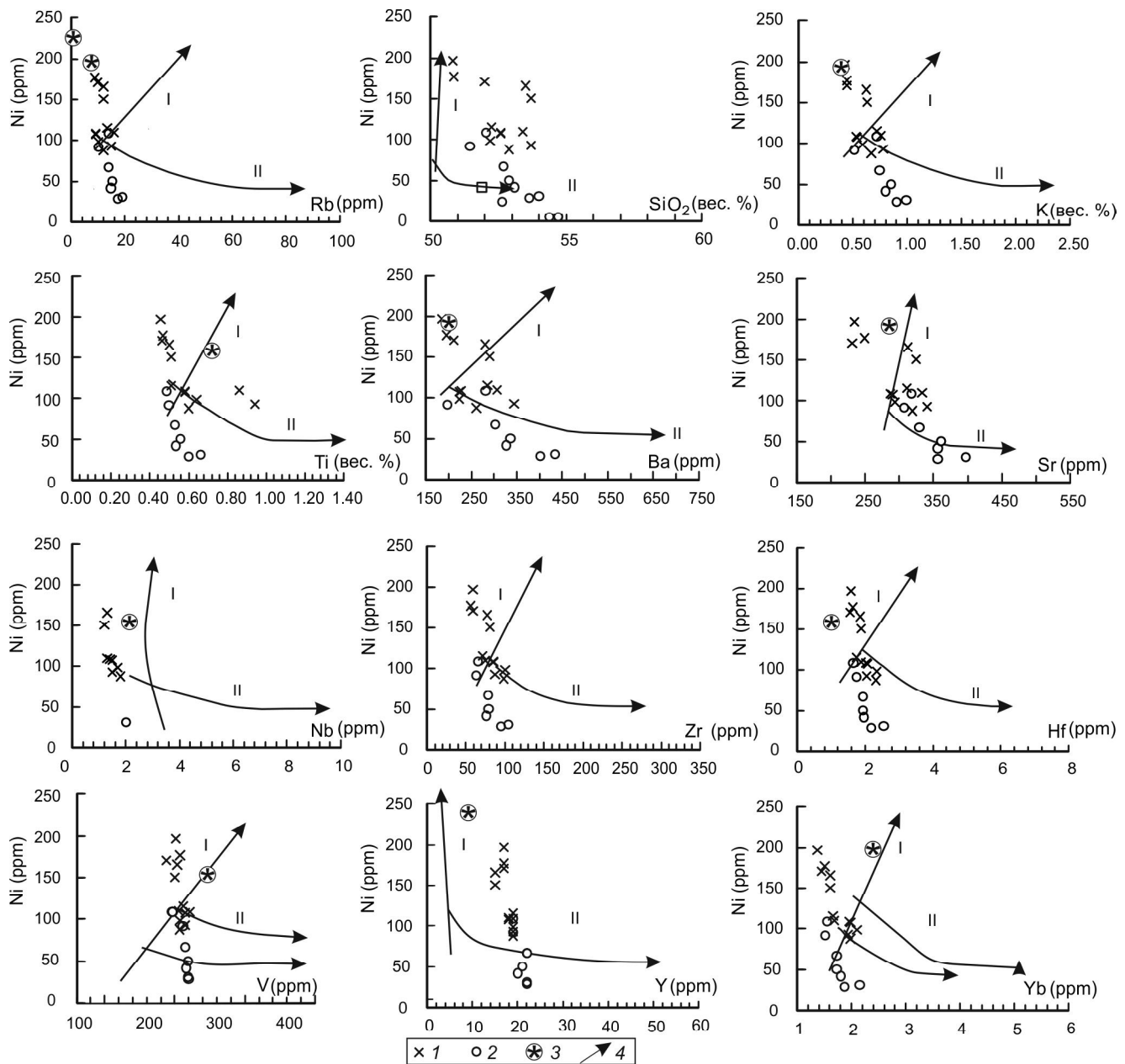
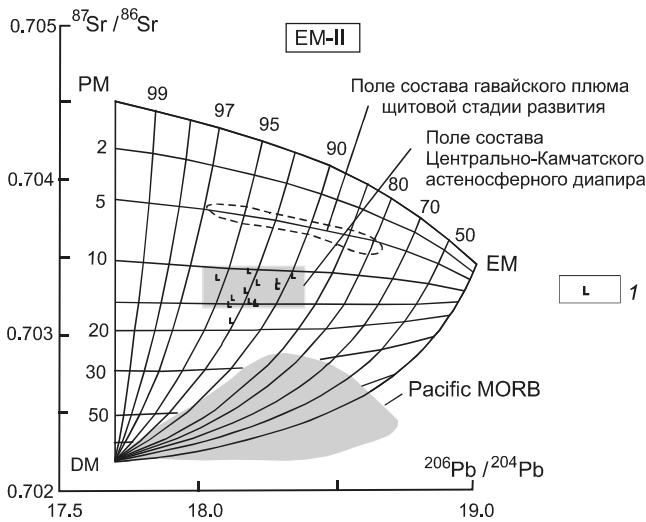


Рис. 12. Соотношение Ni–элементы в породах БТТИ и Ключевского вулкана.

1–2 – точки составов базальтов Ключевского вулкана: магнезиального (1) и умеренно глиноземистого (2) типов; 3 – предполагаемый состав мантийного источника (по данным о глубинных ксенолитах); 4 – тренды изменения состава пород БТТИ. Кроме материалов авторов использованы данные из работ [3, 17, 22].

Выделено три стадии проявления и два цикла изменения состава продуктов этого извержения. Переход от андезибазальтов первого к базальтам второго цикла сопровождается увеличением содержаний MgO, TiO<sub>2</sub>, CaO и концентраций Ni и V, возрастанием <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb и уменьшением <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr отношений. При этом уменьшается содержание SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, щелочей и концентрация Rb, Pb, Ba, Sr, Nb, Zr, Hf, Yb, Y, U, Th, что вполне может быть достигнуто

возрастающей степенью плавления астеносферного мантийного резервуара. Дальнейшая эволюция состава базальтов ТТИ-50 сопровождается вторичным обогащением расплавов Rb, Ba, Sr, Nb, Zr, Hf, Yb, Y, U, Ni, что обеспечивается участием астеносферного мантийного резервуара и процессами смешения расплавов, образующихся при плавлении обогащенного литосферного и астеносферного мантийных источников.

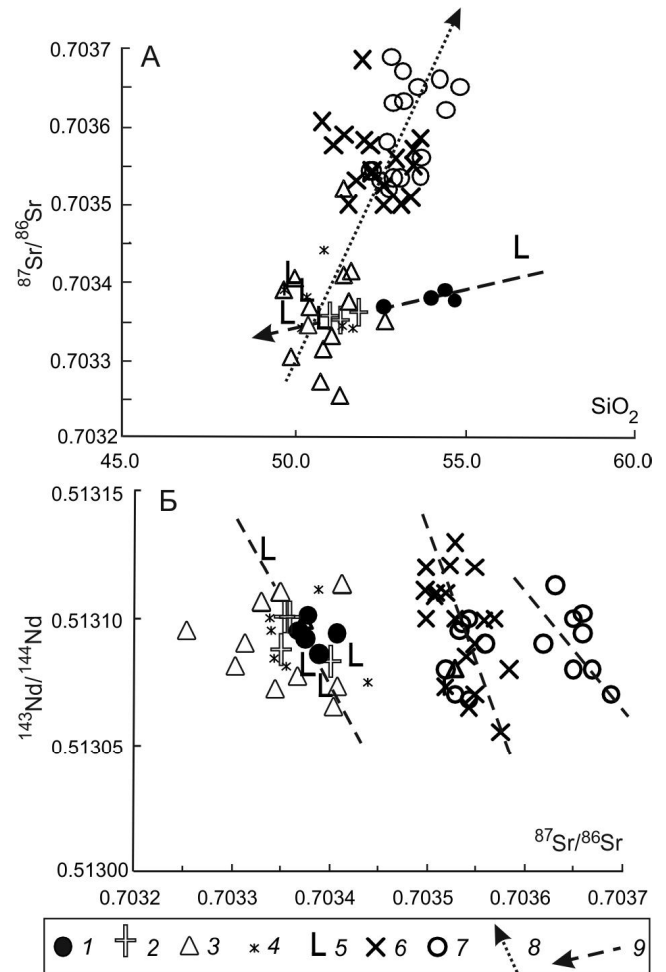


**Рис. 13.** Соотношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в породах внутриплитного типа Камчатки в рамках модели [43].

1 – внутриплитные базальты вулканов Ичинский, Кекукнайский, Б. Паялпан. PM, EM, DM – см. объяснение в тексте, EM-II – «обогащенный компонент», по [27], или «обогащенная мантия», по [29]. Используются данные из работ [13, 22].

Анализ материалов для БТТИ и ТТИ-50 был проведен как результат сопоставления аналитических данных по составу пород проявлений вулканизма трещинного и центрального типа (Ключевской вулкан). Первый (БТТИ) характеризуется наличием двух вулканических серий пород: известково-щелочной и субщелочной, присутствием двух трендов на геохимических диаграммах и, соответственно, участием двух независимых мантийных источников литосферного (обогащен Rb, K, Ti, Ba, Sr, Nb, Zr, Hf, Yb, но обеднен  $\text{SiO}_2$  и Y) и астеносферного (обогащен практически всеми флюидо- и расплавомобильными элементами, но характеризуется пониженными значениями Sr-изотопных и Pb-изотопных отношений, которые могут возрастать ( $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) или слегка уменьшаться ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) в ходе извержения). Основной механизм – селективное плавление мантийного резервуара при образовании магнезиальных и умеренно глиноземистых составов, смешение расплавов, образующихся при плавлении литосферного и астеносферного мантийных источников. Фракционная дифференциация проявлена незначительно, только в отношении наиболее магнезиальных составов, преимущественно самой постройки вулкана.

В составе стратовулканов проявлена только одна, известково-щелочная серия пород, один геохимический тренд и соответственно один литосферный мантийный источник (обогащен  $\text{SiO}_2$ , радиогенным Sr и Pb, но обеднен Rb, K, Ti, Nb, Zr, Yb). Основной меха-



**Рис. 14.** Соотношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $\text{SiO}_2$  (А) и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (Б) в породах Толбачинского центра, Ушковского и Ключевского вулканов.

1–4 – состав пород Толбачинского центра: отвечающих первому (1) и второму (2) кластерам изменения Pb-изотопных составов ТТИ-50, постройки вулкана (3) и БТТИ (4); 5–7 базальты вулканов: Ушковского (5), магнезиальные (6) и глиноземистые (7) базальты Ключевского. Выделены тренды ковариационной зависимости составов: А – соответствующие переходу астеносферный–литосферный резервуары (8), возрастанию степени плавления астеносферного резервуара (9), а также аппроксимации данных на рис. (Б). Используются данные из работ: [22, 23, 30, 32, 33, 35].

низм – селективное плавление литосферного мантийного резервуара при образовании умеренно глиноземистых составов, фракционирование Ni-содержащей фазы в случае магнезиальных составов в малоглубинных коровых очагах.

Вероятно, наиболее важным итоговим моментом проделанной работы является заключение о том, что в ходе одного извержения в реальном времени (в

формате «онлайн») за сравнительно короткий промежуток времени может меняться не только состав магматических пород, но и состав мантийных источников. Это необходимо учитывать при петрологическом моделировании.

Статья написана в рамках проекта РФФИ № 13-05-12090 «Астеносферный диапиризм на границах континентальных и океанических литосферных плит».

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Андроников А.В., Мукаса С.Б., Миллер Э.Л. Меловая нижняя кора континентальных окраин севера Пацифики: петролого-геохронологические данные по нижне-средне коровым ксенолитам // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 34–42.
- Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка 1975–1976 / Отв. ред. С.А. Федотов. М.: Наука, 1984. 637 с.
- Волынец О.Н., Флеров Г.Б., Андреев В.Н., Пополитов Э.В., Абрамов В.А., Петров Л.Л., Щека С.А. Петрохимия, геохимия, и вопросы генезиса пород Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, № 4. С. 940–943.
- Волынец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н. Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка) // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 3–13.
- Волынец А.О., Мельников Д.В., Якушев А.И. Первые данные о составе продуктов Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС (Камчатка) // Докл. РАН. 2013. Т. 452, № 3. С. 303–307.
- Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки / Ред. А.П. Кривенко. Новосибирск, 1990. 259 с.
- Ермаков В.А. Важеевская А.А. Вулканы Острый и Плоский Толбачики // Бюлл. вулканол. станций. 1973. № 49. С. 36–43.
- Ермаков В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 222 с.
- Ермаков В.А., Гонтовая Л.И., Сеньюков С.Л. Тектонические условия и магматические источники нового Толбачинского трещинного извержения (п-ов Камчатка) // Геофизические процессы и биосфера. 2014. Т. 13, № 1. С. 5–33.
- Иванов Б.В. Андезиты Камчатки / Отв. ред. А.В. Колосков. М.: Наука, 2008. 470 с.
- Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах / Отв. ред. Л.В. Дмитриев. М.: Наука, 1990. 346 с.
- Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканы как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Науч. мир, 1999. 221 с.
- Колосков А.В., Флеров Г.Б., Перепелов А.Б., Мелекесцев И.В., Пузанков М.Ю., Философова Т.Г. Этапы эволюции и петрология Кекукнайского вулканического массива как отражение магматизма тыловой зоны Курило-Камчатской островодужной системы. Ч.1. Геологическое положение и геохимический состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 2011. № 5. С. 17–41.
- Колосков А.В., Хубуная С.А. Новые данные по петрологии вулканических пород района Чичинаутзин: источники магматических расплавов и происхождение Трансмексиканского вулканического пояса // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 4. С. 24–39.
- Колосков А.В., Гонтовая Л.И., Попруженко С.В. Верхняя мантия Камчатки в изотопно-геохимических и геофизических аномалиях. Роль астеносферного диапиризма // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 3. С. 3–13.
- Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей / Отв. ред. О.А. Богатиков. М.: Наука, 1987. С. 56–85.
- Пополитов Э.И., Волынец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, СО, 1981. 182 с.
- Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Воропаев П.В. Об аномалии сейсмического режима, предвалявшей новое (2012 г.) трещинное Толбачинское извержение на Камчатке // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. Вып. 20, № 2. С. 16–19.
- Тарарин И.А., Дриль С.И., Сандмирова Г.П., Бадрединов З.Г., Татарников С.А., Владимрова Т.А. Изотопный состав стронция, неодима и свинца в метаморфических породах Хавывенской возвышенности восточной Камчатки // Докл. РАН. 2010. Т. 431, № 2. С. 238–241.
- Чурикова Т.Г., Соколов С.Ю. Магматическая эволюция вулкана Плоские сопки, Камчатка // Геохимия. 1993. № 10. С. 1439–1448.
- Choi S. H., Mukasa S. B., Kwon S.T., Andronikov A.V. Sr, Nd, Pb and Hf isotopic compositions of late Cenozoic alkali basalts in South Korea: Evidence for mixing between the two dominant asthenospheric mantle domains beneath East Asia // Chem. Geol. 2006. V. 22. P. 134–151.
- Churikova T., Dorendorf F., Woerner G. Sources and fluids in mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 1567–1593.
- Churikova T.G., Gordeychik B.N., Ivanov B. V. et al. Relationship between Kamen volcano and the Klyuchevskaya group of volcanoes (Kamchatka) // J. Volcan. Geotherm. Res. 2013. V. 63. P. 3–21.
- Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A. et al. Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // J. Volcan. Geotherm. Res. 2000. V.1 04. P. 131–151.
- Dosseto A., Bourdon B., Goron J-L. et al. U-Th-Pa-Ra study of the Kamchatka arc: New constraints on the genesis of arc lavas // Geochim. Cosmochim. Acta. 2003. V. 67, N. 15. P. 2857–2877.
- Flower M.F.J., Zhang M., Chen C.-Y., Tu K. et al. Magmatism in the South China Basin. 2. Post-spreading Quaternary basalts from Hainan Island, south China // Chem. Geol. 1992. V. 97. P. 65–87.
- Hart S. R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 273–297.
- Hochstaedter A. G., Kepezhinskas P., Defant M. Insights into the volcanic arc mantle wedge from magnesian lavas from the Kamchatka arc // J. Geoph. Res. 1996. V. 101, N B1. P. 697–712.
- Hoffman A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219–228.

30. Kayzar T.M, Nelson B.C., Bachmann O. et al. Pb isotope ratios from time-series samples at Bezymianny and Klyuchevskoy volcanoes record lower crustal assimilation and magma mixing in the Central Kamchatka depression. (In press).
31. Kepezhinskas P., Mc Dermott F., Defant J. et al. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61, N 3. P. 577–600.
32. Kersting A.B., Arculus R.J. Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia: the role of high-flux recharged, tapped, and fractionated magma chamber (s) in the genesis of high-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> from high-MgO basalt // *J. Petrology*. 1994. V. 35, N 1. P. 1–41.
33. Kersting A.B., Arculus R.J. Pb isotope composition of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka and North Pacific sediments: Implications for magma genesis and crustal recycling in the Kamchatkan arc // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 135. P. 133–148.
34. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
35. Ozerov A. Yr., Ariskin A.A., Kyle P.R. et al. Petrological-geochemical model for genetic relationship between basaltic and andesitic magmatism of Klyuchevskoy and Bezymianny volcanoes, Kamchatka // *J. Petrol.* 1997. V. 5, N 6. P. 550–569. Translated from *Petrologia*. 1997. V. 5, N 6. P. 614–635.
36. Pearce J.A., Parkinson I.J. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis / H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B.W. Harris et al (ed.). *Magmatic processes and plate tectonics* // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1993. N 76. P. 373–403.
37. Pineau F., Semet M.P., Grassineau N. et al. The genesis of the stable isotope (O, H) record in arc magmas: the Kamchatka's case // *Chem. Geol.* 1999. V. 135. P. 93–124.
38. Portnyagin M., Bindeman I., Hoernle K. et al. Geochemistry of primitive lavas of the Central Kamchatka Depression: Magma generation at edge of the Pacific Plate / Eichelberger J., (ed.) *Volcanism and tectonics of the Kamchatka peninsula and adjacent arcs* // *Geophys Monograph Series*. 2007. V. 172. P. 199–239.
39. Saha A., Basu A.R., Jacobsen S.B. et al. Slab devolatilization and Os and Pb mobility in the mantle wedge of Kamchatka arc // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 236. P. 182–194.
40. Turner S., Arnaud N., Liu J., Rogers N. et al. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of lithosphere and the source of ocean island basalts // *J. Petrol.* 1996. V. 37, N 1. P. 45–71.
41. Turner S.J., Izbekov P., Langmuir C. The magma plumbing system of Bezymianny Volcano: Insights from a 54-year time series of trace element whole rock geochemistry and amphibole compositions // *J. Volcan. Geotherm. Res.* 2013. V. 263. P. 108–121.
42. Wang K-L., Chung S-L., O'Reilly S., Sun S-S., Shinjo R., Chen C-H. Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the Northern Taiwan region // *J. Petrol.* 2004. V. 45, N 5. P. 975–1011.
43. West H.B. and Leeman W.P. Isotopic evolution of lavas from Haleakala Crater, Hawaii // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 84. P. 211–225.
44. Zartman R.E., Haines S.M. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematic among major terrestrial reservoir-A case for bi-directional transport // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1988. V. 52. P. 1327–1339.

*Рекомендована к печати Ю.А. Мартыновым*

*A.V. Koloskov, M.Yr. Davydova, P.E. Izbekov, V.V. Ananyev, A.A. Kandrin*

### **Evolution of rock compositions observed during the 2012-2013 New Tolbachik Volcanoes eruptions – online mantle control**

The paper presents new isotope geochemical data on volcanic rocks from the New Tolbachik fissure eruption (NTFE-50). These data were compared with those on the volcanic rock compositions from the 1975-76 Great Tolbachik fissure eruption (GTFE) and the Klyuchevskaya group of volcanoes (KGV). Two petro-geochemical evolution trends of volcanic rocks compositions have been revealed: calc-alkaline for island-arc-type rocks and subalkaline for intraplate-type rocks. The first trend is characterized by different degrees of lithosphere source melting followed by magma melts fractionation. The second trend reflects the results of melt mixing formed at during the enriched lithosphere mantle melting, on the one hand, and the fluid-melt component of the mantle diapir, on the other hand. During NTFE-50 the transition from the first cycle basaltic andesites to basalts of the following cycle was accompanied by the increase in MgO, Ni, Rb, V, Ti, Y, La, Sr concentrations, increase in <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb and La/Yb ratios, but decrease in SiO<sub>2</sub>, Pb, Nb, Zr, Hf contents and Sr-isotope ratios that probably could be explained by the increase of the melting degree of the lithosphere mantle reservoir. The basalt composition from NTFE-50 changed at the final stage of eruption followed by the increase in almost all fluid- and melt-mobile elements contents at minor changes in MgO and Ni contents. It could be explained by the processes of the melts mixing, resulted from the lithosphere and asthenosphere mantle sources melting.

**Keywords:** petrochemistry, geochemistry, isotopy, lithosphere source, asthenosphere mantle reservoir, Tolbachik Volcano, the Klyuchevskaya group of volcanoes, Kamchatka Peninsula.