

## ПРОЯВЛЕНИЯ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА В ОКРЕСТНОСТЯХ АВАЧИНСКОЙ ГУБЫ

© 2005 г. В. С. Шеймович<sup>1</sup>, Ю. М. Пузанков<sup>2</sup>, М. Ю. Пузанков<sup>3</sup>, Д. И. Головин<sup>4</sup>,  
В. А. Бобров<sup>2</sup>, С. В. Москалева<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Государственное геологическое предприятие "Камчатгеология", Петропавловск-Камчатский, 683016

<sup>2</sup>Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, Новосибирск, 630090

<sup>3</sup>Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

<sup>4</sup>Геологический институт РАН, Москва, 109017

<sup>5</sup>Институт вулканологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

Поступила в редакцию 22.02.2004 г.

В окрестностях Авачинской губы обнаружены два типа щелочных и субщелочных пород. К первому отнесены порфирировидные сиениты и трахиты горы Раковой, которые ранее считались верхнемеловыми. Они формируют субвулканические тела среди мезозойских отложений. Второй тип представлен плиоценовыми субщелочными андезитобазальтами и базальтами с мегаплагифирировой структурой, образующими дайки, штоки, покровы бухты Крашенинникова и мыса Казак. Сиениты и трахиты, несмотря на различный К-Аг возраст – 26 млн. лет у трахитов и 8 млн. лет у сиенитов, близки своим химизмом. К-Аг возраст субщелочных андезитобазальтов соответствует плиоцену (3.4–5.8 млн. лет). Охарактеризован петрографический состав вулканитов, приводятся результаты определений химического состава пород и минералов.

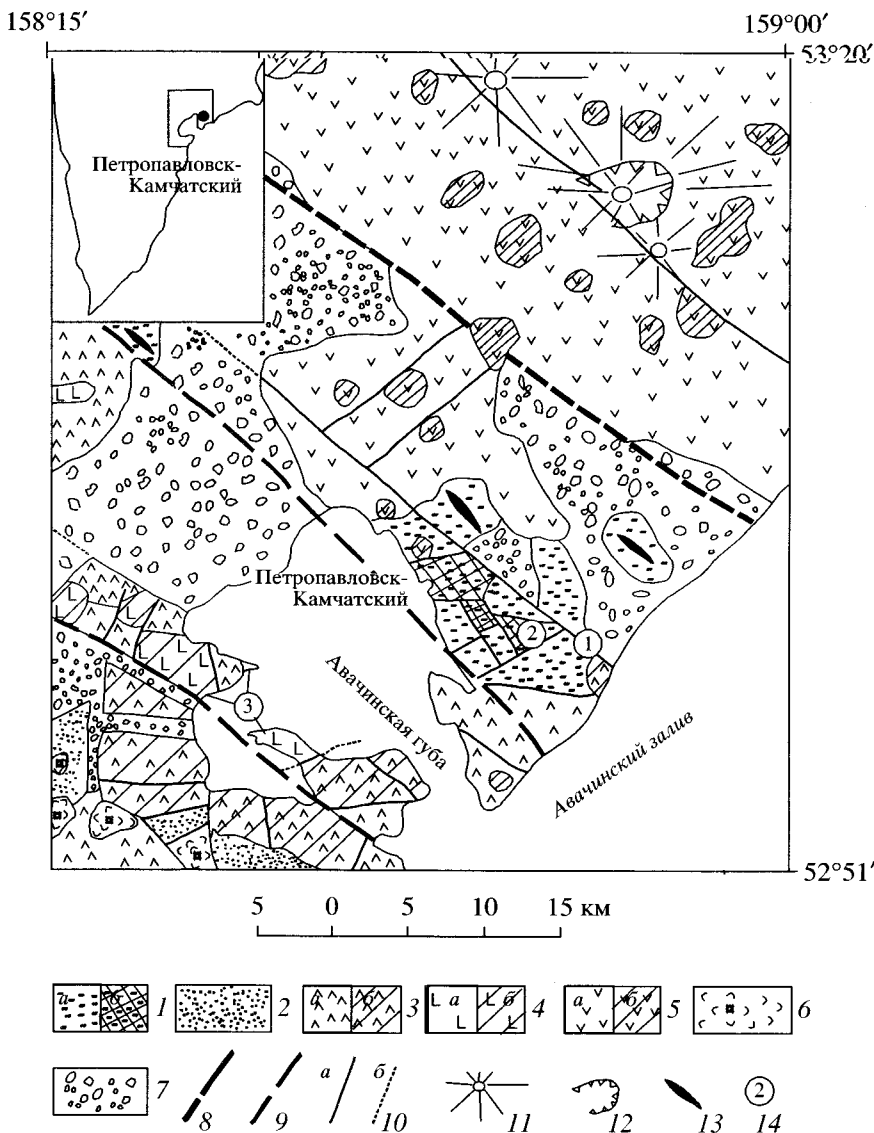
### ВВЕДЕНИЕ

Проявления щелочного и субщелочного магматизма связаны с внутренними (тыловыми) зонами островодужных систем, наиболее удаленными от их фронтальной части и глубоководного желоба [14]. Содержание щелочей, в основном калийных, в вулканических породах постоянно растет с углублением сейсмофокальной зоны, но эта связь не всегда проста. На юге Камчатского полуострова коэффициенты линейной корреляции между содержаниями  $K_2O$  в лавах плиоцен-четвертичных вулканов и их расстоянием до фокальной зоны, поверхности М и глубоководного желоба колеблется от 0.6 до 0.78. С верхними границами раздела земной коры корреляции практически нет [8, 21]. Для Курило-Камчатской дуги, в целом, показатели связанности между концентрацией калия в расчетном андезитобазальте с содержанием кремнезема 55 мас.% и удаленностью магматических проявлений миоцен-четвертичного возраста от вулканического фронта, глубоководного желоба и генерализированной кромки континентального склона равны 0.61, 0.47 и 0.46, соответственно [16]. Снижение показателей обусловлено сосуществованием в пределах Камчатки разновозрастных субпараллельных вулканических зон и их возможной миграцией в течение кайнозойского времени, а также участием в строении островодужной системы разобценных ареалов магматических пород, сходных по петрохимическим свойствам с вулканитами, формиру-

ющимися во внутривулканических обстановках, т.е. не связанных с надсубдукционными процессами, а являющимися индикаторами обстановок растяжения континентальной окраины. Последние отмечены и в Анадырско-Корякском регионе [3, 5, 6, 13, 18].

Нарушения установленной общей закономерности пространственного распределения  $K_2O$  в пределах Восточной Камчатки выражены в появлении кайнозойских субщелочных и щелочных вулканических пород в окрестностях Авачинской губы и к северу от нее, вплоть до п-ва Камчатского мыса. Высказывалось мнение об их приуроченности к Малкинско-Петропавловской зоне поперечных северо-западных дислокаций, дренирующих магматический расплав с глубин свыше 80 км, т.е. из-под сейсмофокальной зоны [1], или связи с субширотными поперечными сбросо-сдвигами, представляющими собой окончания зон трансформных разломов, которые протягиваются из Тихоокеанской плиты в пределы Курило-Камчатской островной дуги. Последнее утверждение относится вообще ко всем проявлениям щелочного-субщелочного магматизма Камчатки [2].

**Структура области сопряжения Восточно-Камчатского вулканического пояса и Малкинско-Петропавловской горстово-глыбовой зоны.** Геологосъемочные работы и специализированные петрогеохимические изыскания последних двух десятилетий XX в. выявили в окрестностях



**Рис. 1.** Геолого-структурная схема окрестностей Авачинской губы. 1 – позднемиоценовые образования (а – вулканогенно-осадочные отложения, б – субвулканические тела долеритов); 2 – палеоген-миоценовые вулканогенно-осадочные отложения; 3 – миоценовая андезитовая формация (а – эффузивно-пирокластические образования, б – субвулканические тела разного состава (от андезитов до базальтов, от диорит-порфиритов до долеритов, а также тела порфиroidных сиенитов и щелочных трахитов); 4 – плиоценовая андезито-базальтовая формация: (а – покровы базальтов и андезитобазальтов, б – субвулканические тела андезитов, в том числе и субщелочных); 5 – неоплейстоцен-голоценовая андезито-базальтовая формация: (а – эффузивно-пирокластические образования, б – субвулканические тела андезитов, дацитов); 6 – голоценовая базальтовая формация; 7 – четвертичные рыхлые ледниковые и флювиальные отложения; 8–10 – тектонические нарушения (8 – разделяющие неоструктуры первого порядка, 9 – региональные разломы, 10 – прочие нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые); 11 – вершины и склоны стратовулканов; 12 – уступ соммы вулкана Авачинский; 13 – основные простирания складчатых структур; 14 – цифры в кружках – места находок щелочных и субщелочных пород: 1 – сиениты р. Халактырка, 2 – щелочные трахиты, 3 – субщелочные андезиты, андезитобазальты п-ва Крашенинникова, мыса Казак.

Авачинской губы в непосредственной близости от глубоководного желоба различные кайнозойские проявления субщелочного и щелочного магматизма. Обнаружение щелочных пород позволяет по-новому подойти к некоторым аспектам геологического строения и структуры этого участка полуострова.

Указанная на схеме (рис. 1) территория охватывает площадь около 2000 км<sup>2</sup>. В структурно-геологическом отношении она имеет трехъярусное строение [7]. Нижний ярус представлен сложно дислоцированными верхнемеловыми(?) вулканогенно-осадочными отложениями никольской толщи (туфами, туффитами, кремнистыми породами,

алевролитами), а также субвулканическими телами долеритов, базальтов. Породы яруса смяты в складки северо-западного простирания, согласные простиранию общей структуры.

Второй структурный ярус сложен образованиями палеогена и миоцена. Вулканогенно-осадочные отложения васильевской (эоцен), пресновской (эоцен), жировской (олигоцен), мутновской (олигоцен и миоцен), асачинской (миоцен) толщ вскрыты скважинами, пробуренными у южного подножия Авачинско-Корякского вулканического звена. Суммарная мощность вскрытых палеоген-неогеновых отложений достигает здесь 1.5 км. Кроме того, в строении этого структурного яруса принимают участие вулканические комплексы миоценовой андезитовой формации: покровы и субвулканические тела известково-щелочных андезитов, андези-базальтов, базальтов, диоритовых порфиритов. Их К-Аг возраст находится в пределах 12–16 млн. лет [7, 22], что не противоречит палеонтологическому возрасту покровных фаций вулканических комплексов.

Верхний структурный ярус представлен вулканическими комплексами плиоценовой андезитобазальтовой формации, четвертичной андезитобазальтовой формации (стратовулканов), голоценовой базальтовой формации (ареального вулканизма) и чехлом рыхлых ледниковых, флювиальных отложений. К плиоценовой андезитобазальтовой формации относятся крашенинниковский комплекс, лавы и субвулканические тела которого отмечены на южных берегах Авачинской губы. Более молодые вулканические комплексы формируют стратовулканы Авачинско-Корякского звена и шлаковые конусы ареального вулканизма. Описываемые далее тела субщелочных и щелочных пород относятся ко второму и третьему ярусам.

Неоструктуры имеют в основном северо-западные простирания. Крупное региональное нарушение, протягивающееся вдоль южного подножия стратовулканов, разделяет две неоструктуры первого порядка: Восточный Камчатский вулканический пояс и Малкинско-Петропавловскую горстово-глыбовую зону. Авачинская губа обрамляется разломами северо-западного и северо-восточного простираний. Блоки дочетвертичных пород интенсивно разбиты тектоническими нарушениями различных направлений, что свидетельствует о существовании внутри северо-западных структур горстово-глыбовой зоны напряжений самой разнообразной направленности, в том числе связанных с растяжением земной коры. По крайней мере, рисунок системы тектонических трещин среди дочетвертичных образований свидетельствует о существовании здесь зоны повышенной проницаемости, в которой, наряду с расплавами нормальной щелочности, периодически из глубин поступали субщелочные и щелочные магматические

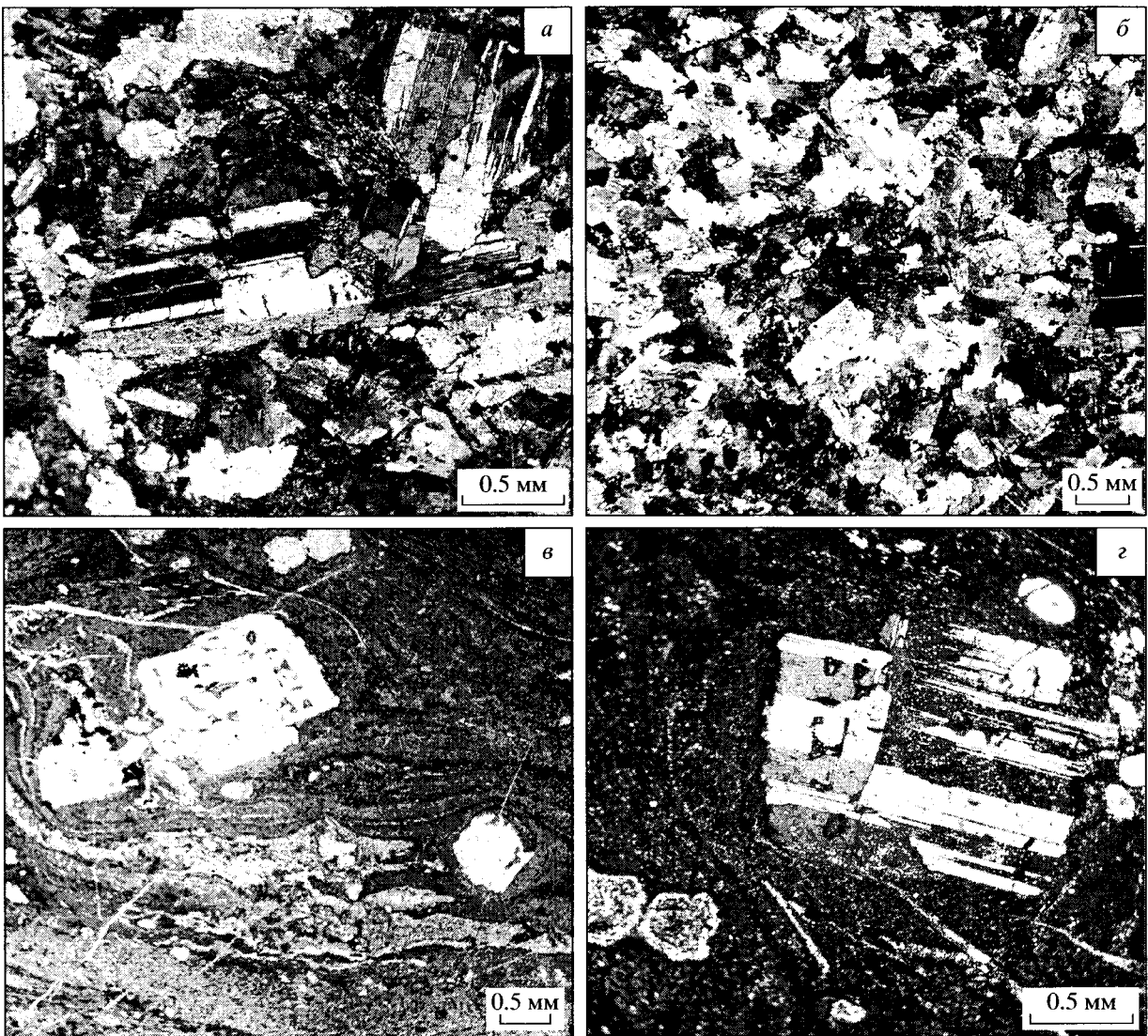
расплавы, образовавшие субвулканические тела и лавовые покровы.

**Аналитические методы.** Петрогеохимические характеристики рассматриваемых вулканических комплексов основаны на изучении представительных проб в Аналитическом центре ОИГГиМ СО РАН с применением рентгено-флюоресцентного (породообразующие окислы), рентгено-флюоресцентного синхротронного (Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Th, Ti, Ni, Cu, Zn), инструментального нейтронно-активационного (Cs, Ba, Sc, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Yb, Lu, Th, Hf, Ta, Cr, Co.), атомно-абсорбционного (Cs, Rb, Sr, Ba, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn), гамма-спектрометрического (U, Th, K) методов (аналитики: А.Д. Киреев, В.А. Бобров, Л.Д. Иванова, О.Г. Галкова, А.С. Степин). Абсолютный возраст пород определялся К-Аг методом в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГИН РАН Д.И. Головиным. Данные о составе минеральных фаз в породах получены в ИВ ДВО РАН на микроанализаторе "Camebax". Особенности применяемых методов изложены в публикациях соответствующих лабораторий [4, 5, 22].

**Характеристика вещественного состава субщелочных и щелочных пород района Авачинской губы.** Наиболее ранними из рассматриваемых щелочных образований являются тела трахитов и сиенитов, ассоциирующие со субщелочными долеритами. Трахиты по результатам геологосъемочных работ, проведенных в 1980 г., были отнесены к щелочным туфам верхней толщи докайнозойской валагинской серии, а долериты – к верхнемеловым субвулканическим телам. По нашим данным, трахиты образуют небольшое субвулканическое тело на гребне горы Раковой к западу от ее вершины (высота 514 м). Предполагается, что они прорывают вулканогенно-кремнистые породы верхнемеловой(?) никольской толщи и предшествующие долериты ранней фазы внедрения.

В теле трахитов среди массивных розоватых мелкопорфировых пород и участками вдоль тектонических трещин отмечаются брекчии. Кроме того, значительную часть тела слагают кластические образования с однородным трахитовым составом обломков. Они образуют дайкообразные скальные выходы (известная в г. Петропавловск-Камчатский скала "Зуб") и, возможно, являются автоэксплозивной фацией трахитов. Протяженность выходов трахитов вдоль гребня около 800 м, высота выходов – несколько десятков метров. На интрузивную природу тела указывает его дайковая внутренняя структура ("дайка к дайке") и наличие многочисленных мелких ксенолитов в различной степени переработанных пород основного состава – базальтов, долеритов, а также меловых сланцев.

В трахитах хорошо выражена первичная флюидальная микротекстура породы (рис. 2). Нередко



**Рис. 2.** Микрофотографии шлифов щелочных пород горы Раковой. *а–б* – сиенит (шлиф 1074–1; николи скрещены): *а* – порфировидная структура сиенита (во вкрапленниках – плагиоклаз и клинопироксен), *б* – гранофириковая структура основной массы (калиевый полевой шпат, кварц) сиенита; *в–г* – трахит (шлиф Рак–1, *в* – анализатор выключен, *г* – николи скрещены); флюидальная микротекстура трахита, порфировые выделения плагиоклаза и пироксена, основная масса растеклована.

полосы-слои гофрированы, смяты в мелкие складочки. В ядрах складочек видны реликты переработанных микросенолитов. Структура основной массы трахитов – аповитрофириковая. В крипто-микро-аллотриоморфнозернистом щелочнополевошпатовом агрегате, в котором преобладает калиевый полевой шпат ( $Or_{94,1-97,7}Ab_{0,5-1,8}An_{0,9-5,4}$ ), рассеяны мелкие и пылевидные выделения рудного минерала и редкие кристаллики апатита. Собственно вкрапленники представлены мелкими редкими идиоморфными субфеннокристаллами кислого плагиоклаза и моноклинного пироксена. Это – салиты, салит-авгиты ( $Wo_{43,9-45,9}En_{42,6-43,7}Fs_{11,0-12,9}$ ). Коэффициент магнезиальности пироксенов изменяется в пределах:  $K_{Mg} = 76.9-79.6$ . Присутст-

вие более крупных, частично резорбированных кристаллов средне-основного плагиоклаза, иногда в сростаниях с клинопироксеном, по-видимому, обусловлено фрагментацией микровключений. Отмечены единичные гипидиоморфнозернистые микровключения, корродированные основной массой трахита, существенно калиевошпатовой. В таких микровключениях наблюдается своеобразная апомонцитонитовая структура.

По химическому и минералогическому составу трахиты являются почти полными аналогами сиенитов (табл. 1–3). Сиениты обнаружены у северного подножия горы Раковой, где они обнажаются в береговом обрыве р. Халактырки среди кремнистых пород позднемеловой(?) никольской

**Таблица 1.** Химический состав кайнозойских субщелочных и щелочных магматических пород из окрестностей Авачинской бухты

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	60.8	60.1	48.4	66.6	60.1	59.0	55.9	61.08	59.21
TiO <sub>2</sub>	0.80	0.84	1.13	0.69	0.80	0.85	1.17	0.83	0.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.8	17.0	16.1	14.0	16.4	16.5	17.4	17.32	16.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.80	4.32	8.13	3.31	4.50	4.93	7.41	5.91	6.13
MnO	0.09	0.07	0.14	0.06	0.11	0.08	0.09	0.13	0.15
MgO	2.86	2.24	6.80	1.30	2.05	2.28	3.40	1.68	2.55
CaO	1.78	2.31	11.3	2.20	2.03	2.34	7.20	3.71	4.74
Na <sub>2</sub> O	3.27	3.47	2.73	2.58	3.33	4.46	3.66	5.02	3.97
K <sub>2</sub> O	6.86	6.51	1.51	7.31	7.67	6.67	2.40	3.7	4.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.22	0.22	0.20	0.24	0.26	0.28	0.27	0.37
П.п.п.	1.66	1.36	2.81	0.87	1.25	1.45	0.84	0.66	1.31
Сумма	99.94	98.44	99.27	99.12	98.48	98.32	99.75	100.31	99.78
Cs	1.0	0.9	0.3	1.7	2.1	2.2		1.43	1.83
Rb	156	146	21	207	153	127	43	51.3	83.59
Ba	1491	1503	134	1622	1700	1406	724	671.4	1185.6
Th	13.5	12.8	0.84	10.4	12.2	11.9	4.4	6.08	4.64
U	4.6	4.4	0.42	3.5	4.5	4.3	2.2	2.47	2.96
K	57200	54250	12508	60940	63917	51424	20000	30714	33785
Ta	0.30	0.30	0.15	0.27	0.26	0.29	0.38	1.95	0.45
Nb	8.0	6.1	2.1	5.1	4.8	6.3	2.8	27.66	5.45
La	23	25.7	9.8	21.5	25	26	14.4	30.31	20.99
Ce	42	50	21	38	43	42	32	52.64	45.44
Sr	250	224	194	168	140	242	567	410.5	465.29
P	981	981	946	868	1038	1121	1207	1178	1615
Nd	18	21	13	17	20	17	20.7	24.79	27.49
Zr	165	176	89	169	140	193	179	408.7	245.8
Hf	4.0	3.3	2.6	3.0	2.8	3.2	4.75	8.16	6.24
Sm	3.2	3.9	3.47	3.0	3.4	3.4	5.37	5.51	6.73
Eu	0.85	0.90	1.10	0.70	0.77	0.95	1.42	1.43	1.76
Gd	3.1	3.8	3.6	2.8	2.9	2.7	4.6	5.06	5.97
Tb	0.5	0.5	0.6	0.43	0.45	0.42	0.75	0.8	0.91
Ti	4800	5016	6780	4146	4782	5100	7020	4976	5155
Y	18	16.2	18.5	19.7	15	19	25.6	26.63	28.03
Yb	1.51	1.75	1.85	1.6	1.5	1.6	2.62	2.76	2.77
Lu	0.22	0.24	0.25	0.22	0.22	0.24	0.34	0.42	0.4
Sc	11	8.2	32	7.3	8.7	10.2	22.5	11.83	18.85
V	131	125	216	109	112	143	188	75.8	148.73
Co	11	14	32	9	13	13.6	17.9	9.76	13.45
Cr	104	56	150	94	105	112	38	33.2	57.65
Ni	44	37	80	45	44	50	16	7.4	26.43
Cu	157	76	137	32	176	164			
Zn	46	25	68	20	92	30			
n	1	1	1	1	1	1	2	10	17

Примечание. 1 – 1074–1, тело сиенитов; 2 – 1074А, то же, повторный отбор; 3 – 4005, долериты, г. Раковая; 4–6 – трахиты, г. Раковая (4 – Р-1; 5 – Р-2; 6 – Р-3); 7-Бал-1, субщелочные андезитобазальты, южное побережье Авачинской бухты, к ЮВ от мыса Казак); 8–9 – средние по [6] (8 – плитный комплекс; 9 – шошонит-латитовый комплекс).

**Таблица 2.** Химический состав минералов (мас. %) из сиенитов подножия горы Раковой (р. Халактырка)

Окислы	Сиенит													
	Клинопироксен						Калиевый полевой шпат				Альбит	Сфен	Магнетит	
	1 <sup>ц</sup>	2 <sup>к</sup>	3 <sup>ц</sup>	4 <sup>ц</sup>	5 <sup>к</sup>	6 <sup>в</sup>	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	52.99	51.50	52.19	51.87	52.15	51.60	65.86	64.64	63.72	64.15	66.51	31.41	0.55	0.50
TiO <sub>2</sub>	0.33	0.89	0.79	0.74	0.73	0.79	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	30.97	1.59	11.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.61	2.57	2.45	2.37	2.32	2.54	18.50	19.24	18.47	18.80	19.78	5.04	0.00	4.05
FeO	5.12	7.72	7.19	7.39	7.55	7.43	0.21	0.01	0.12	0.20	0.10	3.05	93.17	71.09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.07
MgO	16.18	14.06	14.88	14.55	14.61	14.55	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.06	0.00	4.33
CaO	22.59	22.13	21.94	21.91	21.78	21.92	0.00	0.00	0.01	0.00	0.34	28.69	0.53	0.96
Na <sub>2</sub> O	0.22	0.29	0.35	0.64	0.54	0.44	0.03	0.05	0.31	0.17	10.96	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	16.09	15.73	17.47	17.70	0.17	0.10	0.10	0.04
MnO	0.00	0.05	0.10	0.08	0.08	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33
Сумма	100.63	99.24	99.92	99.57	99.78	99.38	100.69	99.68	100.12	101.02	97.87	99.33	95.93	94.38
n	1	1	1	1	1	15	1	1	1	1	1	1	1	1

Примечание. 1–6 – вкрапленники, клинопироксены: 1–2 – крупный вкрапленник (1 – ядро, диопсид, 2 – краевая зона, салит); 3–6 – салиты: 3–5 – отдельные вкрапленники, 6 – среднее по 15 вкрапленникам; 7–13 – зерна в основной массе: 7–10 – калиевый полевой шпат; 11 – альбит; 12 – сфен; 13 – магнетит; 14 – хромсодержащий титано-магнетит, пойкилитовое включение в крупном вкрапленнике клинопироксена; в – вкрапленник, ц – центр, к – край вкрапленника, n – количество определений. Анализы выполнены на микроанализаторе “Самбах” в ИВ ДВО РАН.

**Таблица 3.** Химический состав минералов (мас. %) и основной массы трахитов горы Раковой

Окислы	Трахит									
	Клинопироксен					Калиевый полевой шпат		Альбит	Магнетит	Основная масса
	1 <sup>ц</sup>	2 <sup>к</sup>	3 <sup>ц</sup>	4 <sup>к</sup>	5 <sup>ц</sup>	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	51.48	51.91	51.20	51.49	50.63	65.45	63.24	67.45	0.00	60.09
TiO <sub>2</sub>	0.68	0.76	0.81	0.73	0.74	0.01	0.013	0.00	8.00	0.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.89	2.28	2.30	2.25	2.36	19.71	17.49	20.20	1.89	17.64
FeO	6.73	7.33	7.44	7.55	8.06	0.24	0.69	0.14	79.74	2.59
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.38	0.00
MgO	14.74	14.70	15.07	14.85	15.08	0.01	0.22	0.00	0.00	0.96
CaO	21.81	21.42	21.75	21.49	21.37	0.15	1.00	0.49	0.04	1.82
Na <sub>2</sub> O	0.44	0.49	0.48	0.33	0.33	0.14	0.05	10.38	0.00	2.20
K <sub>2</sub> O	0.02	0.02	0.02	0.05	0.03	14.51	14.60	0.08	0.11	12.07
MnO	0.09	0.08	0.10	0.09	0.12	0.00	0.00	0.00	0.29	0.00
Сумма	99.00	98.99	99.17	98.83	98.72	100.22	97.32	98.74	94.98	98.23
n	1	1	1	1	1	1	1	1	3	4

Примечание. 1–5 – вкрапленники, салит-авгит (1, 3, 5 – ядра, 2, 4 – краевые зоны); 6–9 – мелкие зерна в основной массе (6–7 – калиевый полевой шпат; 8 – альбит; 9 – хромсодержащий титано-магнетит, среднее, Zn – 0.53); 10 – валовый состав основной массы, среднее.

толщи. Протяженность выхода около 100 м, высота 30–50 м. Породы местами катаклазированы. Обычно сиениты обладают порфирированной структурой (рис. 2), равномернoзернистые разности ред-

ки. Вкрапленники (около 15% объема породы) представлены олигоклазом-андезином и клинопироксеном. Клинопироксеновые вкрапленники представлены диопсидом и салитами. При этом

**Таблица 4.** Результаты К–Аг датирования щелочных пород

№№ п/п	№№ проб	К, %	Содержание радиогенного $^{40}\text{Ar}$ , мм <sup>3</sup> /г	Возраст млн. лет	Погрешность возраста, ± млн. лет
1	РАК-1	6.59	0.007030	26.0	0.2
2	1074-1	6.89	0.00236	8.31	0.07
3	158-1	2.31	0.000708	5.75	0.5

Примечание. 1 – трахит, гора Раковая; 2 – порфиroidный сиенит, р. Халактырка; 3 – субщелочной андезитобазальт, мыс Казак. Содержание радиогенного аргона определялось методом изотопного разбавления на масс-спектрометрическом комплексе МИ1201ИГ, сконструированном в ПО “Электрон” (г. Сумы, Украина) специально для изотопных анализов благородных газов. Отношения  $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$  и  $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$  равны соответственно 0.00108 и 0.00091. При работе с образцами горных пород (навеска менее 0.2 г) доля воздушного аргона не превышала 15%. Погрешность определения содержания радиогенного аргона оценивалась по воспроизводимости повторных анализов проб и стандартных образцов. Для вычисления возраста использовались константы:  $\lambda_e = 0.581 \times 10^{10} \text{ г}^{-1}$ ,  $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{10} \text{ г}^{-1}$ ,  $^{40}\text{K}/\text{K} = 0.0001167$ . Содержание калия определялось методом пламенной фотометрии с погрешностью < 1.5%.

диопсид встречен только в ядре одного из относительно крупных вкрапленников в порфиroidных сиенитах – это хромсодержащий пироксен:  $\text{Wo}_{46.0}\text{En}_{45.9}\text{Fs}_{8.1}$ ;  $\text{K}_{\text{Mg}} = 84.9$ , в котором краевая зона сложена салитом (табл. 3). Подобная парная ассоциация диопсида и салита ранее уже отмечалась в некоторых камчатских щелочных породах [19]. Преобладают салиты, имеющие следующие составы:  $\text{Wo}_{45.1-46.4}\text{En}_{41.0-43.7}\text{Fs}_{10.4-12.5}$ . Изменения магнезиальности пироксенов в конкретных салитовых вкрапленниках в совокупности невелики:  $\text{K}_{\text{Mg}} = 76.1-80.7$ . В целом составы клинопироксенов сиенитов и трахитов горы Раковой соответствуют составам пироксенов камчатских щелочных пород [9, 19]. В микрогипидиоморфной основной массе резко преобладают калишпат ( $\text{Or}_{95.3-99.7}\text{Ab}_{0.3-4.7}\text{An}_{0.0-0.2}$ ), калишпат-пертит; в небольшом количестве (до 5%) присутствуют кварц и биотит. Характерно повышенное содержание акцессорного апатита. Другие второстепенные минералы представлены сфеном, магнетитом и титано-магнетитом.

Сиениты и трахиты претерпели однотипные неравномерные постмагматические изменения. В зонах дробления они часто содержат тонкие эпидот-хлорит-альбит-кварцевые микропрожилки, секущие вкрапленники. Плагноклазы нередко альбитизированы, частично замещены пренитом, эпидотом и хлоритом; последние развиты также и по биотиту. Относительно слабо затронут изменениями клинопироксен. Пробы на изотопные исследования отбирались на удалении от зон дробления из минимально измененных пород, сохранивших первичные магматические структуры.

К–Аг определения сиенитов и трахитов (табл. 4.), проведенные в лаборатории ГИНа, показали возраст 8.3 млн. лет, соответствующий миоцену, и 26 млн. лет, относящийся к позднему олигоцену. Несогласованность миоценового возраста сиенитов и олигоценного – трахитов не дает возможности, несмотря на их пространственно-структурное единство и сходство петрохимических составов, достаточно уверенно отнести эти проявления щелочного магматизма к одному магматическому комплексу. Различие в анализах может свидетельствовать о растянутости во времени процессов формирования щелочных пород горы Раковой. При автотетасоматических изменениях, завершающих магматическое минералообразование, калий мог сохранять подвижность, а радиогенный Аг в процессе миграции опережать калий и накапливаться в верхних купольных частях субвулканических тел, создавая иллюзию относительно древнего возраста. Однако этому предположению противоречит отсутствие ярко выраженных наложенных макротетасоматических структур как в трахитах, так и сиенитах. Смещение К–Аг датировки в трахитах по сравнению с сиенитами также может быть связано с контаминацией расплавов изверженным материалом ранних фаз внедрения, о чем свидетельствуют многочисленные, в разной степени переработанные, микровключения, постоянно наблюдаемые в трахитах. Геохронологические исследования необходимо продолжить, а полученные результаты рассматривать как предварительные.

Наиболее молодые проявления субщелочного магматизма принадлежат плиоценовой андезитобазальтовой формации. Они установлены в крашенинниковском вулканическом комплексе [1]. Изучение этой площади показало, что большая часть своеобразных мегаплаггиофировых базальтов слагает субвулканические тела с К–Аг возрастом от 3.4 до 5.8 млн. лет [7, 22], что соответствует позднемиоцен-плиоценовому возрасту пород. Они формируют поле с четко выраженными линейными очертаниями, вытянутое в северо-западном направлении. Ширина поля 2–7 км, длина – до 20 км, площадь отдельных тел в плане колеблется от 1 до 10 км<sup>2</sup>. В структурном отношении крашенинниковский комплекс приурочен к крупной зоне тектонического нарушения северо-западного простирания, которое протягивается от бух. Безымянной на юго-востоке через залив Крашенинникова к оз. Дальнему и к р. Паратунка на северо-западе (рис. 1). Тела базальтов и андезитобазальтов прорывают покровные фации прибрежного вулканического комплекса, содержащие остатки фауны олигоцен-миоценового возраста [7].

Субщелочные вулканические образования имеют порфиroidную структуру. Вкрапленники составляют 45% объема пород и представлены в основном лабрадором (35%). Длина их кристаллов

достигает 15 мм. Среди остальных порфировых выделений заметную роль (около 10%) играют ромбический и моноклинный пироксены, встречается оливин, замещенный илдингситом. Структура основной массы гиалопилитовая. В ее составе выделяются микролиты плагиоклаза, авгита, гиперстена, магнетита, калишпата, кварца.

Петро-геохимические составы рассматриваемых пород приведены в табл. 1 и на рис. 3. К образованиям основного состава относятся субщелочные долериты горы Раковой. Для них характерно преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ , низкая магнезиальность (0.52%), умеренно низкая глиноземистость, умеренно низкая титанистость. Та-Nb и Th минимумы, калиевый максимум сближают долериты с островодужными образованиями, но остальные микроэлементы как HFSE, так и LILE находятся в равновесии, т.е. в породе отсутствует субдукционная добавка. Подобные породы субщелочного ряда за пределами Малкинско-Петропавловской зоны севернее Авачинской губы (хр. Валагинский, п-ов Кроноцкий) ассоциируют со щелочными K-Na базальтами, обогащенными  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Ta, Nb, REE. Предполагается, что субщелочные и щелочные базальты этого типа, возраст которых колеблется от олигоцена до эоплейстоцена, локализуются в виде полосы СВ простираются и связаны с обстановками растяжения континентальной окраины, предшествующими заложению Восточно-Камчатского вулканического пояса [4–6, 13].

Для сравнительной характеристики щелочных пород горы Раковой привлечены данные о составах щелочных и субщелочных вулканитов Камчатки в интервале кремнекислотности 55–65%, [6]. Среди них выделены породы островодужной шошонит-латитовой серии и внутриплитные или рифтовые образования, которые различаются, в основном, типом щелочности (табл. 1). Из микрокомпонентов в латитах по сравнению с рифтовыми вулканитами больше калия и связанных с ним элементов, но намного меньше Th, Zr, Hf, LREE. Отсутствие Ta-Nb минимума является характерным признаком внутриплитных магматических образований.

Трахииты и сиениты горы Раковой и р. Халактырка идентичны по петро-геохимическому составу и ближе к эффузивам шошонит-латитовой серии, причем количества LILE выше, а HFSE ниже эталонных. В обоих случаях при содержаниях  $\text{SiO}_2$  59.0–66.1% породы характеризуются преобладанием  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$  в 1.5–2.8 раза, умеренно низкой титанистостью (0.69–0.85%) и глиноземистостью (14.0–17.0%), резко выраженным Ta-Nb минимумом. Наряду с высоким содержанием K отмечаются повышенные концентрации U и Th, необычные для большинства вулканитов Камчатки, за исключением некоторых щелочных ба-

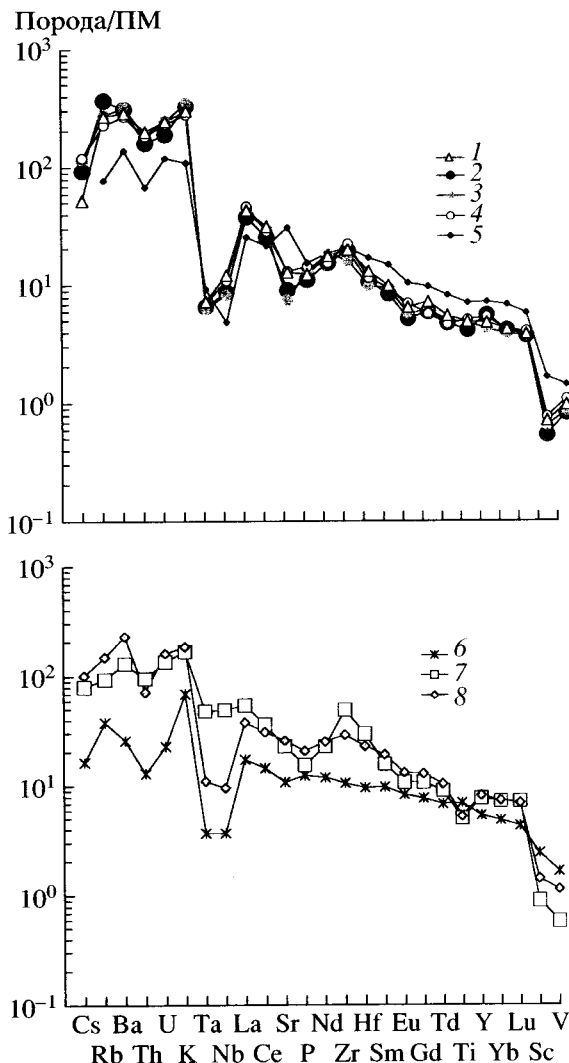


Рис. 3. Распределение микроэлементов в породах окрестностей Авачинской бухты (р. Халактырка, гора Раковая, мыс Казак). 1 – сиениты р. Халактырки (среднее из двух определений 1074-1, 1074A); 2–4 – трахииты г. Раковой (2 – P-1, 3 – P-2, 4 – P-3); 5 – субщелочные андезитобазальты, южное побережье Авачинской бухты, к ЮВ от мыса Казак (среднее из двух определений), Бал-1; 6 – долериты горы Раковая, 4005; 7–8 – средние по [6]: 7 – внутриплитный комплекс, 8 – шошонит-латитовый комплекс. Первичная мантия по [23].

зальтоидов на западе и востоке полуострова, и относительно низкие количества Sr по сравнению с Ba. В целом, распределение некогерентных элементов в трахиитах и сиенитах не обнаруживает резких отклонений от равновесного, за исключением дефицита Ta, Nb и, отчасти, Sr, что свидетельствует об отсутствии существенного привноса избыточных компонентов, связанных с флюидной добавкой.

Субщелочные андезитобазальты южного побережья Авачинской губы характеризуются по-



луторным преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ , умеренной глиноземистостью и титанистостью, Ta-Nb минимумом и слабо выраженным Sr максимумом. По распределению некогерентных элементов они еще ближе к средним шошонит-латитам и практически соответствуют образованиям со сбалансированным, за исключением Ta-Nb минимума, соотношением компонентов. Общий наклон графика на спайдер-диаграмме меньше по сравнению со щелочными породами. Он занимает промежуточное положение между ними и субщелочными долеритами горы Раковой.

**Обсуждение результатов и выводы.** Исследованиями последних десятилетий установлено, что в пределах Восточной Камчатки, наряду с широко распространенными островодужными известково-щелочными образованиями, в небольших объемах проявлены субщелочные и щелочные калий-натриевые базальты и габбро рифтогенного (внутриплитного) геохимического типа и гораздо более многочисленные проявления переходного типа. На полуострове Камчатского Мыса с ними ассоциируют натриевые трахиты и сиениты. К внутриплитным образованиям относятся щелочно-салические и щелочно-кислые вулканы – трахиты, сиениты, трахириолиты, комендиты, развитые в западной части Центрально-Камчатского пояса [3–6, 13, 17]. Предполагается, что источником формирования столь необычных для островных дуг магматических комплексов, нарушающих известную поперечную геохимическую зональность продуктов вулканизма, является вещество обогащенное плюма (EM-1) и в разной степени деплетированная верхняя мантия [4]. В островодужном процессе, в отличие от внутриплитного, мантийные выплавки меняют свой состав за счет флюидов, извлекающих гидромагматофильные компоненты из погружающейся океанической плиты [11]. Развитие этого процесса также приводит к появлению субщелочных и щелочных пород, относящихся к шошонит-латитовой серии и широко распространенных на всей территории Камчатки, преимущественно в тыловых областях вулканических зон, сложенных известково-щелочными образованиями [20]. На западе Камчатского полуострова известны многочисленные субвулканические проявления калиевых щелочных базальтоидов, происхождение которых до сих пор остается дискуссионным [10].

Для толеитовых и известково-щелочных островодужных образований Южной Камчатки и Восточно-Камчатского вулканического пояса характерна различная дифференцированность составов. На спайдер-диаграммах резко выражены Th и Ta-Nb минимумы и Ba, K, Zr максимумы. При переходе к высококалиевой и шошонит-латитовой сериям LILE растут существенно быстрее слабнекогерентных HFSE, графики веерообразно разворачиваются и их наклон увеличивается. Величины элементных аномалий уменьшаются

до полного их исчезновения, за исключением Ta-Nb минимума. Часто наблюдается несогласованность HFSE и LILE, когда островодужные породы скачкообразно обогащаются сильнекогерентными элементами, что и послужило основой наряду с дефицитом Ta и Nb для создания моделей надсубдукционного магматизма [3, 11, 20, 23].

Щелочные калий-натриевые базиты Восточной Камчатки характеризуются гавайским типом распределения микроэлементов [12]. Их отличает наклоненная направо форма графиков. Выположенная часть ряда располагается в области K, Ta, Nb, LREE или несколько шире, при несимметричном снижении в сторону HFSE и к Rb, в ряде случаев появляется выраженный Ba максимум и слабый Sr минимум [12, 13]. Щелочно-салические породы внутриплитного типа, развитые на западе Срединного Камчатского хребта, относятся к базальт-трахит-комендитовой серии [6]. От островодужных латитов их отличает, прежде всего, отсутствие Ta-Nb-минимума, Zr-Hf-максимум и несколько более низкие менее дифференцированные содержания LILE, см. рис. 3.

Калиевые щелочные породы Западной Камчатки по распределению некогерентных элементов, степени дифференциации (наклону графиков) и типичным элементным аномалиям подобны шошонит-латитам, но присущие последним признаки в щелочных базальтоидах более выражены. К ним относятся Zr-Hf-максимум и Ta-Nb-минимумы, в некоторых случаях – повышенные содержания RAE (в породах фундамента влк. Кетепана [6]). Остальные компоненты образуют согласованный наклоненный слева направо ряд, выположенный в левой части (Rb-K) [10, 12]. Перечисленные свойства вулканогенных пород отражены в многочисленных публикациях [3, 4, 6, 12, 13, 17, 19, 20].

Субщелочные и щелочные вулканогенные породы из окрестностей Авачинской губы по своим петро-геохимическим параметрам выделяются среди прочих образований аналогичного типа. Их структурное положение вблизи глубоководного желоба еще не нашло общепризнанного объяснения.

Субщелочные K-Na андезитобазальты на юге губы и долериты горы Раковой характеризуются высокой и умеренной глиноземистостью, умеренной титанистостью и другими признаками, позволяющими относить их к островодужным образованиям. Однако на спайдер-диаграммах только Th- и Ta-Nb-минимумы, а также (для долеритов) K-максимум подтверждают этот вывод. В целом, распределение компонентов согласованное. Невысокое, 3–4 – кратное превышение LILE (Rb-U) над HFSE (Yb, Lu) у долеритов и 10–15-кратное у крашенинниковских андезито-базальтов могут указывать на отсутствие субдукционной добавки. Подобно переходным базитовым комплексам Валагинского хребта [13], рассматриваемые вулка-

ниты произошли за счет мантийных источников с добавлением компоненты EM-1 [4].

Щелочно-салические субвулканические образования горы Раковой и р. Халактырки, относящиеся к калиевым сериям, идентичны по составу, несмотря на различия в K-Ag возрасте. Сравнение спайдер-диаграмм трахитов и сиенит-порфиров с распределениями LIL- и HFS-элементов в рассмотренных субщелочных и щелочных комплексах показывает близость пород из района Авачинской губы и калиевых щелочных базальтоидов Западной Камчатки. К общим характеристикам относятся высокая дифференцированность, а именно 50–100-кратное превышение близких друг к другу относительных содержаний Rb-U над Yb-Lu, согласованное распределение LILE и HFSE, Ta-Nb- и Sr-минимумы, Zr-Hf-максимум, иногда – повышенные концентрации RAE. Предполагается, что происхождение щелочных пород в районе Авачинской губы связано с внутрикамерной дифференциацией трахибазальтовых расплавов, вероятно, неостроводужного происхождения.

Итак, расположение проявлений щелочных вулканогенных пород в окрестностях Авачинской губы вблизи глубоководного желоба, вне геохимической зональности, присущей Курило-Камчатской островодужной системе, объяснимо с позиций признания плюмового источника щелочнобазальтовых и щелочносалических магм. Развитие северо-западных структур Малкинско-Петропавловской зоны способствовало проникновению в верхние структурные этажи глубинных расплавов, которые в результате внутрикамерной дифференциации образовали сложно построенные массивы трахитов и сиенитов. Вместе с тем, поперечные структуры послужили преградой, ограничивающей распространение к юго-западу ареала проявлений плюмового магматизма. Щелочные породы горы Раковой располагаются на северо-восточном крыле рифтовой структуры, входящей в систему северо-западных нарушений, а субщелочные андезитобазальты крашенинниковского комплекса приурочены к южной границе рифта.

Из щелочных комплексов Камчатского полуострова щелочно-салические субвулканические образования Авачинской губы по структурным особенностям и петро-геохимическому составу наиболее близки к западнокамчатским базальтоидам и сиенитам.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Балуев Э.Ю., Перепелов А.Б., Ананьев В.В., Тактаев В.Н.* Высококалиевые андезиты фронтальной части островной дуги (Камчатка) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 4. С. 977–981.
2. *Бахтеев М.К., Тихомирова С.Р., Свердлов В.С.* Геолого-структурная позиция позднемиоцен-плиоценового щелочного магматизма Восточной Камчатки // Отечественная геология. 1995. № 4. С. 37–44.
3. *Вольнец О.Н.* Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы: Дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 1993. 67с.
4. *Вольнец О.Н., Карпенко С.Ф., Кэй Р.У., Горринг М.* Изотопный состав поздненеогеновых K-Na щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм // Геохимия. 1997. № 10. С. 1005–1018.
5. *Вольнец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др.* Позднекайнозойские внутриплитные базальты Восточной Камчатки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 4. С. 955–959.
6. Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки / Под ред. Пузанкова Ю.М., Вольнеца О.Н., Селиверстова В.А. и др. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. 259 с.
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации, М-6 1:200000. Серия Южно-Камчатская. Листы N-57-XXI (Северные Коряки), N-57-XXVII (Петропавловск-Камчатский), N-57-XXXIII (сопка Мутновская) / Составитель В.С. Шеймович, редактор Б.А. Марковский. Объяснительная записка. М.: 2000. 302 с.
8. *Зубин М.И., Шеймович В.С.* О содержании K<sub>2</sub>O в вулканитах и связи с геоструктурными позициями Южной Камчатки // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. № 5. С. 1195–1198.
9. *Колосков А.В., Флёров Г.Б., Голубев В.Н.* Изотопный состав Sr и Nd клинопироксенов из позднемиоценовых-палеогеновых щелочных магматических пород Центральной Камчатки (первые данные) // Докл. РАН. 2001. Т. 380. № 1. С. 85–88.
10. *Перепелов А.Б., Вольнец О.Н., Аношин Г.Н. и др.* Калиевый щелочной базальтоидный вулканизм Западной Камчатки: геолого-геохимический обзор // Щелочной магматизм и проблема мантийных источников. Матер. Междунар. семинара. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2001. С. 57–77.
11. *Пополитов Э.И., Вольнец О.Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 185 с.
12. *Пузанков Ю.М.* Геохимические особенности проявлений кайнозойского базитового магматизма над “горячими точками” // Геохимия. 1999. № 9. С. 941–949.
13. *Пузанков Ю.М.* Геодинамическая природа мезокайнозойских вулканических комплексов Валагинского хребта Камчатки (эволюция от срединного к внутриплитному и островодужному магматизму или аккреция экзотических блоков?) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 6. С. 538–542.
14. Структурная геология и тектоника плит: Т. 2 / Под ред. К. Сейферта. М.: Мир, 1991. 376 с.
15. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
16. Температура, криолитозона и радиогенная теплогенерация в земной коре Северной Азии / Под ред.

- Дучкова А.Д., Ладынина А.В., Пузанкова Ю.М. Новосибирск, 1994. 141 с.
17. Тихомирова С.Р., Бахтеев М.К., Морозов О.А. Натровая щелочно-габброидная формация Восточной Камчатки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 4. С. 99–108.
  18. Федоров П.И., Филатова Н.И. Геохимия и петрология позднемеловых-кайнозойских базальтов зон растяжения на континентальной окраине Северо-Восточной Азии // Геохимия. 1999. № 2. С. 115–132.
  19. Флеров Г.Б., Селиверстов В.А. Минералогия и петрология позднемеловых-палеогеновых калиевых вулканитов Центральной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С. 3–21.
  20. Цветков А.А., Вольнец О.Н., Бейли Дж. Шошониты Курило-Камчатской островной дуги // Петрология. 1993. Т. 1. № 2. С. 123–151.
  21. Шеймович В.С., Зубин М.И. Структура земной коры и петрохимия позднекайнозойских вулканов юга Камчатки // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 4. С. 934–937.
  22. Шеймович В.С., Карпенко М.И. К-Аг возраст вулканизма на Южной Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1996. № 2. С. 86–90.
  23. Holm H.E. The geochemical fingerprints of different Tectonomagmatic environments using hydromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites // J. Chem. Geol. 1985. V. 51. № 3–4. P. 303–323.

## Manifestations of Alkaline Magmatism in the Avacha Bay Area

V. S. Sheimovich<sup>1</sup>, Yu. M. Puzankov<sup>2</sup>, M. Yu. Puzankov<sup>3</sup>, D. I. Golovin<sup>4</sup>, V. A. Bobrov<sup>2</sup>, S. V. Moskaleva<sup>5</sup>

<sup>1</sup>State-owned Geologic Company "Kamchatgeologiya", Petropavlovsk-Kamchatskii, 683016, Russia

<sup>2</sup>United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, 630090, Russia

<sup>3</sup>Institute of Volcanic Geology and Geochemistry, Far East Division, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, Russia

<sup>4</sup>Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 109017

<sup>5</sup>Institute of Volcanology, Far East Division, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, Russia

Two types of alkalic and subalkalic rocks are found in the Avacha Bay area. The former includes subporphyritic syenite and trachyte in Rakovaya Mount which were previously considered to belong to Late Cretaceous time. They make up subvolcanic bodies in Mesozoic deposits. The latter type includes Pliocene subalkalic andesite basalts and basalts with megaplagiophyre texture which make up dikes, stocks and sheets in the Krasheninnikov Bay and on Cape Kazak. The syenites and trachytes have similar shemical compositions in spite of different K–Ar ages (26 myr for the trachytes and 8 myr for the syenites). The K–Ar age of the subalkalic andesite basalt corresponds to the Pliocene (3.4–5.8 myr). We characterize the petrographic composition of the volcanites and provide determinations of chemical composition for rocks and minerals.