

**ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЛОВОГО И  
КАЙНОЗОЙСКОГО ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА КАМЧАТКИ, ИСТОЧНИКИ  
РАСПЛАВОВ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ**

*А.В. Колосков*

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа 9, г. Петропавловск-Камчатский,  
683006, e-mail: kolosav@kscnet.ru*

Поступила в редакцию 4 апреля 2010 г.

Проведен сравнительный анализ геологического положения и особенностей вещественного состава меловых, эоценовых и миоцен-плиоценовых гранитоидов Камчатки. Представлены новые данные по петрохимическому, геохимическому и изотопному составу пород. Щелочные гранодиориты и граниты Срединного хребта Камчатки имеют обогащенный изотопный состав и характеризуются повышенными концентрациями Rb, Th, U и легких РЗЭ, по сравнению с их аналогами в восточной части региона. Наиболее масштабный коровый магматизм мелового времени проходил в обстановке интенсивных тектонических движений и метаморфизма. Несколько меньший по масштабам магматизм эоценового времени совмещал проявления коровых гранитоидных расплавов в пределах Срединного хребта Камчатки и мантийных, исходно базальтовых выделов, эволюционировавших до гранитных составов, на юго-востоке п-ова Камчатка и в Ганальском хребте. В это время происходит реанимация древней, а в отдельных местах возникновение новой континентальной коры. Малообъемный, сосредоточенный в пределах вулканических поясов, варьирующий по составу коро-мантийный миоцен-плиоценовый магматизм участвовал в образовании верхних горизонтов коры на уже сложившемся кристаллическом фундаменте.

**Ключевые слова:** петрохимия, геохимия, изотопия, гранитоиды, магматизм, мезозой–кайнозой, Камчатка.

**ВВЕДЕНИЕ**

Интрузивные образования мелового–кайнозойского возраста были выделены на Камчатке еще в 60–70-х годах во время геологических съемок (В.А. Ярмолук, А.Ф. Марченко, М.И. Горяев, М.М. Лебедев, В.Н. Бондаренко, С.Е. Априлков и др.) и немногих тематических работ [3, 5, 19, 23]. В этих работах особенности состава магматических пород рассматриваются в рамках формационного анализа – практически только на основе петрографических описаний и валового химического состава.

Геохимический и, тем более, изотопный состав гранитоидов остается еще мало изученным. Вопросы петрогенезиса и геодинамической обстановки проявления кайнозойского гранитоидного магматизма Камчатки только затронуты в некоторых публикациях и касаются в основном наиболее древних, мел-

палеогеновых образований Малкинского выступа Камчатки [17].

Сравнительное рассмотрение разновозрастных проявлений этого ряда пород имеет существенное значение в плане анализа процессов становления и эволюции континентальной коры Камчатки. Вопрос о том, является ли она новообразованной или древней, существовавшей уже в протерозойское время, является предметом оживленных дискуссий, имеющих, по крайней мере, уже полувековую историю [8].

В данной статье рассмотрены особенности структурного положения гранитоидов Камчатки, представлены и проанализированы новые данные по их возрастным датировкам (табл. 1), геохимическому (табл. 2) и изотопному (табл. 3, 4) составам. Сделаны выводы геодинамического плана и заключение, касающееся основных этапов формирования континентальной коры Камчатки.

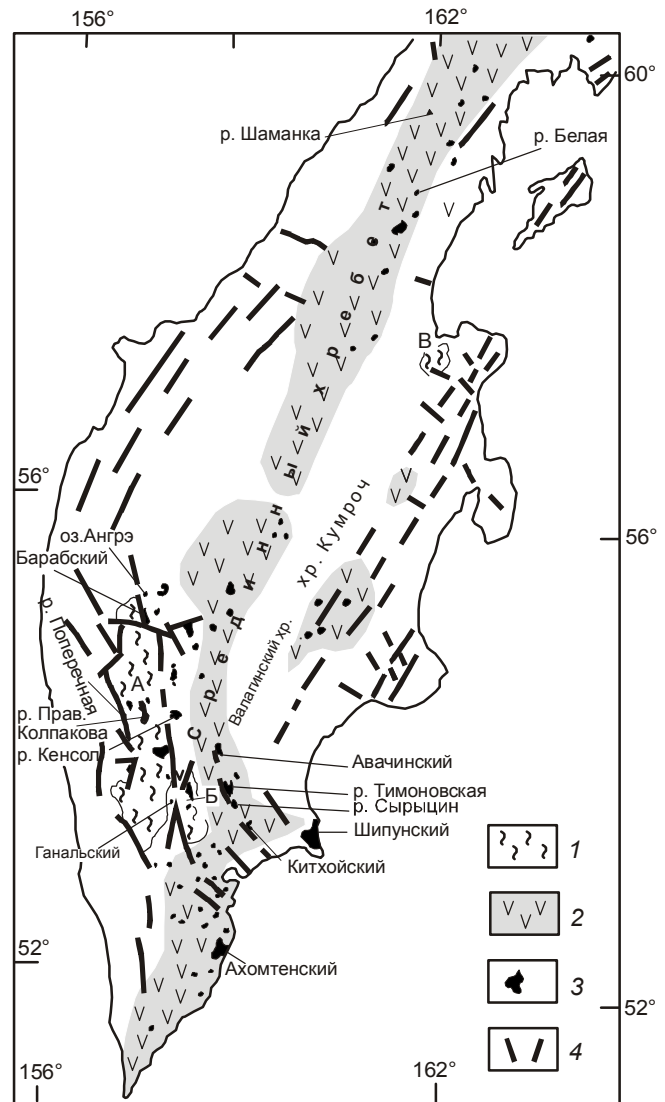
### ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В статье рассмотрены три этапа проявления гранитоидного магматизма: меловой, эоценовый и миоцен-плиоценовый.

**Меловые образования гранитоидов** широко развиты в пределах центральной части Срединного хр. Камчатки и на его склонах (долины рек Ичи, Крутогорова, Ср. Андриановки, Лев. Хейван, Прав. Колпакова). Отмечается их приуроченность к гнейсогранитным куполам. В работах [18, 23] эти проявления были объединены в составе формации габбро-плагиогранитов позднемелового–палеогенового возраста. По результатам геологических съемок [8], они выделяются в составе раннемелового крутогорского и позднемелового кольского комплексов. В последнее время, однако, U-Pb методом по цирконам во ВСЕГЕИ [8] получены принципиально новые данные о позднемеловом возрасте ( $80 \pm 5$ ;  $81 \pm 2.5$  млн лет) гранитоидов крутогорского массива – типowego для всего комплекса. Но, остается не ясным – следует ли выделять два или один этап мелового гранитоидного магматизма.

В настоящей статье образования этого магматизма подробно не рассматриваются, имеющийся материал приводится для сравнения. Представительный образец (табл. 2, № 424-2) характеризует один из гранитоидных массивов в верховьях р. Прав. Колпакова (рис. 1). По описанию М.В. Лучицкой, это биотитовый гнейсовидный гранит. Он характеризуется гипидиоморфнозернистой, участками пойкилитовой структурой и в различных пропорциях включает кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит. Из этого образца определен возраст  $80.2 \pm 0.9$  млн лет [17].

**Эоценовые массивы гранитоидов** проявлены в различных районах Камчатского региона (рис.1). В пределах Малкинского поднятия Срединного хребта к этой возрастной группе впервые отнесены [17] равномернозернистые граниты района рек Поперечной, Крутогорова, Прав. Колпакова и других. По данным М.В. Лучицкой с коллегами, равномернозернистые граниты прорывают метаморфические толщи колпаковской серии, крутогорские граниты, “автохтонные” комплексы хейванской свиты, зону надвига и “аллохтон” андриановской свиты [17]. В ходе геологических съемок в пределах Срединного хребта гранитоиды эоценового возраста не выделялись. Вместе с тем для пород последней фазы позднемелового кольского комплекса U-Pb методом по цирконам во ВСЕГЕИ [8] были получены датировки 48–49 млн лет. Образцы равномернозернистых гранитов (табл. 2, №№ 416/1, 437/4, 439/1) взяты из массивов, прорыва-



**Рис. 1.** Схема распространения позднемеловых–плиоценовых магматических образований на территории Камчатки.

1 – выходы пород метаморфического фундамента: А – Срединный массив, Б – Ганальский массив, В – Хавывенская возвышенность; 2 – проявления неогенового вулканизма; 3 – массивы и интрузивные тела гранитоидов; 4 – основные нарушения.

ющих метаморфические сланцы и гнейсы камчатской серии. По описанию М.В. Лучицкой, это – мусковитовые или двуслюдяные граниты, которые помимо кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата включают гранат, апатит, циркон и сфен. Граниты характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой. По данным [17], на основании U-Pb SHRIMP датирования цирконов принимается раннеэоценовое время (около 52 млн лет) внедрения этого типа гранитоидов.

Таблица 1. Результаты определения К-Аг возраста интрузивных пород Камчатки.

№ п.п.	№ образца	массив	Порода	Калий, % $\pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ (нг/г) $\pm \sigma$	Возраст, млн лет $\pm 2\sigma$
1	1002	Шипунский	гранодиорит	1.28 $\pm$ 0.02	3.997 $\pm$ 0.014	44.5 $\pm$ 1.4
2	1026	то же	диорит	1.44 $\pm$ 0.02	4.068 $\pm$ 0.016	40.3 $\pm$ 1.2
3	1783	р. Белая	гранит	2.73 $\pm$ 0.03	6.94 $\pm$ 0.02	36.3 $\pm$ 0.8
4	8682	Ахомгенский	диорит	2.69 $\pm$ 0.05	2.546 $\pm$ 0.014	13.6 $\pm$ 0.5
5	04	то же	гранит	2.57 $\pm$ 0.03	2.4 $\pm$ 0.2	13 $\pm$ 1.5
6	2003/2	р. Кенсол	гранодиорит	1.82 $\pm$ 0.02	1.600 $\pm$ 0.010	12.6 $\pm$ 0.3
7	8626	Ахомгенский	диорит	4.70 $\pm$ 0.05	3.952 $\pm$ 0.014	12.1 $\pm$ 0.3
8	3704	р. Кенсол	гранодиорит	1.89 $\pm$ 0.02	1.490 $\pm$ 0.007	11.3 $\pm$ 0.3
9	К-11	оз. Ангрэ	диорит	1.85 $\pm$ 0.04	1.391 $\pm$ 0.008	10.8 $\pm$ 0.5
10	8131/2	Ганальский	диорит	2.26 $\pm$ 0.05	1.347 $\pm$ 0.013	8.6 $\pm$ 0.4
11	К-116	Барабский	габбродиорит	1.02 $\pm$ 0.02	0.577 $\pm$ 0.008	8.1 $\pm$ 0.4
12	К-47	то же	диорит	1.80 $\pm$ 0.02	0.958 $\pm$ 0.008	7.7 $\pm$ 0.2
13	014273	Авачинский	гранодиорит	2 $\pm$ 0.02	0.8 $\pm$ 0.2	6 $\pm$ 2
14	6278/2	Тимоновский	диорит	1.71 $\pm$ 0.03	0.714 $\pm$ 0.008	6.0 $\pm$ 0.3
15	6231	Авачинский	диорит	2.11 $\pm$ 0.03	0.806 $\pm$ 0.012	5.5 $\pm$ 0.3
16	3237-66	р. Сырцын	диорит	2.12 $\pm$ 0.03	0.744 $\pm$ 0.010	5.0 $\pm$ 0.2
17	К-61	Барабский	гранодиорит	2.60 $\pm$ 0.03	0.826 $\pm$ 0.007	4.6 $\pm$ 0.2

Один из наиболее крупных интрузивных массивов эоценового возраста – Шипунский – располагается на одноименном мысу в пределах юго-восточной Камчатки (рис. 1). Ранее возраст массива считался олигоценным на основании его локализации в породах эоценовой кубовской свиты и наличия гальки габброидов и кварцевых диоритов в конгломератах тюшевской свиты позднеолигоцен-позднемиоценового возраста [8]. Полученные радиогенные датировки (табл.1) позволяют существенно уточнить время его формирования.

Массив занимает площадь около 130 км<sup>2</sup> и, по геофизическим данным, рассматривается как лакколитоподобное образование [16]. Он является двухфазовым. Породы первой фазы представлены роговообманково-пироксеновыми, двупироксеновыми, двупироксен-оливиновыми габбро и габбро-норитами, реже лейкогаббро. Вторая фаза массива – роговообманковые и биотит-амфиболовые кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты. Интрузивные проявления в верховьях р. Белой располагаются в поле развития кремнисто-терригенных пород, которые, вероятно, следует относить к веайтымльваямской толще палеоцен-эоценового возраста (рис. 1). Они представлены небольшими секущими телами амфиболовых и биотит-роговообманковых гранитов и гранодиоритов. Возраст одного из таких тел определен К-Аг методом как 36.3 $\pm$ 0.8 млн лет (табл.1).

К эоценовому этапу относится и крупный массив в верховьях р. Шаманки (рис. 1). Он прорывает деформированные в изоклинальные складки толщи

терригенной лесновской и кремнисто-вулканогенной ирунейской серий верхнего мела, а также зону так называемого “лесновского надвига” [26]. Форма массива приближается к лакколиту. Центральная часть массива сложена средне- и крупнозернистыми амфибол-биотитовыми гранитами, постепенно сменяющимися к периферии гранодиоритами и амфиболовыми диоритами, иногда с клинопироксеном и биотитом. На контактах с вмещающими породами отмечаются широкие зоны ороговикования. Возраст массива определен [21] несколькими методами – 45.3 $\pm$ 1 млн лет (U/Pb), 44.4 $\pm$ 0.1 млн лет (Rb/Sr) и 47 $\pm$ 1.3 (K/Ar, биотит), 44 $\pm$ 2.5 (K/Ar, роговая обманка).

**Миоцен-плиоценовые интрузивные образования.** Магматические тела этого возраста наиболее широко распространены на Камчатке и юге Корякии. Небольшие тела преимущественно диорит-гранодиоритового состава почти непрерывной полосой тянутся от юго-западной части Корякского нагорья через Камчатку на юг до Большой Курильской Гряды и пространственно ассоциируют с двумя миоцен-плиоценовыми существенно андезитовыми вулканическими поясами: Центральным и Юго-Восточным. Пояса эти кулисообразно сочленяются в пределах Авачинско-Китхойской зоны (рис. 1). Преобладание в составе магматических комплексов тех или иных разновидностей пород напрямую определяется размерами массива, глубиной его становления и степенью эродированности.

В Центральной Камчатке наиболее известны: Кирганикский массив с площадью выхода около 50

Таблица 2. Представительные анализы интрузивных пород Камчатки.

Комп-лекс	мело-вой	раннеэоценовый			эоценовый					
		р. Прав. Колпакова	р. Поперечная			р. Белая			Шипунский	
№ обр.	424/2	416/1	437/4	439/1	1778/1	1783	1786	1014	1053	1096
№ пп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub> (%)	67.73	68.62	73.95	74.51	67.04	72.37	73	48.9	49.76	52.51
TiO <sub>2</sub>	0.74	0.49	0.02	0.1	0.44	0.34	0.3	0.28	0.81	0.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.7	15.62	15.32	14.69	16.13	14.52	13.32	20.67	17.68	20.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.86	4.34	1.14	2.27	0.94	2.8	0.46	7.56	12.61	6.82
FeO					2.53		1.58			
MnO	0.07	0.06	0.08	0.04	0.12	0.11	нет	0.14	0.21	0.11
MgO	1.24	1.31	0.17	0.44	1.28	1.24	0.99	7.14	5.09	6.98
CaO	3.32	2.83	0.35	1.01	5.04	2.01	1.68	13.36	11.12	10.4
Na <sub>2</sub> O	3.85	4.07	4.19	4.37	3.8	3.56	3.8	1.64	2.43	1.22
K <sub>2</sub> O	2.27	2.48	4.69	2.52	2.08	3.38	3.76	0.28	0.2	0.75
H <sub>2</sub> O-					0.5		0.28			
H <sub>2</sub> O+					0.61		0.77			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.18	0.09	0.04	0.12	0	0.02	0.02	0.1	
сумма	100	100	100	99.99	100.19	99.99	99.7	99.99	100.01	99.99
Rb (ppm)	88.37	110.09	61.69	60.56	71.50	115.15	106.89	3.11	1.92	11.49
Sr	196.33	271.07	35.33	160.95	243.74	175.56	172.35	255.62	355.36	412.50
Y	44.58	12.34	20.71	27.18	22.74	25.42	25.78	5.53	9.66	9.93
Zr	280.65	156.37	39.39	73.90	165.11	165.39	194.11	6.84	11.43	22.52
Nb	8.86	4.67	0.14	3.83	7.06	7.27	6.86	3.36	0.88	0.65
Cs	3.93	4.96	1.86	1.17	2.50	2.60	1.54	0.00	0.02	0.37
Ba	675.11	844.66	281.44	658.81	359.93	660.26	663.57	53.79	85.70	173.66
La	35.37	17.78	3.54	15.76	22.34	20.73	33.82	0.90	1.28	3.81
Ce	79.64	37.90	7.66	35.81	45.79	45.61	71.77	2.44	3.49	9.68
Pr	9.62	4.35	0.86	4.19	5.16	5.06	7.94	0.40	0.60	1.41
Nd	38.33	16.50	3.06	15.75	19.42	19.09	27.64	1.98	3.32	6.54
Sm	8.76	3.61	0.89	3.84	4.01	4.10	5.06	0.62	1.16	1.77
Eu	1.33	0.88	0.07	0.39	0.76	0.58	0.34	0.42	0.66	0.44
Gd	8.28	2.95	1.51	4.09	3.62	3.88	4.08	0.83	1.53	1.92
Tb	1.30	0.42	0.39	0.71	0.56	0.62	0.64	0.14	0.26	0.31
Dy	7.46	2.15	2.81	4.19	3.38	3.83	3.96	0.95	1.84	1.95
Ho	1.50	0.39	0.59	0.83	0.70	0.81	0.84	0.22	0.41	0.40
Er	3.96	1.03	1.70	2.21	2.00	2.35	2.46	0.62	1.15	1.10
Tm	0.56	0.14	0.27	0.31	0.31	0.36	0.39	0.09	0.18	0.16
Yb	3.52	0.89	1.85	1.88	2.01	2.40	2.55	0.64	1.14	1.07
Lu	0.52	0.13	0.25	0.27	0.31	0.37	0.39	0.09	0.18	0.16
Hf	7.27	4.09	1.98	2.69	4.13	4.39	5.30	0.18	0.42	0.59
Ta	0.49	0.38	0.01	0.16	0.64	0.64	0.78	0.10	0.02	0.05
Th	11.68	6.10	0.43	5.01	8.09	9.85	11.73	0.11	0.09	0.15
U	2.55	1.70	0.57	1.21	2.97	2.36	1.86	0.02	0.05	0.16

Таблица 2. (Продолжение).

Комплекс	эоценовый						миоцен-плиоценовый			
	Шипунский				р. Шаманка		р. Кенсол			Ахомтенский
№ обр.	1074	1023	1002	1026	1651	1654	3735	3704	2003/2	8589
№ пп.	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub> (%)	52.84	53.4	64.27	68.92	63.14	68.13	60.72	66.14	67.74	46.85
TiO <sub>2</sub>	0.9	0.77	0.58	0.35	0.62	0.39	0.89	0.76	0.41	0.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.74	17.87	15.86	15.42	16.07	15.46	15.51	15.48	15.15	20.11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.19	9.75	6.44	4.13	6.42	5.18	4.6	2.55	5.21	13.11
FeO							3.45	1.72		
MnO	0.22	0.15	0.09	0.06	0.1	0.1	0.16	0.11	0.08	0.2
MgO	4.64	5.06	2.49	1.5	3.36	1.36	2.68	1.85	1.42	5.88
CaO	9.48	9.12	5.13	4.09	4.37	3.88	5.7	4.44	3.65	10.72
Na <sub>2</sub> O	3.02	3.13	3.49	3.61	3.5	3.3	3.6	4.09	3.61	2.05
K <sub>2</sub> O	0.76	0.64	1.54	1.84	2.3	2.18	1.92	2.61	2.6	0.23
H <sub>2</sub> O-							0.08	0.11		99.98
H <sub>2</sub> O+							0.6	0.23		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.1	0.11	0.1	0.131	0.07	нет	нет	0.05	0.02
сумма	100.01	99.99	100.00	100.02	100.01	100.05	99.91	100.1	99.92	100
Rb (ppm)	8.19	8.73	21.04	25.31	76.93	69.07	57.15	59.94	61.47	4.19
Sr	317.36	429.03	410.47	380.11	403.50	431.30	545.45	482.67	422.88	460.68
Y	17.04	16.36	22.06	9.95	19.48	15.60	19.80	14.73	13.66	
Zr	48.24	34.13	143.41	136.56	202.32	158.44	87.57	95.85	143.49	14.48
Nb	0.23	4.85	2.10	1.21	7.35	5.88	4.05	4.02	4.61	0.07
Cs	0.28	0.13	0.13	0.25	3.34	2.74	1.45	1.26	1.80	0.62
Ba	191.60	144.36	394.93	374.16	554.74	525.00	1072.79	915.33	862.72	106.28
La	3.79	5.90	9.12	8.28	19.89	17.27	10.25	15.82	11.73	1.40
Ce	10.32	16.01	23.76	17.91	42.10	35.53	23.04	32.63	24.65	3.47
Pr	1.70	2.45	3.42	2.27	5.01	3.99	3.06	3.75	2.96	0.51
Nd	8.61	11.79	15.48	8.97	19.54	15.37	13.49	14.16	11.29	2.58
Sm	2.58	3.20	3.73	1.84	4.07	3.07	3.22	2.75	2.35	0.82
Eu	0.95	0.97	0.92	0.61	1.12	1.03	1.07	0.80	0.70	0.45
Gd	2.97	3.28	3.57	1.71	3.71	2.76	3.05	2.34	2.13	0.99
Tb	0.49	0.50	0.56	0.24	0.54	0.39	0.47	0.35	0.31	0.17
Dy	3.26	3.23	3.28	1.50	3.13	2.36	2.91	2.12	1.94	1.19
Ho	0.71	0.66	0.70	0.32	0.64	0.47	0.61	0.45	0.40	0.26
Er	2.04	1.85	1.99	0.89	1.78	1.29	1.76	1.25	1.21	0.77
Tm	0.31	0.26	0.31	0.13	0.26	0.19	0.27	0.20	0.20	0.12
Yb	2.00	1.63	1.96	0.94	1.72	1.31	1.75	1.30	1.40	0.80
Lu	0.30	0.24	0.31	0.16	0.28	0.20	0.26	0.21	0.23	0.12
Hf	1.25	0.94	3.81	3.79	5.33	3.77	2.27	2.46	3.93	0.41
Ta	0.01	0.10	0.58	0.07	0.71	0.42	0.20	0.28	0.38	0.01
Th	0.18	0.40	1.35	4.13	7.00	6.00	2.10	2.81	3.23	0.08
U	0.20	0.29	0.78	1.91	1.31	2.36	0.83	1.18	1.70	0.09

Таблица 2. (Продолжение).

Комплекс	миоцен-плиоценовый								
	Ахоттенский	Барабский				оз. Ангре	Авачинский		
№ обр.	8655/1	к-53	к-116	К-47	К-61	к-11	6231	6225/4	6226
№ пп.	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO <sub>2</sub> (%)	61.2	53	55.25	60.98	63.7	58.99	59.88	64.7	64.76
TiO <sub>2</sub>	0.7	0.81	0.72	0.75	0.57	0.72	0.69	0.65	0.74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.02	16.96	18.06	16.8	15.51	16.94	16.68	13.79	14.98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.88	9.79	8.57	2.44	3.31	7.87	1.35	1.34	1.67
FeO	2.29			3.62	2.64		4.31	3.29	2.91
MnO	0.13	0.16	0.13	0.11	0.12	0.12	0.19	0.18	0.09
MgO	1.56	6.24	4.41	3.28	2.26	3.34	2.62	1.93	1.89
CaO	5.43	8.53	7.63	5.31	5.11	6.16	5.15	3.96	4.27
Na <sub>2</sub> O	4.11	3.33	3.64	3.38	3.24	3.33	4.46	4.2	4.11
K <sub>2</sub> O	2.24	1.01	1.3	2.58	2.4	2.4	2.53	3.11	2.98
H <sub>2</sub> O-	нет			0.3	0.14		0.03	0.13	0.01
H <sub>2</sub> O+	1.7			0.5	0.5		0.9	1.61	0.81
CO <sub>2</sub>	нет			нет	нет		0.39	0.36	нет
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23	0.17	0.21	0.14	0.19	0.15	нет	0.18	0.26
сумма	99.45	100	99.92	100.19	99.69	100.02	99.43	99.43	99.48
Rb (ppm)	11.05	17.86	28.85	59.02	88.62	57.67	44.69	60.17	50.43
Sr	601.28	556.06	588.00	459.80	343.37	479.44	489.29	366.85	613.17
Y	21.69	16.02	18.11	25.19	22.55	17.56	10.19	26.76	26.44
Zr	65.52	90.31	117.72	160.50	172.30	195.44	56.54	231.82	123.94
Nb	1.62	1.98	18.37	4.45	4.95	4.59	6.94	7.93	8.07
Cs	0.39	1.61	1.06	1.12	2.12	1.26	1.10	0.75	1.32
Ba	512.64	371.32	380.61	679.97	803.06	669.97	497.61	621.09	679.74
La	10.17	9.70	12.27	16.27	16.97	11.49	12.27	15.20	16.29
Ce	23.64	22.88	29.01	37.43	37.86	27.90	24.06	35.25	37.89
Pr	3.32	3.14	3.84	4.85	4.57	3.83	2.77	4.66	5.06
Nd	15.25	13.88	16.40	20.36	17.99	16.16	10.53	19.51	21.99
Sm	3.73	3.31	3.68	4.54	3.80	3.58	2.03	4.54	5.17
Eu	1.16	1.04	1.11	1.04	0.78	0.88	0.90	0.93	1.40
Gd	3.65	3.23	3.43	4.18	3.56	3.28	1.76	4.25	4.85
Tb	0.56	0.48	0.52	0.64	0.55	0.49	0.26	0.67	0.75
Dy	3.37	2.96	3.25	3.91	3.33	3.05	1.55	4.03	4.38
Ho	0.71	0.62	0.68	0.80	0.71	0.66	0.31	0.86	0.89
Er	2.01	1.73	1.91	2.27	2.07	1.87	0.87	2.46	2.43
Tm	0.29	0.26	0.29	0.35	0.32	0.29	0.13	0.38	0.36
Yb	1.85	1.69	1.87	2.26	2.16	1.95	0.89	2.47	2.25
Lu	0.28	0.25	0.28	0.35	0.34	0.29	0.13	0.39	0.33
Hf	1.69	2.16	2.80	4.30	4.91	4.74	1.45	6.27	3.16
Ta	0.02	0.15	0.38	0.26	0.43	0.36	0.41	0.54	0.46
Th	2.09	1.67	2.27	3.37	7.91	3.67	1.89	4.50	2.50
U	0.69	0.63	0.86	1.11	2.65	1.67	0.39	1.43	0.83



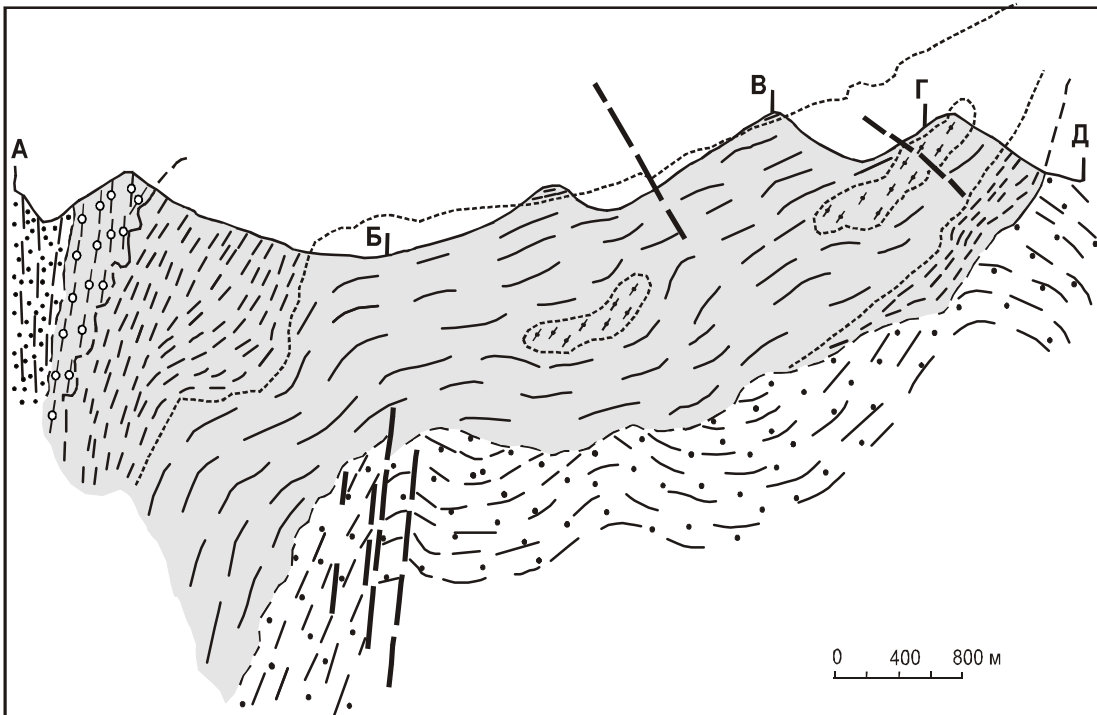
Таблица 2. (Окончание).

Комплекс	миоцен-плиоценовый		
	р. Сырыцин	р. Тимоновская	Ганальский
№ обр.	3237-66	3189	8131/2
№ пп.	30	31	32
SiO <sub>2</sub> (%)	63.65	70.26	60.76
TiO <sub>2</sub>	0.57	0.4	0.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.97	14.96	16.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.27	1.05	2.69
FeO		1.47	3.73
MnO	0.1	0.06	0.04
MgO	3.31	0.39	2.47
CaO	3.25	1.8	4.88
Na <sub>2</sub> O	4.19	3.74	4.16
K <sub>2</sub> O	2.54	4.34	2.88
H <sub>2</sub> O-		0.34	
H <sub>2</sub> O+		0.95	0.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.13	0.28
сумма	100.03	99.89	99.35
Rb (ppm)	58.72	102.25	63.40
Sr	396.79	252.98	526.70
Y	12.19	14.73	23.09
Zr	127.07	145.46	274.63
Nb	2.89	6.55	8.06
Cs	2.99	1.17	0.95
Ba	481.96	597.05	613.25
La	10.64	16.86	13.28
Ce	24.01	35.74	30.49
Pr	3.04	4.06	4.02
Nd	12.62	14.66	16.83
Sm	2.81	2.81	3.93
Eu	0.66	0.54	0.96
Gd	2.46	2.41	3.69
Tb	0.37	0.37	0.59
Dy	2.22	2.19	3.61
Ho	0.47	0.46	0.74
Er	1.33	1.37	2.18
Tm	0.20	0.22	0.33
Yb	1.31	1.54	2.23
Lu	0.20	0.24	0.34
Hf	3.08	4.38	6.78
Ta	0.26	0.60	0.50
Th	3.26	7.29	2.25
U	1.33	2.63	1.00

км<sup>2</sup> – диориты, кварцевые диориты, иногда диорит-порфириты, Озерновский массив (32 км<sup>2</sup>) – гранодиориты, диориты, Касанга (35 км<sup>2</sup>) – гранодиориты, граниты, диориты, монзониты, Ганальский Тур (35 км<sup>2</sup>) – диориты, габбродиориты, Кенсол (18 км<sup>2</sup>) – габбро, диориты, гранодиориты, граниты, Барабский (15 км<sup>2</sup>) – диориты, гранодиориты, граниты, Начикинское зеркальце (8 км<sup>2</sup>) – гранодиориты, диоритовые порфириты. На южной Камчатке находится один из самых крупных и хорошо изученных массивов гранитоидов – Ахотенский, с площадью выхода около 130 км<sup>2</sup> (рис. 1). Он локализован среди измененных вулканогенно-осадочных пород паратунской свиты миоценового возраста и характеризуется угловатой, почти изометричной формой. Центральная, наиболее эродированная его часть сложена гранитами, которые по периферии сменяются гранодиоритами, диоритами и небольшими выходами краевых габброидов.

Уже первое обобщение материалов по неогеновым интрузивам Камчатки [7] позволило выделить среди них две группы: наиболее крупные, дифференцированные образования раннемиоценового возраста и мелкие проявления существенно диоритового состава, относящиеся к концу среднего и началу позднего миоцена. Последующие исследования [18, 23] позволили объединить рассматриваемые образования в составе формации габбро-гранодиоритов миоценового возраста. При этом были выделены массивы двух типов: раннемиоценовые, сформировавшиеся в течение двух фаз внедрения и не имеющие прямых связей с вулканическими проявлениями, и позднемиоценовые массивы, образовавшиеся за счет одноактного внедрения расплавов и являющиеся, по сути дела, “корнями вулканов”. Как видно по данным табл. 1, такая трактовка возраста в основном подтвердилась с некоторым омоложением (для массивов второго типа) до низов плиоцена.

Интрузивный массив р. Кенсол (площадью около 18 км<sup>2</sup>) наиболее хорошо изучен и является типичным примером двухфазовых проявлений (рис. 2). Вмещающими для него породами являются метаморфизованные кремнисто-алевролитовые и эффузивно-пирокластические образования ирунейской серии позднемелового возраста. Непосредственно на рассматриваемом участке фиксируется крупная флексуорообразная складка, которая является контролирующей структурой для локализации интрузивного массива. Детальный структурный и гравиметрический анализ [13, 14] показал, что он имеет асимметричную грибообразную форму – сначала полого, а затем круто погружается в западном направлении. Лаборатории, габбро и габбродиориты первой фазы в виде



- Q 1
- 2
- 3
- 4
- 700 м
- 1000 м
- 5
- 1500 м
- 6
- 7
- 2000 м
- 8
- а б 9
- 10
- а 11
- а б 12
- а б 13



самостоятельного тела локализируются в северо-западной части массива. Породы второй фазы – кварцевые диориты, гранодиориты и граниты – занимают основную его часть. Характерно наличие сквозных (интрателлурических) генераций минералов: плагиоклаза ( $An_{51-56}$ ), амфибола, и, возможно, клинопироксена, единичные зерна которого встречаются и в породах 2-ой интрузивной фазы. Эти особенности объединяют все разновидности пород в едином ряду дифференциации. Примечательным является наличие многочисленных мелких (от 0.5–1 до 2–3 см) шлиров, которые иногда содержат остатки мелкозернистого роговикового материала.

Серия интрузивных массивов и отдельных интрузий Авачинско-Китхойской тектонической зоны – характерные представители однофазных массивов (рис. 1, 3\*). Их строение детально изложено в работах [3, 6, 12]. По дуге, вдоль Авачинского хребта (рис. 3) и далее к верховьям рек Китхой и Налачева (рис. 1) расположены четыре интрузивных массива: Авачинский (около 25 км<sup>2</sup>, габбро, габбродиориты, диориты, гранодиориты, граниты), Тимоновский (около 10 км<sup>2</sup>, габбро, габбродиориты, диориты, гранодиориты), Сырыцин (около 14 км<sup>2</sup>, габбродиориты, диориты), Китхойский (около 30 км, габбро, габбродиориты, диориты). Эти проявления располагаются в различно поднятых блоках рассматриваемой тектонической зоны и локализованы в пределах длительно развивающихся купольно-кольцевых структур [3]. Вмещающими породами для наиболее глубокого Авачинского массива являются метаморфизованные терригенные образования хозгонской свиты позднемелового возраста и вулканогенно-пирокластические породы паратунской свиты миоценового возраста. Менее глубокие массивы: Тимоновский, Сырыцин и Китхойский – целиком располагаются среди вулканических пород паратунской свиты. Шлировые образования для этого типа массивов не характерны, встречаются единичные существенно амфиболовые скопления, либо мелкозернистые меланократовые обособления.

\*На рис. 3 Китхойский массив не показан.

## АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

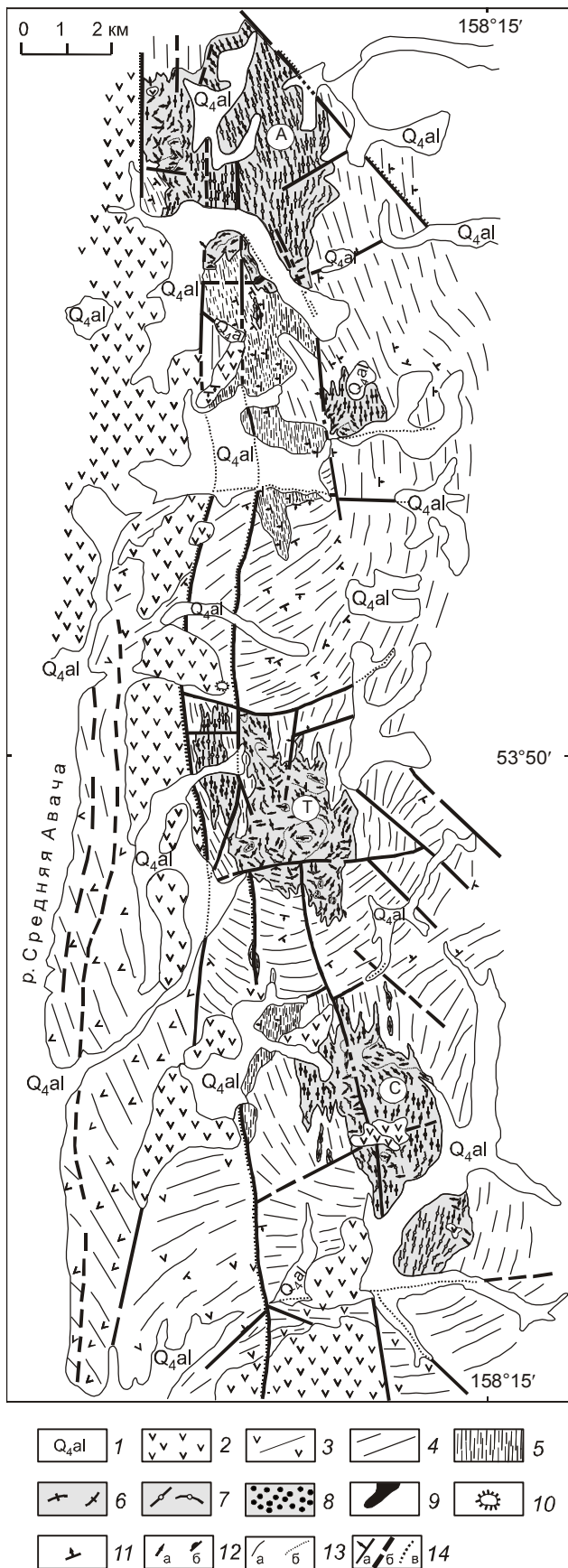
Определение породообразующих оксидов выполнено классическим методом “мокрой” химии в Аналитическом центре ИВиС ДВО РАН и рентгенофлюоресцентным методом (RFA) в ИГЕМ РАН (Москва). Концентрации элементов-примесей определялись методом ICP-MS в Институте аналитического приборостроения РАН с относительной погрешностью 5–10 %. Измерения изотопного состава Nd и Sr проводились в Геологическом институте КНЦ РАН (Апатиты). Методика для Sm-Nd системы подробно описана в [11, 15]. Изотопный состав Sr во всех измеренных образцах был нормализован к величине, рекомендованной NIST SRM-987, равной  $0.71034 \pm 0.00026$ . Погрешности изотопного состава (95%-ный доверительный интервал) Sr не превышают 0.04 %, определения Rb-Sr отношений – 1.5 %. Холостое внутрिलाбораторное загрязнение по Rb равно 2.5 нг и по S – 1.2 нг. Для выяснения возраста пород (K-Ar метод) определение содержания радиогенного <sup>40</sup>Ar проводилось в пробах фракции 0.5–0.25 на масс-спектрометре МИ-1201ИГ в ИГЕМ РАН (Москва) с помощью метода изотопного разбавления с моноизотопом <sup>38</sup>Ar. В геохронологических расчетах использовались значения констант распада, рекомендованные Международной комиссией по геохронологии [30].

## ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА Петрогенные элементы

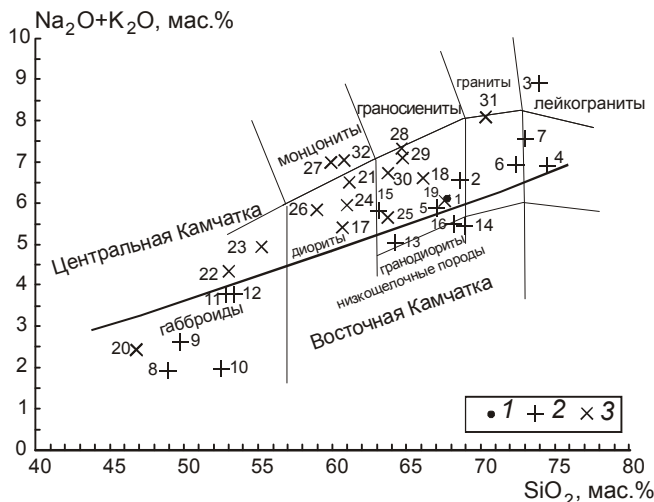
Как видно из представленных материалов (табл. 2, рис. 4), рассматриваемые интрузивные проявления характеризуются широким диапазоном кремнекислотности пород (от 47 % до 74.5 %) при относительно невысокой варибельности других макрокомпонентов. Суммарное содержание щелочей в зависимости от кремнекислотности пород колеблется от 2 до 9 % (рис. 4). При этом основная часть фигуративных точек независимо от возраста располагается в поле умеренно щелочных составов. Диориты Авачинского и Ганальского массивов оказываются наиболее щелочными – точки их составов попа-

**Рис. 2.** Геологическая карта и предполагаемый геологический разрез массива р. Кенсол.

1 – четвертичные отложения; 2 – кремнисто-глинистые и песчано-кремнистые образования ирунейской серии ( $K_2ir$ ); 3 – вулканогенно-кремнистые образования ирунейской серии ( $K_2ir$ ); 4 – габбро; 5 – габбродиориты; 6 – кварцевые диориты; 7 – гранодиориты; 8 – граниты; 9 – ориентировка элементов прототектоники (а) плоскостная и (б) линейная; 10 – слоистость вмещающих пород; 11 – геологические границы, а – в том числе петрографических разновидностей пород; 12 – тектонические нарушения: (а) прослеженные (стрелкой показано падение поверхности сместителя), (б) предполагаемые; (в) скрытые под аллювием; 13 – направление движения магматического материала при заполнении интрузивной камеры: (а) – главное направление, (б) направление бокового движения; АБВГД – линия геологического разреза. По материалам полевых работ А.В. Колоскова и Г.Б. Флерова



дают в поле монцонитов. Особую группу наименее щелочных пород составляют габброиды Ахомтенского и Шипунского массивов, а также гранодиориты последнего. В целом можно говорить о наличии поперечной зональности, которая на Камчатке начинает проявляться уже в эоценовое время.



**Рис. 4.** Соотношение SiO<sub>2</sub> – суммарная щелочность в породах интрузивных массивов Камчатки.

1–3 – комплексы интрузивных массивов: 1 – меловой; 2 – эоценовый; 3 – миоцен-плиоценовый. Цифры на графике соответствуют порядковым номерам в табл. 2. Граничные линии и поля составов проведены на основе модернизированной [27] TAS-диаграммы.

**Рис. 3.** Геологическая карта района Авачинского хребта.

1 – аллювиальные отложения; 2 – андезиты, базальты и соответствующие им пирокластические образования четвертичного возраста; 3 – андезиты, базальты и соответствующие им пирокластические образования аллейской серии позднемиоцен-плиоценового возраста (Nal); 4 – андезиты, базальты и соответствующие им пирокластические образования паратунской свиты миоценового возраста (N<sub>1</sub> pg); 5 – глинистые сланцы, алевролиты, песчаники хозгонской свиты позднемелового возраста (K<sub>2</sub>hz ?); 6 – порфировидные габбро, габбродиориты; 7 – диориты; 8 – гранодиориты; 9 – граниты; 10 – шлаковые конусы четвертичного возраста; 11 – элементы залегания слоистости; 12 – элементы прототектоники: а – линейная, б – плоскостная ориентировки; 13 – геологические границы (а) в том числе – петрографические разновидности пород (б); 14 – тектонические нарушения: а) установленные, б) предполагаемые, в) скрытые под аллювием (стрелками показана ориентировка поверхности сместителя, черточки нанесены со стороны висячего блока). А – Авачинский массив; Т – Тимоновская интрузия; С – интрузия “Сырцын”. Составлена А.В. Колосковым с использованием материалов О.Б. Селянгина, С.Е. Апрелькова и Б.К. Долматова.

С ростом кремнекислотности пород наблюдается уменьшение концентраций  $Al_2O_3$ , CaO и MgO. Наиболее глиноземистыми являются некоторые габбро Шипунского и Ахотенского массивов, что, наряду с повышенными содержаниями CaO, может быть связано с кумулятивным обогащением плагиоклазом.

### Элементы-примеси

На спайдер-диаграммах, нормализованных к примитивной мантии [31] (рис. 5), породы всех рассматриваемых интрузивных комплексов демонстрируют особенности составов, типичные для островодужных серий – они обогащены легкими литофильными элементами (LILE) и легкими редкими землями (LREE) относительно высокозарядных элементов (HFSE), средних (MREE) и тяжелых редких земель (HREE). На всех диаграммах хорошо проявлены минимумы по содержанию Nb, Ta, Ti и Eu (для последнего за исключением шипунского и ахотенского габбро). Типичный для островодужных серий Sr максимум хорошо проявлен практически во всех образцах миоцен-плиоценового комплекса, в габброидах Шипунского массива и совсем не проявлен или слабо выражен в гранитоидах мелового и эоценового комплексов. Гранодиориты и граниты Срединного хребта, в отличие от таких же пород Восточной Камчатки, помимо повышенной калиевой щелочности характеризуются еще обогащением флюидомобильными компонентами: Rb, Th, U (табл. 2, рис. 5) и более высокими отношениями:  $(La/Yb)_n=7.2-14$ , при значениях 4–6 для тех же пород Шипунского массива.

### Изотопный состав пород

Изотопный состав пород исследованных массивов приведен в таблицах 3, 4. Видно, что породы отличаются по изотопному составу Nd и Sr – величины  $\varepsilon_{Nd}(T)$  меняются от -0.36 до +9.3, а  $I_{Sr}(T)$  от 0.70350 до 0.704843. По характеру изменения изотопного состава пород массивов можно выделить три обособленные группы: I – меловые и эоценовые массивы Центральной Камчатки с небольшим диапазоном вариаций:  $\varepsilon_{Nd}(T) = 0-3.3$  и  $I_{Sr}(T)=0.7043-0.7048$ ; II – эоценовые гранитоиды Шипунского массива, с аномально повышенными значениями  $\varepsilon_{Nd}(T) = 9.2-9.3$  и пониженным значением  $I_{Sr}(T) = 0.7036$ ; III – миоцен-плиоценовые образования с широким диапазоном вариаций  $\varepsilon_{Nd}(T) = +3.42-+8.6$  и  $I_{Sr}(T)=0.7035-0.7044$ .

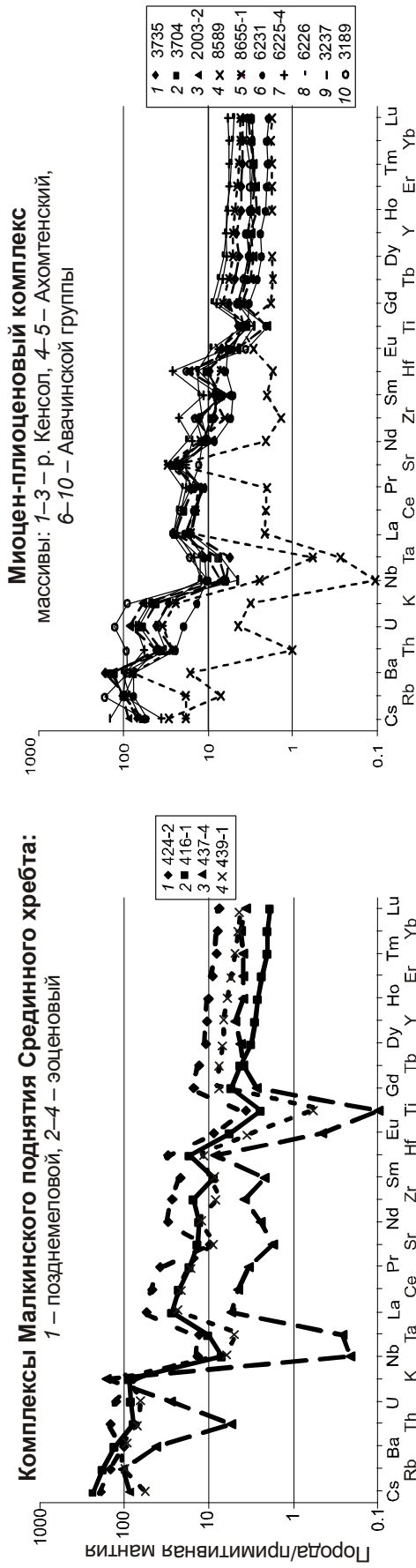
### ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ

Существуют многочисленные классификационные геохимические диаграммы, учитывающие особенности состава и различия тектонического

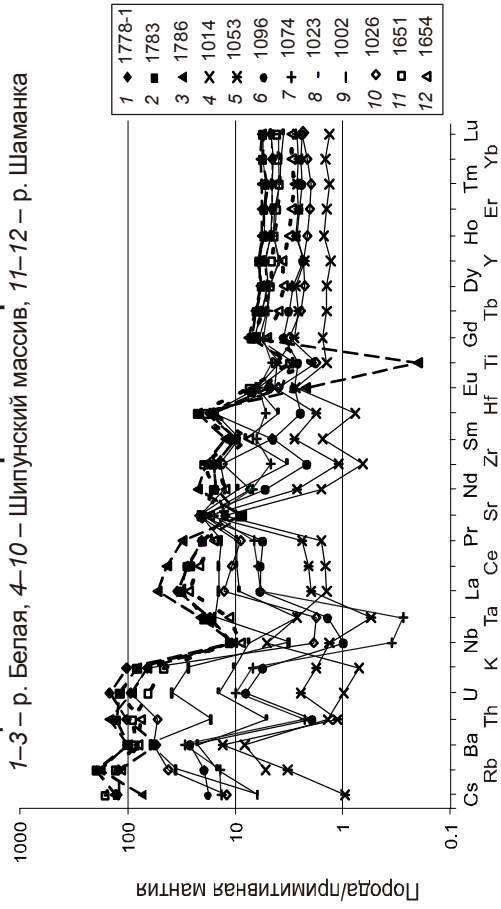
положения гранитных пород [29]. Однако их критический анализ показал, что они могут быть не всегда надежны [28]. Породы одного и того же состава и структурного положения могут располагаться в различных полях, либо в одном поле могут быть совмещены образования, связанные с различными геодинамическими обстановками. Например, на диаграмме Rb–(Nb+Y) [29] фигуративные точки пород всех изученных массивов занимают поле вулканических дуг (рис. 6). В то же время, по данным [17], на диаграмме, предложенной С.Д. Великославским [2] для разделения гранитоидов по геодинамическим обстановкам, точки составов позднемеловых–эоценовых гранитов располагаются в поле коллизионных образований. По-видимому, геохимические характеристики гранитоидов, в первую очередь, являются отражением состава исходных расплавов и условий кристаллизации, роль тектонической обстановки является вторичной. Поэтому, далее основное внимание будет уделено проблеме состава исходных расплавов и их источников для рассматриваемых интрузивных комплексов и характеру их дальнейшей эволюции.

### Петролого-геохимические типы интрузивных пород и состав источников

П. Сильвестером [32] была предложена SP-диаграмма в координатах –  $CaO/Na_2O-Al_2O_3/TiO_2$  для характеристики интенсивно обогащенных глиноземом (перглиноземистых, плюмазитовых) гранитов (рис. 7), для которых можно предполагать образование за счет плавления метаосадочного субстрата. Точки составов пород меловых, а также эоценовых массивов Центральной Камчатки располагаются либо целиком в этом поле, либо весьма приближены к его границам (возможно, их следовало бы расширить?). Их положение свидетельствует о принадлежности массивов этого возраста к такому же SP типу гранитоидов, либо к некоторой промежуточной группе, для которой также можно предполагать участие плавящегося метаосадочного субстрата. Составы пород Шипунского массива далеко отстоят от этого поля и только крайние, наиболее кислые разновидности, попадают в некоторую “промежуточную” область. Этот массив можно отнести к I-типу (изверженных пород и, судя по составу, толеитового ряда), проявление которого в основном определяется процессами кристаллизационной дифференциации исходных базальтовых расплавов. Точки составов миоцен-плиоценовых гранитоидов располагаются либо в области составов массивов “промежуточной группы”, либо удалены от поля составов SP-гранитов. Впрочем, несколько точек Тимоновского массива

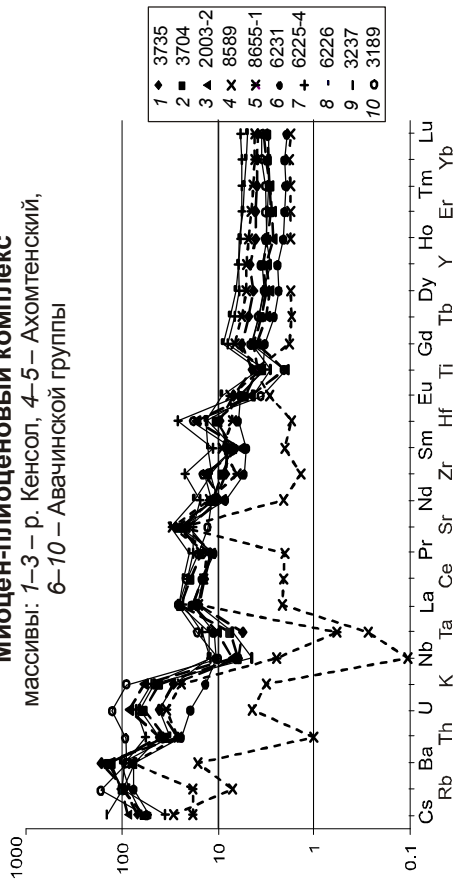


**Эоценовые комплексы различных районов Камчатки**  
1-3 – р. Белая, 4-10 – Шипунский массив, 11-12 – р. Шаманка



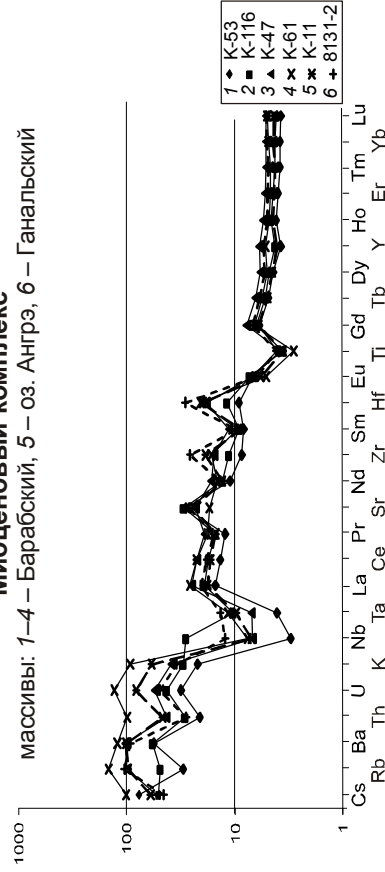
**Миоцен-плиоценовый комплекс**

Массивы: 1-3 – р. Кенсол, 4-5 – Ахотенский,  
6-10 – Авачинской группы



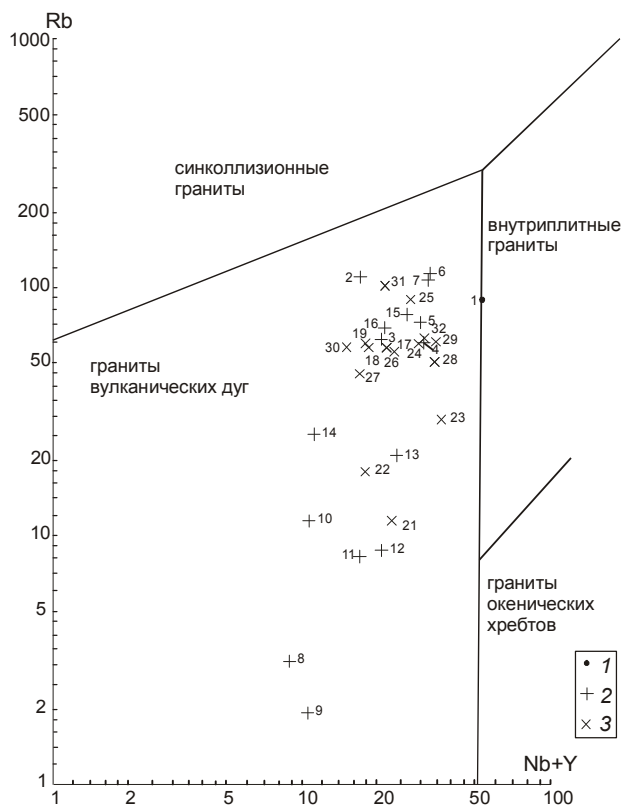
**Миоценовый комплекс**

массивы: 1-4 – Барабский, 5 – оз. Ангрэ, 6 – Ганальский

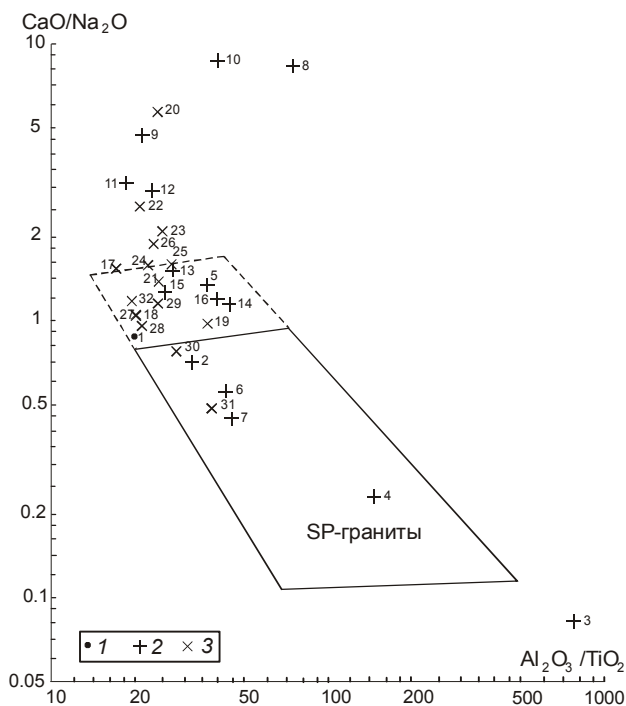


**Рис. 5.** Слайдер-диаграммы для различных пород интрузивных комплексов Камчатки. Номера образцов соответствуют приведенным в табл. 2. Составы нормированы по [31].

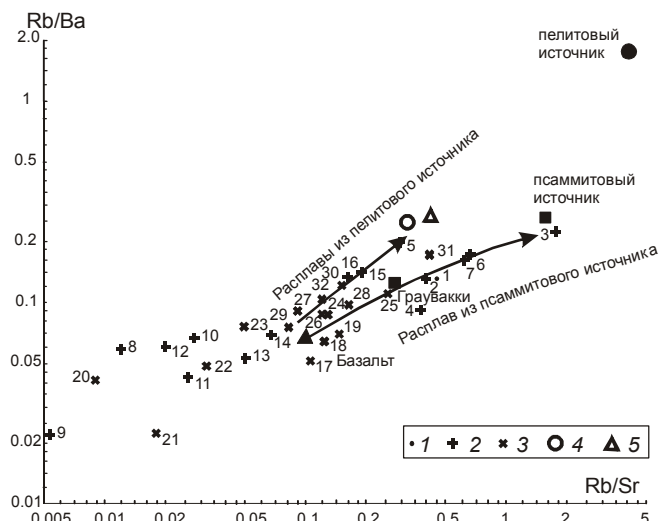




**Рис. 6.** Соотношение Rb – (Nb+Y) для разделения гранитоидов, имеющих различное структурное положение. Условные обозначения те же, что и на рис. 4.



**Рис. 7.** Диаграмма CaO/Na<sub>2</sub>O – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> для пород различных интрузивных комплексов Камчатки. Условные обозначения те же, что и на рис. 4.



**Рис. 8.** Соотношение Rb/Ba – Rb/Sr для пород различных интрузивных комплексов Камчатки.

1–3 – то же, что и на рис. 4; 4 – сланцы камчатской серии; 5 – метаосадочные породы колпаковской серии (4–5, по [17]); выделенные значки – рассчитанные составы источников по [17]. Цифры на графике соответствуют порядковым номерам в табл. 2.

также попадают в это поле. Видимо, при их образовании сказываются как процессы плавления метаосадочного субстрата, так и кристаллизационной дифференциации.

На диаграмме соотношения крупноионных литофилов (рис. 8), которая используется для выяснения характера мета-источников [32], точки составов гранитоидов Срединного хребта располагаются на тренде плавления псаммитового материала. Гранитоиды Шаманки соответствуют расплавам, для которых можно предполагать плавление пелитового источника, а кислые породы р. Белой разошлись: точка состава гранодиорита (№ 5) попадает на тренд плавления метапелитов, а граниты (№№ 6–7) “требуют” для своего образования псаммитовый источник. Интересно, что точка состава гранодиорита р. Белой (№ 5) лежит вблизи составов (по [17]) метаосадочных пород колпаковской и сланцев камчатской серий. Это обстоятельство может свидетельствовать о более широком распространении метаморфических пород, подобных обнажающимся в пределах Малкинского поднятия Срединного хребта Камчатки. Это предположение вполне согласуется с представлениями С.Е. Апрелькова и С.В. Попруженко [1], которые выделяют единый Укэляят-Срединный блок. По данным [1], эта структура “занимает значительную часть Корякского нагорья и узкой полосой прослеживается до Срединного Камчатского массива”. Счита-

ется, что этот блок имеет континентальную природу и является либо отторженным [1], либо выдвинутым [20] фрагментом Омолонского массива. Не совсем понятно положение на этой диаграмме фигуративных точек плиоценовых Барабского и Тимоновского массивов. Первый, вообще, не относится к SP-типу, а ко второму мы еще вернемся при обсуждении изотопных характеристик.

Хотя у нас нет данных по изотопии габброидной составляющей как Шипунского, так и двухфазных миоценовых массивов, положение трендов на диаграммах (рис. 9, 10) позволяет рассмотреть особенности эволюции расплавов в рамках взаимоотношения различных источников. Первый источник характеризуется наиболее высокими значениями  $\epsilon_{Nd}(T)=+8.6-+11.6$  и, соответственно, наиболее низкими:  $I_{Sr}(T)=0.7030-0.7036$ . Этот источник в составе гранитоидов Срединного хребта не проявлен. Следы его обнаруживаются в изотопных характеристиках гранодиоритов и гранитов Шипунского массива (табл. 3, 4), габброноритов ( $\epsilon_{Nd}=+9.7$ ;  $^{87}Sr/^{86}Sr=0.7030$ ) эоценового, по [8], Юрчикского массива в Ганальском хребте [33], габброидах ( $\epsilon_{Nd}=+11.6$ ;  $^{87}Sr/^{86}Sr=0.70307-0.70345$ , по[5]), диоритах (обр. 8655/1) и гранодиоритах ( $\epsilon_{Nd}=+9.2$ ;  $^{87}Sr/^{86}Sr=0.70352$ , по[5]) Ахомтенского массива. Близкие изотопные характеристики ( $\epsilon_{Nd}=+8.9-+10.4$ ;  $^{87}Sr/^{86}Sr=0.7031-0.7035$ , по [4, 24]), имеют также наиболее деплетированные составы амфиболитов и кристаллических сланцев ганальского метаморфического комплекса. Он мог образоваться в результате глубинной дифференциации исходных мантийных составов, либо плавления кристаллического субстрата, сходного по составу с породами Ганальского хребта. Многими исследователями сходные изотопные характеристики Камчатских вулканитов позднемелового–палеогенового [11, 15, 22] или раннемиоценового [5] возраста рассматриваются как следствие выплавления магм из деплетированных мантийных источников.

Второй источник также характеризуется высокими значениями изотопного состава неодима:  $\epsilon_{Nd}(T)=+5.7-+8.5$ , но повышенной также радиогенностью изотопов стронция:  $I_{Sr}(T)=0.7040-0.7046$ . В составе гранитоидов Срединного хребта он также не проявлен, но отмечается в изотопных характеристиках гранодиоритов (табл. 3, 4, обр.3704) и гранитов (табл. 3, 4, обр. 3189 и табл. 3, обр. 2003/2) миоценового массива р. Кенсол и плиоценового Тимоновского массива. Следы этого источника обнаруживаются в составе аляскиитов ( $\epsilon_{Nd}=+5.7$ ;  $^{87}Sr/^{86}Sr=0.70462$ ), а также аплитов ( $\epsilon_{Nd}=+7.8$ ;  $^{87}Sr/^{86}Sr=0.7046$ ), Ахомтенского массива [5]. Близкие значения изотопных характеристик ( $\epsilon_{Nd}=+9.2-+10.4$ ;  $^{87}Sr/^{86}Sr=0.7043-0.7048$ ,

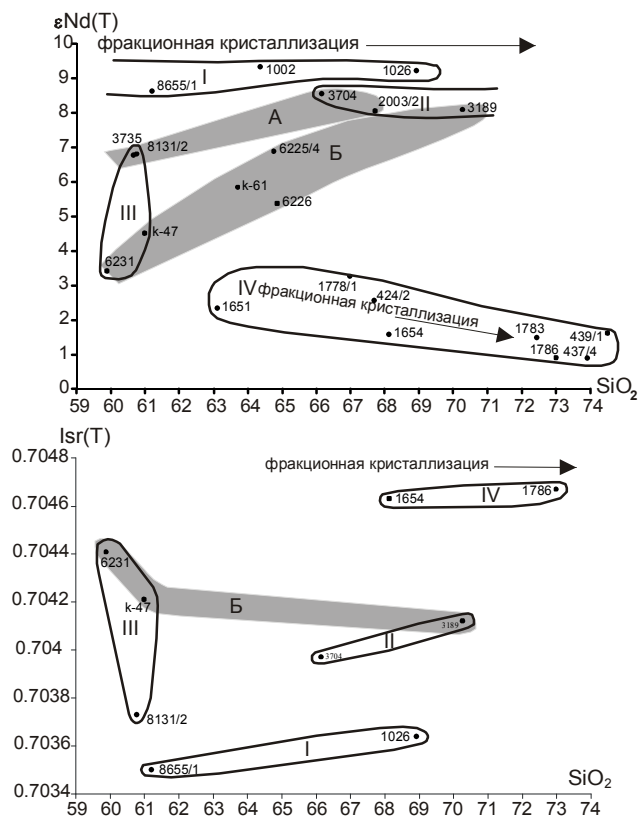


Рис. 9. Соотношение  $\epsilon_{Nd}(T)$  и  $I_{Sr}(T)$ – $SiO_2$  в породах различных интрузивных комплексов Камчатки.

Номера образцов соответствуют приведенным в табл. 2. А–Б – области смешения расплавов для пород массивов р. Кенсол, Ганальского (А) и Авачинской группы (Б). Римскими цифрами показаны составы различных источников.

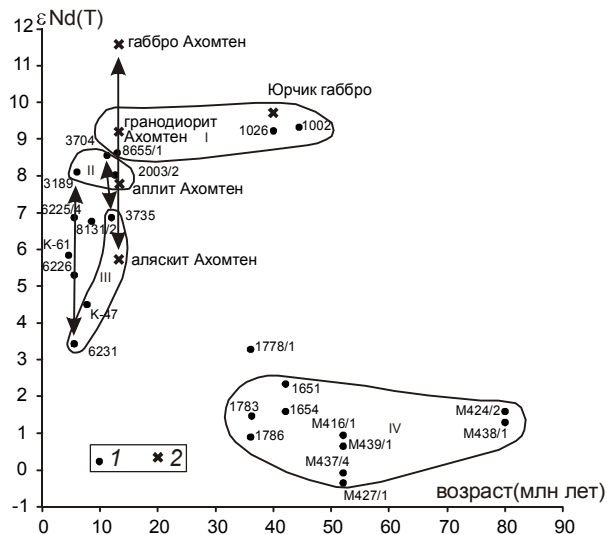


Рис. 10. Соотношение  $\epsilon_{Nd}(T)$  – возраст (млн лет) для пород различных интрузивных комплексов Камчатки.

1 – материалы автора, 2 – данные из работ [5, 33]. Стрелками показаны области смешения расплавов для пород соответствующих массивов. Остальные условные обозначения – те же, что и на рис. 9.



Таблица 3. Изотопный состав Nd в породах интрузивных массивов Камчатки.

№ образца	Массивы	Порода	Возраст (млн лет)	Содержание ppm			Изотопные отношения		T <sub>Nd</sub> (DM) (млн лет)	ε <sub>Nd</sub> (0)	ε <sub>Nd</sub> (T)
				Sm	Nd		<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd			
M 438/1*	Малкинский выступ	гранит	80			0.08254	0.512644	590.3660483	0.11704165	1.282724732	
M00424/2*	Малкинский выступ	гранит	80	7.473	33.571	0.134565	0.512687±30	895.053614	0.95584	1.590477	
M 427/1*	Малкинский выступ	гранит	52			0.10699	0.512589	803.93035	-0.955840184	-0.360656992	
M00439/1*	Малкинский выступ	гранит	52	4.480	19.814	0.136669	0.512650±17	992.5406163	0.234083	0.632474	
M00437/4*	Малкинский выступ	гранит	52	1.237	4.541	0.164673	0.512623±8	1641.249824	-0.292604	-0.080114	
M00416/1*	Малкинский выступ	гранит	52	3.822	19.331	0.119534	0.512660±6	796.0494974	0.429153	0.941276	
1778/1	р.Белая	гранодиорит	36	3.623	17.815	0.122923	0.512789±18	609.2116839	2.945548	3.284722	
1783	р.Белая	гранит	36.3	3.809	18.706	0.123096	0.512696±25	766.7900048	1.131403	1.472436	
1786	р.Белая	гранит	36	4.483	25.131	0.107836	0.512663±19	703.8890346	0.487674	0.89593	
1002	Шипунский	гранодиорит	44.5	3.453	14.402	0.144936	0.513101±19	111.3025415	9.031714	9.326668	
1026	Шипунский	гранодиорит	40	1.724	8.527	0.122231	0.513091±16	100.3765058	8.836645	9.217637	
1651	Шаманка	диорит	42	3.733	18.173	0.124162	0.512738±15	704.4487815	1.950694	2.339665	
1654	Шаманка	гранодиорит	42	2.820	14.137	0.120576	0.512698±19	742.7969959	1.170417	1.578524	
6226	Авачинский	гранодиорит	5.5	4.742	20.524	0.139675	0.512907±7	503.8543393	5.247368	5.287454	
6225/4	Авачинский	гранодиорит	5.5	4.199	19.092	0.132968	0.512988±12	308.7904238	6.82743	6.872244	
6231	Авачинский	диорит	5.5	1.989	11.828	0.101653	0.512810±24	465.0541885	3.355194	3.421934	
8131/2	Ганальский	диорит	8.6	3.558	15.637	0.137560	0.512982±20	339.4569318	6.710388	6.775422	
3189	Тимановская	гранит	6	2.754	14.534	0.114527	0.513050±22	155.7998498	8.03686	8.099883	
K-61	Барабский	гранодиорит	4.6	3.471	16.367	0.128191	0.512936±19	384.4244684	5.813069	5.853341	
K-47	Барабский	диорит	7.7	4.163	18.792	0.133921	0.512866±33	545.9434857	4.447583	4.509341	
8655/1	Ахотенский	диорит	13	3.107	12.808	0.146642	0.513076±11	171.1740506	8.544041	8.627346	
3704	Кенсол	гранодиорит	11.3	2.490	13.309	0.113094	0.513070±23	123.1800388	8.426999	8.547773	
3735	Кенсол	диорит	12	2.822	11.979	0.142408	0.512986±21	353.9746903	6.788416	6.871742	
2003/2	Кенсол	гранодиорит	12.6	2.089	10.468	0.120625	0.513044±15	175.8693097	7.919819	8.042365	

Примечание. \* – данные М.В. Лучицкой.

Таблица 4. Изотопный состав Sr в породах интрузивных массивов Камчатки.

№ образца	Массивы	Порода	Возраст (млн лет)	Содержание ppm		Изотопные отношения		I <sub>Sr</sub> (T)	E <sub>Sr</sub> (T)
				Rb	Sr	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr		
M00427/1*	Малкинский выступ	гранит	52	152.2	235.7	1.86843	0.706303	0.70484319	5.7907892
M00438/1*	Малкинский выступ	гранит	80	83.41	229.1	1.05328	0.705465	0.704268	-1.97
1786	р.Белая	гранит	36	97.26	162.8	1.728896	0.70555±6	0.70467	2.96
1026	Шипунский	гранодиорит	40	24.75	375.4	0.190780	0.70375±6	0.70364	-11.42
1654	Шаманка	гранодиорит	42	60.01	470.3	0.369240	0.70485±13	0.70463	2.54
6231	Авачинский	диорит	5.5	44.91	517.6	0.250966	0.70443±30	0.70441	-1.16
8131/2	Ганальский	диорит	8.6	54.82	527.4	0.300723	0.70377±7	0.70373	-10.76
3189	Тимановская	гранит	6	98.16	253.5	1.120951	0.70422±6	0.70412	-5.23
К-47	Барабский	диорит	7.7	55.61	450.0	0.357658	0.70425±12	0.70421	-3.94
8655/1	Ахомтенский	диорит	13	10.19	687.5	0.042891	0.70351±10	0.70350	-13.95
3704	Кенсол	гранодиорит	11.3	52.14	439.5	0.343418	0.70402±5	0.70397	-7.39

Примечание. \* – данные М.В. Лучицкой.

по [4, 24]) мы находим для некоторых плагиогнейсов Ганальского хребта, поэтому он мог образоваться в результате контаминации мантийного источника материалом кристаллических пород, сходных по составу с метаморфитами этого хребта.

Третий источник с промежуточными по величине изотопными характеристиками: ( $\epsilon_{Nd}(T)=+6.8-+3.4$ ;  $I_{Sr}(T)=0.7037-0.7044$ ) проявлен в диоритах Авачинского (обр.6231), Ганальского (обр. 8131/2) и р. Кенсол (обр. 3735) массивов. Низкими изотопными характеристиками неодима ( $\epsilon_{Nd}=-5.0-3.8$ ) и высокими стронция ( $^{87}Sr/^{86}Sr=0.7046$  средн.) обладают гранулиты Ганальского хребта [33]. Поэтому этот источник мог образоваться либо в результате контаминации мантийных расплавов материалом кристаллических пород, сходных с обнажающимися в районе этого хребта, либо в результате их селективного плавления.

Четвертый источник имеет самые низкие значения  $\epsilon_{Nd}(T)=-0.1-+2.3$  и самые высокие значения  $I_{Sr}(T)=0.7046-0.7048$ . Он отмечается в меловых и эоценовых массивах гранодиорит-гранитного состава в пределах Срединного хребта Камчатки. Такой же высокой радиогенностью Sr характеризуются метаморфические породы колпаковской и ганальской серий Малкинского выступа [4, 24]. Совместный анализ диаграмм рисунков 9 и 10 позволяет следующим образом интерпретировать особенности эволюции составов рассматриваемых образований. Меловые и эоценовые гранитоиды Срединного хребта имеют сходные изотопно-геохимические составы и по этим параметрам близки к породам колпаковской и камчатской серий. Они могли образоваться в результате плавления метапелитового и метапсаммитового ма-

териала пород этих серий. Подобные выводы были сделаны и в работе [17] для массивов Малкинского выступа. Разнообразие составов пород здесь связано с процессами кристаллизационной дифференциации, а характерные отрицательные тренды на диаграмме  $\epsilon_{Nd}(T)-SiO_2$  (рис. 9), вероятно, являются следствием различного участия в этом процессе минералов с различными изотопными отношениями неодима. Для наиболее деплетированных пород Шипунского массива мы не имеем данных по изотопному составу габброидов. Но по аналогии с однообразным Юрчикским массивом можно предполагать участие здесь единого мантийного источника (I), а все разнообразие пород связывать с процессами фракционной кристаллизации. В большинстве составов Ахомтенского массива преобладает I-ый источник, II-ой отмечается только в редких аляскитах и аплитах. Это обстоятельство явилось основой для предположения [5], что породы этого массива произошли за счет флюидной переработки окружающего массив субстрата с близкими Sr-изотопными характеристиками. В единичных случаях такой механизм (при образовании “краевых” габброидов) нельзя исключить, но для всего пояса миоценовых массивов интрузивных пород он маловероятен. В менее деплетированных составах двухфазного массива р. Кенсол широко проявлены как процессы смешения двух источников: “базальтового (III)” и “риолитового (II)”, так и процессы кристаллизационной дифференциации, которые здесь хорошо выражены, судя по наличию сквозных интрателлурических генераций минералов. В обогащенных составах однофазных масси-

вов Авачинско-Китхойской группы более проявлены продукты смешения “базальтового (III)” и “риолитового (II)” источников и, в меньшей степени, продуктов дифференциации в интрузивной камере. Отдельные, наиболее обогащенные составы гранитов (Тимоновский массив) целиком представлены П-м изотопным источником, который мог образоваться за счет плавления метабазитов ганальской серии, как свидетельствует их изотопный состав и положение на кривых плавления (рис. 8).

Таким образом, если в меловое время мы имеем проявление кислого корового магматизма, связанного исключительно с ареалом высокометаморфизованных пород (Центральная часть Срединного хребта), то в эоцене параллельно начинают “работать” две зоны: корового магматизма – в пределах Срединного хребта – и мантийного габбро-гранитного на Восточной Камчатке и в пределах Ганальского хребта. В миоцене существенно мантийный магматизм сохраняется во фронтальной зоне (Ахомтенский массив), а в пределах Срединного хребта и зоны сочленения с Юго-Восточным вулканическим поясом формируются гранитоидные массивы мантийно-корового питания. При этом мантийные источники существенно контаминированы коровым материалом, а в некоторых массивах проявляются и самостоятельные коровые расплавы.

#### **Геодинамическая обстановка проявления интрузивного магматизма**

Гранодиорит-гранитные интрузивные массивы мелового возраста располагаются, как правило, в пределах гранито-гнейсовых куполов: Хангарского, Колпаковского, Лунтовского и др. Срединного хребта Камчатки. Это существенный момент, который позволяет считать их синорогенными (синколлизийными), связанными с основным этапом складчатости и метаморфизма. Не следует забывать, однако, что позднемеловой–раннепалеогеновый этап ознаменовался в целом для Камчатки широкомасштабным проявлением существенно базальтового вулканизма и только лишь в пределах выходов метаморфических пород Срединного хребта располагаются крупные массивы гранитоидов. Этот факт остается трудно объяснимым с позиций аккреционной тектоники. Для объяснения столь масштабных и локальных процессов гранитообразования приходится предполагать либо наличие структурно-вещественной неоднородности на всем протяжении Срединного хребта Камчатки [1] – остатки более древней континентальной коры и ее реанимацию в позднемеловое–эоценовое время [8], либо проявление тепловой аномалии – разрушение нижних частей литосферы и прорыв астеносферных масс [17].

С эоценовым этапом связано проявление интрузивного магматизма контрастного типа: корового в Срединном хребте и существенно мантийного на юго-восточной окраине и в пределах Ганальского хребта. По данным [17], позднемеловой этап гранитного магматизма в центральной части Срединного хребта Камчатки связан с аккреционной обстановкой на окраине Евразии. Раннеэоценовый этап эти исследователи связывают с коллизией Ачайваям-Валагинской островной дуги с Камчатской окраиной Евразии. Однако раннеэоценовые массивы Малкинского выступа прорывают покровно-складчатую структуру (и автохтон, и аллохтон), образованную, по мнению ряда исследователей [10, 17, 21], во время коллизийных событий. По данным [26], массив р. Шаманки прорывает складчато-надвиговые структуры Лесновского поднятия, а интрузии р. Белой являются типично трещинными образованиями. Подобные соотношения свидетельствуют о том, что эти проявления следует относить к постколлизийному типу. Хотя Шипунский габбро-гранитный массив вместе с вмещающими его вулканогенными породами (базальт-андезито-дацитового состава) кубовской свиты эоценового возраста входит в ансамбль террейнов Восточных полуостровов [25], но обладает всеми признаками интрузивного комплекса островодужной вулcano-плутонической формации. Следовательно, его образование нельзя связывать с предполагаемой в эоцене [9] коллизийной обстановкой на Восточной Камчатке. Таким образом, по своему геологическому положению, все эоценовые гранитоидные массивы, являются постколлизийными.

Массивы миоцен-раннеплиоценового возраста пространственно ассоциируют с неогеновыми вулканическими поясами, которые накладываются на все более древние структуры Камчатки и юга Корякии. В миоценовое время происходит становление гипабиссальных сложно построенных двухфазных массивов трещинного типа, не имеющих прямых связей с вулканическими комплексами. В позднем миоцене–плиоцене, в обстановке интенсивных блоковых движений формируются малоглубинные–приповерхностные диорит-гранодиоритовые массивы, которые локализируются в купольно-кольцевых структурах – центрах вулканической активности.

#### **ВЫВОДЫ**

1. В геологической истории активной континентальной окраины Камчатки выделяются три этапа проявления гранитоидного магматизма: меловой, эоценовый и миоцен-плиоценовый. При этом выделение самостоятельного эоценового этапа обосновано впервые. Наиболее масштабный коровый магма-

тизм мелового времени локализовался исключительно в пределах выходов пород кристаллического фундамента Срединного хребта Камчатки, проходил в обстановке интенсивных тектонических движений и метаморфизма. Несколько меньший по масштабам, но рассредоточенный по площади, магматизм эоценового времени совмещал проявления коровых гранитоидных расплавов в пределах Срединного хребта и мантийных, исходно базальтовых выплавов, эволюционировавших до гранитных составов, на юго-востоке полуострова и в Ганальском хребте. В это время происходит реанимация древней, а в отдельных местах возникновение новой континентальной коры. Малообъемный, сосредоточенный в пределах вулканических поясов, варьирующий по составу коро-мантийный миоцен-плиоценовый магматизм участвовал в образовании верхних горизонтов коры на уже сложившемся кристаллическом фундаменте.

2. В целом, более щелочные гранодиориты и граниты Срединного хребта Камчатки имеют обогащенные изотопные составы и характеризуются повышенными концентрациями Rb, Th, U и легких РЗЭ по сравнению с их одновозрастными аналогами в восточной части региона.

3. Оценивая обстановку проявления гранитоидного магматизма на Камчатке, можно сказать, что только меловые гранитоиды могут быть синорогенными (синколлизийными), связанными с основным максимумом складчатости и метаморфизма. Проявления гранитоидов в эоцене и неогене контролируются разломной тектоникой и являются "постколлизийными". Локализация раннеплиоценовых массивов Авачинско-Китхойской зоны в купольно-кольцевых структурах, возможно, отражает особенности тектоники зоны кулисообразного сочленения вулканических поясов Срединного хребта и юго-восточной Камчатки.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает признательность М.В. Лучицкой за предоставленные материалы, а также Д.В. Коваленко за помощь в получении аналитических данных и конструктивное обсуждение рукописи.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апрельков С.Е., Попруженко С.В. Пенжинско-Западно-Камчатская складчатая зона и Укэляйт-Срединный блок в структуре Корьякского нагорья и Камчатки // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 4. С. 90–104.
2. Великославский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11, № 4. С. 363–380.
3. Взаимосвязь разноглубинного магматизма / Ред. К.Н. Рудич. М.: Наука, 1982. С. 61–94.
4. Виноградов В.И., Буякайте М.И., Горошенко Г.Л. и др. Изотопные и геохронологические особенности глубококоматоморфизованных пород Ганальского выступа на Камчатке // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 4. С. 930–936.
5. Виноградов В.И., Шеймович В.С., Вишневская И.И. и др. Ахонтенский гранитоидный массив-модельный пример гранитизации в зоне перехода континент–океан. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 5. С. 50–63.
6. Вольнец О.Н., Колосков А.В. Плаггиоклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976, 136 с.
7. Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские, Командорские острова. Ч. 1. М.: Недра, 1964. С. 254–300.
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1000000. Лист N-57. Петропавловск-Камчатский: Объясн. зап. / Ред. А.Ф. Литвинов, Б.А. Марковский. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 312 с.
9. Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
10. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Корьяки, тектоническая и геофизическая интерпретация. М.: Науч. мир, 2003. 256 с.
11. Коваленко Д.В., Колосков В.А., Цуканов Н.В., Федоров П.И. Геодинамические условия формирования и магматические источники позднемеловых-раннепалеоценовых магматических комплексов северной части Камчатки // Геохимия. 2009. № 4. С. 348–377.
12. Колосков А.В. Особенности становления интрузий малых глубин (на примере Центральной и Юго-Восточной Камчатки): Автореф. дис. ...канд. геол.-минер. наук. М., 1969. 21 с.
13. Колосков А.В., Флеров Г.Б. Механизм образования и особенности состава гипабиссального массива гранитоидов (Камчатка) // Магма малоглубинных камер. М.: Наука, 1970. С. 130–137.
14. Колосков А.В., Завозина Л.В. Гравитационное поле в районе выходов гипабиссального интрузива гранитоидов (Камчатка) // Магма малоглубинных камер. М.: Наука, 1970. С. 138–143.
15. Колосков А.В., Флеров Г.Б., Коваленко Д.В. Позднемеловые-палеоценовые магматические комплексы Центральной Камчатки: геологическое положение, особенности вещественного состава // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 4. С. 16–34.
16. Литвинов А.Ф., Крикун Н.Ф. Государственная геологическая карта РФ. 1 : 200 000. Листы N-57-XXII, XXVIII, XXIX. Серия Восточно-Камчатская. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1992.
17. Лучицкая М.В., Соловьев А.В., Хоуриган Дж. К. Два этапа формирования гранитоидов Срединного хребта Камчатки: их тектоническая и геодинамическая позиция // Геотектоника. 2008. № 4. С. 49–69.
18. Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки / Отв. ред. К.Н. Рудич. М.: Наука, 1967. 190 с.
19. Прохоров К.В. Третичные гранитоиды Камчатки. М.: Наука, 1964. 133 с.
20. Пузанков Ю.М. Редкометальные вулканы Корьякского нагорья (геохимия, тектоническая позиция, генезис) //



- Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики: Тез. докл. Хабаровск, 1989. С. 50–51.
21. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит (методы трекового и структурного анализа). М.: Наука, 2008. 314 с.
  22. Федоров П.И., Коваленко Д.В., Баянова Т.Б., Серов П.А. Раннекайнозойский магматизм континентальной окраины Камчатки // Петрология. 2008. Т.16, № 3. С. 277–295.
  23. Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки / Отв. ред. М. А. Фаворская. М.: Наука, 1968. 180 с.
  24. Хотин М.Ю., Виноградов В.И., Волынец О.Н. и др. Изотопный состав стронция в анортитсодержащих включениях вулканитов Камчатки и породах фундамента // Докл. АН СССР. 1993. Т. 271, № 5. С. 1222–1225.
  25. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Савельев Д.П. Новые данные о составе и строении вулканических комплексов мыса Налычева и полуострова Шипунский (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 1. С. 25–35.
  26. Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В. и др. Эволюция структуры Лесновского поднятия и его обрамления в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С. 66–74.
  27. Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. О возможности использования классификационной TAS-диаграммы для диагностики плутонических пород // Магматизм и рудообразование. Материалы конф., посвящ. 125-летию со дня рождения акад. А.Н. Заварицкого / Отв. ред. Н.С. Бортников, О.А. Богатиков. М.: ИГЕМ РАН, 2009. С. 147–151.
  28. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A Geochemical Classification for Granitic Rocks // J. Petrology. 2001. V. 42, N 11. P. 2033–2048.
  29. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrology. 1984. V. 25. P. 956–983.
  30. Steiger R.H., Jager E. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36, N 3. P. 359–362.
  31. Sun S.S., McDonoug W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Sannders, M.I. Norry // Magmatism in the ocean basin. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
  32. Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites // Lithos. 1998. V. 45. P. 29–44.
  33. Vinogradov V.I. Isotopic Evidence of the Conversion of Oceanic Crust to Continental Crust in the Continent-Ocean Transition Zone of Kamchatka // Geochemistry International. 1995. V. 32, N 3. P. 70–109.

*Рекомендована к печати В.Г. Сахно*

*A.V. Koloskov*

### **Petrological-and-geochemical features of Cretaceous and Cenozoic intrusive magmatism of Kamchatka, melt sources, and geodynamic conditions**

A comparative analysis was carried out aimed at identification of the geological position and composition of Cretaceous, Eocene and Miocene-Pliocene granitoids from the Sredinny Ridge, Kamchatka. New petrochemical, geochemical and isotope data are presented. The results of the study show that the higher alkaline granodiorites and granites of the Sredinny Ridge display an enriched isotope composition and are characterized by elevated concentrations of Rb, Th, U and LREE as compared with those in the eastern part of the region. The largest scale Cretaceous crust magmatism occurred during intense tectonic motions and metamorphism. The low-volume Eocene magmatism occurred as crust granitic melts within the Sredinny Ridge and as mantle-derived magmas evolved to granitic composition in southeastern Kamchatka and in the Ganalskiy Ridge. At that time the ancient crust was reanimated and the new continental crust formed in some places. The low-volume Miocene-Pliocene magmatism occurred within volcanic belts. It varied in composition, displayed both crust and mantle-derived magma genesis, and participated in the formation of the upper crust horizons on the existing crystalline basement.

**Key words:** petrochemistry, geochemistry, isotopy, granitoids, magmatism, Kamchatka.