

## Работы молодых ученых

УДК 552.111

### ПЕТРОЛОГИЯ И ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ЛАВ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ЦЕНТРА УКСИЧАН (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ, КАМЧАТКА)

© 2012 М.Ю. Мартынова

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, 690022*

Новые данные по петрографии, химическому и минеральному составу базальтовых, андезибазальтовых и андезитовых лав плейстоцен-голоценовых щитовых построек и ареальных конусов крупного вулканического центра Уксичан (Центрально-Камчатский вулканический пояс, полуостров Камчатка) свидетельствуют об их формировании из одной исходной магмы при различном характере и степени кристаллизационного фракционирования. Результаты компьютерного моделирования позволяют считать, что лавы поздних щитовых вулканических построек испытали изобарическую кристаллизационную дифференциацию ( $H_2O \sim 2$  масс.%,  $fO_2 - +1.2$  NNO) при изменении давления от 5 до 1 кбар. Такие условия соответствуют относительно медленному, последовательному перемещению периферического магматического очага с глубины  $\sim 15$  км до глубины  $\sim 3$  км.

Образование менее дифференцированных базальтоидов ареальных конусов происходило при полибарической фракционной кристаллизации ( $H_2O \sim 2.6$  масс.%,  $fO_2 - +1.1$  NNO), со скоростью декомпрессии 0.25 кбар/%крист. Данный тип дифференциации предполагает относительно быстрый подъем расплава без длительной задержки в периферических очагах. Индикаторными петрохимическими признаками двух типов дифференциации являются особенности поведения CaO и  $Al_2O_3$ .

*Ключевые слова:* Камчатка, Срединный хребет, вулканизм, Уксичан, минералогия, кристаллизационная дифференциация.

#### ВВЕДЕНИЕ

Курило-Камчатская дуга, в том числе и ее Камчатский сегмент, является единственным в России регионом, где возможно изучение современного субдукционного вулканизма. За последние 30 лет в отечественной и зарубежной литературе опубликовано большое количество работ как по минералогическим, петрохимическим и изотопно-геохимическим особенностям плейстоцен-голоценовых лав полуострова (Волынец, 1993; Волынец и др., 1990; Геохимическая..., 1990; Колосков, 2001; Перепелов, 1989; Пополитов, 1981; Churikova et al., 2001; Kerezhinskas et al., 1997; Portnyagin et al., 2005 и др.), так и по вещественной эволюции магм отдельных вулканических сооружений. Прежде всего, это относится к Ключевской (Хубуная и

др., 2007; Ozerov, 2000; Ozerov et al., 1996; Ozerov et al., 1997 и др.) и Мутновско-Гореловской (Чащин, Мартынов, 2011; Duggen et al., 2007) группам вулканов, а также Карымскому вулканическому центру (Гриб и др., 2009). В меньшей степени изучены разновозрастные вулканы Срединного хребта (Центрально-Камчатский вулканический пояс), занимающего тыловое положение по отношению к структурам современной островодужной системы полуострова Камчатка. Петрология молодых плейстоцен-голоценовых базальтоидов, с использованием современных методов элементного анализа (петрогенные и микроэлементы, изотопы Sr, Nd, Pb), рассмотрена в публикациях (Волынец, 2006; Волынец и др., 2005; Volynets et al., 2010). В работе (Плечев, 2008), на основе изучения расплавных включений в магнезиальных оливинах-вкрапленниках, были

оценены составы и условия кристаллизации родоначальных расплавов ареальных вулкаников в пределах Серединного хребта.

В настоящей работе, на основании новых данных по химическому и минеральному составу, результатов компьютерного моделирования, сделана попытка рассмотреть вопросы эволюции плейстоцен-голоценовых лав крупного вулканического центра Уксичан Серединного хребта Камчатки.

### КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

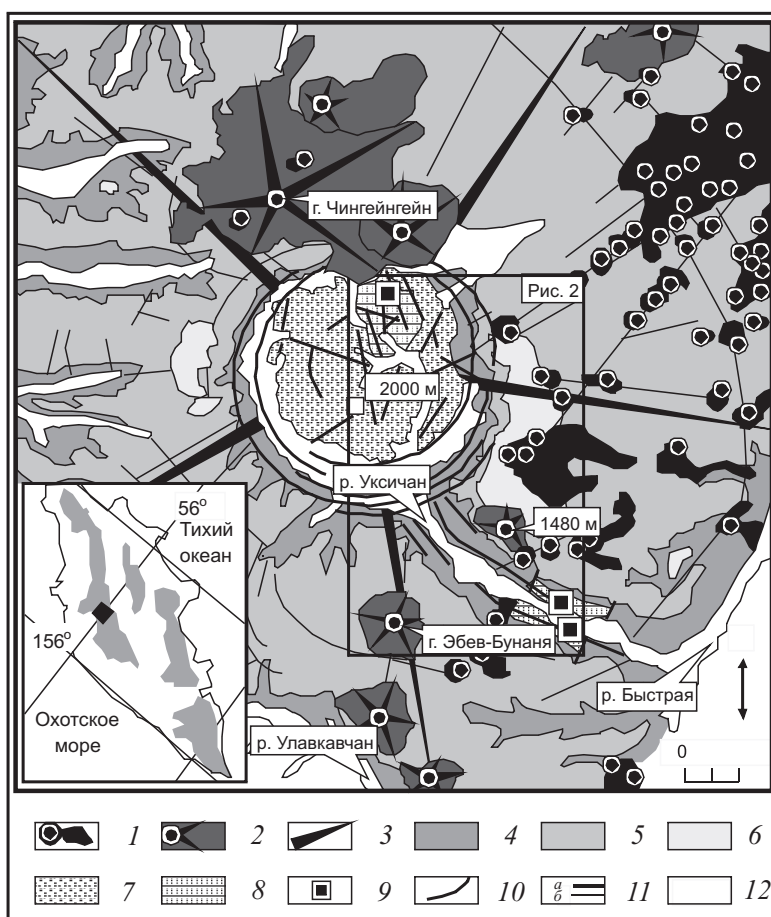
Основные геологические особенности строения вулканического центра Уксичан и прилегающей территории описаны в работах (Огородов и др., 1967, 1972; Скороходов, 1976, 1979; Стефанов, Широкий, 1980). Геохимическая типизация

пород приведена в публикациях В.С. Антипина с соавторами (1987) и А.Б. Перепелова (1989).

Вулканический центр Уксичан локализован в центральной части вулканического пояса Серединного хребта (рис. 1). Кровля мелового фундамента залегает на глубине 2-4 км, а гранитно-метаморфического слоя – на глубине не более 6 км при общей мощности консолидированной коры 28-30 км (Балеста и др., 1977). Фундамент представлен миоцен-плиоценовыми низкокальциевыми вулканогенными образованиями, варьирующими по составу от базальтов до риолитов (Перепелов, 1989).

В истории развития вулканического центра выделяются два основных этапа: среднеплиоценовый и плейстоцен-голоценовый.

*Среднеплиоценовый этап* связан с формированием стратовулкана ( $N_2$ ), щитового вулкана ( $N_2$ ) и кальдеры-вулкана ( $N_2$ ) (рис. 1).



**Рис. 1.** Схема геологического строения вулкана Уксичан по (Перепелов и др., 2006): 1 – верхнеплейстоцен-голоценовые ( $Q_3$ - $Q_4$ ) ареальные шлаково-лавовые вулканические конуса; 2 – верхнеплейстоценовые ( $Q_3$ ) щитовые вулканические постройки; 3 – плиоцен-плейстоценовая ( $N_2$ - $Q_2$  ( $Q_3$ ?) постройка вулкана Уксичан; 4 – плиоценовые ( $N_2$ ) вулканогенные комплексы; 5 – нижнеплейстоценовые вулканогенные комплексы ( $Q_1$ ); 6 – среднеплейстоценовые ( $Q_2$ ) вулканогенные комплексы; 7 – внутрикальдерный экструзивный комплекс; 8 – миоцен-плиоценовый ( $N_1$ - $N_2$ ) вулканогенный фундамент; 9 – участки эпитермального оруденения; 10 – кольцевые разрывные нарушения кальдеры; 11 – разрывные нарушения кальдеры, грабена долины р. Уксичан и вулканогенного фундамента (а), другие предполагаемые и дешифрованные разрывные нарушения (б); 12 – максимальные и маркирующие абсолютные высоты отметки, наименования горных сооружений и рек. На врезке показано положение вулкана Уксичан (залитый знак ромба) и вулканических поясов Камчатки.

На стадии развития стратовулкана происходили излияния лав высококальциевых базальтов (ВК-базальтов), ВК-андезибазальтов и ВК-андезитов (Перепелов, 1989).

В результате активности щитового вулкана сформировались лавовые толщи шошонитов, латитов и их игнимбритов.

Формирование кальдеры-вулкана сопровождалось мощными извержениями кварцевых латитов и их игнимбритов, приведших к обрушению центрального блока постройки по системе дуговых разломов (Перепелов, 1989). В дальнейшем в центральной части кальдеры образовался сложный экструзивный комплекс, включающий ВК-андезиты, латиты, ВК-дациты, трахидациты трахириодациты (Перепелов, 1989). После завершения вулканической деятельности происходила интенсивная гидротермальная переработка экструзивных пород кальдеры, в результате которой ВК-андезиты и латиты подверглись цеолитизации, алунитизации, сульфидизации, пропилитизации и окварцеванию, приведших к образованию эпитермальной золото-серебряной и полиметаллической минерализации.

*Плейстоцен-голоценовый этап*, объект данного исследования, связан с развитием вдоль разломных зон северо-восточного простирания, поздних ( $Q_1$ - $Q_2$ ) базальт-андезибазальт-андезитовых щитовых вулканов (гора Чингейнгейн, гора Эбев-Бунаня, гора) и более молодых ( $Q_3$ - $Q_4$ ) моногенных шлаковых вулканических конусов ареального типа, сложенных потоками базальтов и, реже, андезибазальтов (Перепелов, 1989).

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для установления особенностей минерального состава и структур вулканических пород с попутным получением высококачественных фотоматериалов использовался современный поляризационный микроскоп ERGAVAL CARL ZEISS JENA (Германия) (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН). Составы породообразующих и аксессуарных минералов, стекла основной массы определялись с использованием рентгеновских микроанализаторов JXA-8100 (JEOL Ltd., Япония) (ДВГИ ДВО РАН), Camebax 244 (Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН). Концентрации петрогенных элементов определялись в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН с применением гравиметрии ( $SiO_2$ ) и атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой ( $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3^*$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $MnO$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $P_2O_5$ ) на спектрометре ICAP 6500 Duo (Thermo Electron

Corporation, США). В качестве внутреннего стандарта добавлялся раствор кадмия (концентрация 10 г/т) (аналитики В.Н. Каминская, М.Г. Блохин, Г.И. Горбач). Учитывая преимущественно основной состав и относительно низкое содержание щелочей в исследуемых образцах, для перевода в раствор применяется метод открытого кислотного разложения в смеси кислот  $HF$ ,  $HNO_3$ ,  $HClO_4$  («suprapure», Merck) в отношении 2.5:1:0.5. Градуировочные растворы готовились из стандартных образцов состава ДВА, ДВБ, ДВД, ДВР, СА-1 (Россия) путем открытого разложения.

Определение примесных элементов выполнялось методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 (Agilent Technologies, США) с использованием в качестве внутреннего стандарта  $^{115}In$  при конечной концентрации в растворе 10 мг/т. Для градуирования прибора использовали многоэлементные сертифицированные растворы CLMS -1, -2, -3, -4 (США); в качестве стандартов – геологические образцы базальтов JB-2, JB-3, андезита JA-2 (Япония).

В Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (г. Иркутск) содержания породообразующих окислов определялись на многоканальном X-Ray спектрометре СРМ-25 (Россия) с разделением  $F_2O_3/FeO$  методом титрования. Данные по концентрациям микроэлементов были получены на масс-спектрометре с магнитным сектором ELEMENT 2 (Finnigan MAT, Germany), с подготовкой проб открытым разложением и на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500, методом сплавления для кислых пород. Величины относительного стандартного отклонения, оцененные по повторным измерениям в стандартных образцах (с содержаниями микроэлементов, близкими к анализируемым породам) варьировали от 0.3-0.8% (Sr, Zr, Cs, Nd, La) до 7-8% (Cr, Zn, Tm). Достоверность анализа контролировали по международным стандартным образцам базальтов BIR-1, BHVO-1, JB-2, BCR-2, долерита DNC-1, риолита RGM-1 и андезита AGV-1.

Для оценки физико-химических условий (давление, температура, летучесть кислорода объемы кристаллизующихся фаз) магматического процесса, роли кристаллизационной дифференциации в эволюции магм применялась программа КОМАГМАТ (Ariskin et al., 1993). В ее основе лежит решение систем уравнений равновесия минерал-расплав (геотермометров) для главных фаз базальтовой системы при заданных условиях кристаллизации. На выходе, в зависимости от выбранной модели (фракционная или равновесная кристаллизация), получают температуры, составы кристаллизующихся фаз и остаточного расплава.

## ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

**Поздние щитовые постройки.** Базальты, андезибазальты и андезиты характеризуются порфировой структурой и, преимущественно, гиалопилитовой основной массой.

Среди минералов-вкрапленников базальтов преобладает плагиоклаз (Pl), состав которого незначительно варьирует от  $An_{63-60}$  в центральных зонах, до  $An_{59}$  в краевых (табл. 1). Оливин (Ol) обычно слабо зональный с небольшими вариациями магнезиальности ( $mg^1$ ) от 69 в центральных зонах, до 67-61 – в краевых. Фенокристы клинопироксена (Cpx) характеризуются прямой зональностью, с небольшим падением  $mg$  от 75 в ядрах кристаллов, до 74-64 в краевых частях.

В андезибазальтах преобладающим минералом-вкрапленником является плагиоклаз, состав которого меняется от  $An_{81-66}$  в центральных зонах,  $An_{72-57}$  – в краевых и  $An_{69-44}$  – в микролитах. Фенокристы ортопироксена (Opx) обычно слабозональные, с вариациями  $mg$  от 76-73 в центральных зонах до 75-74 в микролитах. Магнезиальность Ol колеблется от 78-67 в ядре, до 71-67 – в краевых зонах. Ядра Cpx ( $mg = 74-73$ ) также более магнезиальные, чем краевые зоны ( $mg = 70$ ) и микролиты основной массы ( $mg = 60-47$ ). Агрегаты мелких кристаллов Cpx ( $mg = 74-68$ ), редко Opx ( $mg = 75$ ), образуют реакционную кайму вокруг фенокристаллов оливина. Реакционная кайма мелких кристаллов клинопироксена ( $mg = 73-58$ ) наблюдается также вокруг вкрапленников ортопироксена.

В андезитах составы фенокристаллов Pl варьируют от  $An_{64}$  в центральных зонах до  $An_{57-51}$  в краевых частях и микролитах. Иногда вкрапленники плагиоклаза ( $An_{51}$ ) образуют гломеропорфиновые срастания с Opx ( $mg \sim 73$ ). Фенокристы Opx характеризуются прямой зональностью, с закономерным падением магнезиальности от 81-75 в центральной части, до 72 в краевых зонах. Магнезиальность микролитов этого минерала меняется в интервале от 83 до 72. Состав центральных зон редких кристаллов Ol колеблется в пределах  $mg$  79-70. Ядра Cpx ( $mg \sim 80$ ), также более магнезиальные, чем краевые зоны ( $mg \sim 72$ ). Мелкие кристаллы Cpx ( $mg = 72$ ) и Opx ( $mg = 72$ ) образуют реакционные каймы вокруг фенокристаллов оливина. Реакционные взаимоотношения вкрапленников ортопироксена с основной массой иногда выражены в виде агрегата мелких зерен клинопироксена ( $mg = 73-65$ ).

Присутствие в породах гломеропорфиновых сростков оливина ( $mg = 70-72$ ) и клинопироксена ( $mg = 80$ ), позволяет предположить их совместную кристаллизацию.

Мелкие и редкие включения в оливинах и

<sup>1</sup>  $mg = Mg/(Mg+Fe)$  ат.%

клинопироксенах в базальтах, андезибазальтах и андезитах представлены хромомagnetитом (CrMt), который закономерно обогащается титаномagnetитовым миналом с изменением составов вмещающих минералов по мере возрастания кремнекислотности пород. Magnetит присутствует в основной массе, причем его содержание также закономерно растет от базальтов к андезитам.

**Ареальные конуса** представлены, преимущественно, редкопорфировыми базальтами с гиалопилитовой основной массой. Преобладающим минералом-вкрапленником является Ol; субфенокристаллы Pl и Cpx встречаются в небольшом количестве. Крупные выделения рудного минерала отсутствуют.

Магнезиальность фенокристов Ol варьирует от 88-66 в центральных зонах, до 73-64 в краевых (табл. 1). Состав микролитов основной массы колеблется в интервале  $mg = 66-51$ . Фенокристы Cpx характеризуются прямой зональностью ( $mg = 81-72$  – центральные зоны, 62 – краевые), при этом, микролиты основной массы ( $mg = 80-74$ ) более магнезиальные, чем краевые зоны фенокристов. Включения хромомagnetита (CrMt) в оливине и клинопироксене обедняются хромом, но обогащаются титаномagnetитовым миналом при изменении состава минерала-хозяина по мере роста кремнекислотности пород.

Фенокристаллы оливинов ( $mg = 70-81$ ) и пироксенов ( $mg = 79-81$ ) часто образуют гломеропорфировые сростки. При этом наиболее железистые Ol ( $mg \sim 58-66$ ) встречаются в виде включений в клинопироксенах ( $mg \sim 72-76$ ).

Вкрапленники плагиоклаза варьируют по составу от  $An_{85-73}$  в центральных зонах, до  $An_{72-30}$  в краевых и микролитах.

В основной массе, помимо Pl, Cpx и стекла, в значительном количестве присутствует magnetит.

Гломеропорфировые срастания микролитов Pl ( $An_{70}$ ), Ol ( $mg = 53, 59$ ) и Cpx ( $mg = 74$ ) в основной массе базальтов свидетельствует об их совместной кристаллизации на последней стадии застывания расплава.

КРАТКАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ  
ХАРАКТЕРИСТИКА

**Главные элементы.** Породы поздних щитовых построек и ареальных конусов близки между собой по основным петрохимическим характеристикам (табл. 2). По соотношению  $SiO_2 - Na_2O+K_2O$  (рис. 2) они классифицируются как базальты, андезибазальты и андезиты (48.79-57.44 мас.%), но последние пользуются незначительным распространением и практически отсутствуют в вулканических разрезах ареальных конусов. От более древних лав, слагающих

**Таблица 1.** Представительные микрозондовые анализы породообразующих минералов пород поздних щитовых построек (ПП) и ареальных конусов (АК) вулканического центра Укшичан.

Тип породы	Базальты ПП										Андезибазальты ПП										Андезиты ПП				
	ES-769										ES-887										ES-757				
	Pl <sub>ш</sub>	Pl <sub>кр</sub>	Oi <sub>ш</sub>	Oi <sub>кр</sub>	Crх <sub>ш</sub>	Crх <sub>кр</sub>	Sp <sub>ш</sub>	Pl <sub>ш</sub>	Pl <sub>кр</sub>	Pl <sub>ом</sub>	Crх <sub>ш</sub>	Crх <sub>кр</sub>	Oi <sub>ш</sub>	Oi <sub>кр</sub>	Sp <sub>ш</sub>	Sp <sub>ом</sub>	Pl <sub>ш</sub>	Pl <sub>кр</sub>	Pl <sub>ом</sub>	Crх <sub>ш</sub>	Crх <sub>кр</sub>	Sp <sub>ш</sub>	Sp <sub>ом</sub>		
SiO <sub>2</sub>	52.61	53.45	36.21	36.08	50.22	51.96	49.11	52.54	51.38	51.48	50.81	37.81	37.37	1.3	1.3	50.31	53.51	53.38	52.10	52.10	51.28	51.28	51.28	51.28	
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.03		0.02	0.76	0.48	13.8			0.50	0.64			16	17.96					0.38	0.63	0.63	0.63	0.63	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.93	28.81		0.04	3.25	1.94	31.24	28.34	29.45	1.90	2.10			1.6	1.09	29.62	27.53	27.68	2.18	2.18	1.65	1.65	1.65	1.65	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06		0.06	0.02	0.26	0.22	3.43																		
FeO*	0.77	0.93	33.73	32.56	9.35	9.66	75	0.69	1.15	10.12	12.16	22.74	25.47	72.59	72.59	1.02	0.97	1.26	7.65	7.65	10.85	10.85	10.85		
MnO	0.05	0.02	0.73	0.60	0.32	0.35	0.47			0.35	0.42	0.57	0.52	0.47	0.55				0.29	0.29	0.30	0.30	0.30		
MgO	0.16	0.19	29.88	29.66	15.96	16.23	2.43			16.43	16.10	38.04	35.08	0.75	0.55				17.44	17.44	16.01	16.01	16.01		
CaO	12.47	12.02	0.20	0.19	17.83	17.81	0.03	15.11	13.18	17.47	16.55				0.35	13.03	10.40	11.09	18.08	18.08	17.35	17.35	17.35		
Na <sub>2</sub> O	4.45	4.50	0.11	0.01	0.35	0.21	0.03	2.88	4.16							3.97	5.30	4.38	0.54	0.54					
K <sub>2</sub> O	0.20	0.23			0.01	0.01		0.31	0.27							0.19	0.35	0.47							
Сумма	100.73	100.18	100.92	99.18	98.28	98.85	97.1	99.03	99.04	98.25	98.76	99.16	98.44	96.27	95.11	98.14	98.05	98.26	98.65	98.65	98.06	98.06	98.06		
An	60.04	58.83					74.35	57.05	62.67							63.75	50.96	56.65							
Ab	38.80	39.81			37.47	36.95	25.65	41.19	35.80							35.15	47.00	40.49							
Or	1.16	1.36					0.00	1.76	1.53							1.11	2.04	2.86							
mg			61	62	75	74				74	70	75	71						80	80	72	72	72		
Wo										36.01	33.93								37.24	37.24	35.90	35.90	35.90		
En					46.66	46.83				47.13	45.93								49.99	49.99	46.09	46.09	46.09		
Fs					15.87	16.22				16.86	20.14								12.77	12.77	18.01	18.01	18.01		
Fo			60.71	61.45								74.42	70.64												
Fa			38.45	37.84								24.95	28.77												
Tf			0.84	0.71								0.63	0.59												

Таблица 1. Продолжение

Тип породы	Базальты АК																										
	Андезиты ПП							ES-934							ES-762												
№ обр.	ES-757							ES-934							ES-762												
	Op <sub>x,OM</sub>	Oi <sub>л</sub>	Oi <sub>л</sub>	Oi <sub>л</sub>	Oi <sub>л</sub>	Oi <sub>кp</sub>	Oi <sub>ом</sub>	Cpx <sub>л</sub>	Cpx <sub>л</sub>	Cpx <sub>ом</sub>	Pl <sub>л</sub>	Pl <sub>кp</sub>	Pl <sub>ом</sub>	Sp <sub>л</sub>	Sp <sub>ом</sub>	Sp <sub>л</sub>	Sp <sub>ом</sub>	Sp <sub>л</sub>	Sp <sub>ом</sub>	Sp <sub>л</sub>	Sp <sub>ом</sub>	Sp <sub>л</sub>	Sp <sub>ом</sub>	Sp <sub>л</sub>	Sp <sub>ом</sub>		
SiO <sub>2</sub>	52.75	36.88	38.09	38.42	36.92	35.66	51.56	51.44	52.43	47.75	54.17	50.29	18.78	20.29	38.52	38.41	47.80	48.13									
TiO <sub>2</sub>	0.37						0.62	1.03	0.44						0.01	0.01	0.01	0.03	7.49								
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.08		0.16				2.66	2.10	1.71	31.88	27.44	30.15	1.92	1.15			31.69	31.13	1.64								
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					0.33	0.32	0.61		0.35								0.03	0.01	1.06								
FeO*	16.62	26.34	19.1	18.49	26.05	31.59	7.24	10.67	8.18	0.72	0.95	1.29	69.39	70.4	16.75	17.24	0.91	0.87	80.26								
MnO	0.43	0.58	0.34	0.41	0.49	0.54	0.00	0.32	0.00				0.56	0.48	0.37	0.30	0.03	0.01	0.39								
MgO	25.12	34.89	40.38	42.72	35.57	31.32	16.87	15.94	17.58				2.07	2.26	43.42	42.29	0.11	0.13	2.4								
CaO	2.11	0.2				0.28	19.97	18.60	17.83	15.38	10.75	13.67	0.36		0.16	0.17	15.36	14.92	0.07								
Na <sub>2</sub> O							0.51	0.42	0.00	2.72	5.10	3.55				0.05	2.59	3.12	0.1								
K <sub>2</sub> O											0.37						0.16	0.22									
Σ	98.48	98.89	98.07	100.04	99.36	99.71	100.04	100.53	98.52	98.46	98.78	98.96	95	96.9	99.23	98.47	98.69	98.57	93.41								
An											75.75	52.64	68.03				75.89	72.07									
Ab											24.25	45.19	31.97				23.15	26.72									
Or											0.00	2.16	0.00				0.96	1.21									
mg	72	70	79	80	71	64	81	72	79						82	81											
Wo	4.19						40.68	37.68	36.63																		
En	69.38						47.81	44.93	50.25																		
Fs	26.43						11.51	17.38	13.12																		
Fo		69.79	78.74	80.11	70.49	63.46									81.88	81.12											
Fa		29.55	20.89	19.45	28.96	35.91									17.72	18.55											
Tf		0.66	0.38	0.44	0.55	0.62									0.40	0.33											

Примечание: ц – центр вкrapлeнннкa; кp – кpай вкrapлeнннкa; ом – oснoвнaя мaссa; вк в OI – включeннe в oлнвннe; mg = Mg/(Mg+Fe) ат.% – мaгнeзнaльнoсть; Tf – тeфpонт, Sp – шпннeль.

**Таблица 2.** Содержание петрогенных (мас.%) и микроэлементов (г/т) в представительных образцах основных плейстоцен-голоценовых лав вулканического центра Уксичан.

№ обр.	ES-911	ES-910	ES-887	ES-757	ES-934	ES-762	ES-936	Исходный расплав
№ п.п	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	51.82	51.69	53.78	57.44	49.55	50.41	53.49	50.34
TiO <sub>2</sub>	0.99	1.17	0.91	0.81	0.94	0.87	0.87	0.91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.57	16.9	17.38	16.77	16.42	15.93	18.25	16.29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.61	2.71	1.53	2.72	1.96	4.03	2.26	
FeO	6.38	6.55	6.74	4.4	7.36	5.48	6.46	9.18
MnO	0.16	0.16	0.15	0.13	0.17	0.17	0.14	0.17
MgO	5.64	6.3	5.14	4.4	9.53	9.07	5.48	9.37
CaO	9.13	9.02	8.73	7.12	10.52	10	8.47	10.33
Na <sub>2</sub> O	3.03	3.11	3.02	3.48	2.52	2.46	3.13	2.51
K <sub>2</sub> O	0.98	1.25	1.28	1.78	0.45	0.96	1.13	0.71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.47	0.47	0.41	0.31	0.16	0.22	0.21	0.19
ППП	0.65	0.16	0.18	0.54	0.27	0.04	0.26	
Сумма	99.43	99.49	99.25	99.90	99.85	99.64	100.15	
Rb	12.26	16.31	13.03	21.64	4.52	24.67	16.87	
Ba	605.45	554.42	591.84	781.78	225.14	340.41	487.93	
Sr	613.34	698.42	548.04	576.96	389.55	532.81	683.16	
Ni	79.55	76.95	56.78	46.97	149.66	153.02	57.52	
Co	30.18	32.84	26.06	20.81	47.07	43.03	27.47	
Cr	115.47	150.21	74.84	116.69	392.79	405.17	108.13	
V	241.07	285.30	223.36	171.77	300.01	305.08	214.06	
Zr	164.50	136.61	159.54	155.06	74.66	89.33	73.44	
Hf	3.74	3.14	3.48	3.52	1.74	1.96	1.84	
Sc	29.08	30.95	28.03	21.32	37.12	39.96	23.92	
Cs	0.29	0.50	0.32	0.44	0.09	0.85	0.32	
La	21.18	17.49	19.76	21.74	6.01	8.07	8.15	
Ce	49.30	42.17	44.56	45.23	15.09	20.02	19.18	
Nd	26.74	25.18	24.96	22.35	9.68	14.15	11.61	
Sm	5.67	5.58	6.00	5.12	2.69	3.71	2.96	
Eu	1.64	1.78	1.66	1.50	0.94	1.21	1.08	
Tb	0.74	0.80	0.81	0.66	0.51	0.56	0.43	
Dy	4.27	4.62	4.72	3.77	3.36	3.46	2.55	
Yb	2.34	2.33	2.68	1.84	1.90	1.86	1.18	
Lu	0.35	0.35	0.36	0.31	0.28	0.28	0.17	
Nb	7.37	5.97	6.80	5.24	2.82	1.80	2.36	
Y	27.58	22.89	23.50	19.29	19.20	17.65	12.42	
Ta	0.32	0.39	0.39	0.33	0.17	0.16	0.16	
Th	1.39	0.97	1.16	1.59	0.39	0.69	0.69	

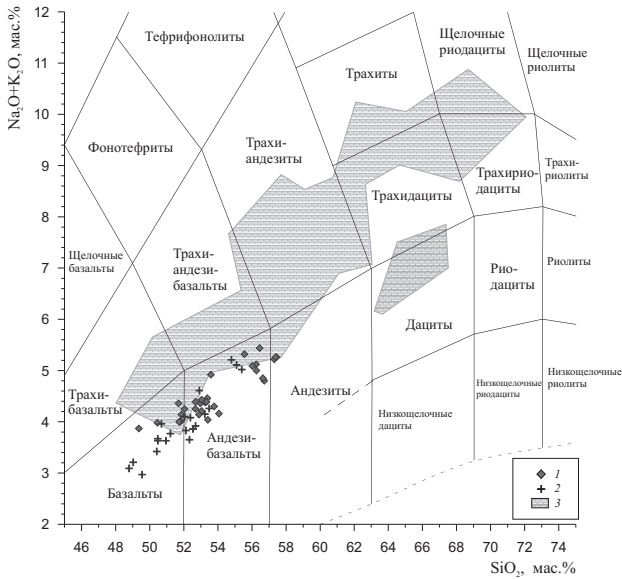
Примечание: 1-3 – поздние щитовые вулканические постройки: базальты (1, 2), андезибазальты (3), андезиты (4); 5-7 – ареальные конуса: базальты (5, 6), андезибазальты (7); 8 – исходный расплав, используемый при моделировании.

стратовулкан Уксичан, все типы молодых пород отличаются низкими концентрациями K<sub>2</sub>O (умереннокалиевые) (рис. 3).

На диаграмме Миширо FeO\*/MgO – SiO<sub>2</sub> (рис. 4) большая часть вулканитов плейстоцен-голоценового этапа располагаются в поле известково-щелочных лав.

На вариационных диаграммах «MgO – петрогенный элемент» (рис. 5) продукты извержения

поздних щитовых вулканов и ареальных конусов формируют хорошо выраженные эволюционные тренды, позволяющие предполагать их образование в результате дифференциации одной исходной магмы. В лавах поздних щитовых вулканов содержания MgO не превышают 6.54 мас.%, что свидетельствует о высокой степени дифференцированности родоначального расплава. Лавы ареальных конусов характеризуются



**Рис. 2.** Классификационная диаграмма  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ . Классификационные линии по (Петрографический..., 2009), с небольшими изменениями: 1 – поздние щитовые вулканические постройки, 2 – ареальные конуса, 3 – поле составов излившихся пород вулкана Уксичан (стратовулкан, кальдера-вулкан, щитовой вулкан).

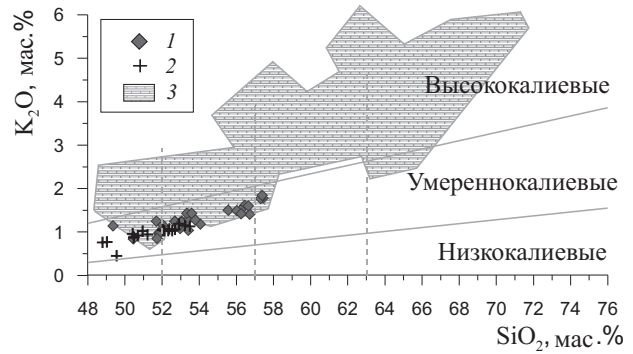
более «примитивными» составами с высокими концентрациями  $\text{MgO}$  (до 9.53 мас.%),  $\text{CaO}$  (до 11.4 мас.%),  $\text{FeO}$  (до 10.02 мас.%), но низкими –  $\text{SiO}_2$  (до 48.79 мас.%),  $\text{K}_2\text{O}$  (до 0.45 мас.%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (до 2.33 мас.%). С уменьшением магнезиальности в породах падают содержания  $\text{FeO}$  и  $\text{CaO}$ , но возрастают –  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ .

Важным отличием пород, слагающих ареальные конусы и щитовые вулканы, является поведение глинозема: с падением магнезиальности, наблюдается линейное возрастание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и значительный разброс фигуративных точек при общем падении концентрации глинозема в лавах с содержанием  $\text{MgO}$  менее 6 мас.% (рис. 5).

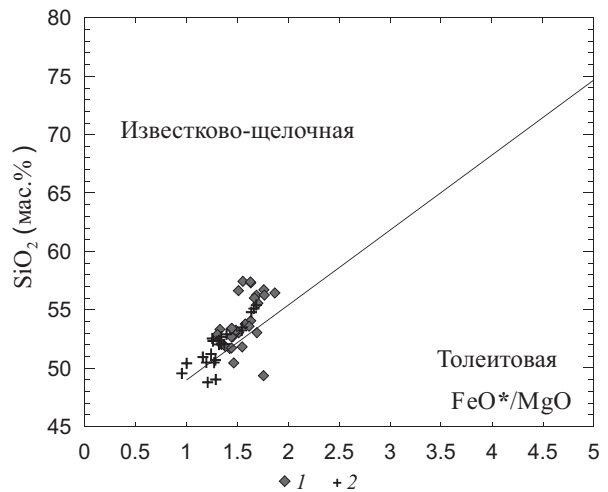
Микроэлементы. Содержания  $\text{Ni}$ ,  $\text{Cr}$  и  $\text{Co}$  в базальтах, андезибазальтах и андезитах поздних щитовых вулканических построек колеблются в пределах 100.21-31.33 г/т, 150.21-27.93 г/т и 35.73-26.06 г/т соответственно (рис. 6).

В целом, более магнезиальные базальты и андезибазальты ареальных конусов, с высокими содержаниями темноцветных минералов, характеризуются более высокими концентрациями когерентных элементов – 153.02-22.46 г/т для  $\text{Ni}$ , 405.17-101.89 г/т для  $\text{Cr}$ , 47.07-26.73 г/т для  $\text{Co}$ . Содержания  $\text{V}$  в вулканиках двух типов структур близки между собой – 307.32-220.97 г/т и 305.08-214.06 г/т соответственно (рис. 6).

Для всех типов плиоцен-голоценовых по-



**Рис. 3.** Классификационная диаграмма  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  по (Петрографический..., 2009), с небольшими изменениями. Условные обозначения см. на рис. 2.



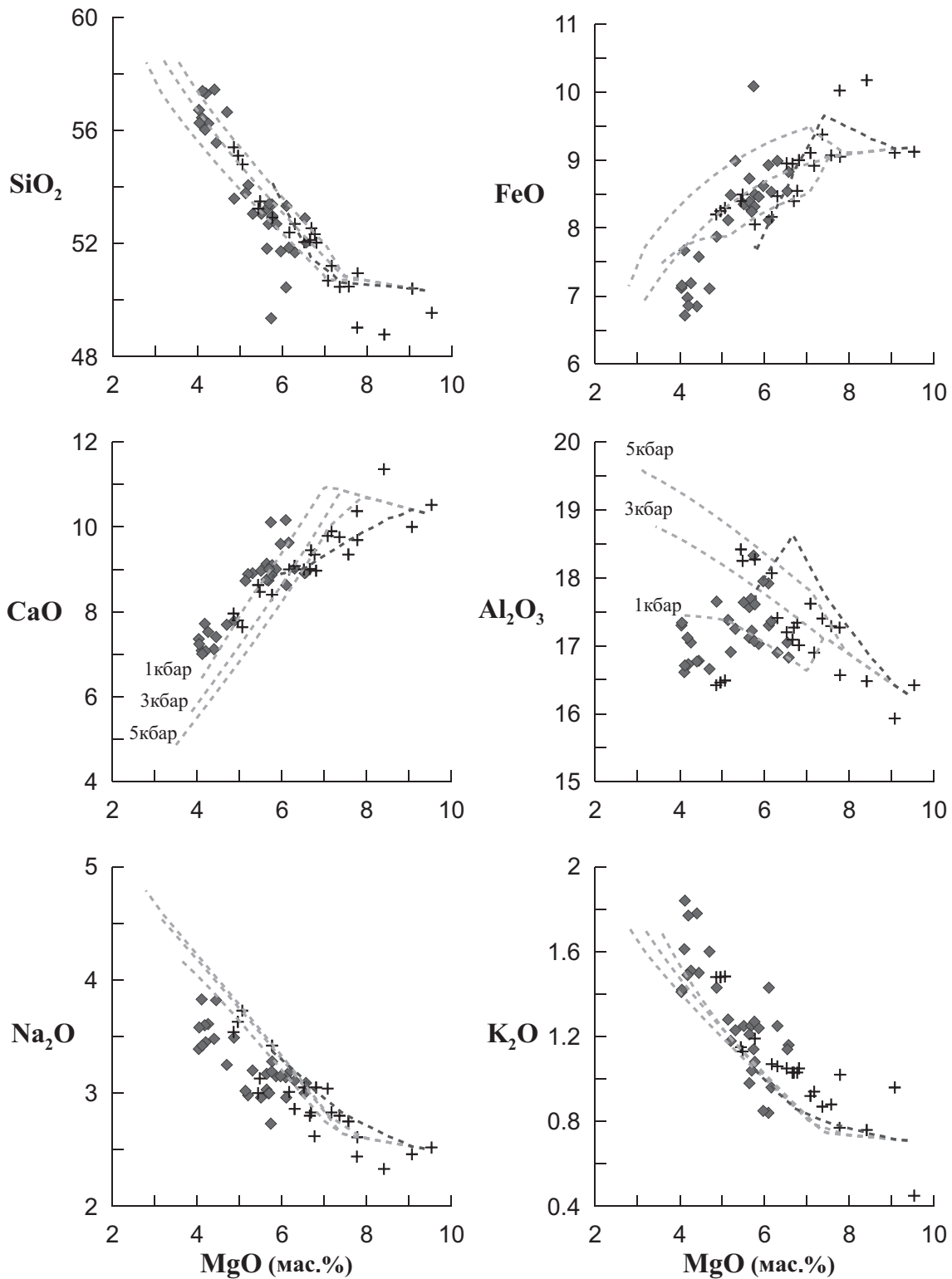
**Рис. 4.** Диаграмма  $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{SiO}_2$  по (Myashiro, 1974), с небольшими изменениями. Условные обозначения см. на рис. 2.

род характерны сходные тренды распределения редкоземельных элементов (рис. 7), с отчетливым обогащением легкими лантаноидами. Несколько более высокое отношение  $\text{LREE}/\text{HREE}$  в лавах щитовых построек подтверждает их более дифференцированный характер.

Поскольку отсадка типичных минералов базитовых магм приводит к росту концентраций всего спектра редкоземельных элементов, незначительно меняя его форму (Мартынов, 2010), субпараллельные спектры распределения  $\text{REE}$  плейстоцен-голоценовых лавах поздних щитовых вулканов и ареальных конусов, подтверждают важную роль в их эволюции кристаллизационного фракционирования.

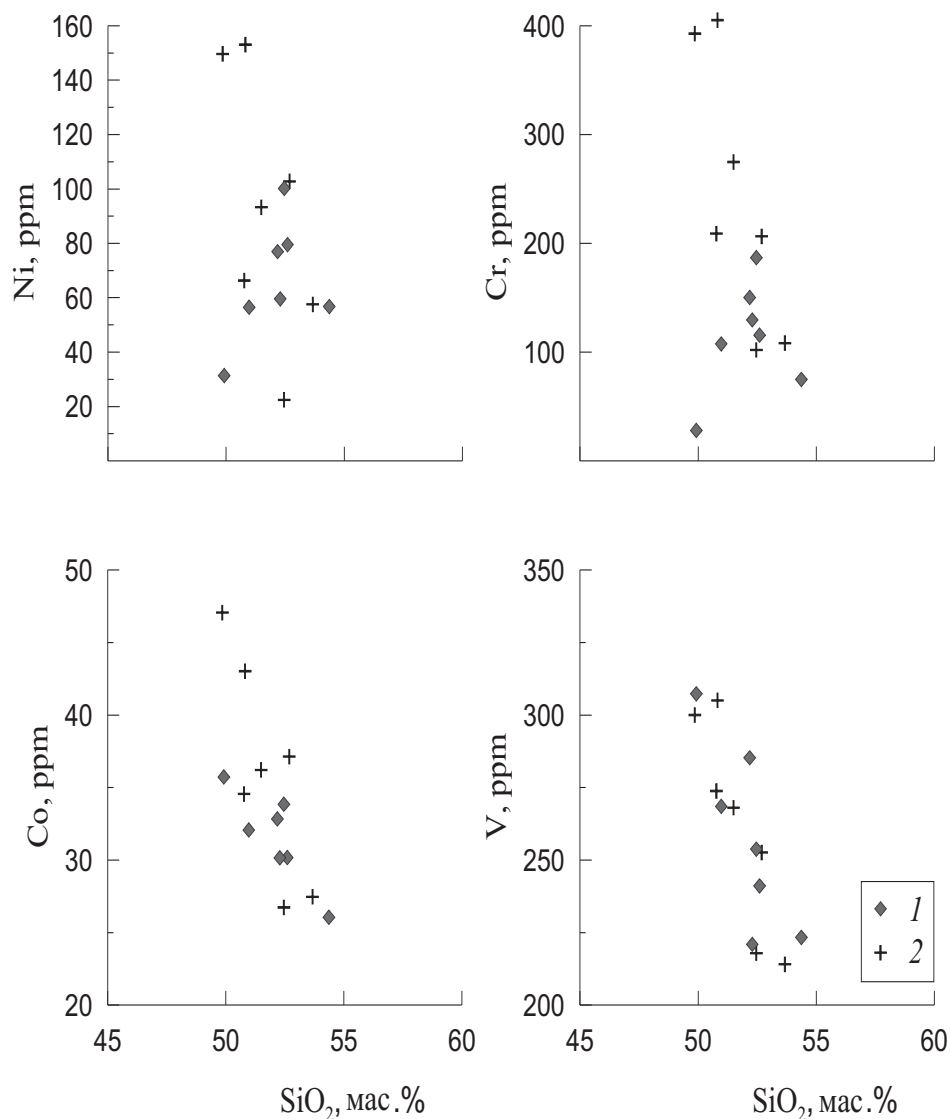
На многокомпонентных диаграммах, нормализованных к MORB (рис. 8) все типы изученных вулкаников характеризуются отчетливо выраженными положительной  $\text{LILE}$  и отрицательной –  $\text{HFSE}$  аномалиями, типичными для магм, образовавшихся в результате плавления мантийного вещества, метасоматически переработанного субдукционными процессами.



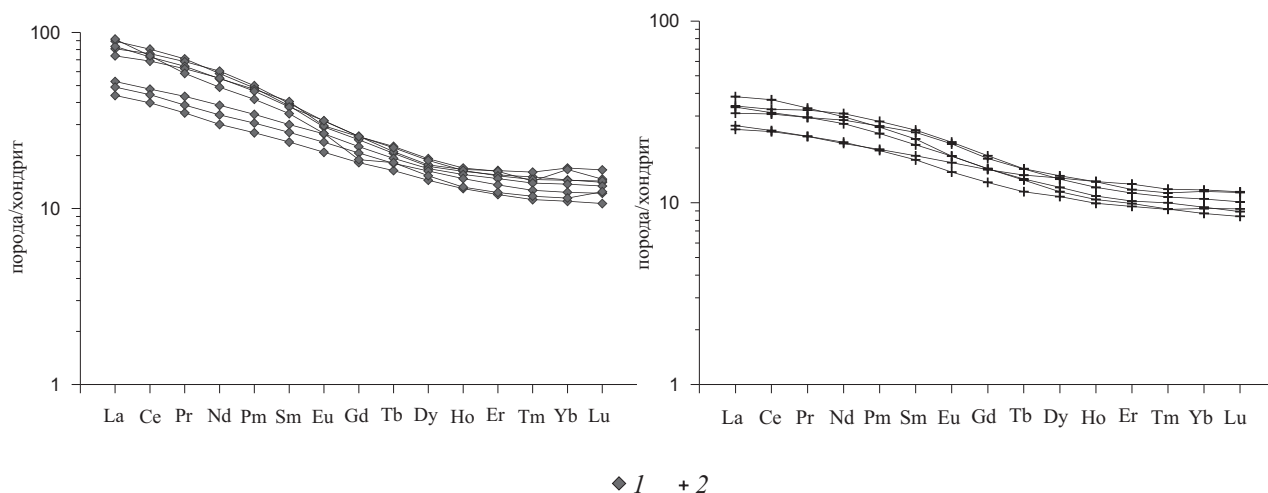


◆ 1 + 2    - - - - 3    - · - · - 4

**Рис. 5.** Природные тренды эволюции (1 – поздние щитовые постройки, 2 – ареальные конуса) и расчетные траектории дифференциации (3 – для поздних щитовых построек, 4 – для ареальных конусов). Для поздних щитовых построек – фракционная изобарическая дифференциация,  $P = 5, 4, 3, 2, 1$  кбар, содержания воды 2 мас.%,  $fO_2 = +1.2$  NNO, максимальной степени фракционирования 60%. Для ареальных конусов – декомпрессионная кристаллизация, начальное давление  $P_n = 10$  кбар, конечное  $P_k = 0.5$  кбар, содержание воды 2.6 мас.%,  $fO_2 = +1.1$  NNO, скорость декомпрессии 0.25 кбар/%кrist, максимальная степень фракционирования 36%.



**Рис. 6.** Вариации концентраций Ni, Cr, Co, V в породах поздних щитовых вулканических построек и арельных конусов в зависимости от содержаний SiO<sub>2</sub>. Условные обозначения см. на рис. 2.



**Рис. 7.** Графики распределения редкоземельных элементов в породах поздних щитовых построек и арельных конусов. Концентрации нормализованы к хондриту C1 (McDonough, Sun, 1995). Условные обозначения см. на рис. 2.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В работе (Перепелов, 1989) геохимические различия основных лав поздних щитовых вулканов и ареальных конусов вулканического центра Уксичан рассматриваются как следствие плавления одного, но в различной степени метасоматически переработанного, мантийного вещества. А.О. Волынец с соавторами (Волынец, 2006; Волынец и др., 2005; Volynets et al., 2010) отмечая отчетливо проявленные островодужные геохимические признаки, высказали предположение о связи вариаций составов плейстоцен-голоценовых вулкаников Срединного хребта со смешением трех магматических источников: (1) деплетированного N-MORB- типа, (2) обогащенного OIB-типа и (3) флюида, образовавшегося в результате дегидратации субдуцирующей плиты. В работе (Плечев, 2008) показано, что формирование родоначальных расплавов молодых ареальных вулкаников происходило при небольших степенях плавления (5-20%) амфиболсодержащего пироксенитового рестита, образовавшегося, в свою очередь, в процессе генерации магм вулканического фронта.

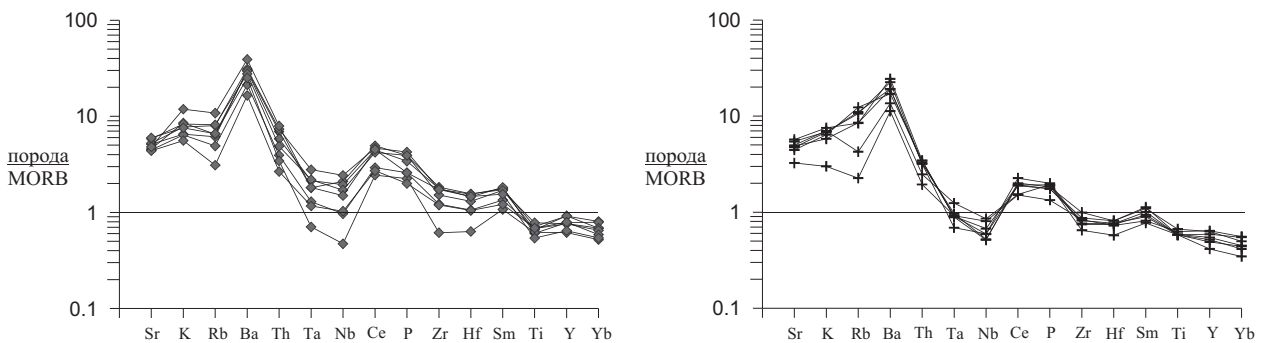
В данной работе вопросы плавления и составов магматических источников, требующих более детальных изотопно-геохимических исследований, не рассматриваются. Основное внимание уделяется вопросам эволюции родоначальных магм, роли кристаллизационной дифференциации в формировании специфических петрологических характеристик плейстоцен-голоценовых основных и средних пород вулканического центра Уксичан. Действительно, данные, полученные в результате выполненного исследования (хорошо выраженные петрохимические тренды, зональность минералов-вкрапленников, особенности поведения когерентных элементов и REE) свидетельствуют о фракционировании минеральных фаз. Это подтверждает

и выполненное численное моделирование, с использованием программы КОМАГМАТ (Ariskin et al., 1993).

Хотя программа КОМАГМАТ имеет определенные недостатки, связанные с невозможностью расчета кристаллизации хромшпинелида, недостаточной устойчивостью схемы при моделировании перитектических соотношений между ортопироксеном, оливином и авгитом, отсутствием граната в результатах высокобарных расчетов, ее применение для толеитоподобных систем с преобладающим развитием фенокристаллов и сростков Ol, Crx и Pl, представляется оправданным (Ariskin et al., 1993).

**Состав исходного расплава.** Вулканогенные образования ареальных конусов и поздних щитовых вулканов близки между собой по времени формирования, пространственной локализации и большинству петрохимических и геохимических параметров, что дает основание предполагать близкий состав первичных мантийных магм. Учитывая это, в качестве расчетного базиса использовался средний состав образцов (ES-934 и ES-762) (табл. 2), с содержанием MgO (9.53 и 9.07 мас.%) лишь незначительно отличающемся от первичных мантийных выплавов, равновесных с  $O_{1.89-91}$  (Lee et al., 2009).

**Максимальное давление** начала кристаллизации для сухих условий (~ 33 км; 11 кбар) рассчитывалось по точке пересечения линий ликвидуса оливина и клинопироксена магнезиальных базальтов на диаграмме P-T (рис. 9). Рассчитанные субликвидусные температуры магнезиальных базальтов (~ 1250°C при 1 кбар до ~ 1270°C при 11 кбар) достаточно близки к оценкам, выполненными А.А. Арискиной и Г.С. Барминой (2000), для родоначальных магм Ключеского вулкана (~ 1350 °C при 18 кбар) и данным (P = 15-20 кбар, T = 1280-1320 °C, приводимыми в работе (Хубуная и др., 2007). По данным П.Ю. Плечева (2008) голоценовые базальты из полей ареальных



◆ 1 + 2

Рис. 8. Многокомпонентная диаграмма распределения некогерентных элементов, нормированных к N-MORB (Pearce, 1983). Условные обозначения см. на рис. 2.

вулканигов Камчатки кристаллизовались при давлении  $\sim 5$  кбар и температуре  $\sim 1210^\circ\text{C}$ .

Тип кристаллизационной дифференциации, общее давление, содержание воды в системе и фугитивность кислорода оценивались методом подбора параметров для достижения наилучшего совпадения природных и расчетных трендов, ассоциации и составов породообразующих минералов (рис. 5, 10). Например, высокие концентрации воды сужают поле кристаллизации плагиоклаза, тогда как рост общего давления расширяет область кристаллизации клинопироксена. Следовательно, значение этих двух параметров можно оценить по положению точки перегиба петрохимических трендов в координатах  $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$  (рис. 5).

Согласно полученным данным, содержание воды в магматических расплавах поздних щитовых вулканов и ареальных конусов (2 мас.% и 2.6 мас.%, соответственно) были близки между собой и соответствовали значениям (1.2-3 мас.%), характерным для субдукционных магм (Tatsumi, Eggins, 1995). Близки они между собой и по фугитивности кислорода (+1.1 NNO – +1.2 NNO), несколько более низкой, чем предполагается рядом исследователей (Tatsumi, Suzuki, 2009) для островужных вулканигов (+2.5 NNO – +3 NNO). Небольшое увеличение магнезиальности темноцветных минералов, характер изменения состава шпинели, признаки обратной зональности ортопироксенов в андезитах щитовых вулканов, дают основание предполагать рост фугитивности кислорода в процессе эволюции магм. Но, как показывают экспериментальные данные (Tatsumi, Suzuki, 2009), в области буфера NNO изменение  $f\text{O}_2$  даже на две логарифмические

единицы лишь незначительно, на первые десятые процента, меняет содержание большинства петрогенных элементов в кристаллизующемся расплаве. Детальное рассмотрение этой проблемы требует дополнительных минералогических исследований и выходит за рамки настоящей работы.

При близких составах первичных магм, содержаниях воды в системе и фугитивности кислорода, выявленные различия в составах вулканических пород поздних щитовых вулканов и ареальных конусов, связаны, по-видимому, с особенностями протекания кристаллизационной дифференциации, различной скорости подъема магматических расплавов к поверхности. Для поздних щитовых вулканов наилучшее соответствие природных и расчетных трендов, включая  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (рис. 5), наблюдалось при использовании алгоритма равновесной изобарической кристаллизации с вариациями давления от 5 до 1 кбар (рис. 5), что, учитывая низкие концентрации  $\text{MgO}$  в базальтах, свидетельствуют о значительном фракционировании и длительной задержке исходных расплавов в коровых периферических очагах.

Особенности поведения  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в породах ареальных конусов не согласуется с результатами расчетов изобарических траекторий (рис. 5). Наилучшее соответствие природных и расчетных трендов наблюдается при использовании декомпрессионной модели дифференциации, со скоростью подъема расплава  $dP/d\phi \sim 0.25$  кбар/%крист.

Полученные выводы находятся в хорошем соответствии с современными геологическими представлениями о формировании дифференцированных серий вулканических аппаратов центрального типа (в нашем случае поздних щитовых вулканов) в результате сравнительно медленного подъема магматических расплавов к поверхности, с задержкой их в коровых периферических магматических камерах разного уровня. Для вулканического центра Уксичан такое предположение было сделано ранее (Мартынова, Антипин, 2009) и полученные нами данные подтверждают реальность подобного механизма. Наличие разноглубинных магматических очагов для современных крупных вулканических центров Камчатки, например под Ключевским вулканом, установлено в настоящее время методами сейсмической томографии (Koulakov et al., 2011).

Преимущественно базальтовый состав ареальных вулканигов традиционно рассматривается (Philpotts, Ague, 2009) как следствие быстрого подъема расплавов к поверхности.

В качестве диагностических признаков двух типов кристаллизационного фракционирования,

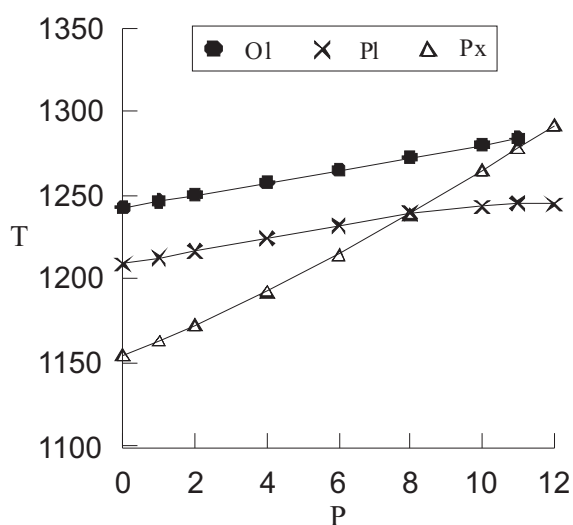
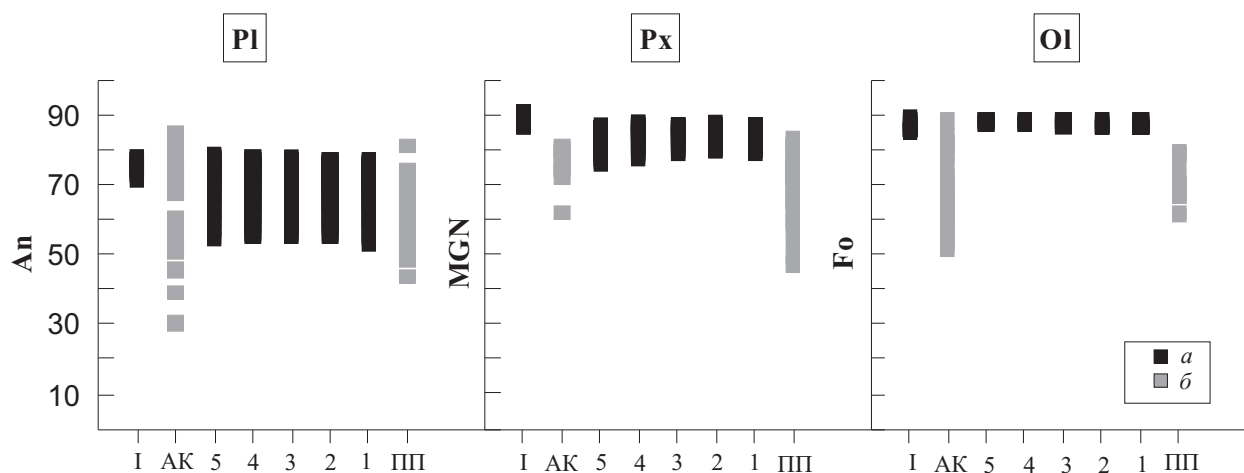


Рис. 9. P – T диаграмма для рассчитанного состава исходной магмы (см. в тексте). Условия – равновесная кристаллизация;  $f\text{O}_2 = \text{NNO}$ . Ol – оливин, Pl – плагиоклаз, Px – пироксен.



**Рис. 10.** Сопоставление модельных (а) и природных (б) составов породообразующих минералов: I – расчетные составы вулкаников ареальных конусов, АК – природные составы вулкаников ареальных конусов; 5-1 – расчетные составы пород поздних щитовых построек, выполненные при соответствующих давлениях (кбар), ПП – природные составы поздних щитовых построек; An – анортит, mg – магниальность рассчитанная по формуле  $Mg/(Mg+Fe)$  ат.%; Fo – форстерит.

как показывают наши данные, можно использовать не только поведение CaO в серии магматических пород (Арискин и др., 2000), но и  $Al_2O_3$ .

### ВЫВОДЫ

Хотя основные эффузивы поздних щитовых вулканов и ареальных конусов вулканического центра Уксичан объединяются в один этап магматической активности, они закономерно различаются между собой по содержанию ряда петрогенных и микроэлементов, что позволяет предполагать различную степень и характер дифференциации. В результате анализа петрохимических данных и моделирования, было показано, что лавы поздних щитовых вулканических построек формировались при изобарической кристаллизационной дифференциации ( $H_2O \sim 2$  мас. %,  $fO_2 - +1.2$  NNO) при давлениях от 5 до 1 кбар с шагом 1 кбар. Такие условия соответствуют относительно медленному, последовательному перемещению периферического магматического очага с глубины  $\sim 15$  км, до глубины  $\sim 3$  км.

Вулканики ареальных конусов образовались в результате полибарической фракционной кристаллизации ( $H_2O \sim 2.6$  мас. %,  $fO_2 - +1.1$  NNO) со скоростью декомпрессии 0.25 кбар/%крист. Данный тип дифференциации предполагает относительно быстрый подъем расплава без длительной задержки в периферических очагах.

Петрохимическим критерием различия двух типов кристаллизационного фракционирования кроме CaO могут служить особенности вариаций  $Al_2O_3$  (Арискин и др., 2000).

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов ДВО РАН № 12-3-В-08-064 и РФФИ (12-05-31046).

Автор статьи выражает благодарность д.г.-м.н. А.А. Арискину за помощь в проведении расчетов в программе КОМАГМАТ и к. г.-м. н. А.Б. Перепелову, за представленную коллекцию образцов и в аналитические исследования. Автор признательна также рецензентам, критические, но доброжелательные замечания и предложения которых позволили значительно улучшить качество статьи.

### Список литературы

Антипин В.С., Вольнец О.Н., Перепелов А.Б. и др. Геологические соотношения и геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного вулканизма кальдеры Уксичан (Камчатка) // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 72-81.

Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 362 с.

Балеста С.Т., Зубин М.И., Утнасин В.К. и др. Строение земной коры Камчатки по данным ГСЗ и гравиметрии // Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977. С. 35-42.

Вольнец А.О. Плейстоцен-голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки: вещественный состав и геодинамическая модель. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2006. 23 с.

Вольнец А.О., Чурикова Т.Г., Вернер Г. Геохимия вулканических пород Срединного хребта Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 2. Вып. 6. С. 21-33.

Вольнец О.Н. Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной

- островодужной системы: Автореф. дисс. д-ра геол.-мин. наук. М., 1993. 67 с.
- Волынец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б. и др.* Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка) // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 3-13.
- Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки // Тр. ин-та геологии и геофизики. 1990. Вып. 390. 259 с.
- Гриб Е.Н., Леонов В.Л., Перепелов А.Б.* Геохимия вулканических пород Карымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 2009. № 6. С. 1-23.
- Колосков А.В.* Изотопно-геохимическая неоднородность плиоцен-четвертичных вулканических пород Камчатки, геометрия субдукционной зоны, модель флюидно-магматической системы. // Вулканология и сейсмология. 2001. № 6. С. 16-42.
- Мартынов Ю.А.* Основы магматической геохимии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 228 с.
- Мартынова М.Ю., Антипин В.С.* Геологическая и вещественная эволюция вулкана Уксичан в плиоцене и плейстоцене (Срединный хребет Камчатки) // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика». Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 2. С. 429-432.
- Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Вадеевская А.А. и др.* Вулкан Уксичан в Срединном хребте Камчатки // Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967. С. 93-111.
- Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Вадеевская А.А. и др.* Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972. 191 с.
- Перепелов А.Б.* Геохимия позднекайнозойских высококалийных вулканических серий островодужной системы Камчатки. Дисс. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1989. 394 с.
- Перепелов А.Б., Чащин А.А., Мартынов Ю.А.* Срединно-Камчатская зона (плиоцен-голоцен) // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. Ханчука А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 369-382.
- Петрографический кодекс России. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2009. 198 с.
- Плечев П.Ю.* Множественность источников островодужных магм и динамика их взаимодействия: Автореф. дисс. д-ра геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2008. 43 с.
- Пополитов Э.И., Волынец О.Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 180 с.
- Скорородов В.Н.* Динамика развития кольцевых структур на примере камчатских вулканов Уксичан, Крашенинникова и Малый Семячик // Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979. С. 117-124.
- Скорородов В.Н.* Некоторые особенности эволюции четвертичного вулкана Уксичан (Срединный хребет Камчатки) // Палеовулканологические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1976. С. 113-121.
- Стефанов Ю.М., Широкий Б.И.* Металлогения верхнего структурного этажа Камчатки. М.: Наука, 1980. 104 с.
- Хубуная С.А., Гонтовая Л.И., Соболев А.В. и др.* Магматические очаги под Ключевской группой вулканов (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2007. № 2. С. 98-118.
- Чащин А.А., Мартынов Ю.А.* Петрология пород вулканов Горелый, Мутновский (Южная Камчатка). Владивосток: Дальнаука, 2011. 270 с.
- Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S. et al.* COMAGMAT: A Fortran program to model magma differentiation processes // Computers and Geosciences. 1993. V. 19. P. 1155-1170.
- Churikova T., Dorendorf F., Wörner G.* Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // Journal of Petrology. 2001. V. 42. № 8. P. 1567-1593.
- Duggen S., Portnyagin M., Baker J. et al.* Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: Evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting // Geochimica Cosmochimica Acta. 2007. V. 71. P. 452-480.
- Kepezhinskas P., Mc Dermott F., Defant M.J. et al.* Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis // Geochimica Cosmochimica Acta. 1997. V. 61. № 3. P. 577-600.
- Koulakov I., Gordeev E.I., Dobretsov N.L. et al.* Feeding paths of the Kluchevskoy volcano group (Kamchatka) from the results of local earthquake tomography // Geophysical Research Letters. 2011. V. 38. doi:10.1029/2011GL046957.
- McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223-253.
- Myashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // American Journal of Science. 1974. V. 274. P. 321-355.
- Ozerov A.Yu.* The evolution of high-alumina basalts of the Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia, based on microprobe analyses of mineral inclusions // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2000. V. 95. № 1-4. P. 65-79.

- Ozerov A.Yu., Ariskin A.A., Barmin G.S.* The problem of genetic relations between high-alumina and high-magnesian basalts of Klyuchevskoy volcano, Kamchatka // Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences // Earth Sciences Section. 1996. V. 350. № 7. P. 1127-1130.
- Ozerov A.Yu., Ariskin A.A., Kyle F. et al.* Petrological-geochemical model for genetic relationships between basaltic and andesitic magmatism of Klyuchevskoy and Bezmyannyi volcanoes, Kamchatka // Journal of Petrology. 1997. V. 5. № 6. P. 550-569.
- Pearce J.A.* Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental basalts and mantle xenoliths. Nantwich: Siva Publ., 1983. P. 230-249.
- Philpotts A.R., Ague J.J.* Principles of igneous and metamorphic petrology. New York: Cambridge University Press, 2009. 645 p.
- Portnyagin M., Hoernle K., Avdeiko G. et al.* Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka-Aleutian junction // Geology. 2005. V. 33. № 1. P. 25-28.
- Tatsumi Y., Eggins S.* Subduction Zone Magmatism. Boston: MA: Blackwell Science, 1995. 205 p.
- Tatsumi Y., Suzuki T.* Tholeiitic vs Calc-alkalic Differentiation and evolution of arc crust: constraints from Melting Experiments on a Basalt from the Izu-Bonin-Mariana Arc // Journal of Petrology. 2009. V. 50. № 8. P. 1575-1603.
- Volynets A., Churikova T., Wörner G. et al.* Mafic Late Miocene – Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // Contributions to mineralogy and petrology. 2010. V. 159. № 5. P. 659-687.

## PETROLOGY AND EVOLUTION OF PLEISTOCENE-HOLOCENE LAVAS FROM UKSICHAN VOLCANIC FIELD (SREDINNY RIDGE, KAMCHATKA)

**M.Yu. Martynova**

*Science Federal State Budgetary Institution FEGI FEB RAS, Vladivostok, 690022*

New data on petrography, chemical and mineral composition of Pleistocene- Holocene basaltic lavas from shield volcanoes and scoria cones of Uksichan volcanic field (the Central Kamchatka volcanic belt, Kamchatka peninsula) show that they originate from a common magma source and parental magma, but with different degree and types of fractional crystallization. The computer simulation evidences that the lavas from late shield volcanoes were formed during isobaric crystallization ( $H_2O \sim 2$  wet %,  $fO_2 - +1.2$  NNO) under a pressure of 5 to 1 kbar with a step of 1 kbar. Such physical conditions correspond to relatively slow rising of magma chambers from depth of  $\sim 15$  km to  $\sim 3$  km.

Scoria cones were generated during polibarc fractional crystallization ( $H_2O \sim 2.6$  wet. %,  $fO_2 - +1.1$  NNO) with decompression speed of 0.25 kbar / % crystallization. This type of differentiation assumes the relatively fast melt transport without a long storage in the crust magma chambers.

Petrochemical indicators of two differentiation types are behavior of CaO and  $Al_2O_3$ .

*Keywords: Kamchatka, Sredinny Ridge, Uksichan Volcano, mineralogy, crystallization differentiation.*