

УДК 552.331.6(571.66)

## ЛАМПРОИТОПОДОБНЫЕ КАЛИЕВЫЕ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ ВАЛАГИНСКОГО ХРЕБТА, ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА

© 1994 г. В. А. Селиверстов\*, А. В. Колосков\*\*, В. М. Чубаров\*\*

\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН  
109017 Москва, Старомонетный пер., 35, Россия

\*\*Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН  
683006 Петропавловск-Камчатский, бул. Пийпа, 9, Россия

Поступила в редакцию 25.01.93 г.

В статье впервые дается характеристика минералогических, петро- и геохимических особенностей калиевых щелочных ультраосновных вулканических и субвулканических пород района, сформировавшихся в предорогенный этап альпийского тектонического цикла развития региона в составе вулканического комплекса, объединяющего меймечиты и калиево-натриевые щелочные базальтоиды. Породообразующие минералы представлены оливином, клинопироксеном, слюдами, акцессорные – хромшпинелидами, пиропом, корундом, графитом, алмазом, муассонитом и др. Содержания порообразующих оксидов и их соотношения ( $MgO = 14.6 - 18.9$  мас. %,  $Na_2O + K_2O$  до 10 мас. %,  $K_2O/Na_2O > 3$ , коэффициент агайтности  $K_a < 1$ ), относительно повышенные концентрации Rb, Ba, Sr, Zr и т.д. сближают эти породы с алмазонасными лампроитами Австралии. Однако наличие некоторых отличий между ними (низкие содержания  $TiO_2$ , повышенные CaO, широкие вариации составов порообразующих минералов, присутствие шорломита, нефелина и т.д.) позволяет классифицировать исследованные образования как лампроитоиды “коллизийного” геохимического типа. Анализ литературных данных показывает, что породы, подобные изученным, встречаются во многих складчатых областях мира, это существенно расширяет возможность обнаружения новых месторождений алмазов нетрадиционного типа.

Известные проявления лампроитов – калиевых щелочных ультраосновных и основных пород – тяготеют к областям активизации кратонов (Джейкс и др., 1989; Лампроиты, 1991), молодых платформ и претерпевших стабилизацию складчатых поясов (Каминский и др., 1992; Venturelli *et al.*, 1984; Venturelli *et al.*, 1988; Scott Smith, Skinner, 1984), а также к тыловым флангам активных вулканических поясов современных островных дуг, где они локализируются на значительном удалении от зон повышенной проницаемости коры (Волынец и др., 1987). На основании этих данных было высказано предположение, что важнейшей особенностью тектонической позиции лампроитов является их приуроченность к мощному активизированному сиалическому фундаменту. Однако геодинамические обстановки щелочно-ультраосновного магматизма могут быть более разнообразными. Об этом свидетельствуют находки не только постскладчатых, но и доскладчатых ультраосновных и щелочно-ультраосновных вулканических пород в подвижных поясах многих регионов мира (Вулканические пояса..., 1984; Магматические горные породы, 1988; Малахов, 1983; Михайлов, Баранов, 1981).

### ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Одним из регионов, где вулканические ультрамафиты встречены в нескольких районах, явля-

ется Камчатка. Здесь ультраосновные и ассоциирующие с ними щелочные ультраосновные и основные вулканы и дайки широко развиты на востоке полуострова и на территории Корякского нагорья (рис. 1, врезка). Они формировались до начала ларамийской складчатости в предорогенный этап альпийского тектонического цикла развития региона (Томсон, Селиверстов, 1992) в результате деятельности нескольких палеовулканов центрального типа. Наиболее полно рассматриваемые породы представлены в северной части Валагинского хребта Камчатки, между его водоразделом и западным берегом Кроноцкого озера (рис. 1). Собственно ультраосновные лавы и туфы спорадически встречаются на площади около 1000 км<sup>2</sup> (Селиверстов, Цикунов, 1974). Они ассоциируют с калиево-натриевыми и калиевыми щелочными ультраосновными и основными породами и объединяются в валагинский щелочно-ультраосновной комплекс, геотектоническая позиция которого определяется его локализацией в пределах зоны сочленения разломов глубокого заложения, трансформируемых субширотным Кроноцким и субмеридиональным Карагинско-Валагинским гипербазитовыми поясами (Селиверстов, 1978).

Первые сообщения и о верхнемеловых ультраосновных вулканических породах Камчатки, и о коматинитах докембрийского зеленокаменного пояса Барбертон были опубликованы практически

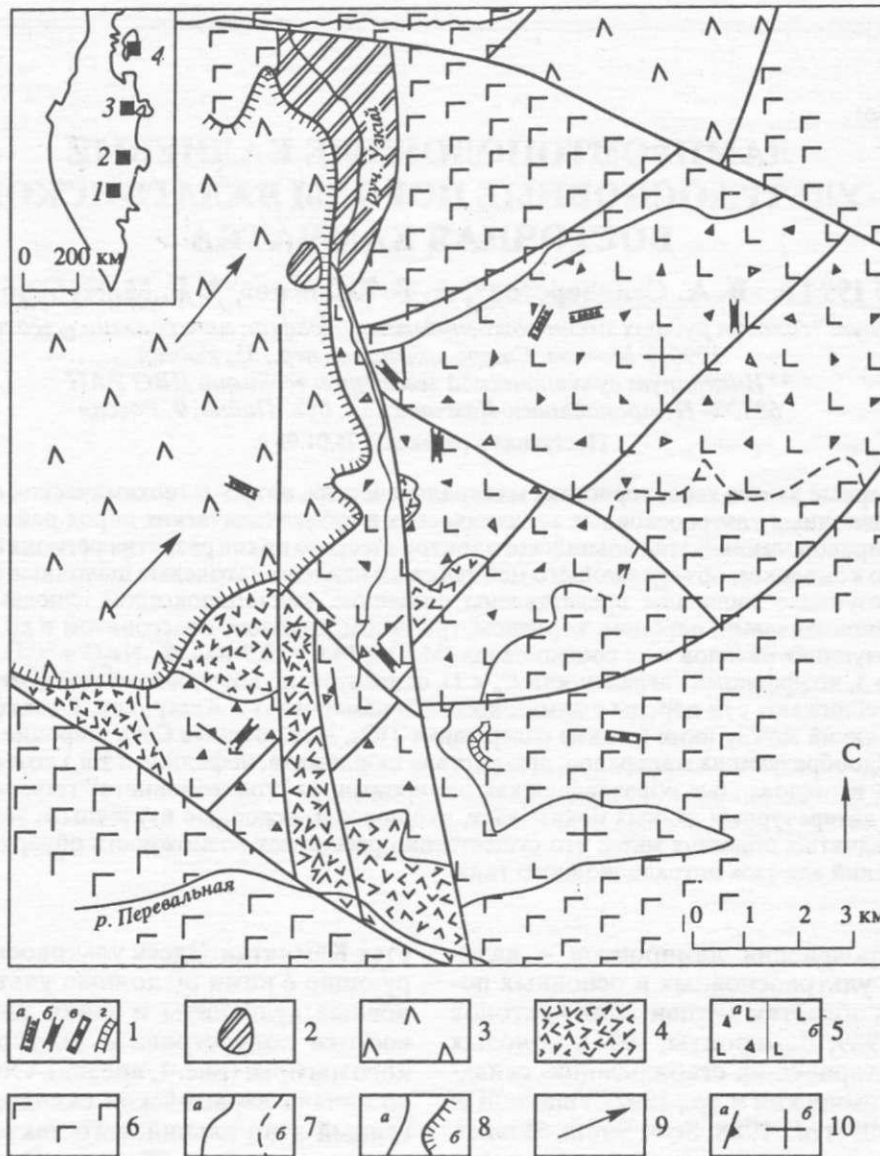


Рис. 1. Схематическая геологическая карта бассейна руч. Узкого, северная часть Валагинского хребта. Составил В.А. Селиверстов.

1 – дайки: *a* – латитов, *б* – лампроитов, *в* – меймечитов, *г* – базальтов; 2 – интрузии клинопироксенит-габбро-сиенитового состава; 3 – 6 – валагинская серия (сверху вниз): 3 – темнореченская свита, лавы и туфы шошонитов и латитов, 4 – 5 – толща ультраосновных вулканитов (4 – туфы щелочных базальтоидов и лампроитоидов, 5 – меймечиты: *a* – туфы, *б* – лавы), 6 – попутновская свита, туфы и лавы базальтов; 7 – геологические границы: *a* – достоверные, *б* – предполагаемые; 8 – тектонические нарушения: *a* – сбросы и взбросы, *б* – надвиги; 9 – направление первичного падения лавовых потоков; 10 – элементы залегания: *a* – наклонные, *б* – горизонтальные.

На врезке залитыми квадратами показано географическое положение районов распространения ультраосновных и щелочно-ультраосновных вулканических и субвулканических пород на Восточной Камчатке: 1 – Шаромский Мыс (Морозов, 1940); 2 – Валагинский хребет (Селиверстов, Цикунов, 1974); 3 – хребет Кумроч (Селиверстов, 1978); 4 – о-в Карагинский (Сидоров, 1983).

одновременно (Seliverstov, Tsikunov, 1969; Viljoen, Viljoen, 1969). Но если последние вызвали интерес у многих петрологов мира и были фундаментально изучены в течение очень короткого времени, то исследование первых происходило и до сих пор происходит весьма вяло. При обсуждении особенностей геологии и петрологии валагинского щелочно-ультраосновного вулканического комплекса основное внимание уделялось харак-

теристике собственно ультраосновных лав и туфов (Марковский, Ротман, 1981; Соболев и др., 1988). Авторами статьи получен новый фактический материал о строении комплекса и составе слагающих его пород. Установлено, что в бассейне руч. Узкого (рис. 1) щелочно-ультраосновные вулканиты подстилаются субщелочными оливковыми базальтами попутновской свиты кампанмаастрихтского возраста и перекрываются



даний-палеоценовыми туфами и лавами темнореченской свиты, относящимися к шошонит-латитовой серии (Пузанков и др., 1990; Селиверстов, Цикунов, 1974). Как видно из рис. 1, тектоническая целостность предорогенных палеовулканических построек нарушена системой надвигов и сбросов, датируемых средним и поздним кайнозоом. Разрез щелочно-ультраосновной толщи выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Черные витрокристаллолитокластические псаммо-псефитовые, лапиллиевые и бомбовые туфы и фациально замещающие их шаровые лавы ультраосновного состава. В туфах содержатся включения родингитов (Селиверстов, 1978, 1985), оливин-клинопироксеновых кумулатов и калиевых ультраосновных субщелочных и щелочных пород. Мощность 300 - 350 м.

2. Грязно-зеленые, на свежем сколе коричневатые и бежевые псаммитовые туфы щелочных калиево-натриевых базальтоидов, содержащие горизонт калиевых щелочных ультраосновных псаммо-псефитовых туфов мощностью 15 - 20 м. Туфы щелочных базальтоидов включают единичные лавовые "подушки" того же состава. Мощность пачки в наиболее северных обнажениях 100 - 120 м, на юге она увеличивается до 200 - 250 м за счет замещения псаммитовых туфов агломератовыми.

3. Черные ультраосновные псаммо-псефитовые туфы, видимая мощность 25 - 30 м. Стратиграфически выше в разрозненных обнажениях встречаются тефроидные гравелиты и конгломерато-брекчии, сложенные обломками меймечитов и щелочных базальтоидов.

Суммарная видимая мощность щелочно-ультраосновного комплекса не менее 500 м.

Эффузивная и пирокластическая фации перечисленных типов пород сопровождаются дайками соответствующего состава, которые представляют собой незакономерно ориентированные мало-мощные тела (0.6 - 1.5 м) с ровными границами и протяженностью 30 - 150 м. Изменения в экзо-контактах практически отсутствуют.

Различные типы пород валагинского щелочно-ультраосновного комплекса обладают четкими индивидуальными петрографическими характеристиками. Ультраосновные туфы и лавы на 55 - 60% состоят из вкрапленников оливина и на 40% из высокомагнезиального стекла. В туфах литокласты псаммитовой размерности, как правило, нацело серпентинизированы, тогда как в лапиллях, бомбах и лавах сохранился свежий оливин. Во всех разностях, за исключением тонко-обломочных туфов, стекло частично раскристаллизовано с образованием удлиненных и скелетных микролитов клинопироксена, а в некоторых случаях и биотита. Акцессории представлены хромшпинелидами, апатитом, ассоциацией ксеногенных минералов мантийного генезиса (Селивер-

стов и др., 1984). Химический состав черных туфов, обломков и лав определяется высоким содержанием MgO (до 34 мас. %) и низким TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O (менее 1 мас. %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO ≈ 1 (Пузанков и др., 1990). Эти породы описывались как меймечиты (Марковский, Ротман, 1971; Селиверстов, Цикунов, 1974; Эрлих и др., 1971), пикриты (Магматические горные породы, 1988; Марковский, Ротман, 1981), вулканические ультрамафиты (Соболев и др., 1989). Однако собственно петрографические особенности рассматриваемых образований позволяют классифицировать их как меймечиты (Петрографический словарь, 1984).

Калиевые щелочные ультраосновные и основные разности валагинского комплекса отличаются от ультраосновных туфов и лав с пониженной щелочностью бежевым, коричневатым цветом. Структура пород порфирировая с микролитовой основной массой. Вкрапленники представлены главным образом клинопироксеном (до 40 - 45%), в меньшей мере оливином (10 - 15%). Стекло девитрифицировано и содержит микролиты клинопироксена, между которыми расположены субфенокристаллы слабоокрашенной слюды, пронизанные иглочками коричневого резко плеохроирующего биотита. В качестве акцессорных минералов встречаются хромшпинелиды, апатит, изредка сфен или шорломит.

Обломки встречающихся в меймечитах субщелочных и щелочных пород также обладают порфирировой структурой. Вкрапленники представлены исключительно оливином (40 - 60%), размеры которого в единичных случаях превышают 3 - 5 см. Основная масса темно-коричневая, коричневая, состоящая из стекла и микролитов клинопироксена. В этих породах заметную роль играют слюды (флогопит и биотит), количество которых изменяется от первых процентов до 10 - 15%. Очевидно, что эти образования можно рассматривать как переходные между меймечитами и лампрситам и предварительно классифицировать как пикриты.

Полученные данные демонстрируют неоднородность валагинского щелочно-ультраосновного вулканического комплекса. В его составе присутствуют несколько разностей пород - от низкощелочных меймечитов до калиевых щелочных ультраосновных и калиево-натриевых основных пород. Выявленная несколько десятилетий тому назад промышленная алмазоносность некоторых разновидностей калиевых щелочных пород - лампроитов, альнеитов и т.д. (Каминский, 1984) - явилась стимулом для постановки исследований акцессорных минералов в вулканических образованиях комплекса. В результате из протоочных проб калиевых щелочно-ультраосновных туфов выделены единичные зерна пирропа. Термохимическим анализом установлено присутствие муассонита, корунда и графита, а в одной из проб найден обломок кристалла алмаза размером 0.8 мм

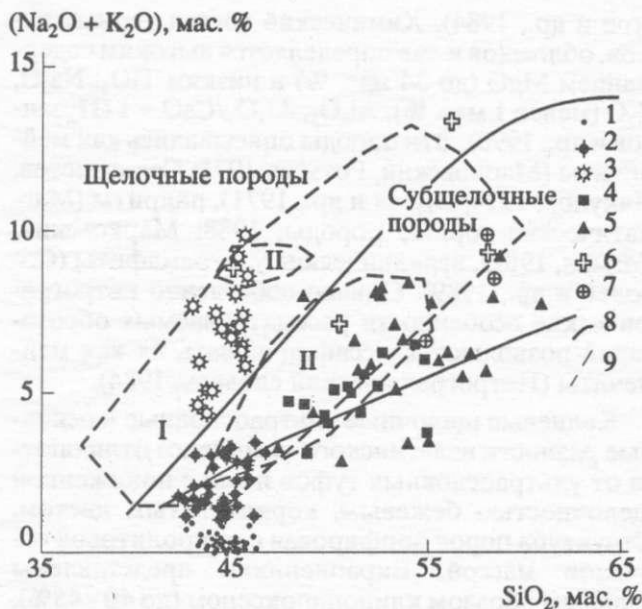


Рис. 2. Диаграмма  $\text{SiO}_2$ -( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) вулканических пород предорогового этапа геологического развития Камчатки. Все анализы пересчитаны на бескарбонатный и безводный остаток.

1 - 3 - валагинский щелочно-ультраосновной комплекс: 1 - меймечиты, 2 - пикриты, 3 - лампроитоиды; 4 - 5 - предороговые базальтоиды Валагинского хребта: 4 - попутновская свита, 5 - темнореченская свита; 6 - 7 - средние анализы лампроитов некоторых районов мира: 6 - Испании (Venturelli *et al.*, 1984; Venturelli *et al.*, 1988), 7 - Северного Алжира (Каминский и др., 1992); 8 - 9 - границы полей: 8 - субщелочных и щелочных пород, 9 - фигуративных точек лампроитов: I - Австралия (Джейкс и др., 1989), II - Алдана (Лампроиты, 1991).

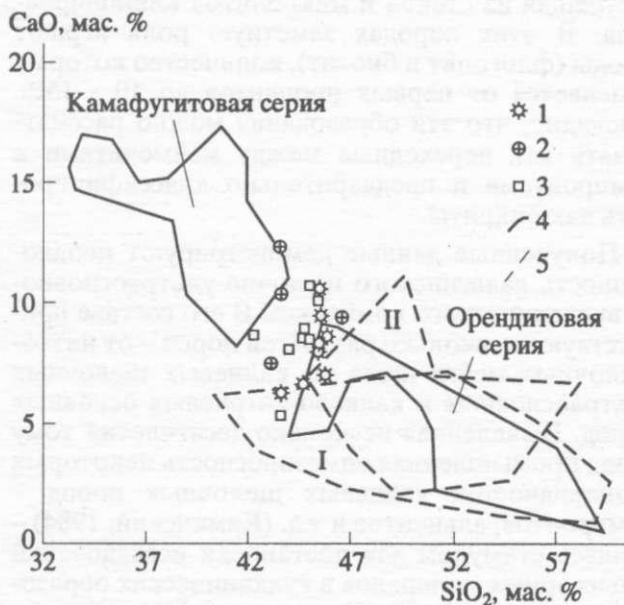


Рис. 3. Диаграмма  $\text{SiO}_2$ -CaO лампроитоидов.

1 - туфы; 2 - обломки в меймечитовых туфах; 3 - дайки; 4 - 5 - поля фигуративных точек: 4 - орендитовой и камафугитовой серий по Т. Сахаме (Sahama, 1974), 5 - лампроитов: I - Австралии (Джейкс и др. 1989), II - Алдана (Лампроиты, 1991).

(определение В.И. Ваганова, ЦНИГРИ). Отсюда возникла необходимость дальнейшего изучения валагинского щелочно-ультраосновного комплекса, и, прежде всего, калиевых ультраосновных туфов и даек как ближайших аналогов лампроитов, их сравнения с известными алмазонасными и неалмазонасными лампроитами мира, формировавшимися в разных геодинамических обстановках, и определения их классификационной принадлежности.

## ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ

Представительные химический и микроэлементный составы калиевых щелочно-ультраосновных пород валагинского комплекса приведены в табл. 1, 2. На дискриминационной диаграмме  $\text{SiO}_2$ -( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) фигуративные точки ультраосновных пород образуют два дискретных роя (рис. 2). Нижний формируется непрерывной серией меймечитов и пикритов, которые разделяются условно по значению  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1$  мас. %. Обособленно располагаются щелочные породы, содержания  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  в которых равно 1.5 - 10 мас. %. Отметим, что фигуративные точки щелочных пород и частично пикритов попадают в поле лампроитов Австралии и практически не перекрываются полями коллизионных лампроитов Алдана, Испании и Алжира. В целом поле ультраосновных пород валагинского комплекса отличается отсутствием корреляции кремнезема и суммы щелочей, тогда как в случаях австралийских и алданских лампроитов, а также абсарокитов и шошонит-латитов валагинской серии, эти параметры коррелируются положительно.

Калиевые щелочно-ультраосновные породы по сравнению с пикритами и меймечитами характеризуются более низкими содержаниями MgO (14.6 - 18.9, 21.7 - 28.1 и 30 - 34 мас. % соответственно), повышенными -  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Rb, Ba, Sr, Y, Zr, и высокими -  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . В то же время концентрации ряда некогерентных элементов и оксидов, прежде всего  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{TiO}_2$ , не достигают уровня, свойственного лампроитам (Джейкс и др., 1989; Лампроиты, 1991; Каминский и др., 1992; Fuster *et al.*, 1967; Venturelli *et al.*, 1984; и др.), а  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и CaO, напротив, превышают его, что иллюстрируется рис. 3: по содержанию кремнезема исследуемые породы занимают промежуточное положение между орендитами и камафугитами (Sahama, 1974), а по CaO почти в два раза превосходят лампроиты Австралии. При этом отношения некоторых элементов и оксидов находятся в пределах значений, установленных для лампроитов (Митчелл, 1988):  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 4.5 - 7.0$ , (в пикритах опускаются до 2.9), коэффициент агпаитности  $K_a$  не превышает единицы, что характеризует миаскитовую тенденцию, за исключением двух образцов туфов и одной дайки (табл. 1, ан. 2 - 3, 12), которым свойственна агпаитовая тенденция.



Таблица 1. Химический (мас. %) и нормативный (%) составы лампроитовидов

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	42.89	43.15	43.00	42.00	42.40	40.50	42.93	40.72	41.70	41.38	40.80	41.75	42.90	43.10	41.00
TiO <sub>2</sub>	0.49	0.49	0.52	0.26	0.54	0.32	0.51	0.35	0.52	0.55	0.68	0.55	0.58	0.44	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.00	8.75	11.06	11.47	10.10	8.50	8.50	6.59	6.25	8.75	9.56	9.14	8.50	8.86	7.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.20	—	2.08	3.55	4.77	6.93	2.19	4.09	6.07	3.33	3.57	3.84	0.89	4.05	2.71
FeO	7.59	7.59	6.40	5.62	4.91	3.31	7.95	5.17	5.79	7.18	6.87	8.22	9.37	5.23	6.11
MnO	0.18	0.16	0.14	0.15	0.16	0.15	0.19	0.13	0.14	0.17	0.17	0.17	0.39	0.15	0.16
MgO	17.40	17.12	14.64	17.94	14.20	22.50	17.40	25.77	18.93	18.06	14.58	15.61	18.16	17.18	26.20
CaO	7.60	8.29	6.91	6.90	9.84	5.82	8.87	7.14	11.83	10.74	11.02	7.74	8.44	9.20	5.06
Na <sub>2</sub> O	1.21	1.99	2.90	0.73	2.06	0.55	0.90	0.64	0.38	1.02	1.10	1.82	1.23	0.90	1.18
K <sub>2</sub> O	5.70	6.09	6.37	5.83	3.95	4.10	4.55	3.63	3.77	4.63	6.19	5.20	5.39	5.79	3.54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.81	0.35	0.31	0.37	0.27	0.27	0.10	0.38	0.11	0.59	0.40	0.25	0.32	0.24
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4.18	3.57	4.28	3.43	4.35	5.50	4.51	5.62	2.27	4.00	3.03	4.17	3.04	3.30	5.31
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	1.04	0.66	1.41	0.68	1.20	—	—	0.44	—	0.53	0.88	0.84	0.97	0.46
CO <sub>2</sub>	—	0.80	0.21	0.47	1.24	—	—	—	0.61	0.02	1.01	0.18	0.17	0.76	0.16
Сумма	98.69	99.18	99.52	100.07	99.57	99.65	98.77	99.74	99.08	99.94	99.70	99.64	100.15	100.25	99.64
K <sub>a</sub>	0.91	1.13	1.05	0.65	0.76	0.63	0.75	0.76	0.75	0.76	0.89	1.20	0.73	0.83	0.74
K <sub>Mg</sub>	76.42	80.08	75.93	78.39	73.33	80.77	75.76	83.84	74.99	75.98	72.04	73.13	76.09	77.53	84.92
Or	—	—	—	—	15.81	11.94	—	—	—	—	—	—	—	—	1.26
An	2.40	4.65	—	11.37	7.09	9.27	6.04	—	4.38	5.85	2.99	—	1.78	3.17	4.44
Lct	28.00	17.83	31.32	28.54	7.28	11.11	22.42	29.89	18.27	22.42	30.19	24.59	26.06	28.21	16.53
Ne	5.87	3.11	12.27	3.53	10.12	2.71	4.38	6.36	1.82	4.87	5.30	6.48	5.87	4.33	5.77
Acm	—	—	2.96	—	—	—	—	3.87	—	—	—	6.99	—	—	—
Ns	—	—	—	—	—	—	—	0.39	—	—	—	—	—	—	—
Di	22.35	17.47	15.10	15.31	27.82	15.74	28.97	15.04	34.44	16.74	16.19	15.55	18.12	27.70	15.77
Ol	34.03	46.62	30.09	33.88	21.01	37.14	32.33	35.72	27.04	35.12	28.50	33.04	39.73	27.00	50.92
Cs	2.44	3.05	4.28	0.12	—	—	0.82	5.64	2.13	8.74	7.44	10.04	5.31	0.91	—
Mag	3.37	6.29	1.71	5.43	7.41	10.59	3.37	—	9.19	5.03	5.44	—	1.34	6.17	4.19
Chr	—	—	0.48	0.14	0.17	0.82	0.08	—	0.35	—	0.10	0.08	0.33	0.15	0.47
Hem	—	—	—	—	—	0.15	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ilm	0.98	0.70	1.05	0.52	1.10	0.65	1.03	0.98	1.03	1.09	1.36	1.59	1.15	0.88	0.43
Ap	0.63	0.25	0.88	0.78	0.94	0.69	0.68	2.03	0.94	0.27	1.47	0.57	0.62	0.80	0.61
Cc	—	0.05	0.48	1.07	2.83	—	—	0.30	1.39	—	2.30	1.00	0.39	1.73	0.37

Примечание. Здесь и в табл. 2: 1 - 7 - туфы (обр. КТ-1, К616-15, К616-16, ПЛ33-16, ПЛ30-10, ПЛ42-7, КТ-4 соответственно); 8 - 11 - обломки в меймечитовых туфах (обр. К605-15, 373-12, КТ-5, ПЛ32-8); 12 - 15 - дайки (обр. К606, 139, ПЛ10, ПЛ38).

Анализы выполнены классическим методом в химической лаборатории ИГЕМ РАН, аналитики: И.В. Басалаева, Г.С. Есикова, Л.Ф. Карташева, Г.Н. Миронова, С.И. Вронская.

Символы минералов, употребляемые в статье: *Acm* - акмит, *An* - анортит, *Ap* - апатит, *Aug* - авгит, *Cc* - кальцит, *Chr* - хромит, *Cs* - Са-дисиликат, *Di* - диопсид, *Fa* - фаялит, *Fas* - фассант, *Fo* - форстерит, *Hem* - гематит, *Ilm* - ильменит, *Ne* - нефелин, *Ns* - Na-метасиликат, *Lct* - лейцит, *Mag* - магнетит, *MAug* - магниальный авгит, *Ol* - оливин, *Or* - ортоклаз, *Sal* - салит.

K<sub>a</sub> - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O), мол. %; K<sub>Mg</sub> - MgO/(MgO + ΣFeO), мол. %.

Таблица 2. Содержание (г/т) микроэлементов в лампроитоидах

Элементы	1	3	4	5	6	7	9	10	11	12	13	14	15
Cr	—	2246	635	806	3827	363	1643	—	468	386	1550	718	2190
Ni	—	615	730	386	1015	—	585	—	554	395	531	594	1258
Co	—	54	66	59	80	32	74	—	58	55	—	63	82
Sc	—	—	—	—	—	32	37	—	—	41	—	—	—
V	—	219	218	247	187	—	362	—	347	241	—	217	203
Cu	127	138	70	118	95	180	115	—	221	108	—	126	80
Zn	—	57	76	92	68	—	49	—	116	84	—	100	73
Rb	147	117	91	176	80	160	87	149	125	154	215	96	57
Cs	—	1.06	1.06	2.68	1.29	—	1.46	—	3.47	1.47	2.23	3.89	1.49
Ba	156	292	151	701	328	329	253	984	348	375	1550	250	277
Sr	184	149	188	136	382	161	301	235	481	123	420	514	661
Li	—	5.93	8.86	8.47	1.94	—	3.45	—	4.10	2.62	6.24	3.47	2.13
Ta	—	—	0.04	—	—	0.06	0.03	—	—	0.04	1.77	—	—
Nb	2.1	—	—	—	—	1.1	—	1	—	—	—	3.2	—
Hf	—	—	1.16	—	—	1.60	0.84	—	—	1.26	1.22	—	—
Zr	60	74	121	—	—	54	52	65	—	59	62	78	—
Y	16	21	21	—	—	16	20	17	—	22	—	20	—
Th	—	—	0.47	—	—	0.33	0.63	—	—	0.84	0.49	—	—
U	—	—	—	—	—	—	0.52	—	—	0.73	0.66	—	—
La	—	—	6.23	—	—	6.15	5.85	—	—	5.76	6.45	—	—
Ce	—	—	12.56	—	—	15.06	17.02	—	—	16.53	16.34	—	—
Nd	—	—	8.65	—	—	10.29	10.34	—	—	10.05	11.86	—	—
Sm	—	—	2.64	—	—	3.18	3.34	—	—	3.24	3.19	—	—
Eu	—	—	0.76	—	—	0.99	1.15	—	—	0.97	0.84	—	—
Gd	—	—	2.32	—	—	—	3.45	—	—	3.14	2.29	—	—
Tb	—	—	0.40	—	—	0.68	0.37	—	—	0.37	0.40	—	—
Yb	—	—	1.06	—	—	1.62	1.25	—	—	1.15	1.19	—	—
Lu	—	—	0.16	—	—	0.17	0.10	—	—	0.10	0.17	—	—

Примечание. Номера колонок соответствуют номерам образцов из табл. 1. PЗЭ, Th, U, Ta, Hf – инструментальный нейтронно-активационный метод, аналитик С.Т. Шестель (ОИГТМ СО РАН, г. Новосибирск); Rb, Ba, Sr, Nb, Zr, Y – рентгенофлуоресцентный метод, аналитики Г.С. Монахов и Т.М. Марченко (ИГЕМ РАН); Li, Cs – пламенная фотометрия, остальные – атомная абсорбция, аналитик С.И. Вронская (ИГЕМ РАН).

Таблица 3. Составы оливинов (мас. %) из лампроитоидов

Компоненты	1	2	3	4ц	5к	6ц	7к	8*	9	10
SiO <sub>2</sub>	41.22	41.00	40.92	41.27	41.01	41.58	41.23	42.47	40.78	40.78
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.02	0.02	0.07	0.05	—	0.06	0.11	0.03	0.04
FeO	6.88	10.66	10.25	6.05	8.84	9.15	9.17	8.05	7.25	6.16
MnO	0.08	0.18	0.16	0.06	0.12	0.08	0.17	0.08	0.08	0.07
MgO	50.55	48.15	48.24	51.48	48.13	49.57	49.11	48.23	51.04	51.39
CaO	0.07	0.17	0.31	0.05	0.19	0.04	0.29	0.14	0.06	0.03
Сумма	98.83	100.18	99.91	98.98	98.35	100.44	100.02	99.32	99.24	98.47
Количество ионов в пересчете на 4 (O)										
Si	1.01	1.01	1.01	1.00	1.02	1.01	1.01	1.04	1.00	1.00
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe	0.14	0.22	0.21	0.12	0.18	0.19	0.19	0.16	0.15	0.13
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	1.84	1.76	1.77	1.87	1.78	1.79	1.79	1.75	1.86	1.87
Ca	—	—	0.01	—	0.01	—	0.01	—	—	—
Сумма	2.99	2.99	2.99	3.00	2.98	2.99	2.99	2.96	3.00	3.00
Fo	92.91	88.95	89.35	93.82	90.66	90.62	90.52	91.44	92.62	93.70

Примечание. 1 - 8 - дайки (1 - 5 - обр. ПЛ38, 6 - 7 - обр. К616-7, 8 - обр. К612-7); 9 - 10 - обломок в меймечитовом туфе, обр. К605-15. "ц", "к" - центр и край кристалла соответственно. Все анализы минералов здесь и в табл. 4 - 6 произведены на микроанализаторе САМЕВАХ, Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН, аналитик В.М. Чубаров.

\* В том числе NiO = 0.24%.

Сказанное позволяет сделать предварительные выводы о классификационной и формационной принадлежности щелочно-ультраосновных пород валагинского комплекса Камчатки, которая трактуется неоднозначно. Одни исследователи называют их щелочными пикритами (Марковский, Ротман, 1981; Соболев и др., 1989), другие описывают их как валагиниты (Говоров и др., 1990). В цитированных работах приводятся аргументы в пользу принадлежности щелочных пикритов-валагинитов к оливин-базальтовой, пикрит-базальтовой и шошонит-латитовой петрохимическим сериям, ультраосновными членами которой они являются. Представляется, что по значениям концентраций и отношений главных породообразующих оксидов ( $K_2O/Na_2 > 3$ ,  $K_a > 0.7$ ,  $\Sigma FeO < 10$  мас. %,  $K_{Mg} = 74 - 86$ ) и по геохимическим особенностям (сравнительно повышенные содержания Rb, Ba, Sr и т.д.), ультраосновные щелочные породы Валагинского хребта наиболее близки к лампроитам разных регионов мира и разного тектонического положения. Следует подчеркнуть еще раз, что полного совпадения составов щелочно-ультраосновных пород Камчатки и "классических" лампроитов не наблюдается: будучи очень близкими по концентрациям и отношениям петрогенных оксидов к лампроитам Алдана (Лампроиты, 1991), они отличаются от лампроитов Австралии повышенными содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO и пониженными - TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Ta, Nb, PЗЭ и других некогерентных элементов.

Все это заставляет с осторожностью относиться к определению калиевых щелочных ультраосновных пород валагинского комплекса Камчатки как лампроитов. Предлагается называть их лампроитоподобными породами или, для краткости, лампроитоидами (по аналогии с термином "базальтоиды"). Важная особенность их геохимии - дефицит TiO<sub>2</sub>, Ta, Nb, Zr, Hf и других элементов. По этому признаку лампроитоиды сопоставляются с базальтоидами тектонически активных областей и островных дуг (Bailey *et al.*, 1989) и с коллизионными лампроитами Алдана, Испании и прочих регионов мира (Лампроиты, 1991).

## МИНЕРАЛОГИЯ

Интересную информацию о составе и генезисе лампроитоидов Камчатки дает исследование породообразующих минералов: оливина, клинопироксена, слюды и хромшпинелидов.

Оливин образует идиоморфные кристаллы, реже сростки кристаллов от 1 - 2 до 8 - 10 мм. В туфах он полностью серпентинизирован и узнается по характерному сечению псевдоморфоз. В некоторых дайках и обломках этот минерал практически свежий и замещается серпентином по трещинкам и в периферических частях зерен. Крупные кристаллы часто содержат идиоморфные выделения хромшпинелидов. Обычны включения типа стекло + игольчатый диопсид ± хромшпинелид ± биотит.

Микронзондовые анализы оливинов приведены в табл. 3. Кристаллы часто неоднородны, в ядрах





Рис. 4. Составы оливинов щелочно-ультраосновных пород Камчатки и лампритов разных регионов мира.

1 - 2 - оливины Камчатки: 1 - щелочно-ультраосновных даек, 2 - обломков из меймечитовых туфов; 3 - вариационные кривые составов оливинов из пород различных комплексов (Лампроиты, 1991) (М - меймечиты, К - коматииты); 4 - поля фигуративных точек оливинов лампритов (Лампроиты, 1991) (А - Австралия, Испания, Северная Америка, Б - Центральный Алдан).

они более магниезиальны ( $Fo = 90.7 - 93.8$  мол. %), чем на периферии ( $Fo = 89.4 - 90.5$  мол. %). Содержание СаО в центре зерен ниже, чем во внешних зонах и скачкообразно возрастает от 0.04 до 0.2 - 0.3 мас. %. Такие изменения составов вкрапленников свидетельствуют о резком падении

давления в процессе их формирования (Simkin, Smith, 1970).

На графике СаО- $Fa$  (рис. 4) фигуративные точки оливинов образуют два дискретных роя. Первый характеризуется низкими, второй - умеренными содержаниями СаО ( $Fa = 7 - 9.5$  и  $8 - 13$  мол. %, СаО = 0 - 0.2 и 0.2 - 0.4 мас. % соответственно). Сравнение с известными данными (Лампроиты, 1991) показывает, что эти рои почти целиком перекрываются полем оливинов Австралии и совершенно не соприкасаются с полем оливинов из лампритов Алдана. Интересно отметить, что верхний рой совпадает с коматиитовым трендом.

Моноклинные пироксены вкрапленников представлены кристаллами до 5 - 12 мм с хорошо выраженной зональностью, устанавливаемой оптическими методами и подтверждающейся микронзондовыми исследованиями (табл. 4). Ядра сложены диопсидом с высоким содержанием  $Cr_2O_3$  и на диаграмме Mg-Ca-Fe (рис. 5) тяготеют к полю диопсидов из лампритов Австралии (Джейкс и др., 1989). Состав внешних зон фенокритов в целом отвечает диопсиду, хотя в отдельных зонах определены и салит, и магниезиальный авгит. Зональность может иметь однонаправленный, ритмичный (осцилляционный) или более сложный характер, при этом в большинстве случаев происходит относительное обогащение геденбергитовой и чермакитовой молекулами от центра к краю.

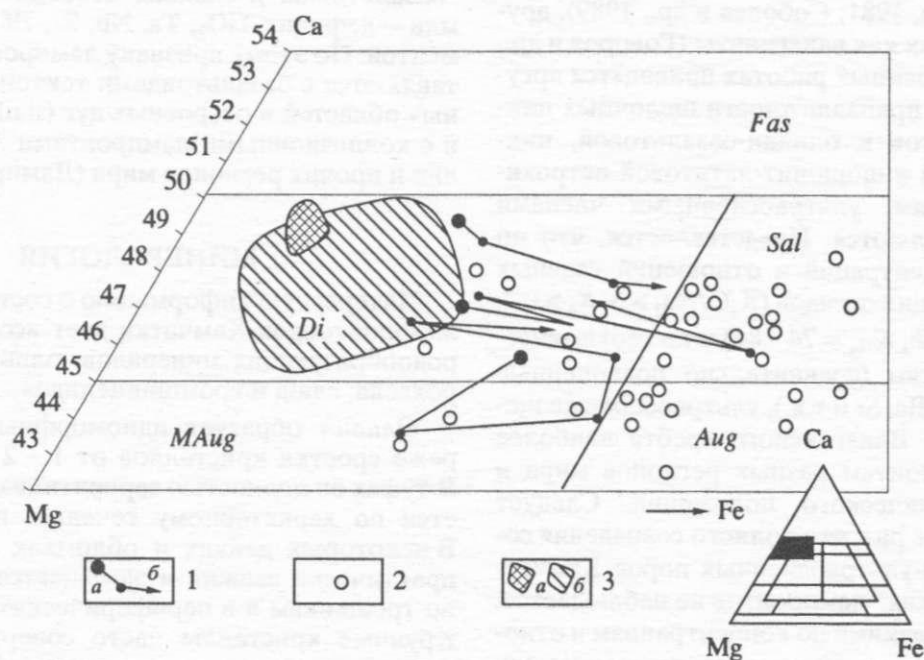


Рис. 5. Диаграмма Са-Мг-Fe клинопироксенов.

1 - фенокристаллы: а - ядра, б - зоны, стрелками указано направление зональности от центра к краю; 2 - микролиты; 3 - поля фигуративных точек: а - омфацитов из туфов меймечитов (Селиверстов и др., 1984), б - диопсидов ядер фенокристаллов лампритов Австралии (Джейкс и др., 1989).



Таблица 4. Составы клинопироксенов (мас. %) из лампроитовидов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	52.12	49.57	51.66	51.85	48.28	50.05	51.10	53.29	51.54	50.52	52.45	49.06	52.06	48.24	50.34	50.41	50.77	50.11
TiO <sub>2</sub>	0.38	0.51	0.34	0.36	0.72	0.52	0.49	0.21	0.50	0.68	0.16	0.51	0.51	0.93	0.50	0.44	0.39	0.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.43	3.71	2.09	2.22	6.34	3.89	4.07	1.87	2.29	3.43	2.01	4.09	2.26	7.11	4.17	4.48	3.37	3.43
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.48	0.38	0.54	0.48	-	3.35	0.70	0.41	0.01	0.15	0.69	0.18	0.18	-	0.31	0.36	0.43	0.02
FeO	4.74	6.15	4.66	4.60	9.22	6.37	5.89	4.93	7.46	7.20	4.22	6.31	4.55	9.38	6.26	6.46	6.48	10.00
MnO	0.05	0.08	0.10	0.10	0.11	0.09	0.12	0.13	0.27	0.19	0.08	0.12	0.10	-	0.12	0.11	0.17	0.33
MgO	16.19	14.97	16.18	16.47	13.61	14.79	15.62	17.27	15.29	14.77	15.57	14.84	15.66	12.23	15.00	14.85	14.52	13.22
CaO	23.07	22.19	23.07	23.13	21.75	22.64	21.98	21.34	21.01	21.73	22.68	22.00	23.08	22.53	22.18	21.40	22.40	20.24
Na <sub>2</sub> O	0.52	0.18	0.14	0.16	0.23	0.21	0.30	0.23	0.39	0.35	0.25	0.24	0.19	0.23	0.34	0.22	0.14	0.17
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	0.01	-	-	0.23	0.07	0.01	0.45
Сумма	101.98	97.74	98.78	99.37	100.26	101.91	100.27	99.68	98.76	99.03	99.11	97.36	98.59	100.65	99.45	98.80	98.68	98.58

Количество ионов в пересчете на 6 (O)

Si(IV)	1.89	1.88	1.92	1.92	1.81	1.84	1.88	1.95	1.93	1.89	1.94	1.87	1.94	1.80	1.87	1.88	1.90	1.91
Al(IV)	0.08	0.10	0.12	0.08	0.19	0.16	0.12	0.05	0.07	0.11	0.06	0.13	0.06	0.20	0.13	0.12	0.10	0.09
Al(VI)	-	0.04	0.02	0.02	0.08	-	0.06	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.11	0.06	0.08	0.05	0.06
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	-	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02
Cr	0.07	0.01	0.02	0.01	-	0.10	0.02	0.01	-	-	0.02	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.01	-
Fe <sup>+2</sup>	0.14	0.19	0.15	0.14	0.29	0.20	0.18	0.15	0.23	0.23	0.13	0.20	0.14	0.29	0.19	0.20	0.20	0.32
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	0.01
Mg	0.88	0.85	0.90	0.91	0.76	0.81	0.86	0.94	0.85	0.83	0.91	0.84	0.87	0.68	0.83	0.83	0.81	0.75
Ca	0.90	0.90	0.92	0.92	0.87	0.93	0.87	0.84	0.84	0.87	0.90	0.90	0.92	0.90	0.89	0.86	0.90	0.82
Na	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-	0.02
K <sub>m</sub>	0.86	0.81	0.86	0.86	0.72	0.81	0.83	0.86	0.79	0.79	0.87	0.81	0.86	0.70	0.81	0.80	0.80	0.70
Fe	7.51	10.04	7.39	7.23	15.03	10.32	9.52	7.82	12.10	11.73	6.72	10.35	7.33	15.62	10.19	10.70	10.61	16.81
Mg	45.40	45.70	43.56	45.74	39.55	42.70	44.99	48.82	44.22	42.90	47.02	40.86	45.00	36.31	43.54	43.86	42.39	39.61
Ca	46.80	46.40	46.87	46.60	45.42	46.98	45.50	43.36	43.67	45.36	46.26	46.24	47.67	48.07	46.27	45.43	47.00	43.58

Примечание. 1 - 12 - фенокристаллы (порядок расположения анализов - от центра к краю): 1 - 6 - даяка, обр. К606-39; 7 - 12 - туф, обр. К616-16. 13 - 18 - микролиты: 13 - 14 - обломок в туфах, обр. 343-12; 15 - туф, обр. К616-15; 16 - то же, обр. К616-16; 17 - 18 - даяка, обр. 139.

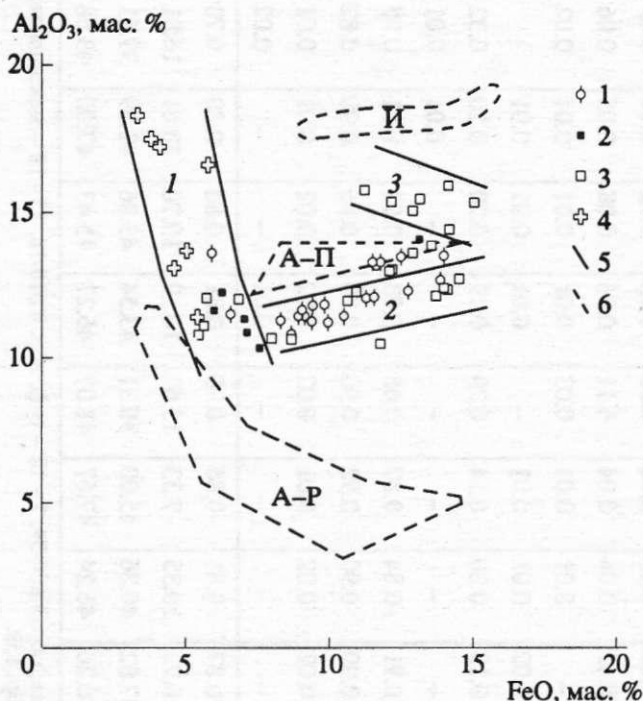


Рис. 6. Диаграмма  $Al_2O_3$ -FeO флогопитов и биотитов.

1 - 3 - слюды лампроитоидов Камчатки: 1 - туфов, 2 - обломков в меймечитовых туфах, 3 - даек; 4 - ксеногенные флогопиты меймечитовых туфов; 5 - 6 - границы полей и ареалов фигуративных точек: 5 - слюды Камчатки, 1 - 3 номера трендов (см. объяснения в тексте), 6 - слюды из лампроитов: А-Р и А-П - Австралии, ранняя и поздняя генерации соответственно (Джейкс и др., 1989), И - Испании, (Лампроиты, 1991).

Микролиты клинопироксена встречаются в виде мелких табличек, игл, коробчатых и скелетных форм, участками образующих структуры типа спинифекс. На диаграмме Mg-Ca-Fe (рис. 5) подавляющая часть их группируется в области салитового и авгитового составов. Некоторое количество микролитов представлено диопсидом и магнезиальным авгитом, но в целом, как видно на рис. 5, эволюция составов клинопироксенов из лампроитоидов Камчатки направлена от диопсида к салиту в результате падения температуры в процессе кристаллизации расплава и увеличения активности железа и кальция. Таким образом, эволюционный тренд клинопироксенов из лампроитоидов совпадает с направленностью эволюции пироксенов из лампроитов Алдана (Лампроиты, 1991) и Алжира (Каминский и др., 1992) и резко отличается от тренда эволюции пироксенов из лампроитов Австралии, характеризующегося сменой диопсида магнезиальным авгитом и авгитом.

Слюды (их химический состав приведен в табл. 5) в исследованных породах равномерно распределены по основной массе, изредка обра-

зуя небольшие изометричные скопления. Ранняя генерация представлена прозрачным светло-коричневым слабо плеохроирующим флогопитом, поздняя - более густоокрашенным коричневым биотитом, который встречается в виде тонких чешуек в основной массе, а также внутри пластинчатых выделений раннего флогопита. Последний характеризуется дефицитом  $TiO_2$  и повышенным содержанием  $Al_2O_3$ , особенно в ксенокристаллах из меймечитовых туфов (Селиверстов и др., 1984). Сравнение слюды лампроитоидов Камчатки и лампроитов разных районов мира при помощи диаграммы Al-(Fe + Mg)-Ti (Лампроиты, 1991) показало, что тренд исследованных минералов практически совпадает с трендом флогопитов из лампроитов Алдана и совершенно не перекрывается с полем флогопитов из лампроитов Австралии. На диаграмме  $Al_2O_3$ -FeO (рис. 6) фигуративные точки флогопитов из лампроитоидов Камчатки, включая ксеногенные флогопиты меймечитовых туфов (Селиверстов и др., 1984), формируют несколько роев. Части слюды щелочно-ультраосновных пород Камчатки свойственно незначительное обогащение железом при резком снижении содержания глинозема, что позволяет считать тренд изменения их составов фицроитовым (тренд 1 на рис. 6). Некоторое количество анализов (тренд 2) группируется в субгоризонтально вытянутый рой со слабой положительной корреляцией компонентов, субпараллельный полю фигуративных точек поздней генерации слюды из лампроитов Австралии (Джейкс и др., 1989) и ксенокристаллов лампроитов Испании и аналогичный тренду слюды из лампроитов Алдана (Лампроиты, 1991). И, наконец, тренд 3 со слабой отрицательной корреляцией компонентов проявлен в поздних титанистых биотитах. Таким образом, общие тенденции эволюции составов слюды рассматриваемых пород и лампроитов совпадают. Отличия состоят в отсутствии тетраферрифлогопитов, в исключительной гетерогенности выборки слюды валагинского комплекса и их повышенной глиноземистости.

Второстепенными (1 - 3 об. %), но очень важными минералами лампроитоидов являются хромшпинелиды, которые в виде идиоморфных кристаллов до 0.5 мм встречаются и в оливинах, и в основной массе. Наибольшие колебания хромистости и магнезиальности характерны для шпинелидов туфов, составы которых варьируют от алюмомагнхромитов и алюмомагнферрохромитов до хроммагнетитов (табл. 6). На диаграмме  $Cr_2O_3$ - $Al_2O_3$  (рис. 7) их фигуративные точки образуют несколько дискретных роев, из которых наиболее хромистый является, по-видимому, самым ранним, а остальные формировались в различные этапы интеркумлюсной стадии.

Фигуративные точки шпинелидов даек формируют вытянутый рой с отрицательной корреляцией компонентов. По содержаниям  $Cr_2O_3$  они

Таблица 5. Составы флогопитов и биотитов (мас. %) из лампроидов и меймечитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	38.38	43.06	35.44	41.55	42.72	35.74	36.39	42.72	37.25	44.03	39.16	40.75	34.02	42.36	38.00	42.28	36.30	36.60
TiO <sub>2</sub>	4.42	0.04	2.33	0.29	0.14	5.32	1.55	0.14	2.94	0.12	1.82	-	4.45	-	3.63	0.07	0.97	1.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.46	11.68	14.84	11.94	10.89	13.04	15.51	10.89	15.51	11.85	14.00	10.28	12.27	11.37	13.45	11.70	17.23	16.43
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.05	-	-	-	-	-	-	-	0.38	-	0.10	0.06	0.11
FeO	14.32	6.76	17.18	10.68	5.50	23.30	17.14	5.50	14.66	5.68	13.16	7.62	12.74	9.49	14.00	9.47	3.17	3.90
MnO	0.16	0.09	0.22	0.17	-	0.30	0.17	-	0.13	0.03	0.14	0.09	0.16	0.12	0.15	0.16	0.08	0.08
MgO	14.76	22.92	13.20	19.45	24.07	9.39	14.07	24.07	14.94	24.52	18.46	22.81	13.98	21.10	15.44	20.23	22.99	23.02
BaO	0.47	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.58	0.07	0.61	0.03	2.40	1.67
CaO	0.34	0.55	2.84	0.37	0.16	0.16	0.72	0.16	0.10	0.21	1.37	0.32	6.94	0.22	0.13	0.22	-	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.69	0.05	0.49	-	-	0.70	0.47	-	0.62	0.03	-	-	0.75	0.45	0.63	0.02	0.21	0.23
K <sub>2</sub> O	9.30	8.21	9.05	9.12	9.77	9.34	9.52	9.77	9.17	7.85	9.44	10.11	7.95	8.49	9.28	9.21	9.33	9.50
H <sub>2</sub> O	4.04	4.27	3.95	4.16	4.25	3.85	3.98	4.25	4.05	4.31	4.07	4.17	3.95	4.19	4.03	4.19	4.19	4.19
Сумма	101.34	97.63	99.54	97.73	97.50	101.19	99.97	97.50	99.37	98.63	101.62	96.15	97.79	98.24	99.35	97.68	96.93	96.75

Количество ионов в пересчете на 24 (O, OH)

Si(IV)	5.62	6.21	5.41	6.14	6.19	5.49	5.51	6.19	5.55	6.22	5.76	6.10	5.29	6.18	5.69	6.21	5.37	5.42
Al(IV)	2.38	1.79	2.59	1.86	1.81	2.36	2.49	1.81	2.45	1.78	5.33	1.81	2.25	1.82	2.31	1.79	2.63	2.58
Ti(IV)	-	-	-	-	-	0.14	-	-	-	-	-	-	0.46	-	-	-	-	-
Al(VI)	0.12	0.19	0.08	0.22	0.05	-	0.28	0.05	0.28	0.19	0.06	-	-	0.13	0.06	0.23	0.38	0.29
Ti(VI)	0.49	-	0.27	0.03	0.02	0.47	0.18	0.02	0.33	0.01	0.20	-	0.06	-	0.41	0.01	0.11	0.11
Cr	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	0.04	-	0.01	0.01	0.01
Fe <sup>2+</sup>	1.75	0.82	2.19	1.32	0.67	2.99	2.17	0.67	1.83	0.67	1.59	0.95	1.66	1.16	1.75	1.16	0.39	0.48
Mn <sup>2+</sup>	0.02	0.01	0.03	0.02	-	0.04	0.02	-	0.02	-	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Mg	3.22	4.93	3.00	4.28	5.20	2.15	3.18	5.20	3.32	5.16	3.98	5.09	3.24	4.59	3.44	4.43	5.07	5.08
Ba	0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.04	-	0.04	-	0.14	0.10
Ca	0.05	0.08	0.46	0.06	0.02	0.03	0.12	0.02	0.02	0.03	0.21	0.05	1.16	0.03	0.02	0.03	-	-
Na	0.20	0.01	0.15	-	-	0.21	0.14	-	0.18	0.01	-	-	0.23	0.13	0.18	0.01	0.06	0.07
K	1.74	1.51	1.76	1.72	1.81	1.83	1.84	1.81	1.74	1.41	1.74	1.93	1.58	1.58	1.77	1.73	1.76	1.80
OH	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00

Примечание. 1 - 10 - дайки; 1 - 2 - обр. ПЛ38; 3 - 5 - обр. К606-39; 6 - 8 - обр. 139; 9, 10 - обр. К616-17. 11, 12 - обломки в меймечитовых туфах, обр. 372-12. 13 - 15 - туфы; 13, 14 - обр. К616-15; 15 - обр. К616-16. 16 - 18 - ксенокристаллы в меймечитовых туфах, обр. 66-20.



Таблица 6. Составы хромпиннелитов (мас. %) из лампроитов и меймечитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.11	0.28	0.71	1.60	1.66	3.45	0.09	0.23	0.46	0.79	1.41	2.05	3.25	0.48	1.03	1.96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.06	5.25	6.61	8.80	7.92	12.24	8.39	5.82	4.91	6.96	8.61	7.34	11.17	9.35	8.74	9.64	10.78
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	58.65	57.52	49.17	39.89	35.85	24.46	14.15	58.48	54.18	47.04	38.81	26.23	18.52	10.71	37.38	30.90	22.43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.23	7.69	12.66	22.22	21.66	31.15	40.12	7.94	10.62	15.76	20.38	35.21	36.96	44.85	25.14	29.87	35.03
FeO	20.82	23.75	26.30	18.24	27.33	20.99	28.86	20.83	23.64	23.96	23.39	22.20	26.77	25.58	17.86	19.11	19.58
MnO	0.36	0.47	0.59	0.38	0.50	0.30	0.34	0.40	0.44	0.41	0.44	0.44	0.41	0.35	0.31	0.23	0.20
MgO	8.13	5.76	3.98	9.68	4.05	8.74	4.27	7.97	5.71	5.99	6.26	7.43	5.07	6.54	10.00	9.73	9.93
Сумма	101.35	100.61	99.71	98.93	99.02	99.57	99.62	101.57	99.73	100.58	98.96	100.32	101.70	100.71	99.92	100.52	99.91
X <sub>Cr</sub>	0.78	0.79	0.69	0.54	0.53	0.34	0.22	0.78	0.75	0.64	0.54	0.36	0.26	0.15	0.50	0.42	0.31
Y <sub>Mg</sub>	0.41	0.30	0.21	0.49	0.21	0.43	0.21	0.41	0.31	0.31	0.32	0.37	0.25	0.31	0.50	0.48	0.47
K <sub>Cr</sub>	0.85	0.88	0.83	0.75	0.75	0.57	0.53	0.87	0.82	0.82	0.75	0.71	0.53	0.43	0.74	0.68	0.58
	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.12	0.09	0.51	0.74	0.46	0.08	1.40	1.94	0.11	0.12	0.33	0.33	0.08	0.60	5.15	11.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.32	4.14	5.37	7.99	9.58	7.08	8.15	8.37	8.18	7.34	5.50	8.35	8.73	14.35	6.58	4.64	3.21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	44.20	54.50	49.36	35.57	23.38	51.35	36.27	24.04	14.61	63.06	61.11	54.53	53.16	54.07	42.81	45.05	20.58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.70	12.88	17.28	27.09	36.75	13.40	26.67	36.78	45.50	1.12	5.97	11.80	12.38	2.55	24.24	12.46	28.19
FeO	17.49	16.50	15.53	19.81	18.25	17.65	20.19	22.33	22.75	16.68	16.29	6.27	9.46	16.82	13.16	21.06	25.98
MnO	0.35	0.36	0.34	0.37	0.34	0.36	0.37	0.31	0.28	0.24	0.35	0.25	0.35	0.28	0.17	0.45	0.53
MgO	10.21	9.58	10.76	8.62	9.58	10.14	8.10	7.64	7.63	10.52	10.67	17.41	15.50	11.14	13.20	10.05	10.75
Сумма	99.91	98.51	98.72	99.96	98.62	100.47	99.86	100.93	100.89	99.07	100.01	98.94	99.91	99.30	100.76	98.87	100.91
X <sub>Cr</sub>	0.45	0.75	0.67	0.49	0.32	0.69	0.49	0.34	0.21	0.84	0.81	0.70	0.68	0.69	0.57	0.71	0.39
Y <sub>Mg</sub>	0.51	0.52	0.55	0.44	0.48	0.51	0.42	0.38	0.37	0.53	0.54	0.83	0.74	0.54	0.64	0.46	0.42
K <sub>Cr</sub>	0.80	0.90	0.86	0.75	0.62	0.83	0.75	0.66	0.54	0.85	0.88	0.81	0.80	0.72	0.81	0.87	0.81

Примечание. 1 - 14 - туфы; 1 - 7 - обр. К616-15; 8 - 14 - обр. К616-16; 15 - 17 - обломки из меймечитовых туфов; 15 - обр. К605-15; 16 - 17 - обр. 343-12. 18 - 26 - дайки: 18 - обр. 139; 19 - 22 - обр. ПЛ38; 23 - 26 - обр. К606-39. 27 - 34 - меймечитовый туф, кснокрсты.  
 Коэффициенты (в мол. %): X<sub>Cr</sub> = Cr/(Cr + Al + Fe<sup>3+</sup>), Y<sub>Mg</sub> = Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>), K<sub>Cr</sub> = Cr/(Cr + Al).

в целом не отличаются от шпинелидов туфов, но характеризуются более низким глиноземом. Наиболее глиноземистыми являются ксеногенные хромшпинелиды меймечитовых туфов (Селиверстов и др., 1984). Таким образом, близкие по концентрациям хрома шпинелиды валагинского щелочно-ультраосновного комплекса разделяются на ряд ассоциаций, уровень содержания  $Al_2O_3$  в которых падает от ксенолитов к туфам и дайкам, а  $Fe_2O_3$  возрастает в том же направлении. Очевидно, что в этом ряду уменьшается давление их кристаллизации и возрастает фугитивность кислорода (Плаксенко, 1989).

Хромшпинелиды пород щелочно-ультраосновного комплекса характеризуются значимыми вариациями магнезиальности (рис. 8): минимальное содержание  $MgO$  определено в шпинелидах туфов, максимальное – в ксенокристаллах. Присутствие среди шпинелидов даек зональных кристаллов с низкомагнезиальными ядрами и высокомагнезиальными оторочками позволяет предположить, что первичный состав высокохромистых шпинелидов в лампроитоидах отличался низким содержанием  $MgO$ , аналогичным наблюдаемому в туфах, и что возрастание магнезиальности шпинелидов даек является результатом твердофазных метасоматических реакций. В то же время интересно отметить, что, наряду с гомогенными, зональные кристаллы встречаются чаще всего в туфах (рис. 8). В подавляющем большинстве случаев зональность обусловлена возрастанием роли  $Al$  и  $Fe^{3+}$  от ядра к периферии и является, таким образом, магматической (Плаксенко, 1989). Реже она определяется потерей  $Mg$  при постоянной хромистости, в единичном случае – потерей  $Cr$  при постоянной магнезиальности. Преобладающий тип зональности, обнаруженный в исследуемых хромшпинелидах, характерен для разных типов ультраосновных пород мира и объясняется понижением давления и повышением фугитивности кислорода в процессе их кристаллизации (Плаксенко, 1989).

К интересным выводам приводит сравнение хромшпинелидов лампроитоидов Камчатки и ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород других регионов. Как видно на рис. 7, хромшпинелиды даек обладают оригинальным трендом, так что поле составов шпинелидов туфов лишь частично перекрывается составами хромитов из лампроитов Австралии (Джейкс и др., 1989) и из мантийных перидотитов – ксенолитов из кимберлитов (Соболев, 1974). Составы ксеногенных шпинелидов варьируют чрезвычайно широко: отдельные анализы тяготеют к полям хромитов из алмазов, из алмазоносных лампроитов Австралии, из альпинотипных гипербазитов и т.д. На рис. 8 к составам ксеногенных шпинелидов Австралии близки шпинелиды даек. Таким образом, на разнокомпонентных диаграммах относительное положение полей шпинелидов лампроитоидов

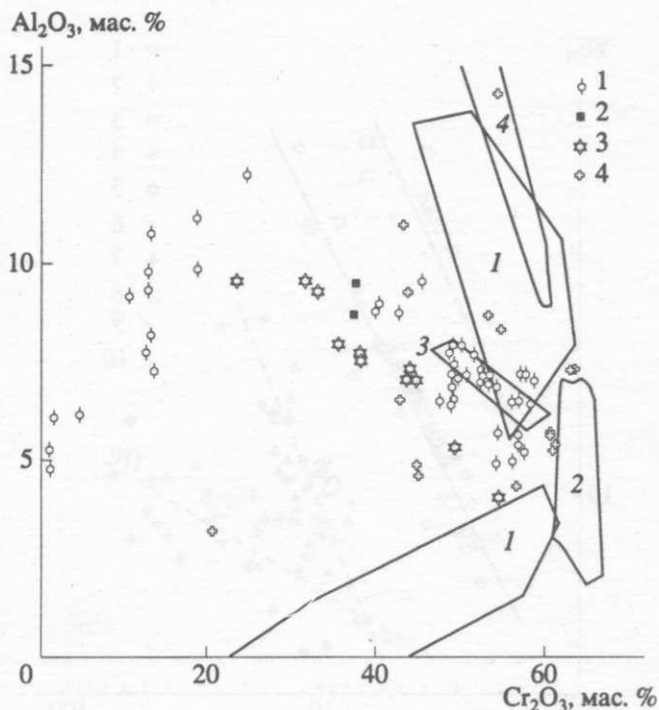


Рис. 7. Диаграмма  $Cr_2O_3-Al_2O_3$  хромшпинелидов. Здесь и на рис. 8: 1 - 3 – хромшпинелиды щелочно-ультраосновных пород Камчатки: 1 – туфов, 2 – обломков в туфах меймечитов, 3 – даек; 4 – ксеногенная ассоциация туфов меймечитов.

Поля фигуративных точек шпинелидов: 1 – лампроитов Австралии (Джейкс и др., 1989); 2 – включений в алмазах; 3 – мантийных перидотитов; 4 – альпинотипных гипербазитов (Соболев, 1974).

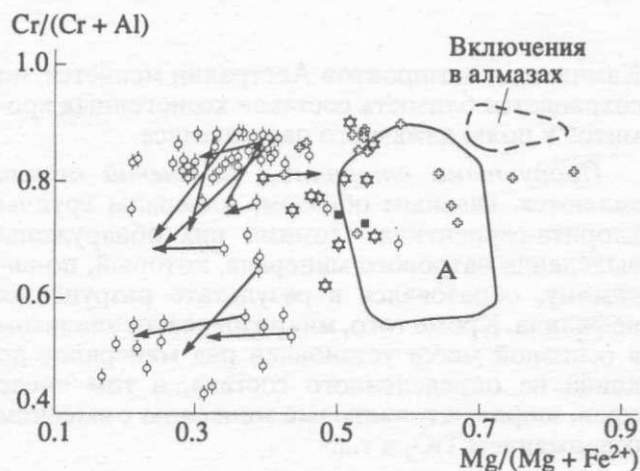


Рис. 8. Диаграмма  $Cr/(Cr+Al)-Mg/(Mg+Fe^{2+})$  хромшпинелидов.

Условные обозначения см. на рис. 7. Стрелками указано направление зональности от центра к краю. А – поле фигуративных точек лампроитов Австралии (Джейкс и др., 1989).

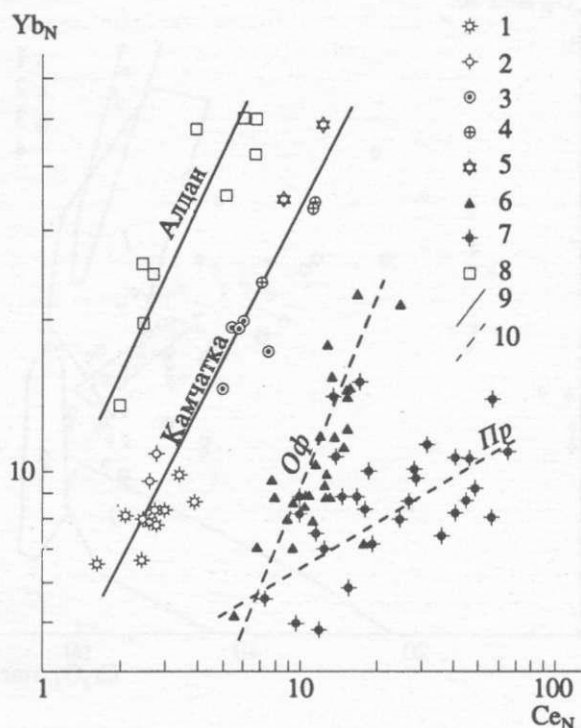


Рис. 9. Диаграмма  $Ce_N$ - $Yb_N$  вулканических пород альпийского складчатого комплекса Камчатки.

1 - 5 - валагинский щелочно-ультраосновной вулканический комплекс: 1 - меймечиты, 2 - пикриты, 3 - лампроитоиды, 4 - щелочные калиево-натриевые базальтоиды, 5 - карбонатиты (Пузанков и др., 1990); 6 - 7 - альпийские базальтоиды: 6 - офиолитового, 7 - предороженного комплексов (Пузанков и др., 1990; Хубуная, 1987); 8 - лампроиты Алдана; 9 - 10 - линии трендов: 9 - лампроитов, 10 - доороженных базальтоидов Камчатки (Оф - офиолитового, Пр - предороженного комплексов).

Камчатки и лампроитов Австралии меняется, но сохраняется близость составов ксеногенных хромитов к полю алмазного парагенезиса.

Продуктами вторичных изменений стекла являются, главным образом, минералы группы хлорита-серпентина. Помимо них обнаружены выделения натрового минерала, который, по-видимому, образовался в результате разрушения нефелина. Кроме того, микронзондовым анализом в основной массе установлен ряд минералов до конца не определенного состава, в том числе сфен, шорломит, калиевые минералы с высоким содержанием  $TiO_2$  и т.д.

Таким образом, породообразующие минералы камчатских лампроитоидов и лампроитов из разных регионов мира обладают некоторыми чертами сходства: это - высокая магнезиальность и низкая кальциевость оливинов, присутствие высокохромистых диопсидов в ядрах фенокритов клинопироксенов, фицроитовый и алданский тренды флогопитов, наличие высокохромистых

шпинелидов с разным уровнем магнезиальности и т.д. В то же время выявляются и существенные отличия. Так, известно, что минералы лампроитовых комплексов характеризуются однородностью (Митчелл, 1988), тогда как клинопироксены, слюды и хромшпинелиды лампроитоидов Камчатки отличаются широкими вариациями составов и наличием ярко выраженной, подчас сложно построенной зональности. Обращает на себя внимание низкое содержание  $TiO_2$  в минералах, что является следствием общего пониженного уровня накопления этого оксида в породах. Для "классических" австралийских лампроитов характерны тетраферрифлогопиты и не свойственны высокоглиноземистые флогопиты, а также шорломиты и меланиты, которые являются типоморфными минералами альнеитов, и нонтронит как продукт вторичного изменения нефелина - типоморфно минерала пород камафугитовой серии.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вопросы происхождения магм валагинского щелочно-ультраосновного комплекса рассматривались неоднократно. Высказывались предположения о генерации ультраосновных расплавов как в результате прямого плавления вещества мантии (Селиверстов, Цикунов, 1974; Марковский, Ротман, 1981), так и в результате дифференциации пикритоидных (Соболев и др., 1988) или шошонит-латитовых (Говоров и др., 1990) магм. Однако анализ даже таких простейших зависимостей, как  $(Na_2O + K_2O)$ - $SiO_2$  (рис. 2) убеждает в том, что ни ультраосновные, ни тем более калиевые щелочно-ультраосновные расплавы валагинского комплекса не связаны ни с подстилающей абсарокитовой (попутновская свита), ни с вышележащей шошонит-латитовой (темнореченская свита) сериями. Отсутствие прямых связей лампроитоидов с подстилающими и перекрывающими базитами еще более четко демонстрируется графиком  $Ce_N$ - $Yb_N$  (рис. 9), где фигуративные точки всех типов пород валагинского щелочно-ультраосновного комплекса образуют вытянутый положительно скоррелированный рой, параллельный тренду лампроитов Алдана. Базальтоиды офиолитовой и предороженной стадий занимают на рисунке обособленную область, не соприкасающуюся с полем щелочных вулкаников, что, по-видимому, свидетельствует об отсутствии генетических связей между ними.

Общеизвестно, что исходные лампроитовые магмы формировались в процессе малообъемного фракционного плавления обогащенного мантийного субстрата (Лампроиты, 1991), признаками чего являются повышенные содержания в них  $TiO_2$ , редкоземельных и других некогерентных элементов и летучих. Значения нормированных



по хондритам Ce-Yb и La-Yb отношений, полученные для лампроитовидов Камчатки, позволяют предполагать их образование в результате малообъемного фракционного плавления примитивного глубинного вещества (Пузанков и др., 1990), очевидно, деплетированного (судя по дефициту  $TiO_2$ , Ta, Nb и др.) и обогащенного в очень малой степени, о чем свидетельствуют низкие значения  $(La/Yb)_N$ , варьирующие от 3 до 4. В то же время минимальные значения этих отношений для лампроитов Алдана практически не опускаются ниже 10 (Лампроиты, 1991), а для лампроитов Австралии они еще выше.

Как и во всех случаях проявлений щелочно-ультраосновных расплавов, температура исходных лампроитовидных магм Камчатки была чрезвычайно велика и не опускалась, судя по имеющимся оценкам (Соболев и др., 1988), ниже  $1700^\circ C$ .

Дополнительная информация об условиях происхождения лампроитовидов Камчатки содержится в самом факте минералогических различий между ними и лампроитами разных тектонических обстановок. Причина этих различий кроется в характере геодинамического режима. В случае высокой подвижности субстрата и вытекающей отсюда нестационарности магматического процесса формировались вкрапленники с резко выраженной, сложно построенной зональностью, присущие лампроитоидам. Напротив, отмечаемая многими исследователями относительная однородность составов породообразующих минералов лампроитов жестких устойчивых структур (Митчелл, 1988) с простыми типами прямой зональности (Лампроиты, 1991) является следствием равновесной кристаллизации расплавов в условиях низких градиентов  $P$  и  $T$ .

Приведенные данные хорошо согласуются с высказанными ранее представлениями о геодинамическом режиме предорогенного этапа (Томсон, Селиверстов, 1992) и обстановке проявления субщелочного базальтоидного и щелочно-ультраосновного вулканизма в пределах обширного подводного плато, напоминающего океаническое, на континентальной океанизированной, а потому и очень подвижной коре.

Таким образом, лампроитоиды Валагинского хребта Камчатки являются особым геохимическим типом щелочно-ультраосновных пород, формирующимся в предорогенный этап развития подвижных структур в условиях нестационарности магматического процесса и характеризующимся относительным дефицитом некогерентных элементов. Также следует подчеркнуть происхождение лампроитовидных магм за счет плавления деплетированного и слабо обогащенного источника. Выше отмечалось, что сходные образования известны в предорогенных комплексах многих складчатых поясов мира (Вулканические пояса..., 1987; Магматические горные породы,

1988; Малахов, 1983; Петрографический словарь, 1984). Представляется, что выявленная закономерность, а именно: проявление лампроитовидов и подобных им пород на одном из ранних этапов развития разновозрастных мобильных зон (Томсон, Селиверстов, 1992), не только объясняет появление в них так называемых "некимберлитовых" алмазов (Каминский, 1984), но и существенно расширяет возможности поисков нетрадиционных источников этого минерала.

## ВЫВОДЫ

1. Среди разнообразных по составу вулканических формаций доскладчатого предорогенного комплекса Валагинского хребта Камчатки выделяются ультраосновные вулканиды – меймечиты, с которыми ассоциируют щелочные калиево-натриевые основные и калиевые ультраосновные породы, представленные покровными туфами и дайками. Последние характеризуются прямыми и косвенными признаками алмазоносности, что и определяет повышенный интерес к ним.

2. Алмазоносные щелочно-ультраосновные породы Камчатки характеризуются высокими концентрациями щелочей (до 10 мас. %) при преобладании калия над натрием ( $K_2O/Na_2O > 3$ ), мискиковой тенденцией, повышенными количествами Ba, Sr, Rb, Zr, Y и т.д., то есть теми признаками, которые свойственны классу лампроитов. В то же время исследуемые породы отличаются от "классических" лампроитов повышенными содержаниями  $Al_2O_3$  и CaO и пониженными –  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ , Ta, Nb, PЗЭ и других некогерентных элементов. Это позволяет отнести калиевые щелочно-ультраосновные вулканиды Валагинского хребта Камчатки к классу лампроитоподобных пород, или лампроитоидов, близких по своим геохимическим свойствам к "коллизийным" лампроитам.

3. Породообразующие минералы лампроитоидов и лампроитов обладают чертами сходства (присутствие высокомагнезиальных и низкокальциевых оливинов, хромистых диопсидов, фицроитовый и алданский тренды флогопитов, наличие высокохромистых шпинелидов и т.д., характерный набор акцессорных минералов, среди которых обнаружены пироп, муассонит, корунд, графит и алмаз). К числу принципиальных различий относятся низкая титанистость и резко выраженная неоднородность минералов, отсутствие тетраферрифлогопитов, присутствие несвойственных лампроитам шорломитов, меланитов, нефелина и др.

4. Лампроитовидные магмы формировались в предорогенный этап развития мобильных структур в условиях континентальной океанизированной, подвижной земной коры в результате фрак-

ционного плавления деплетированного, незначительно обогащенного мантийного субстрата.

**Благодарности.** Авторы благодарны В.М. Гундобину за помощь в проведении полевых работ, И.Т. Расс и В.А. Кононовой за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению статьи.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вольнец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М. и др.* Калиевые базальтоиды Западной Камчатки – проявления пород лампроитовой серии в островодужной системе // Геология и геофизика. 1987. № 11. С. 41 - 50.
- Вулканические пояса востока Азии / Под ред. А.Д. Щеглова. М.: Наука, 1984. 504 с.
- Говоров И.Н., Бадреддинов З.Г., Дардыкина Л.Н. и др.* Ультраосновные вулканические породы шошонит-латитовой серии // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 2. С. 427 - 431.
- Джейкс А., Луис Дж., Смит К.* Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М.: Мир, 1989. 430 с.
- Каминский Ф.В.* Алмазоносность некимберлитовых изверженных пород. М.: Недра, 1984. 173 с.
- Каминский Ф.В., Романько Е.Ф., Колесников С.К., Салхи М.* Лампроиты Северного Алжира // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 10. С. 56 - 71.
- Лампроиты / Под ред. О.А. Богатикова, В.А. Кононовой. М.: Наука, 1991. 302 с.
- Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы / Под ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1988. 509 с.
- Малахов И.А.* Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 222 с.
- 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.
- Митчелл Р.Х.* Лампроиты – семейство щелочных горных пород // Зап. ВМО. 1988. Ч. 117. Вып. 5. С. 575 - 586.
- Михайлов Н.П., Баранов В.В.* О структурах спинифекс в пикритах Южного Тянь-Шаня // Узб. геол. журн. 1981. № 4. С. 17 - 24.
- Морозов А.И.* Маршрутное пересечение Валагинского хребта по р. Ковыче // Тр. Камчатской комплексной экспедиции (1936 - 1937 г.). 1940. Вып. 1. С. 85 - 110.
- Петрографический словарь / Под ред. В.П. Петрова, О.А. Богатикова, Р.П. Петрова. М.: Недра, 1984. 496 с.
- Плаксенко А.Н.* Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафитовых магматических формаций. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1989. 224 с.
- Пузанков Ю.М., Вольнец О.Н., Селиверстов В.А. и др.* Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1990. Вып. 390. 259 с.
- Селиверстов В.А.* Офиолиты Восточной Камчатки // Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: ИФЗ АН СССР, 1978. С. 177 - 239.
- Селиверстов В.А.* Тектурные и структурные особенности родингитов меймечит-пикритового комплекса Камчатки как отражение способа их происхождения // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 3. С. 726 - 729.
- Селиверстов В.А., Колосков А.В., Лапутина И.П. и др.* Первые данные о составе минералов глубинных включений в меймечитах Камчатки // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 4. С. 949 - 953.
- Селиверстов В.А., Цикунов А.Г.* Меймечиты северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1974. Т. 217. № 2. С. 424 - 427.
- Сидоров Е.Г.* Металлогения гипербазитов Восточной Камчатки // Ультраосновные магмы и их металлогения. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 142 - 143.
- Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононова Н.Н.* Новые данные по петрологии и геохимии ультрамафических вулкаников Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1989. № 12. С. 1694 - 1709.
- Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 512 с.
- Томсон И.Н., Селиверстов В.А.* Магматизм и металлогения предорогенного тектонического режима подвижных поясов и кратонов // Геология руд. месторождений. 1992. № 3. С. 3 - 17.
- Хубуная С.А.* Высокоглиноземистая плагиотолитовая формация островных дуг. М.: Наука, 1987. 168 с.
- Эрлих Э.Н., Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш.* Меймечиты Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 2. С. 3 - 9.
- Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A.* Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts // Contrib. Mineral. Petrol. 1989. V. 102. № 3. P. 265 - 280.

*Fuster J.M., Gasteri P., Sagredo J., Feroso M.L.* Las rocas lamproiticas de SE de Espana // *Estudios Geol. Madrid*. 1967. V. 23. № 1. P. 35 - 69.

*Sahama T.C.* Potassium-rich alkaline rocks // *The alkaline rocks*. London: John Wiley and Sons, 1974. P. 96 - 109.

*Seliverstov V.A., Tsikunov A.G.* Ultrabasic volcanic rocks of Late Cretaceous geosynclinal sequences of the Valaginsky Belt (Eastern Kamchatka) and ultramafic intrusions associated with them // *Symposium on volcanoes and their roots*. Oxford, 1969. P. 180 - 181.

*Simkin T., Smith J.V.* Minor-element distribution in olivines // *J. Geol.* 1970. V. 78. № 3. P. 304 - 325.

*Scott Smith B.H., Skinner E.M.W.* A new look at Prairie Creek, Arkansas // *Proc. of the Third Kimberlite Conf.* Amsterdam: Elsevier, 1984. V. 2. P. 256 - 283.

*Venturelli G., Capedri S., di Baltistini G. et al.* The ultrapotassic rocks from southeastern Spain // *Lithos*. 1984. V. 17. № 1. P. 37 - 54.

*Venturelli G., Mariani S., Foley S.F. et al.* Petrogenesis and conditions of crystallization of Spanish lamproitic rocks // *Canadian Mineralogist*. 1988. V. 26. Pt. 1. P. 67 - 79.

*Viljoen M.J., Viljoen R.P.* The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks // *Spec. Publ. Geol. Soc. South Africa*. 1969. V. 2. № 1. P. 55 - 85.