

УДК [552.16+550.42](571.66)

## ГЕНЕЗИС ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ ПИКРИТОВ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

© 2022 г. З. Г. Бадрединов<sup>a</sup>, \*, Б. А. Марковский<sup>b</sup>, \*\*, И. А. Тарарин<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН,  
просп. 100-летия Владивостока, 159, Владивосток, 690022 Россия

<sup>b</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ),  
Средний просп., 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия

\*e-mail: badre9@mail.ru

\*\*e-mail: NRS@vsegei.ru

Поступила в редакцию 29.01.2021 г.

После доработки 05.07.2021 г.

Принята к публикации 25.10.2021 г.

Исследованы химический и минеральный составы позднемеловых ультраосновных вулканитов Восточной Камчатки, отличительной чертой которых являются широкие вариации калия — от низких (преобладающий тип вулканитов) до ультравысоких (подчиненное количество). Химические составы минералов и геохимия пород указывают на то, что ультраосновные вулканиты с высокими и низкими содержаниями  $K_2O$  сформировались из одного мантийного субстрата. Обогащение части ультрамафитов калием произошло в поверхностных условиях в результате следующих процессов: 1 — флюидная экстракция калия из магматического расплава, 2 — расслоение расплава на калиевую (флюидизированную) и низкокалиевую фракции с образованием полосчатых силлов, 3 — отделение от кристаллизующегося расплава остаточной магматической жидкости, с высокими содержаниями калия.

*Ключевые слова:* пикриты, ликвация, высокий калий, вулканизм, геохимия

DOI: 10.31857/S0203030622010023

### ВВЕДЕНИЕ

В геологической литературе в серии публикаций [Селиверстов и др., 2004; Колосков и др., 1999; Федоров, Богомол, 2018], охарактеризованы ультраосновные вулканиты Восточной Камчатки с высокими содержаниями калия (до 8 мас. %  $K_2O$ ), аномальными для вулканических образований этой структурно-формационной зоны. Высококалиевые ультрамафиты приурочены к верхам валагинской серии позднемелового возраста, отложения которой с позиции тектоники плит трактуются как вулканогенные образования океанической островной дуги (Ачайваям-Валагинской) аккрецированной к окраине континента в раннем палеогене [Шапиро, Соловьев, 2009]. Помимо геологического положения, необычными являются геохимические свойства рассматриваемых ультрамафитов. При повышенных концентрациях калия рубидия и урана, содержания других компонентов, включая РЗЭ, отвечают ультраосновным вулканитам нормальной щелочности. В дополнение к этому необходимо подчеркнуть, что в разрезе ультраосновных вулканогенных отложений валагинской серии высококалиевые ультрамафиты переслаиваются с низкокалиевыми, обладающими по объему, и имеют с ними близ-

кие химические составы породообразующих минералов.

В геологической литературе существует, по меньшей мере, три точки зрения на формирование столь необычной ассоциации ультрамафитовых пород. Согласно первой из них рассматриваемые вулканиты являются ультраосновными представителями островодужных базальтоидов шошонитовой серии [Соболев и др., 1989], что предполагает энсиалическую природу островной дуги и мантийный метасоматоз с привнесом в истошенную мантию калия и ряда подвижных компонентов.

Другая группа исследователей [Селиверстов и др., 1994; Колосков и др., 1999] выделяет высококалиевые вулканиты ультраосновного комплекса Восточной Камчатки в самостоятельный геохимический тип щелочных вулканитов (лапроитоиды), связывая их формирование с особыми геодинамическими условиями. Исходным субстратом лампроитоидов принимаются флогопитсодержащие мантийные породы, плавящиеся при активном участии водного флюида на глубинах устойчивости граната [Колосков и др., 1999].

Дальнейшим развитием этой идеи является модель, предложенная П.И. Федоровым и

Е.С. Богомоловым [Федоров, Богомолов, 2018], характеризующаяся тем, что для интерпретации природы высокой калиевоности ультраосновных вулканитов Восточной Камчатки привлекается механизм селективного плавления мантийного флогопита в условиях субдукции океанической коры.

Среди петрологов, изучавших ультраосновные вулканиты Восточной Камчатки, существовала еще одна точка зрения на природу их повышенной калиевоности, согласно которой появление высоких концентраций  $K_2O$  в ультраосновных породах объяснялось неравномерным калиевым метасоматозом, наложившимся на ультрамафиты после их извержения [Житков и др., 1984]. Однако эта точка зрения не подтвердилась последующими петрологическими исследованиями, а данные по изотопии рубидия, стронция, самария и неодима в описываемых ультраосновных вулканитах исключают влияние на ультраосновной расплав корового субстрата [Бадрединов и др., 2018б; Федоров, Богомолов, 2018].

Подытоживая процитированные выше материалы, необходимо подчеркнуть, что в них не рассматриваются причины геохимического родства высококалиевых разновидностей пород с низкокалиевыми, преобладающими среди ультраосновных вулканитов Восточной Камчатки, и не объясняется близость химических составов породообразующих минералов, слагающих эти ультрамафиты.

В настоящей статье приведены данные, восполняющие этот пробел, что позволяет предложить новую модель формирования высококалиевых ультраосновных вулканитов описываемого региона.

## ТЕРМИНОЛОГИЯ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Ультраосновные вулканиты калиевого геохимического типа ( $K_2O/Na_2O > 1$ ) с концентрациями (мас. %)  $1 \leq K_2O \leq 3.0$ ;  $MgO > 18$ ;  $SiO_2 = 39-45$  описываются авторами статьи как пикриты повышенной калиевоности. При содержаниях  $K_2O$  более 3.0 мас. % – как высококалиевые (ультракалиевые). Пикриты с содержаниями  $K_2O \leq 1$  мас. % характеризуются как нормальнощелочные (низкокалиевые), в соответствии с “Петрографическим кодексом России” [Петрографический ..., 2009]. При цитировании работ других авторов в скобках указываются названия пород, используемые этими авторами.

Учитывая то, что на геологических картах и в публикациях исследователей для отложений позднемеловых ультраосновных вулканитов Восточной Камчатки употребляются разные названия свит (алешкинская, хребтовская), авторы статьи, в своих описаниях ограничились понятием “толща”.

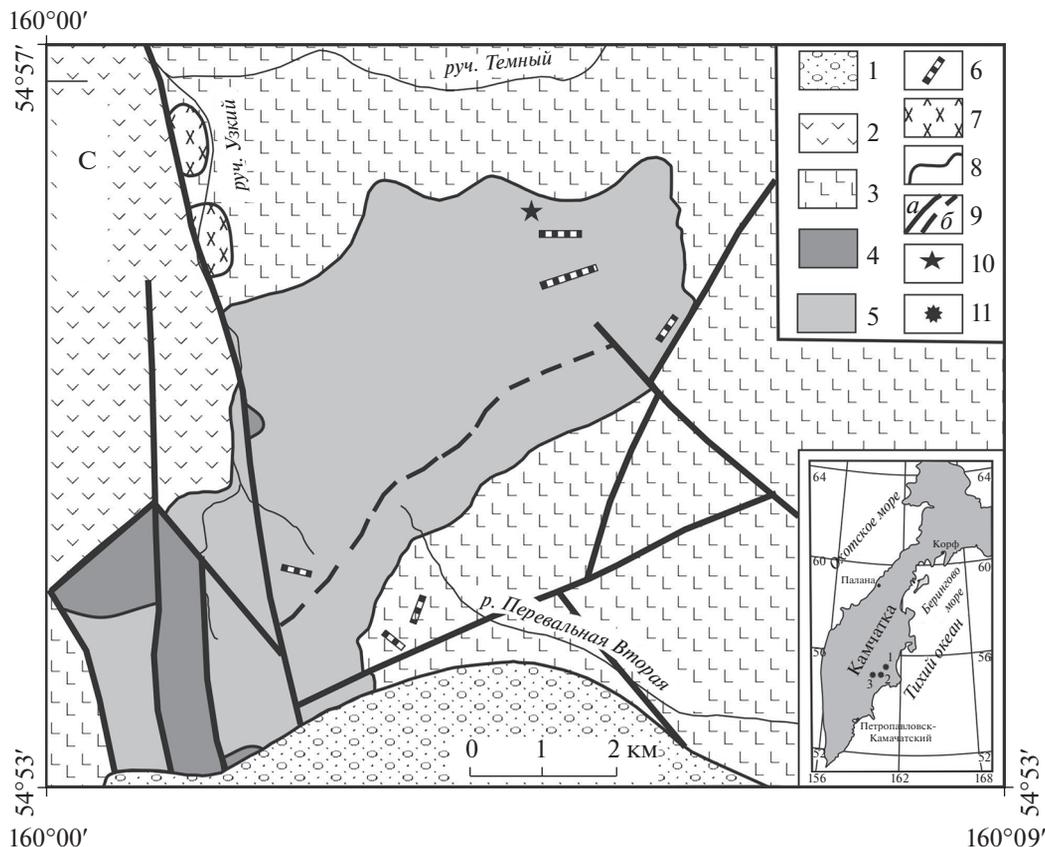
Определение химических составов минералов и вулканических стекол выполнено по стандартной методике в лаборатории рентгеновских методов АЦ ЦКП ДВГИ ДВО РАН на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8100, фирмы JEOL (Япония) с энергодисперсионным спектрометром INCA x – sight (OXFORD Instruments, Англия). Анализы проводились при ускоряющем напряжении 20 kV и силе тока  $10 \pm 0.01$  nA. Локальность анализа 1 мкм. Количественный и полуквантитативный анализы осуществлялись по процедуре PhyRoZ с использованием пользовательского (не встроенного) набора эталонов. Погрешности измерения содержаний анализируемых элементов: не более  $\pm 10$  отн. % при концентрациях элемента от 1 до 5 мас. %, до  $\pm 5$  отн. % при концентрациях от 5 до 10 мас. % и до  $\pm 2$  отн. % при концентрациях элемента свыше 10 мас. %. Предел обнаружения в зависимости от элемента составляет от 0.04 до 0.1 мас. %. При анализе вулканических стекол использовалась растровая съемка наряду с точечными определениями. Аналитики Н.И. Екимова (ДВГИ ДВО РАН) и В.М. Чубаров (ИВиС ДВО РАН).

Анализ пород выполнен в лаборатории Аналитического центра ДВГИ РАН. Основные элементы определены методами атомно-эмиссионной спектроскопии,  $H_2O^-$ , ППП,  $SiO_2$  – методом гравиметрии, FeO – методом титриметрии. Содержания малых элементов определены ICP-MS методом на спектрометре Agilent 7500 C (Agilent Techn., США). Аналитики Е.В. Волкова, Г.А. Горбач, Н.В. Зарубина, В.Н. Каминская, Е.А. Ткалина и Н.В. Хуркало.

Принятые в работе обозначения минералов: Spx – клинопироксен; Ol – оливин; Spl – шпиль; Phl – флогопит; Glass – вулканическое стекло.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВУЛКАНИТОВ

Позднемеловые высококалиевые ультраосновные вулканиты Восточной Камчатки распространены в ассоциации с преобладающими по объему низкокалиевыми разновидностями в составе единой толщи, мощность которой, по оценкам разных авторов, варьирует от 350 до 500 м. Основная роль в ее строении принадлежит грубой пирокластике с подчиненным количеством эффузивных и субвулканических образований. Первые описания толщи были опубликованы в 1971 г. [Эрлих и др., 1971]. В дальнейшем ультраосновные вулканиты Восточной Камчатки неоднократно изучались многими исследователями [Марковский, Ротман, 1971; Rotman, Markovskiy, 1973; Селиверстов, Цикунов, 1974; Markovskiy, Rotman, 1976; Ланда и др., 1980; Селиверстов и др.,



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта выходов ультраосновных вулканитов северной части Валагинского хребта. 1 – водно-ледниковые отложения; 2 – туфы и лавы трахибазальтов и трахиандезитов (темнореченская свита,  $K_2-Pg$ ); 3 – грубообломочные туфы и лавы нормальнощелочных базальтов (попутновская свита,  $K_2$ ); 4, 5 – толща ультраосновных вулканитов ( $K_2$ ): 4 – с высокими содержаниями калия, 5 – с низкими содержаниями калия; 6 – дайки ультрамафитов; 7 – интрузии габбросиенитов ( $K_2$ ); 8 – нормальные геологические границы пород; 9 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 10 – место расположения расслоенного силла ультрамафитов; 11 – участки распространения ультраосновных вулканитов: 1 – Северный, 2 – Центральный, 3 – Южный. Границы высококалийных пикритов нанесены по данным [Селиверстов и др., 1994].

1984; Житков и др., 1984; Марковский, Багдасаров, 1986; Багдасаров, Марковский, 1987; Соболев и др., 1989; Говоров и др., 1990; Пузанков и др., 1990; Селиверстов и др., 1994; Kamenetsky et al., 1995; Колосков и др., 1999; Васильев, Гора, 2016; Федоров, Богомоллов, 2018], включая детальную монографическую систематизацию данных по геологии, петрохимии и минералогии пород [Марковский, Ротман, 1981].

Наиболее крупные выходы ультраосновных вулканитов Восточной Камчатки сосредоточены на трех локальных участках (рис. 1): южное окончание хребта Тумрок (Северный участок); северная часть Валагинского хребта (Центральный участок) и хребет Широкий (Южный участок), где приурочены к зонам пересечений глубинных тектонических нарушений северо-восточного и северо-западного простирания. Кроме этого, в хребтах Тумроке и Широком, являющимся западным отрогом Валагинского хребта, присутствуют интрузивные аналоги ультраосновных вулканитов,

представленные сложно дифференцированными расслоенными массивами дунит-клинопироксенит-верлит-габбро-сиенитового состава. Детальные описания геологического строения участков опубликованы в материалах [Марковский, Ротман, 1981; Государственная ..., 2006].

В настоящей статье приведены результаты исследования ультраосновных вулканических пород Валагинского хребта (Центральный участок).

Основную роль в строении ультраосновных отложений Валагинского хребта играют грубые брекчии и гиалокластиты пикритов (аквагенные туфы). В подчиненных количествах распространены более тонкие вулканокластические отложения, переслаивающиеся с вулканомиктовыми и кремнистыми осадочными породами, а также лавы, силлы и дайки пикритов. Подушечная отдельность эффузивов, наряду с широким распространением гиалокластитов указывает на подводный характер извержения.

Позднемеловой возраст толщи пикритов (70, 80 и 88 млн лет) определен по калий-аргоновой изотопии слюды [Марковский, Ротман, 1981; Магматические ..., 1988] и подтверждается материалами фаунистического датирования вмещающих вулканогенно-осадочных отложений [Государственная ..., 2006].

Подстилающими по отношению к толще ультраосновных вулканитов являются агломератные туфы и лавы субщелочных базальтов попутновской свиты, а перекрывающими — трахибазальты и трахиандезиты темнореченской свиты [Марковский, Ротман, 1981].

Отличить высококалийевые пикриты от низкокалийевых в полевых условиях сложно, вследствие схожести их внешнего облика и близости минеральных составов (оливин—клинопироксен—флогопит—шпинель—вулканическое стекло). Тем не менее, В.А. Селиверстову удалось проследить характер взаимоотношений высококалийевых и низкокалийевых пикритов в разрезах, обнажающихся в северной части Валагинского хребта, а также отобразить выходы высококалийевых ультраосновных вулканитов на геологической карте [Селиверстов и др., 1994]. Данные В.А. Селиверстова учтены на рис. 1.

Из приведенных в работе [Селиверстов и др., 1994] материалов следует, что высококалийевые пикриты приурочены к верхней части толщи ультраосновных вулканитов. Высококалийевые и низкокалийевые пикриты переслаиваются друг с другом и формируют горизонты грубых агломератных туфов с обломками смешанного состава.

Наши исследования [Марковский, Ротман, 1981; Бадреддинов и др., 2018a], в дополнение к материалам [Селиверстов и др., 1994] указывают на то, что содержания оксида калия в ультраосновных вулканитах коррелируются с их флюидонасыщенностью, возрастая от близкой к нулю ( $K_2O = 0.1-0.5$  мас. %) в подушечных лавах и тонкообломочных туфах пикритов до повышенной и высокой ( $K_2O = 2-4$  мас. %) в субвулканических образованиях (дайки и силлы), более флюидизированных в сравнении с эффузивами. Показательно, что даже в низкокалийевых шаровых лавах пикритов центральная часть шарового обособления, заполненная газовым пузырем, содержит  $K_2O$  намного больше ( $K_2O = 0.27$  мас. %), чем краевая ( $K_2O = 0.08$  мас. %) [Марковский, Ротман, 1981].

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Как уже подчеркивалось выше, высококалийевые и низкокалийевые пикриты содержат одинаковую ассоциацию породообразующих минералов, включающую в себя: оливин, моноклинный

пироксен, шпинель и флогопит. Порфировая структура пикритов характеризуется крупными кристаллами (2–10 мм) в различной степени серпентинизированного оливина, погруженными в микролитовую основную массу, сложенную девитрифицированным вулканическим стеклом в разной степени насыщенного кристаллами клинопироксена и игольчатыми пластинками флогопита. Аксессуары представлены хромшпинелью, апатитом и реже гранатом. Из вторичных минералов присутствуют хлорит, серпентин, сфен, магнетит, биотит и карбонат, свидетельствуя о зеленокаменном изменении пород.

Основное различие в петрографических составах высококалийевых и низкокалийевых пикритов заключается в объемных соотношениях оливина и клинопироксена. В высококалийевых пикритах клинопироксен (30–45 об. %) преобладает над оливином (10–30 об. %), в низкокалийевых — наблюдаются обратные пропорции этих минералов. Но существуют переходные разности пород от низкокалийевых пикритов к высококалийевым с равными объемными количествами вкрапленников оливина и клинопироксена. Еще одним отличием низкокалийевых пикритов от высококалийевых является то, что некоторые низкокалийевые пикриты не содержат флогопит, тогда как высококалийевые могут быть обогащены тонкими микроскопическими кристаллами этого минерала, придающими породе бурю окраску.

Химические составы породообразующих минералов высококалийевых и низкокалийевых пикритов близки [Марковский, Ротман 1981; Селиверстов и др., 1994].

Для оливинов характерны высокие концентрации  $MgO$  (доля форстеритового минала порядка 88%), при незначительных колебаниях железа и кремния. В виде редких вкрапленников в оливинах встречается хромистая шпинель.

Клинопироксены, оптически зональные, но также как и оливины имеют сопоставимые характеристики химического состава в калиевых и низкокалийевых пикритах. По соотношению энстатитового, волластонитового и ферросилитового компонентов клинопироксены классифицируются как диопсид-авгиты и салиты. По направлению к краям кристаллов в клинопироксенах возрастают содержания железа и алюминия и снижаются — кремния и магния. Эти изменения состава пироксенов прослеживаются как для высококалийевых, так и низкокалийевых пикритов. В некоторых клинопироксенах в краевых зонах зерен отмечается появление натрия (до 0.5 мас. %  $Na_2O$ ) и пропорциональное снижение концентраций  $CaO$ .

Флогопиты высококалийевых и низкокалийевых пикритов характеризуются пониженными концентрациями алюминия, натрия и повышенными — магния.



Рис. 2. Фрагменты обнажений расслоенного силла ультрамафитов (хр. Тумрок, Восточная Камчатка).

Особенностью акцессорной шпинели является высокие концентрации хрома, магния, низкие титана и преобладание окисного железа над закисным в обоих типах пикритов. Краевые зоны шпинелевых зерен замещены магнетитом. Кроме этого, вторичный магнетит трассирует участки серпентинизации оливинов.

Стекла низкокалийевых и высококалийевых пикритов существенно различаются по химическому составу. Главное отличие заключается в концентрациях оксида калия. Стекла низкокалийевых пикритов по данным микрозондового анализа содержат  $K_2O$  не превышающее 0.5 мас. %, тогда как в высококалийевых пикритах концентрация  $K_2O$  в вулканическом стекле варьирует в диапазоне 8–10 мас. %.

#### ПРИЗНАКИ ЛИКВАЦИОННО-КИНЕТИЧЕСКОГО РАССЛОЕНИЯ УЛЬТРАОСНОВНОГО РАСПЛАВА

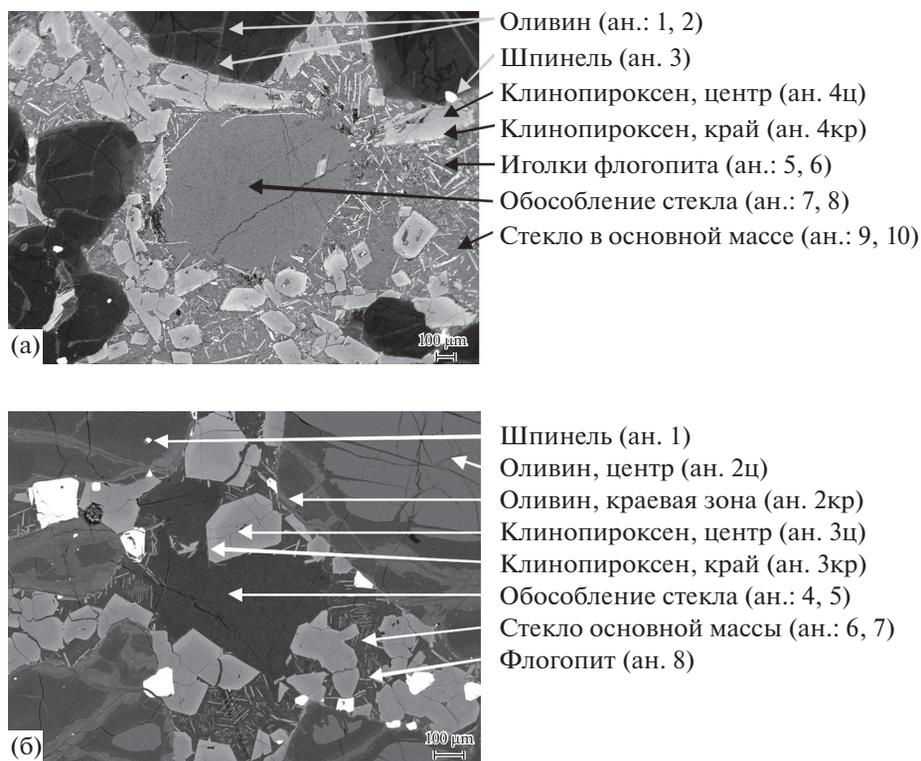
Помимо стратифицированного переслаивания высоко и низкокалийевых ультраосновных вулканитов, в строении толщи ультрамафитов Восточной Камчатки участвуют расслоенные силлы, состоящие из ритмично чередующихся ультрамафитов с низкими ( $K_2O = \leq 0.5$  мас. %) и повышенными содержаниями калия ( $K_2O = 1.5–2.0$  мас. %).

Расслоенные силлы установлены в хребте Тумрок и в северной части Валагинского хребта

[Марковский, Ротман, 1981]. Судя по полевым наблюдениям, процессы расслоения ультраосновной магмы имели масштабное проявление. Наблюдаемая в обнажениях мощность расслоенных силлов в хребте Тумрок достигает 40 м (рис. 2), с протяженностью первые сотни метров, при общей мощности толщи ультраосновных вулканитов 350 м.

В Валагинском хребте видимая мощность силла 1.5 м, но здесь в обнажении вскрыта только апикальная часть вулканического тела. Оценить условия залегания силла на глубину не представляется возможным. Переслаивание пикритов повышенной калиевости ( $1 \leq K_2O \leq 3.0$  мас. %) с низкокалийевыми ( $K_2O \leq 0.5$  мас. %) характеризуется отсутствием в слоях признаков кумуляции кристаллов, зон закаливания, текстур течения и обломков вмещающих пород. Детальное описание силла Валагинского хребта приведено в статье [Бадрединов и др., 2018a].

Вмещающими отложениями по отношению к силлам являются агломератовые туфы пикритов без видимых контактовых преобразований на границе с силлами. Выполненные ранее исследования [Бадрединов и др., 2018a] показали, что расслоение ультраосновного расплава на слои с низкими и повышенными содержаниями калия обусловлены флюидной экстракцией калия из магматического расплава в виде легкорастворимых силикатов и последующим ликвационно-ки-



**Рис 3.** Микрозондовые фотоснимки аншлифов пикритов калиевого (а) и низкокалиевого (б) прослоев силла в отраженных электронах.

нетическим расслоением расплава, по механизму описанному Е.В. Шарковым [Шарков, 2002].

Пикриты из калиевого и низкокалиевого слоев силлов имеют одинаковую ассоциацию породообразующих минералов (оливин, клинопироксен, флогопит, шпинель, вулканическое стекло). Вулканическое стекло, помимо интерстиционного базиса, слагает в калиевой и низкокалиевой разностях пород отдельные обособления неправильной формы (глобули), отличающиеся от базисного стекла отсутствием вкрапленников. Основное различие калиевых и низкокалиевых пикритов силла заключается в соотношениях объемных количеств вулканического стекла и минеральных вкрапленников. Высококалиевые пикриты более стекловатые (около 30 об. % вулканического стекла). В сравнении с низкокалиевыми пикритами в их модальном составе содержится больше флогопита, меньше оливина, при близких объемных количествах зерен клинопироксена (рис. 3).

Принципиальным является то, что химические составы породообразующих минералов калиевого и низкокалиевого слоев силла близки между собой (табл. 1, 2) и отвечают составам минералов из других типов пород ультраосновной толщи (обломки в туфах, дайки, лавовые потоки). На рис. 4 приведены данные содержаний СаО и MgО в клинопироксенах расслоенного силла, до-

полненные данными по составам клинопироксенов других пород ультрамафитовой толщи от низкокалиевых до ультракалиевых. Из диаграммы следует, что химизм клинопироксенов одинаков для всех типов пород ультраосновной толщи, независимо от содержания калия в породе, что указывает на формирование высококалиевых и низкокалиевых ультраосновных вулканитов Валагалинского хребта из единого магматического расплава.

В отличие от породообразующих минералов, вулканические стекла пикритов калиевого и низкокалиевого прослоев силла характеризуются различиями в концентрациях химических компонентов. Стекла пикритов калиевого прослоя содержат больше калия, алюминия, железа, меньше магния при сопоставимых концентрациях кремния (см. табл. 1, 2). В низкокалиевом прослое содержание  $K_2O$  в стекле не превышает 0.5 мас. % (см. табл. 2).

Основным концентратором калия в пикритах калиевого прослоя является вулканическое стекло. Количество флогопита (ограниченно низким содержанием алюминия), недостаточно, чтобы обеспечить концентрацию калия, фиксируемую в этих породах (см. рис. 3а, табл. 1). Натрий, изначально присутствовавший в ультраосновной магме в малых количествах, не коррелируется с калием

**Таблица 1.** Химический состав минералов (мас. %) пикрита из прослоя силла с повышенными содержаниями калия

Компо- нент	1	2	3	4Ц	4Кр	5	6	7	8	9	10
	OI	OI	Spl	Cpx	Cpx	Phl	Phl	Glass	Glass	Glass	Glass
SiO <sub>2</sub>	41.00	41.88	—	52.90	48.98	34.83	34.03	40.5	40.08	38.94	39.92
TiO <sub>2</sub>	—	—	0.60	—	0.82	3.21	2.42	—	—	—	0.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.14	0.62	8.19	1.38	4.45	14.25	14.85	9.57	9.56	9.66	9.17
FeO	6.29	6.44	31.21	4.32	9.92	17.91	18.83	11.05	10.92	9.31	10.07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	46.02	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	—	—	—	—	—	0.3	—	—	—	—	—
MgO	32.98	32.46	12.13	17.52	12.82	13.22	12.69	21.73	21.88	22.85	22.20
CaO	0.31	0.40	—	23.50	22.32	—	—	—	—	—	0.70
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	0.23	0.22	—	0.76	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	9.16	9.33	9.6	9.62	8.58	8.69
Сумма	82.19	82.48	98.15	99.85	99.53	92.89	92.92	92.44	92.05	89.35	91.37

Примечание. Здесь и в табл. 2: Ц – центр кристалла, Кр – край. Прочерк – содержание элемента ниже предела чувствительности микроанализатора. Номера анализов соответствуют рис. 3а.

**Таблица 2.** Химический состав минералов (мас. %) пикрита из прослоя силла с низкими содержаниями калия

Компо- нент	1	2Ц	2Кр	3Ц	3Кр	4	5	6	7	8
	Spl	OI	OI	Cpx	Cpx	Glass	Glass	Glass	Glass	Phl
SiO <sub>2</sub>	—	40.06	40.1	51.96	50.15	38.99	37.64	36.91	37.15	33.48
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	0.31	0.33	—	—	—	—	3.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.04	—	—	1.90	3.33	5.38	6.12	6.50	7.47	15.15
FeO	31.03	10.45	10.65	4.27	6.43	3.98	4.82	5.54	5.73	16.89
MnO	—	—	—	0.15	0.18	—	—	—	—	—
MgO	11.33	48.33	48.63	16.46	14.70	36.29	35.31	34.37	33.58	13.36
CaO	—	0.42	0.37	23.29	23.05	—	—	—	—	0.72
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	0.1	0.23	—	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	0.19	0.42	8.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.66
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	48.41	0.25	—	1.13	0.18	—	—	—	—	—
Сумма	97.81	99.49	100.05	99.57	98.57	84.64	83.89	83.52	84.35	92.39

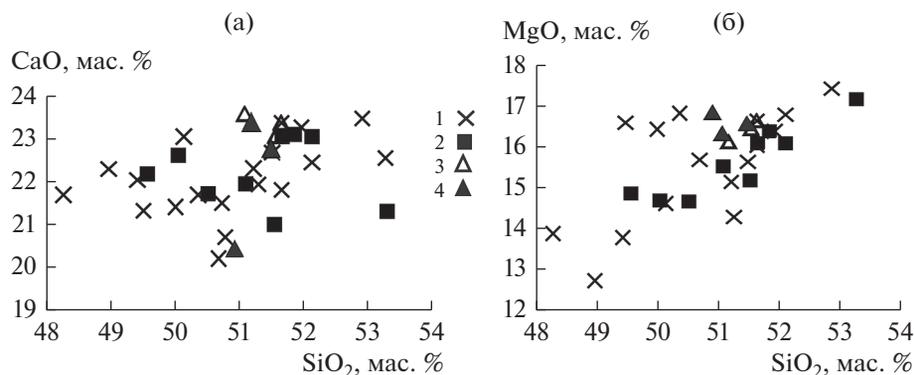
Примечание. Номера анализов соответствуют рис. 3б.

и концентрируется во флогопитах и клинопироксенах, не образуя в расслоенных пикритах контрастных содержаний. Более детальная характеристика химических составов породообразующих минералов и вулканических стекол пикритов расслоенного силла приведена в работе [Бадрединов и др., 2018а].

Несмотря на значительные различия в химических составах вулканических стекол, пикриты калиевого и низкокалиевого прослоев имеют близкие концентрации главных петрогенных эле-

ментов (табл. 3), различаясь только содержаниями K<sub>2</sub>O (на 1.3 мас. %), MgO (на 1.34 мас. %) и потерь при прокаливании (на 2 мас. %).

Расчет исходного химического состава силла, выполненный на основании объемных соотношений калиевого и низкокалиевого прослоев (2/1) свидетельствует о нормальной щелочности расплава до расслоения. Сумма (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O) не превышала 1.5 мас. % при содержании SiO<sub>2</sub> равном 43.72 мас. % (см. табл. 3).



**Рис. 4.** Составы моноклинных пироксенов из пикритов Валагинского хребта в координатах CaO–SiO<sub>2</sub> (мас. %) (а) и MgO–SiO<sub>2</sub> (мас. %) (б).

1–4 – пироксены: 1 – из низкокальциевых пикритов, 2 – из высококальциевых пикритов, 3 – из пикритов низкокальциевого прослоя силла, 4 – из пикритов калиевого прослоя силла. Данные о составах минералов высококальциевых пикритов (лампроитоидов) заимствованы из работы [Селиверстов и др., 1994].

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КОРРЕЛЯЦИИ ПИКРИТОВ С ВЫСОКИМИ И НИЗКИМИ СОДЕРЖАНИЯМИ КАЛИЯ

В табл. 4 приведены данные о химических составах пикритов ультраосновной толщи с содержаниями K<sub>2</sub>O, варьирующими от 0.1 до 8 мас. %. Образцы 207-15 и 207-16 отвечают пикритам расслоенного силла с низким и повышенным содержанием калия соответственно. Для характеристики высококальциевых ультрамафитов авторы использовали материалы, заимствованные из работы [Федоров, Богомолов, 2018].

На основании данных (табл. 4) составлены графики распределения в породах нормированных количеств редких (рис. 5а) и редкоземельных элементов (см. рис. 5б).

Из материалов (см. табл. 4, рис. 5) следует, что позднемеловые ультраосновные вулканы Восточной Камчатки представляют собой геохимически родственные образования, независимо от содержания в них калия. Ультракальциевые пикриты (лампроитоиды) (по [Селиверстов и др., 1994; Федоров, Богомолов, 2018]) характеризуются более высокими концентрациями всех малых элементов, включая РЗЭ, сохраняя характер распределе-

ния этих элементов, наблюдаемый в низкокальциевых пикритах. Такое поведение компонентов объяснимо варьированием в породах объемных количеств оливина [Леснов, 2007]. Низкокальциевые пикриты с преобладанием оливина над клинопироксеном закономерно занимают на графиках распределения микроэлементов более низкое положение.

Диапазон содержаний малых элементов в пикритах меняется в пределах одного порядка, в отличие от петрогенных компонентов, однако индикаторные отношения микроэлементов (Nb/Ta, U/Th, Ta/La, Rb/Sr и др.) имеют постоянные значения для всех типов пород, о чем свидетельствует параллельность кривых распределения нормированных содержаний микроэлементов для низкокальциевых и высококальциевых пикритов (см. рис. 5). Исключением является поведение бария, содержания которого не обнаруживают какой-либо закономерности (см. рис. 5, табл. 4). Очевидно, поведение бария в ультраосновном расплаве определялось его изоморфизмом с кальцием и он, в отличие от калия, не переходил во флюидизированную часть расплава при ликвации.

**Таблица 3.** Химический состав (мас. %) пикритов расслоенного силла (Валагинский хребет)

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма
<i>A</i>	40.09	0.21	3.09	4.20	5.26	0.15	33.53	4.85	0.20	0.20	0.14	8.24	100.16
<i>B</i>	41.05	0.24	3.90	3.85	5.49	0.15	32.19	4.92	0.27	1.50	0.20	5.87	99.64
<i>A1</i>	43.61	0.23	3.36	4.57	5.72	0.16	36.48	5.28	0.22	0.22	0.15	0	100.00
<i>B1</i>	43.78	0.26	4.16	4.11	5.86	0.16	34.33	5.25	0.29	1.60	0.21	0	100.00
<i>AB</i>	43.72	0.25	3.89	4.26	5.81	0.16	35.05	5.26	0.27	1.04	0.19	0	100.00

Примечание. *A* – пикрит из низкокальциевого прослоя; *B* – пикрит из калиевого прослоя; *A1*, *B1* – анализы пикритов, пересчитанные на безводные составы; *AB* – исходный состав магмы расслоенного силла, реконструированный по расчетным данным.

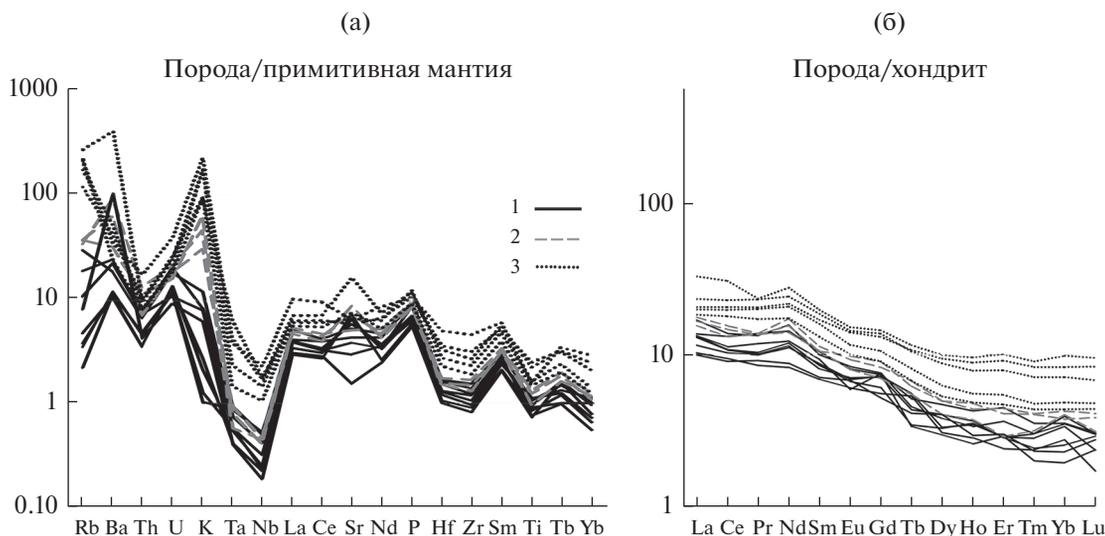
Таблица 4. Химический состав пикритов Валагинского хребта (петрогенные элементы в мас. %, микроэлементы в ppm)

	154	207-11	207-14	115-9Д	207-15А	154-1	Н-303-2	207-15	154-3	207-12	207-16	ПЛ 86-4	ПЛ 18-4	ПЛ 82-2	К 606	ПЛ 33-8
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	37.90	39.20	38.00	39.20	39.82	39.22	39.78	40.09	39.62	41.10	41.05	42.44	43.03	43.67	44.51	45.66
TiO <sub>2</sub>	0.23	0.28	0.19	0.18	0.24	0.27	0.27	0.21	0.33	0.31	0.24	0.40	0.37	0.61	0.55	0.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.46	4.77	3.41	3.13	3.77	4.42	4.38	3.09	5.36	4.62	3.90	6.68	5.64	8.22	9.30	9.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.48	6.04	4.83	6.32	4.81	5.84	4.55	4.20	4.70	4.27	3.85	5.23	4.07	2.57	2.70	1.04
FeO	3.2	3.42	3.18	3.78	4.35	4.01	4.76	5.26	4.87	5.23	5.49	3.44	4.85	6.66	6.79	6.50
MnO	0.13	0.13	0.13	0.15	0.15	0.14	0.15	0.15	0.17	0.15	0.15	0.14	0.15	0.15	0.16	0.13
MgO	34.23	28.27	33.92	32.97	30.63	30.12	31.63	33.53	28.52	28.51	32.19	25.71	26.86	19.57	17.64	16.58
CaO	1.92	5.66	1.48	4.30	5.18	7.18	5.07	4.85	6.62	5.62	4.92	4.54	4.84	5.65	6.55	5.20
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.14	0.10	0.13	0.11	0.14	0.17	0.20	0.18	0.18	0.27	0.32	0.33	1.08	0.97	1.52
K <sub>2</sub> O	0.03	0.04	0.07	0.09	0.26	0.27	0.39	0.20	1.00	2.09	1.50	3.10	3.00	5.61	5.69	7.36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.21	0.17	0.13	0.16	0.21	0.22	0.149	0.22	0.23	0.20	0.29	0.22	0.25	0.28	0.25
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1.51	1.82	2.09	0.42	1.37	1.34	1.12	0.90	1.16	0.93	0.62	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.
ППП	11.77	9.66	12.02	8.98	8.82	6.98	7.30	7.34	7.38	6.54	5.25	7.34	6.09	5.22	4.11	4.64
Σ	100.14	99.63	99.58	99.80	99.67	100.13	99.79	100.16	100.12	99.77	99.64	99.63	99.45	99.26	99.25	99.27
Cr	1720	1300	1820	1930	1510	1830	1790	1670	1650	1380	1680	790.3	702.1	869.7	604.7	715.6
Ni	1230	922	1250	1070	996	1250	1080	1120	1070	976	1110	1037	1221.6	765.4	498	623.3
Co	74	61.1	77.5	83.1	71.2	74.6	73	74.9	71	69.7	77.4	69.4	77.7	60.8	59.1	49.9
V	78.3	111	57.4	74.7	94.2	107	102	82.9	128	125	97.5	168.6	146.1	245.7	226.7	234.4
Sc	17	22.3	16.4	18.5	23.6	21.1	20	23.7	26.4	25.7	21	21.2	21.1	26.7	30.1	24
Rb	1.61	2.54	3.46	2.75	7.71	13.5	21.2	5.88	26.7	26.7	24.3	85	123.92	154.64	192.98	152.36
Sr	72.20	93.50	141.5	37.80	154.2	126.8	105.4	174.7	122.4	175.8	209.5	157.5	179.5	138.2	387.7	154.3
Y	4.05	3.95	3.77	3.53	4.1	5.13	5.06	3.78	6.13	6.15	4.97	8.51	7.39	13.73	11.98	14.96
Zr	15.6	12.6	16.1	10.8	14	20.2	18.1	11.9	22	19.5	17.1	30.08	24.71	40.27	34.66	58.85

Таблица 4. Окончание

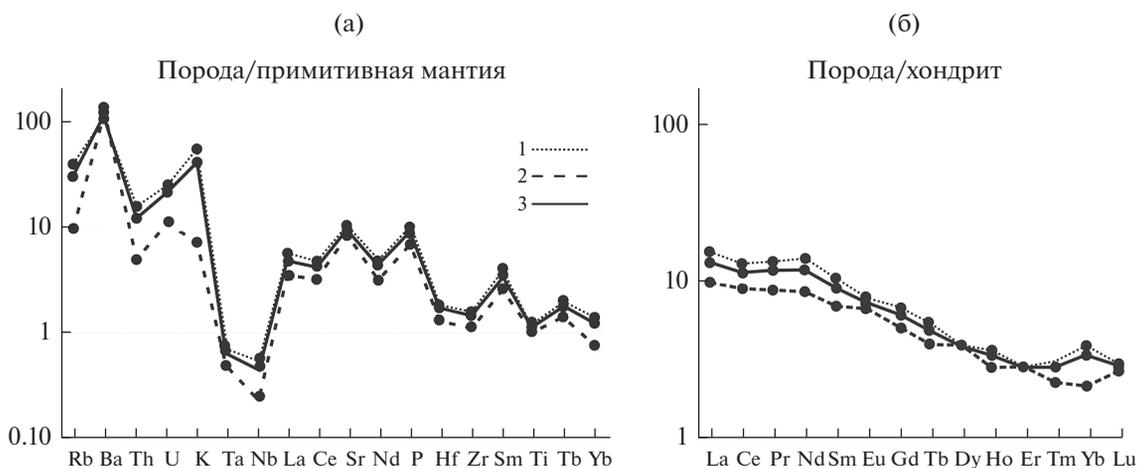
	154	207-11	207-14	115-9Д	207-15А	154-1	H-303-2	207-15	154-3	207-12	207-16	ПЛ 86-4	ПЛ 18-4	ПЛ 82-2	К 606	ПЛ 33-8
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Nb	0.442	0.201	0.212	0.19	0.272	0.423	0.35	0.159	0.384	0.34	0.373	0.88	1.48	1.20	1.39	1.87
Cs	0.049	0.266	0.150	0.145	0.210	0.206	0.644	0.149	0.145	0.272	0.267	0.750	1.020	1.690	1.910	1.330
Ba	90.3	95.1	83.8	86.9	175.8	191.5	145.3	815.2	498.2	252.3	725.2	327.7	404.7	183.7	3181.7	270.6
La	3.23	3.16	3.24	2.51	2.82	4.14	3.34	2.43	4.31	4.05	3.78	4.86	4.5	5.04	5.7	8.09
Ce	6.87	6.83	7.18	6	6.53	8.76	8.41	5.75	9.88	9.35	8.37	12.57	11.39	13.15	14.66	19.67
Pr	0.991	0.97	1.14	0.816	0.958	1.29	1.33	0.875	1.33	1.3	1.31	1.93	1.65	1.98	2.24	2.27
Nd	5.61	5.37	5.79	3.88	5.27	7.43	6.79	4.14	8.15	7.32	6.6	9.86	8.24	10.29	11.47	13.18
Sm	1.3	1.23	1.43	1.05	1.33	1.53	1.61	1.08	1.74	1.62	1.63	2.45	2.01	2.61	2.86	3.05
Eu	0.383	0.406	0.339	0.346	0.396	0.482	0.464	0.391	0.534	0.564	0.459	0.67	0.58	0.81	0.83	0.88
Gd	1.23	1.44	1.52	1.12	1.46	1.54	1.5	1.05	1.67	1.83	1.41	2.15	1.83	2.67	2.81	2.94
Tb	0.127	0.16	0.124	0.198	0.205	0.168	0.189	0.152	0.249	0.23	0.203	0.3	0.25	0.4	0.39	0.43
Dy	0.82	1.01	0.739	0.764	0.831	0.951	1.18	1.01	1.25	1.24	1.01	1.57	1.33	2.38	2.21	2.52
Ho	0.197	0.204	0.144	0.158	0.193	0.187	0.239	0.164	0.244	0.266	0.208	0.31	0.27	0.5	0.44	0.54
Er	0.463	0.462	0.472	0.391	0.467	0.596	0.733	0.487	0.723	0.668	0.47	0.89	0.77	1.51	1.3	1.66
Tm	0.076	0.061	0.050	0.059	0.071	0.076	0.089	0.058	0.103	0.102	0.079	0.12	0.11	0.21	0.18	0.23
Yb	0.566	0.411	0.313	0.445	0.544	0.635	0.574	0.37	0.689	0.611	0.653	0.79	0.71	1.36	1.16	1.61
Lu	0.074	0.072	0.059	0.042	0.058	0.075	0.076	0.069	0.102	0.096	0.077	0.12	0.11	0.21	0.17	0.24
Hf	0.474	0.437	0.548	0.362	0.469	0.606	0.576	0.383	0.633	0.56	0.545	0.98	0.82	1.27	1.17	1.76
Ta	0.042	0.028	0.027	0.020	0.028	0.045	0.036	0.020	0.045	0.039	0.028	0.07	0.3	0.11	0.2	0.18
Pb	6.11	4.51	8.55	7.79	7.75	5.25	5.03	5.14	13.7	8.16	5.48	2.76	2.94	3.51	4.34	6.22
Th	0.461	0.447	0.343	0.347	0.697	0.71	0.634	0.41	0.682	1.06	1.24	0.97	0.77	0.77	0.91	1.65
U	0.274	0.269	0.323	0.298	0.256	0.484	0.428	0.218	0.429	0.377	0.499	0.61	0.44	0.47	0.57	0.93

Примечание. Анализы – 1–8 – низкокальциевые пикриты, 9–11 – пикриты повышенной калиевости, 12–16 – высококальциевые пикриты; н.д. – нет данных.  
Анализы – 1–11 – выполнены в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН, 12–16 – заимствованы из работы [Федоров, Богомолов, 2018].



**Рис. 5.** Графики распределения редких (а) и редкоземельных (б) элементов в пикритах Валагинского хребта нормированные к примитивной мантии и хондриту по [Sun, McDonough, 1989].

1 – низкокалийевые пикриты, 2 – повышенной калиевоности, 3 – высококалийевые пикриты.



**Рис. 6.** Графики нормированного распределения редких (а) и редкоземельных (б) элементов в пикритах расслоенного силла.

Пикриты: 1 – калиевого прослая, 2 – низкокалийевого прослая, 3 – теоретически рассчитанного исходного состава силла (до расслоения).

Распределение микроэлементов в пикритах расслоенного силла (см. табл. 4, рис. 6) повторяет общую картину поведения микроэлементов в высококалийевых и низкокалийевых пикритах ультраосновной толщи, подчеркивая генетическое родство ультраосновных пород описываемой толщи. Этот факт, а также близость химических составов породообразующих минералов, сопоставимость концентраций  $K_2O$  в ультракалийевых пикритах с содержаниями калия в остаточном вулканическом стекле пикритов расслоенных силлов и особенности геологического залегания характеризующих пород (мощность, протяженность силлов)

позволяют использовать данные о распределении калия в расслоенных силлах для объяснения природы калия высококалийевых пикритов Восточной Камчатки.

### МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ ПИКРИТОВ

Приведенные выше материалы (с учетом результатов предыдущих исследований) показывают, что установленное в пикритах Восточной Камчатки расслоение ультраосновной магмы на слои, различающиеся содержанием флюидов, со-

**Таблица 5.** Химические составы пород и минералов (мас. %), использованные для расчета состава отделившейся фазы калиевого расплава

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
К 606	46.78	0.58	9.78	2.84	7.14	0.17	18.54	6.88	1.02	5.98	0.29
Р 45	45.53	0.22	8.73	0.00	10.04	0.03	22.91	6.91	0.10	5.49	0.00
Стекло	43.78	0.00	11.30	0.00	10.43	0.00	24.77	0.00	0.00	9.72	0
Срх	49.43	0.7	4.59	0	8.05	0.11	13.87	22.06	0.32	0	0

Примечание. К 606 – ультракалиевый лампроитоид, заимствованный из работы [Федоров, Богомолов, 2018]; Р 45 – рассчитанный состав пикрита при смешении остаточного калиевого стекла с 45% клинопироксена; Стекло – состав вулканического стекла из калиевого прослоя силла, (среднее из 5 анализов, пересчитанное на безводный состав); Срх – состав вкрапленника клинопироксена в калиевом прослое силла (среднее из 6 анализов).

проводилось концентрацией во флюидизированной части расплава калия, рубидия, тория и урана. В результате расслоения кристаллизующейся магмы сформировались слои пикритов с повышенным и пониженным содержанием калия, различающиеся по плотности, вязкости, количеству магматического флюида и, соответственно, температуре солидуса. Остаточная интерстиционная жидкость калиевой флюидизированной части расслоенных ультрамафитов отделялась (фильтр-прессинг) в виде самостоятельных выжимок, формируя потоки ультракалиевых лав.

Если принять во внимание тот факт, что единственным кальциевым минералом в описываемых ультрабазитах является клинопироксен, а главным концентратором калия – остаточное вулканическое стекло, то можно рассчитать ожидаемые составы пород при такой модели формирования калиевых ультрамафитов. Расчеты показывают, что если к составу остаточного калиевого ультраосновного стекла (Стекло, табл. 5) добавить 45% клинопироксена, присутствующего в виде вкрапленников в стекловатой основной массе в описываемых пикритах (СРХ, см. табл. 5), то химический состав новообразованной породы по концентрациям основных петрогенных компонентов будет соответствовать лампроитоиду (образец К606, см. табл. 5), анализ которого заимствован из работы [Федоров, Богомолов, 2018].

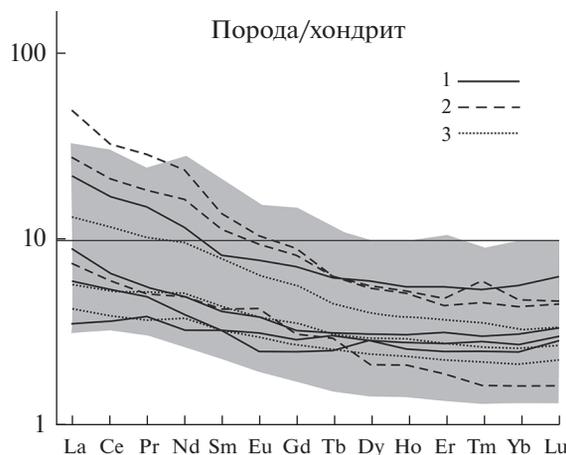
Высокая сопоставимость рассчитанного химического состава ультракалиевого пикрита, с составом природного образца (лампроитоида) подтверждает вывод о формировании высококалиевых ультрамафитов Восточной Камчатки за счет экстракции калиевой флюидизированной порции магмы от претерпевшего расслоение ультраосновного расплава. Это объясняет наблюдаемые в высококалиевых и низкокалиевых пикритах закономерности распределения химических

компонентов и близость составов слагающих их пороодообразующих минералов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный выше пример не является уникальным. Ликвационно-кинетическое расслоение расплава на калиевую и низкокалиевую фазы широко проявлены в кислых разностях пород, более насыщенных флюидами в сравнении с базитами [Русинов, 2001; Шарков, 2002]. Теоретическая и экспериментальная стороны флюидной экстракции щелочей в условиях приповерхностного магматического очага детально охарактеризованы в работе [Эпельбаум, 1981].

Главным фактором приведшем к формированию высококалиевых пикритов в ультраосновном вулканическом комплексе Восточной Камчатки явилось повышенное содержание флюидов во внедрявшемся расплаве. О высокой флюидонасыщенности ультраосновных вулканитов Восточной Камчатки, как одной из особенностей этого вулканического комплекса, ранее подчеркивалось в работе [Марковский, Ротман, 1981]. Насыщенность флюидами ультраосновной магмы на фоне низких концентраций алюминия способствовала перераспределению калия во флюид в виде силиката калия (жидкое стекло), легко растворимого во флюиде. Этот же фактор способствовал постликвидусному расслоению расплава на флюидизированную, обогащенную щелочами и обедненную флюидами фракции, тогда как исходный состав излившихся пикритов (до расслоения) по содержаниям калия и натрия был нормально щелочным с преобладанием калия над натрием (см. табл. 3). Последнее свидетельствует о глубинах выплавления ультраосновного расплава на уровне флогопитсодержащего гранатового перидотита, как это охарактеризовано в работах [Селиверстов и др., 1984; Колосков и др., 1999], на основании изучения мантийных



**Рис. 7.** Распределение редкоземельных элементов (нормированных к хондриту) в пикритах Восточной Камчатки (область серого цвета) и геохимически родственных им ультраосновных вулканитах других регионов. 1 — Урэгнурский комплекс (Монгольский Алтай); 2 — о. Амбаи (островная дуга Вануату); 3 — Соломоновы о-ва.

ксенолитов и ксеногенных минералов в пикритах Валагинского хребта. Очевидно, ведущую роль в плавлении мантийного вещества играл водный флюид, что проявилось в повышенных концентрациях флюидомобильных компонентов (K, Rb, Sr, Ba). Данные по изотопии стронция и неодима [Магматические ..., 1988; Бадреднинов и др., 2018б; Федоров, Богомол, 2018] указывают на деплетированность исходного мантийного субстрата и отсутствие признаков воздействия коры на химический состав ультраосновных вулканитов.

Близкий геохимический тип пикритов к описанным в Валагинском хребте Камчатки, установлен в Урэгнурском магматическом комплексе Монгольского Алтая [Изох и др., 2010]. По данным цитируемых авторов, к этому же геохимическому типу базальтоидов следует отнести пикробазальты Соломоновых островов [Rohrbach et al., 2005] и вулкана Амбаи островного архипелага Вануату [Eggins, 1993], характеризующихся сходным с пикритами Камчатки и Монгольского Алтая распределением редкоземельных элементов (рис. 7), но отличающихся от последних присутствием плагиоклаза, более высокими содержаниями Si, Al, Ca, меньшими Mg и преобладанием Na над K. Аналогичные геохимические характеристики имеют позднемеловые пикробазальты Олюторской зоны Корякского нагорья [Федоров, Казимиров, 1989]. Общим для всех этих комплексов базальтоидов является их приуроченность к зоне перехода континент — океан с характерной “островодужной” геохимией малых элементов.

По представлениям авторов позднемеловой ультрамафитовый вулканизм, проявленный на территории Восточной Камчатки, тектонически приурочен к участкам пересечения крупных разрывных нарушений, секущих тихоокеанский периферический пояс в северо-восточном и транс-

формном к северо-восточному направлениях, как это охарактеризовано в работах [Марковский, Ротман, 1981; Марковский, 2004].

Проведенные исследования показывают, что высокие содержания калия в вулканических породах могут не отражать принадлежности вулканитов к щелочной серии. Обогащение калием расплавов возможно за счет флюидной экстракции калия из кристаллизующейся магмы с первоначально невысокими содержаниями этого компонента в условиях земной коры.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бадреднинов З.Г., Марковский Б.А., Тарарин И.А., Екимова Н.И., Чубаров В.М. Флюидно-силикатное расслоение ультраосновного расплава на калиевую и низкокалиевую фракции (на примере пикритов позднемелового ультраосновного комплекса Восточной Камчатки // Тихоокеанская геология. 2018а. Т. 37. № 5. С. 74–85. <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2018-37-5-74-85>
- Бадреднинов З.Г., Тарарин И.А., Марковский Б.А. Геохимическая типизация ультраосновных вулканитов Камчатки и Корьякии // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит // Материалы Четвертой Всеросс. конференции, Владивосток, 17–23 сентября 2018. Владивосток: Дальнаука, 2018б. С. 148–151.
- Багдасаров Э.А., Марковский Б.А. Редкие акцессорные минералы ультрамафических вулканитов Восточной Камчатки // Записки Всесоюз. минералог. общества. 1987. Ч. 116. № 3. С. 324–329.
- Васильев Ю.Р., Гора М.П. Особенности формирования разновозрастных меймечит-пикритовых ассоциаций из разнотектурных регионов Сибири и Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 1. С. 81–91.
- Говоров И.Н., Бадреднинов З.Г., Дардыкина Л.Н., Тарарин И.А., Говоров Г.И. Ультраосновные вулканические породы шошонит-латитовой серии // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 2. С. 427–431.

- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист N 57 – Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб. картограф. фабрики ВСЕГЕИ, 2006. 376 с.
- Житков А.С., Шека С.А., Вржосек А.А.* Закономерности распределения урана и тория в базит-гипербазитовых комплексах // *Геохимия*. 1984. № 8. С. 1192–1201.
- Изох А.Э., Вишневецкий А.В., Поляков Г.В., Калугин В.М., Оюунчимэг Т., Шелепаев Р.А., Егорова В.В.* Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая – индикатор кембро-ордовикской крупной изверженной провинции // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 5. С. 665–681.
- Колосков А.В., Флеров Г.Б., Селиверстов В.А., Дорендорф Ф., Чурикова Т.Г.* Калиевые вулканы Центральной Камчатки в составе верхнемеловой-палеогеновой Курило-Камчатской щелочной провинции // *Петрология*. 1999. Т. 7. № 5. С. 559–576.
- Ланда Э.А., Марковский Б.А., Багдасаров Э.А.* Химический состав и условия образования магнетитов и феррихромитов из меймечитов Маймеча-Котуйского региона и пикритов Камчатки // *Записки Всесоюз. минералог. общества*. 1980. Ч. 109. Вып. 5. С. 545–554.
- Леснов Ф.П.* Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Новосибирск: “Гео”, 2007. Кн. 1. 401 с.
- Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы / Под ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1988. 509 с.
- Марковский Б.А.* Крайне-океанический тип рифтогенного ультрамафит-мафитового магматизма Азиатско-Тихоокеанской транзиталы // *Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций* // *Материалы международной конференции*. Екатеринбург, 2004. С. 44–48.
- Марковский Б.А., Ротман В.К.* О геосинклинальных меймечитах Камчатки // *Докл. АН СССР*. 1971. Т. 196. № 3. С. 675–678.
- Марковский Б.А., Ротман В.К.* Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 247 с.
- Марковский Б.А., Э.А. Багдасаров Э.А.* Гранаты ультрамафических вулканитов Восточной Камчатки // *Докл. АН СССР*. 1986. Т. 287. № 1. С. 189–193.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Изд. третье. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
- Пузанков Ю.М., Вольнец О.Н., Селиверстов В.А. и др.* Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки // *Тр. Института геологии и геофизики СО АН СССР*. 1990. Вып. 390. 259 с.
- Русинов В.Л.* Петрология вулканического комплекса Лашкерекской кальдеры (Узбекистан) и проблема гетерогенезации кислых лав // *Петрология*. 2001. Т. 9. № 1. С. 70–88.
- Селиверстов В.А., Цикунов А.Г.* Меймечиты северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // *Докл. АН СССР*. 1974. Т. 217. № 2. С. 424–427.
- Селиверстов В.А., Колосков А.В., Лапутина И.П., Философова Т.М., Чубаров В.М.* Первые данные о составе минералов глубинных включений в меймечитах Камчатки // *Докл. АН СССР*. 1984. Т. 278. № 4. С. 949–953.
- Селиверстов В.А., Колосков А.В., Чубаров В.М.* Лампроитоподобные калиевые щелочно-ультраосновные породы Валагинского хребта Восточной Камчатки // *Петрология*. 1994. Т. 2. № 2. С. 197–213.
- Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононова Н.Н.* Новые данные по петрологии и геохимии ультрамафических вулканитов Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // *Геохимия*. 1989. № 12. С. 1694–1709.
- Федоров П.И., Казимиров А.Д.* Минералогия и геохимия островодужных пикритов (на примере юга Олюторской зоны Корякского нагорья) // *Геохимия*. 1989. № 2. С. 456–460.
- Федоров П.И., Богомолов Е.С.* Ультраосновной вулканизм Валагинского хребта, Камчатка // *Петрология*. 2018. Т. 26. № 1. С. 72–91.  
<https://doi.org/10.7868/S0869590318010041>
- Шапиро М.Н., Соловьев А.Ф.* Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // *Геология и геофизика*. 2009. Т. 50. № 8. С. 863–880.
- Шарков Е.В.* Роль энергии образования поверхности в магматических процессах. Статья 1. Затвердевание расплавов // *Известия вузов. Геология и разведка*. 2002. № 2. С. 70–82.
- Эпельбаум М.Б.* Формирование химических соединений в силикатных расплавах и их роль в магматических явлениях // *Исследования структуры магматических расплавов*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 33–40.
- Эрлих Э.Н., Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш.* Меймечиты Восточной Камчатки // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1971. № 2. С. 3–9.
- Eggin S.M.* Origin and differentiation of picritic arc magmas, Ambae (Aoba), Vanuatu // *Contr. Miner. Petrol.* 1993. V. 114. P. 79–100.  
<https://doi.org/10.1007/BF00307867>
- Gill J., Whittan P.* Early rifting of an oceanic island arc (Fiji) produced shoshonitic basalts // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. № 4. P. 4561–4578.  
<https://doi.org/10.1029/JB094iB04p04561>
- Kamenetsky V.S., Soboлев A.V., Joron J.L., Semet M.P.* Petrology and Geochemistry of Cretaceous Ultramafic Volcanics from Eastern Kamchatka // *J. Petrology*. 1995. V. 36. № 3. P. 637–662.  
<https://doi.org/10.1093/petrology/36.3.637>
- Markovskiy B.A., Rotman V.K.* Geochemistry of rocks of the ultrabasic volcanic province of Kamchatka // *Int. Geol. Rev.* 1976. V. 18. № 8. P. 917–928.  
<https://doi.org/10.1080/00206817609471299>
- Rohrbach A., Schuth S., Ballhaus C., Munker C., Matveev S., Qopoto C.* Petrological constraints on the origin of arc picrites, New Georgia Group, Solomon Islands // *Contr. Miner. Petrol.* 2005. V. 149. P. 685–698.  
<https://doi.org/10.1007/s00410-005-0675-6>
- Rotman V.K., Markovskiy B.A.* The Kamchatka ultrabasic volcanic province // *Int. Geol. Rev.* 1973. V. 15. № 9. P. 1015–1024.
- Sun S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.  
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>

## Genesis of High-Potassium Picrites in Eastern Kamchatka

Z. G. Badredinov<sup>1, \*</sup>, B. A. Markovsky<sup>2, \*\*</sup>, and **I. A. Tararin**<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Far East Geological Institute (FEGI) FEB RAS, prosp. 100-letiya Vladivostoka, 159, Vladivostok, 690022 Russia

<sup>2</sup>Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Sredny prosp., 74, St. Petersburg, 199106 Russia

\*e-mail: [badre9@mail.ru](mailto:badre9@mail.ru)

\*\*e-mail: [NRS@vsegei.ru](mailto:NRS@vsegei.ru)

The chemical and mineral compositions of the Late Cretaceous ultramafic volcanics of Eastern Kamchatka have been studied. A distinctive feature of the rocks is wide variations in potassium from low (the predominant type of volcanic rocks) to ultrahigh (subordinate amount). The chemical compositions of minerals and geochemistry of rocks indicate that ultrabasic volcanics with high and low K<sub>2</sub>O contents were formed from a single mantle substrate. The enrichment of some ultramafic rocks with potassium occurred as a result of the following processes: 1 – fluid extraction of potassium from a magmatic melt, 2 – stratification of the melt into potassium (fluidized) and low-potassium fractions with the formation of banded sills, 3 – separation of residual magmatic liquid with high potassium contents from the crystallizing melt

*Keywords:* picrites, liquation, high potassium, volcanism, geochemistry