

**МЕЛОВЫЕ И ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ БАНКИ КАШЕВАРОВА И
ПРОИСХОЖДЕНИЕ ФУНДАМЕНТА НА СЕВЕРЕ ОХОТСКОГО МОРЯ****А.И. Ханчук^{1,3}, Т.А. Емельянова², Г.М. Вовна¹, Ю.О. Савельев¹, Н.С. Ли²**¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия; e-mail: axanchuk@mail.ru² Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия;
e-mail: emelyanova@poi.dvo.ru³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

Поступила в редакцию 12 апреля 2024 г.

На банке Кашеварова драгированы меловые и палеогеновые магматические породы известково-щелочной серии ряда диориты–граниты и андезиты–риолиты. Среди них выявлены меловые адакитовые гранитоиды и позднемеловые–палеоэоценовые и эоценовые адакитовые вулканиты по высоким значениям соотношения St/Y , при низких концентрациях Y и Yb . Магматические комплексы банки Кашеварова и других подводных возвышенностей на севере Охотского моря аналогичны разновозрастным комплексам Сихотэ–Алиня и Северного Приохотья или Западной Камчатки, где формирование гранитоидов рассматривается как результат коллизии островных дуг в альбе–сеномане или раннем эоцене, соответственно. Предполагается, что образование адакитовых гранитоидов связано с разрушением слэба и подъемом подслэбовой астеносферы. В районе банки Кашеварова проходит граница между альб–сеноманским и эоценовым орогенными поясами и, соответственно, разновозрастными блоками континентальной коры. Эоценовая зона коллизии от Малкинского поднятия Западной Камчатки через банку Кашеварова и Центральный Сахалин может быть прослежена до Центрального Хоккайдо. Коллизия островных дуг, раннеэоценовая на Камчатке и среднеэоценовая на Сахалине и Хоккайдо, завершила формирование континентальной суши, которая существовала до образования Охотского моря. Предложены: новая схема тектонического районирования фундамента Охотского моря и реконструкция окраины континента до его раскрытия.

Ключевые слова: гранитоиды, геохимия, адакиты, геодинамические режимы, астеносферный диапиризм, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

Охотское море (ОМ) образовалось в позднем кайнозое, когда в конце эоцена началось растяжение и опускание большого участка суши с максимальной интенсивностью в неогене и плейстоцене [12, 24, 58]. Большую часть Охотского моря составляет шельф, подстилаемый корой континентального типа мощностью 32–24 км, за исключением рифтогенных впадин с утоненной субконтинентальной корой (до 15 км) и субокеанической в основании Курильской котловины (7–10 км) [32 и др.].

Принимая во внимание, что на Западной Камчатке в Срединном хребте на дневную поверхность выходят метаморфические образования, которые считались докембрийскими, Г.С. Гнибиденко [6] выделил древнюю Охотскую платформу от Камчатки до впадины Дерюгина, а к югу от платформы пред-

полагалось продолжение кайнозойских складчатых структур Камчатки. В дальнейшем было высказано предположение о существовании в пределах большей части ОМ (до Курильской котловины) обособленной Охотоморской плиты как океанического вулканического плато [3]. В других работах фундамент ОМ рассматривался либо как палеозойско–мезозойский без определения его тектонической природы [14, 15], либо как продолжение меловых и раннекайнозойских орогенных (складчатых) структур северного обрамления ОМ, Камчатки, Сахалина и Хоккайдо [5, 12, 21].

В результате драгирования, проведенного в 60–90-х годах в морских экспедициях институтами ДВО РАН (ИМГиГ, г. Южно-Сахалинск и ТОИ, г. Владивосток), с поверхности банки Кашеварова были подняты образцы интрузивных пород в основном мелового, реже палеогенового возраста [15] (рис. 1,

врезка). Предшественниками [15, 17] гранитоиды банки Кашеварова, как и всего Охотского моря, были отнесены к гипабиссальной фации габбро-гранитной вулканоплутонической ассоциации и производным андезитовой магмы корово-мантийного генезиса, а также выдвигалось предположение о сходных геодинамических условиях их формирования с гранитоидами островных дуг [15, 17].

Представленные в статье новые данные по геохимии интрузивного магматизма, анализ природы мантийных источников и специфических особенностей геодинамических режимов открывают новые возможности для решения дискуссионных вопросов о тектонической природе акустического фундамента дна ОМ и корреляции с прилегающими структурами суши.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Банка Кашеварова расположена в северо-западной части ОМ (рис. 1). Она вытянута в субширотном направлении на расстояние 180 км, площадь ее составляет 400–560 км² при глубине около 130 м [6]. К северо-западу располагается банка Ионы, к востоку – Охотский свод, а к югу – впадина Дерюгина глубиной 1000–1500 м. Как и другие возвышенности в пределах моря, она представляет собой один из выходов акустического фундамента.

Данные геофизических исследований, проведенных в разные годы, указывают на то, что максимальная мощность земной коры в пределах банки Кашеварова составляет 30–32 км, что соответствует континентальному типу. Кора разделяется на три слоя – нижний «базальтовый» (мощность 15–20 км; скорость сейсмических волн $V = 6.8–7.4$ км/с), промежуточный «гранитный» (мощность 12 км, $V = 5.8–6.7$ км/с) и верхний «осадочный» (мощность 0–0.2 км; V варьирует от 2.0 до 5.0 км/с) [32].

В геологическом строении банки Кашеварова принимают участие метаморфические, магматические и осадочные породы [16]. К метаморфическим образованиям относятся амфиболиты, гранат-амфибол-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, кварц-биотит-мусковитовые и кварц-альбит-хлоритовые сланцы, а также продукты контактового метаморфизма – биотит-кордиеритовые роговики [1, 14]. Метаморфические породы относятся к умеренно-глубинным фациям метаморфизма, главным образом, эпидот-амфиболитовой фации [14]. По условиям метаморфизма и составу минералов они отличаются от докембрийских образований Тайгоносского и Охотского массивов и аналогичны метаморфическим породам Срединного хребта Камчатки (СХК) [1]. Для последних недавно был установлен меловой возраст

протолита и эоценовый возраст главного этапа метаморфизма [13, 46 и др.].

Интрузивные породы представлены гранитоидами, слагающими многофазные плутоны с возрастом по К-Аг датировкам от раннего мела до эоцена [15]. Гранитоиды являются предметом исследования и подробно описаны в статье ниже. Ассоциирующиеся с гранитоидными породами вулканические образования относят к раннемеловому (142.0–106.2 млн лет) и позднемеловому (93.4 млн лет), реже к эоценовому (44.0–39.0 млн лет) и олигоценовому (25.2 млн лет) периодам [8, 43].

Осадочные породы акустического фундамента представлены в основном песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, подвергшимися воздействию контактового метаморфизма при внедрении позднемезозойско-раннекайнозойских гранитоидов. Погружение банки Кашеварова под уровень моря произошло на завершающей стадии формирования Охотского моря в плиоцене–плейстоцене, на что указывают повсеместные находки скелетов морских диатомей в плиоцен-плейстоценовых осадочных отложениях [33].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Химические анализы (табл.) выполнены в 2023 году в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). Определения содержаний H_2O , PPH , SiO_2 выполнено методом гравиметрии, аналитик А.В. Левицкая. Содержание других петрогенных элементов определялось методом ICP-OES на спектрометре iCAP 7600 Duo (Thermo Scientific, USA), свидетельство о поверке NC-AЭ/02-11-2022/205505408, аналитики Г.А. Горбач, Н.В. Хуркало. Пробоподготовка – сплавление с метаборатом лития ($LiBO_2$), аналитик Е.А. Волкова. Содержание редких элементов определено методом ICP-MS на спектрометре Agilent 7500c (Agilent Technologies, USA), ответственный исполнитель н.с. Н.В. Зарубина.

В статье также использованы результаты определений радиоизотопного возраста гранитоидов, которые проводились К-Аг методом по валовым пробам и отдельным минералам, и результаты определений содержаний петрогенных оксидов методом «мокрой химии» в 90-х годах в ЦЛ Приморгеологии (г. Владивосток) [15]. Привлечены также результаты определений редких элементов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP MS Elan DRC II Perkin Elmer (США) в инновационно-аналитическом центре (Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск), а также на спектрометре Agilent 7500 (Agilent Technologies, США) в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) [17].

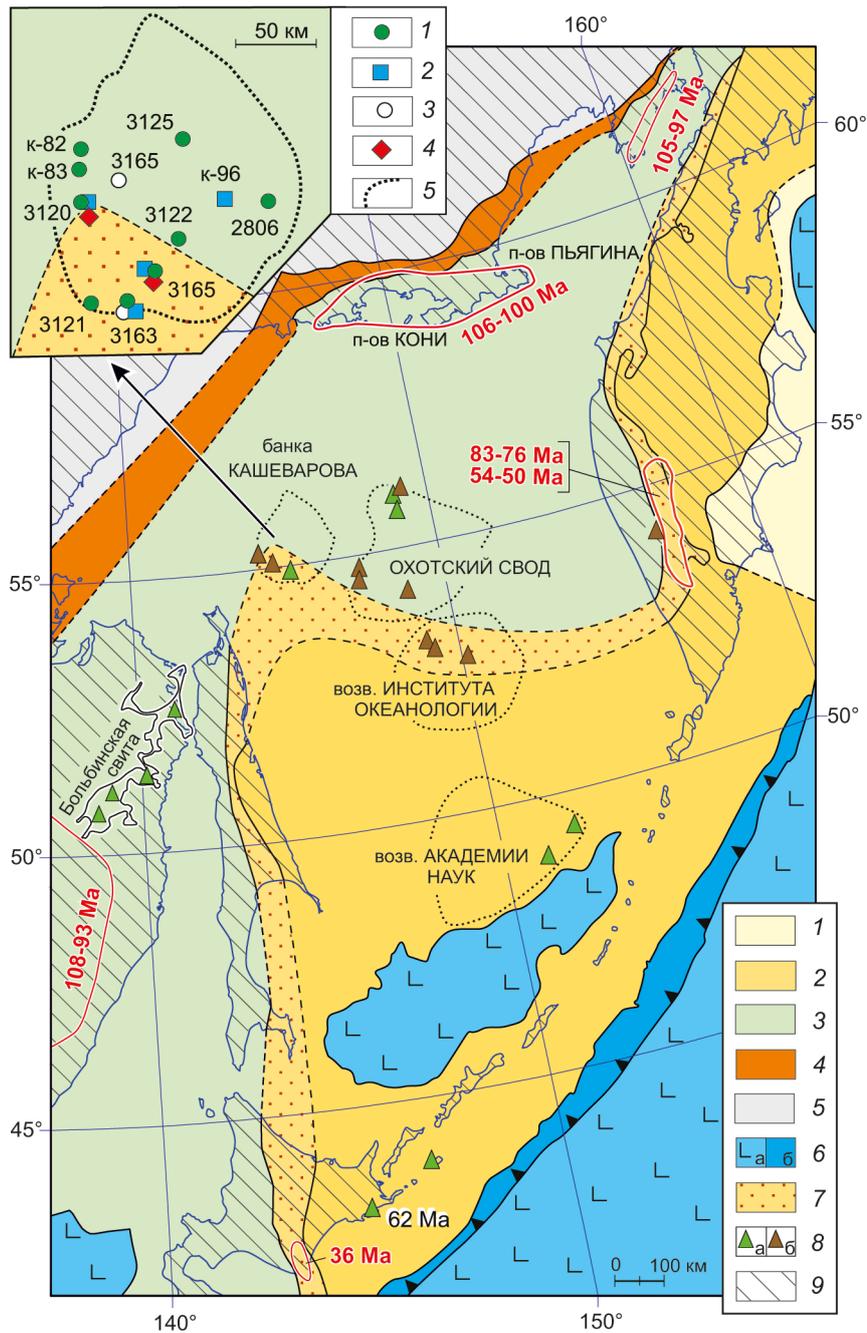


Рис. 1. Тектоническая схема фундамента Охотоморского региона.

1–4 – орогенные (складчатые) пояса: 1 – плиоценовый, 2 – эоценовый, 3 – альб-сеноманский, 4 – пермский; 5 – докембрийский континент; 6 – океаническая кора Тихоокеанской плиты и субокеаническая кора Курильской котловины и Японского моря (а) и аккреционная призма (б); 7 – эоценовая зона коллизии, 8 – адакитовые вулканиты: позднемеловые-палеоценовые (а) и эоценовые (б); 9 – суша. Красные контуры и цифры – распространение и возраст адакитовых гранитоидов.

На врезке. Участок исследования со станциями драгирования, по [15, 17].

1 – дифференцированный ряд меловые диориты–граниты, 2 – меловые монцониты и граносиениты; 3 – палеоценовые гранодиориты; 4 – эоценовые гранодиориты и граниты; 5 – контур банки Кашеварова и района исследования с номерами станций драгирования.

Таблица. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в гранитоидах банки Кашеварова.

№ проб/ элементы	3121-26	К-82/8	3121-27	3121-29	3121-18	3163-10	3120-6	3125-1	3121-30
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	57.84	58.70	60.74	60.92	63.07	63.83	63.86	63.89	64.15
TiO ₂	0.78	0.66	0.61	0.65	0.61	0.50	0.75	0.42	0.50
Al ₂ O ₃	16.76	16.8	17.33	16.16	16.21	15.61	15.49	16.88	17.08
Fe ₂ O ₃	7.54	7.48	6.54	6.99	6.40	6.63	5.88	4.46	4.68
MnO	0.16	0.12	0.11	0.11	0.12	0.10	0.08	0.08	0.10
MgO	3.50	3.52	2.87	3.14	2.49	2.28	2.33	2.24	1.56
CaO	6.08	7.03	5.99	6.17	4.89	4.69	4.55	4.71	4.45
Na ₂ O	3.35	3.31	3.27	3.50	3.57	3.20	3.62	3.66	4.33
K ₂ O	1.59	1.72	1.83	1.55	1.91	2.24	2.39	2.62	2.38
P ₂ O ₅	0.19	0.12	0.09	0.11	0.14	0.12	0.16	0.18	0.24
H ₂ O ⁻	0.14	0.1	0.07	0.19	0.04	0.14	0.08	0.10	0.01
ППП	1.73	0.07	0.24	0.06	0.21	0.31	0.37	0.29	0.12
Σ	99.66	99.65	99.70	99.54	99.65	99.65	99.56	99.53	99.60
Be	1.58	1.50	0.86	1.15	1.91	1.19	1.22	2.66	2.41
Sc	19.73	19.55	16.64	16.89	13.58	9.97	12.80	8.12	11.12
V	170.8	187.7	156.8	160.5	129.0	98.76	132.0	91.26	82.56
Co	15.84	18.31	16.59	17.15	13.44	14.60	14.71	10.83	8.56
Ni	9.58	16.84	10.71	14.37	9.50	14.52	59.41	12.25	8.71
Cu	9.18	83.29	43.22	35.32	21.05	21.76	26.43	13.46	4.15
Zn	101.9	66.46	59.68	59.52	61.20	49.27	50.00	47.75	64.17
Ga	16.59	15.73	15.36	13.36	15.25	15.54	16.56	15.97	17.68
Rb	33.89	38.01	48.45	33.41	40.15	60.02	58.72	73.87	53.56
Sr	479.6	402.7	370.5	328.5	336.0	399.6	368.8	615.6	687.9
Y	23.45	20.70	14.60	16.48	20.53	14.75	23.58	11.36	16.24
Zr	181.9	118.5	105.4	122.0	189.6	145.1	161.8	97.33	146.7
Nb	6.59	2.04	2.46	1.85	2.75	3.13	5.21	4.92	8.41
Mo	15.29	24.40	23.24	23.41	21.55	1.61	18.49	17.71	21.47
Sn	2.35	2.68	0.47	0.58	0.66	0.92	1.06	2.13	2.62
Cs*	2.04	1.60	2.43	1.67	1.28	1.76	1.69	2.52	0.76
Ba	708.1	420.9	474.3	391.5	555.8	557.8	679.3	730.8	668.6
La	19.04	10.49	8.40	8.10	10.02	9.85	17.56	21.96	52.59
Ce	40.97	25.64	20.09	17.42	25.18	21.56	38.54	39.97	99.47
Pr	5.55	3.47	2.51	2.44	3.37	2.86	5.14	4.43	11.20
Nd	22.26	16.21	11.63	11.73	16.04	12.35	23.31	16.73	40.01
Sm	4.75	3.77	3.13	2.94	3.49	2.75	4.51	3.52	6.53
Eu	0.94	0.85	0.70	0.72	0.95	0.70	1.07	1.03	1.24
Gd	4.30	3.82	2.56	2.95	4.05	2.79	4.57	2.94	4.89
Tb	0.88	0.67	0.47	0.50	0.69	0.46	0.73	0.37	0.72
Dy	4.55	3.66	2.48	3.01	3.47	2.25	4.32	2.17	3.69
Ho	0.96	0.79	0.54	0.74	0.89	0.51	0.90	0.47	0.69
Er	2.36	2.21	1.60	1.69	2.43	1.36	2.53	0.95	1.78
Tm	0.36	0.34	0.20	0.22	0.33	0.21	0.43	0.14	0.21
Yb	2.72	2.30	1.85	2.10	2.17	1.48	2.45	1.24	1.57
Lu	0.54	0.33	0.26	0.28	0.46	0.24	0.38	0.16	0.23
Hf	4.75	3.60	2.80	3.72	4.97	4.29	4.56	2.48	3.78
Ta	0.39	0.21	0.21	0.12	0.18	0.26	0.31	0.35	0.61
W	14.70	20.21	18.79	19.29	19.24	2.66	16.67	16.06	18.32
Pb	7.13	10.17	7.74	6.55	7.26	6.86	9.76	13.69	10.15
Th	5.75	3.36	8.55	2.24	4.88	6.82	5.69	13.26	18.52
U	1.73	0.89	2.28	0.64	1.28	1.34	1.62	2.00	0.66

Примечание. Гранитоиды: 1–15 – меловые: диориты (1–8), кварцевые диориты (9, 10), монцониты (11, 12, 13), гранодиориты (14), граниты (15); 16, 17 – палеоценовые гранодиориты, 18 – эоценовые граниты.

Таблица. (Продолжение).

№ проб/ элементы	3122-1	3120-1	3118-9	3120-4	3163-7	К-83/4	3163-1	3165-37	3118-1
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	64.65	64.87	65.16	65.48	67.86	72.09	65.75	66.76	71.95
TiO ₂	0.63	0.45	0.49	0.44	0.46	0.31	0.40	0.45	0.23
Al ₂ O ₃	15.87	15.96	16.47	15.64	14.16	13.60	14.93	15.67	14.44
Fe ₂ O ₃	5.53	5.28	4.22	4.87	4.83	3.86	5.77	4.86	2.46
MnO	0.11	0.08	0.06	0.08	0.08	0.04	0.09	0.07	0.05
MgO	1.63	1.76	0.99	2.18	1.47	0.84	2.07	1.36	0.66
CaO	3.77	3.52	2.77	4.04	3.01	2.77	3.79	3.41	2.46
Na ₂ O	4.14	3.95	4.35	3.31	3.43	3.61	3.19	3.76	3.81
K ₂ O	2.15	3.05	4.23	2.55	3.61	2.06	2.67	2.82	3.32
P ₂ O ₅	0.15	0.13	0.12	0.15	0.09	0.06	0.15	0.15	0.08
H ₂ O ⁻	0.13	0.13	0.25	0.05	0.07	0.07	0.13	0.18	0.13
ППП	0.79	0.48	0.54	0.75	0.20	0.29	0.76	0.15	0.01
Σ	99.56	99.66	99.63	99.53	99.71	99.60	99.71	99.64	99.60
Be	1.71	1.46	3.66	2.35	1.75	0.68	4.16	3.27	2.09
Sc	10.98	7.38	10.98	8.48	7.04	7.01	8.93	5.68	4.12
V	77.61	104.4	69.01	100.5	73.91	55.06	80.56	62.96	42.58
Co	9.47	10.12	6.26	11.21	8.57	8.02	12.34	8.31	4.29
Ni	3.19	19.73	9.07	32.56	10.54	9.61	19.60	23.90	18.15
Cu	12.84	20.40	6.28	10.76	25.23	24.32	34.91	23.74	13.43
Zn	55.57	62.48	45.18	50.07	47.50	22.47	47.17	50.38	47.39
Ga	13.98	15.45	17.41	14.33	14.44	12.69	16.23	15.50	14.84
Rb	47.38	54.76	106.31	74.97	88.11	40.48	86.92	67.51	76.76
Sr	321.6	461.7	225.6	455.4	270.0	188.4	474.3	492.2	447.1
Y	27.10	10.38	30.74	11.64	18.07	20.54	12.72	11.11	6.01
Zr	196.03	93.71	348.7	88.98	172.2	131.1	135.8	130.9	76.56
Nb	4.14	6.46	9.11	5.22	4.85	2.31	6.14	7.55	6.08
Mo	11.47	62.91	37.93	19.24	1.34	34.04	0.92	0.68	16.45
Sn	0.82	0.80	1.94	1.22	1.17	1.31	1.30	1.03	0.76
Cs*	1.25	1.21	1.70	5.69	2.11	0.98	2.02	2.86	2.44
Ba	571.8	808.1	740.6	549.3	874.6	795.8	543.8	655.6	683.1
La	14.91	20.75	24.95	13.57	16.80	9.08	21.15	24.23	11.68
Ce	34.57	41.38	55.62	27.73	36.33	20.53	40.85	45.78	22.44
Pr	4.82	4.84	7.21	3.41	4.57	2.66	4.48	5.25	2.57
Nd	22.12	18.55	29.84	14.33	19.10	12.15	17.36	19.97	10.41
Sm	4.69	3.34	6.86	2.99	3.83	2.98	2.93	3.74	1.39
Eu	1.19	0.75	1.06	0.84	0.77	0.71	0.84	0.79	0.56
Gd	5.29	2.48	5.64	2.83	3.14	3.24	3.03	2.82	1.44
Tb	0.74	0.42	1.01	0.44	0.47	0.56	0.45	0.39	0.24
Dy	4.58	1.82	5.94	2.02	3.22	3.22	2.09	2.18	1.03
Ho	1.03	0.42	1.28	0.41	0.65	0.78	0.44	0.48	0.18
Er	2.75	0.97	3.32	1.16	2.01	2.12	1.06	1.05	0.60
Tm	0.39	0.14	0.47	0.15	0.28	0.36	0.24	0.18	0.09
Yb	3.18	1.12	3.63	1.31	2.39	2.46	1.14	1.26	0.69
Lu	0.46	0.15	0.57	0.23	0.32	0.43	0.25	0.19	0.13
Hf	5.07	2.56	9.32	2.55	4.99	3.65	3.97	3.62	2.14
Ta	0.27	0.52	0.70	0.53	0.40	0.23	0.71	0.57	0.41
W	10.90	53.14	34.11	16.49	2.89	27.76	5.13	0.97	13.14
Pb	10.68	13.80	18.84	14.19	15.38	5.80	16.27	14.24	17.26
Th	5.62	6.17	12.27	8.40	9.80	3.89	17.69	7.49	4.15
U	0.85	0.88	3.25	1.66	1.96	1.12	3.58	2.02	2.15

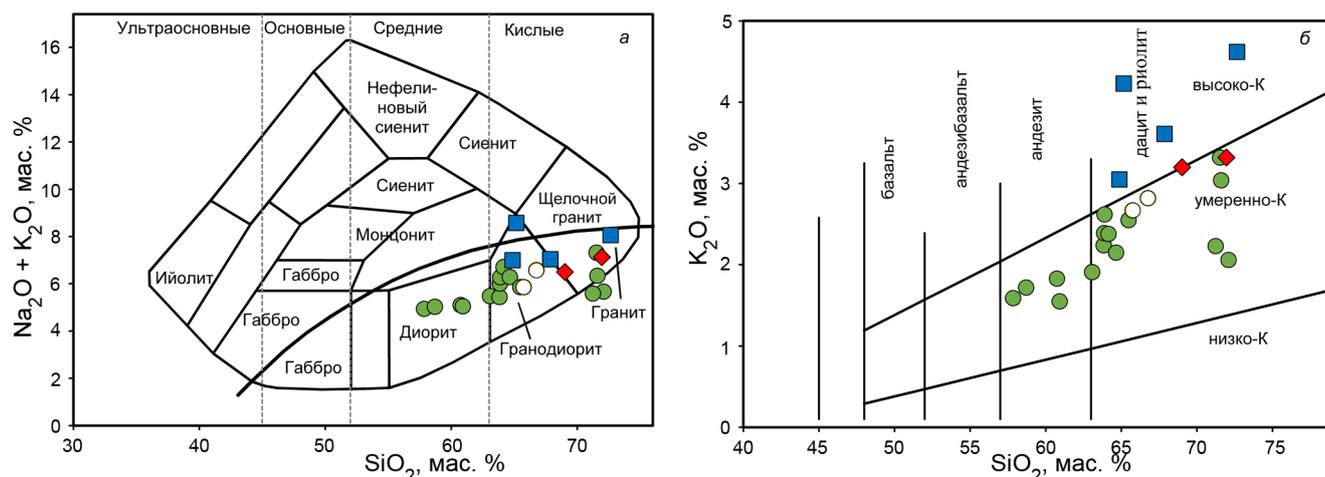


Рис. 2. Классификационные диаграммы «щелочи-кремнезем» (а) [64] и K_2O-SiO_2 (б) [49].

Условные обозначения см. на рис. 1 (врезка).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Банка Кашеварова

В пределах банки Кашеварова временной диапазон формирования гранитоидов по К-Аг датировкам охватывает период от раннемелового (124 и 103–101 млн лет) и позднемелового (96.8–66.0 млн лет) до палеоцен-эоценового (64.8 и 46.0 млн лет, соответственно) [15]. Меловые гранитоиды представлены диоритами, кварцевыми диоритами, биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранодиоритами и гранитами, реже монцодиоритами, монцонитами и граносиенитами. Палеоцен-эоценовые гранитоиды встречаются в меньшем количестве и представлены кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами.

В пределах описываемой структуры наиболее значительные объемы гранитоидного магматизма проявлены в меловой период. Согласно ранее полученным [15] и новым данным (табл.), преобладают диориты, кварцевые диориты и гранодиориты с SiO_2 от 57.84 до 69.71 мас. %, содержания суммы щелочей и K_2O в них колеблются в интервалах 4.94–5.75 мас. % и 1.55–2.75 мас. %. Реже встречаются граниты с SiO_2 до 71.24–71.60 мас. % [15] с суммой щелочей и содержаниями K_2O 5.50–7.32 мас. % и 2.23–3.32 мас. %, соответственно. В целом ряд пород диориты–граниты (Д–Г) характеризуется умеренной или повышенной глиноземистостью – от 14.0 в гранитах до 17.3 мас. % в диоритах. Индекс глиноземистости (ASI) в среднем находится в пределах 0.71–1.10 (I-тип), достигая 1.12–1.14 (S-тип); коэффициенты магнезиальности (#Mg) повышены и со-

ставляют в среднем 0.60–0.67. Палеоцен-эоценовые гранитоиды по многим петрохимическим свойствам проявляют схожесть с меловыми гранитоидами, отличаясь от последних более высокой щелочностью и калиевоствью.

Все вышеперечисленное указывает на принадлежность большинства гранитоидов банки Кашеварова к умеренно- или высококалиевым образованиям известково-щелочной серии, что подтверждается расположением фигуративных точек пород на классификационных диаграммах (рис. 2), а также к I и S типам (рис. 3). Исключением являются монцониты и граносиениты с высокими содержаниями калия и суммы щелочей.

На многокомпонентной диаграмме (рис. 4, а) в спектре редких элементов для пород ряда Д–Г наблюдается Ta-Nb и плохо выраженная Zr отрицательные аномалии, а также U, Pb и Sr положительные аномалии – геохимические черты, характеризующие известково-щелочные магматиты надсубдукционных и постсубдукционных обстановок. Спектр распределения REE фракционирован с преобладанием LREE над HREE (рис. 4, б): отношения $(La/Yb)_N$ и $(La/Sm)_N$ составляют 7–14 (достигая 24.04) и 5.43, соответственно.

Происхождение большинства гранитоидов банки Кашеварова, связанное с надсубдукционным или постсубдукционным геодинамическими режимами, предполагает участие в магмогенерирующих процессах субдукционного компонента. Он может быть представлен как флюидами, так и расплавами осадочного и/или нижнего эклогитового слоев субдуцирующей океанической коры, а также расплавами,

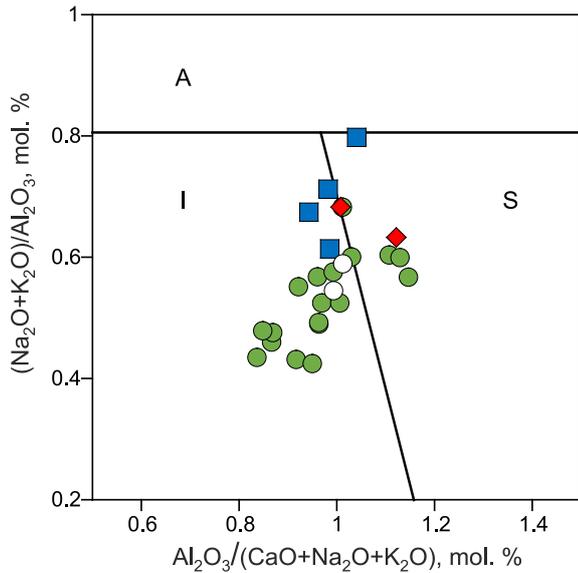


Рис. 3. Классификационная диаграмма [54]. А, I, S – петрогенетические типы [по 51].

Условные обозначения см. на рис. 1 (врезка).

образовавшимися в результате частичного плавления литосферной мантии, содержащей «субдукционный компонент», унаследованный от водных флюидов на активной стадии субдукции. Большинство гранитоидов характеризуется как отрицательной, так и положительной Th аномалией (рис. 4, а). Торий содержится в большом количестве в осадках океанической коры. Как высоко некогерентный элемент, он не мобилен в водном флюиде, однако легко переходит в расплав при плавлении коры [55, 56]. Судя по поведению Th на рис. 4, а в магмогенерации исследуемых гранитоидов принимают участие как флюиды, так и

расплавы. Это приводит к метасоматозу мантийного компонента (мантийного клина), изначально представленного шпинелевыми перидотитами (рис. 5). Причем, степень частичного плавления (СЧП) для большинства гранитоидов находится в пределах 1–3 %, в гранитах – 0.1–0.5 %, что свидетельствует об изначально обогащенном источнике, отличном от N-MORB, для которого она составляет 10–15 %, по [26]. Обогащение источника субдукционным компонентом подтверждается отношением большинства гранитоидов банки Кашеварова к I петрогенетическому типу (рис. 3). Однако часть образцов попадает в область S-типа, что предполагает их формирование в коллизионных условиях.

Впервые в пределах банки Кашеварова устанавливаются меловые и палеоцен-эоценовые гранитоиды, которые определяются на диаграммах Y–Sr/Y и Yb_N–La_N/Yb_N как адакиты (рис. 6, а, б).

Эта часть гранитоидов представлена: меловыми диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, монцонитами и гранитами, палеоценовыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами и эоценовыми гранитами. Все эти породы характеризуются содержаниями SiO₂ 63.89–71.24 мас. % (меловые) и 65.75–71.95 мас. % (палеоцен-эоценовые), а также многими геохимическими особенностями, типичными для адакитов согласно [19, 40, 41, 47, 52 и др.]. К ним относятся повышенные содержания SiO₂ (> 60 мас. %), Al₂O₃ (≥ 15 мас. %, ASI 0.96–1.14), повышенные концентрации Sr (492.2–687.9 г/т) и умеренно пониженные – Y (10.38–12.72 в меловых и 6.57–9.41 г/т в палеоцен-эоценовых гранитоидах) и соответственно повышенные значения Sr/Y, составляющие 34.10–55.16 в меловых и 37.3–44.34 в палеоцен-эоценовых

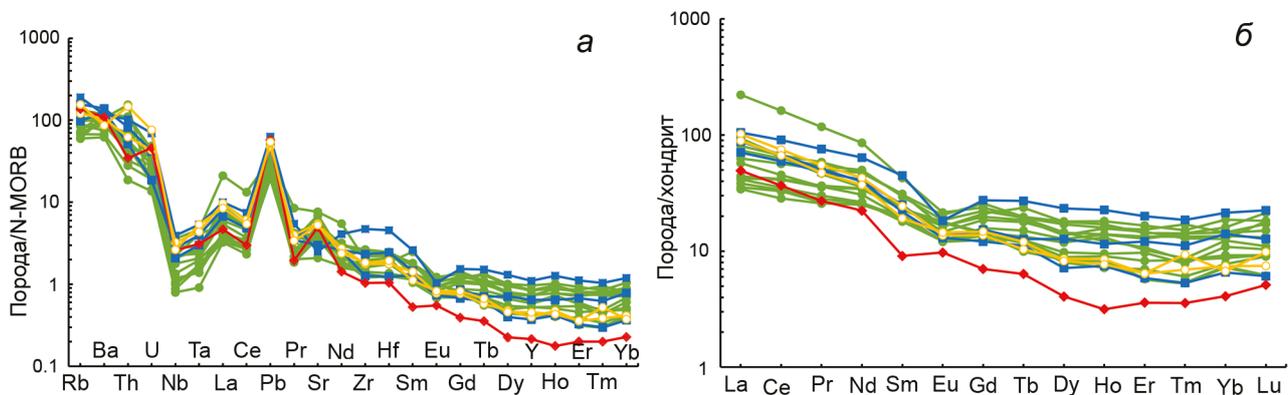


Рис. 4. Многокомпонентные диаграммы редких элементов (а) и распределения редкоземельных элементов (REE) (б), нормированных к N-MORB и хондриту, по [62].

Условные обозначения см. на рис. 1 (врезка).

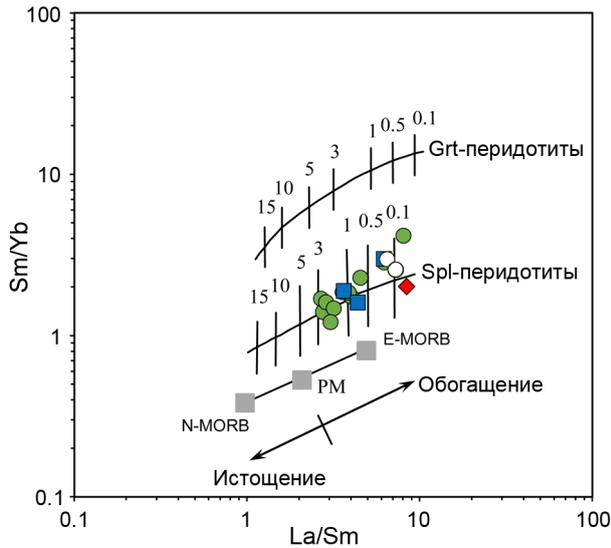


Рис. 5. Диаграмма $(La/Sm)-(Sm/Yb)$ [59]. Кривые – линии фракционирования, вертикальные линии и цифры – СЧП источника.

Условные обозначения см. на рис. 1 (врезка).

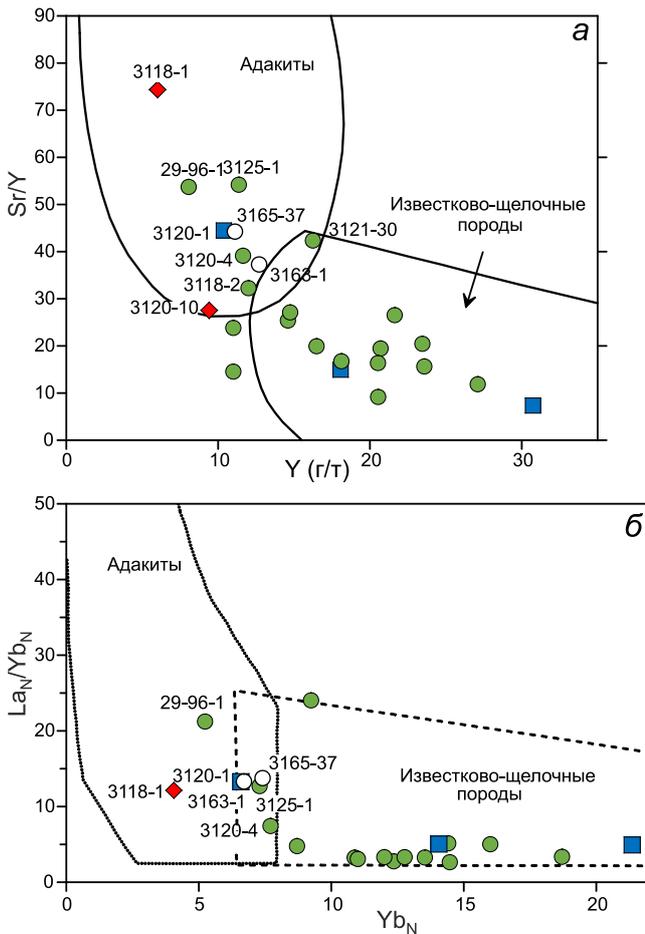


Рис. 6. Диаграммы $Y-Sr/Y$ (a) [40, 52] и Yb_N-La_N/Yb_N (б) [52, 57] для адakitовых гранитоидов банки Кашеварова.

Условные обозначения см. на рис. 1 (врезка).

породах. Значения $(La/Yb)_N$ также повышены и лежат в интервалах 7.43–22.20 в меловых и 12.10–14.5 в палеоцен-эоценовых разновидностях; в типичных адакитах 8–16 и более. К характерным особенностям также относятся пониженные значения Rb/La (0.1–0.56 в меловых и 0.28–0.67 в палеоцен-эоценовых породах), Ta-Nb минимум и отсутствие европейской аномалии. В целом для всех адакитовых гранитоидов банки Кашеварова характерен пониженный уровень магнезиальности ($\#Mg$ 0.35–0.37).

Другие возвышенности Охотского моря

В пределах внутренней части Охотского моря ранне- и поздне меловой гранитоидный магматизм проявился на других возвышенностях [15]: Охотском своде (138–97 млн лет), возвышенностях Института океанологии (101–75 млн лет) и Академии наук (138–68 млн лет). Согласно процитированным авторам, гранитоиды указанных возвышенностей имеют близкие минеральные и петрохимические особенности и представлены кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами и гранитами, реже монцонитами и граносиенитами. Среди темноцветных минералов преобладают амфибол, биотит, реже клинопироксен. Подавляющее большинство гранитоидов ОМ отнесено к кали-натровым образованиям андезитового ряда известково-щелочной серии, сформировавшимся в гипабиссальных условиях.

Среди гранитоидов ОМ установлены разновидности альб-сеноманского возраста: на Охотском своде (97 млн лет), возвышенностях Института океанологии и Академии наук (101–95 и 109–95 млн лет, соответственно) [15]. Надо подчеркнуть, что альб-сеноманские гранитоиды с возрастом 103–96 млн лет также установлены и среди известково-щелочных гранитоидов банки Кашеварова. На всех вышеуказанных возвышенностях ОМ гранитоиды этого возраста представлены диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами с SiO_2 60.30–66.27 мас. %. Породы характеризуются средним или повышенным уровнем щелочности (Σ щелочей 4.99–6.95 до 7.27 мас. %) и калиевости (K_2O 1.85–3.03 мас. %), повышенными содержаниями Al_2O_3 (15.78–16.88 мас. %, ASI 0.86–1.16) и средними – MgO (2.58–3.39 мас. %, $\#Mg$ 0.50–0.66). В целом альб-сеноманские гранитоиды относятся к высокоглиноземистым, умеренномагнезиальным, умеренно- и высококалиевым образованиям известково-щелочной серии I-типа.

На данном этапе исследований среди ранне- и поздне меловых гранитоидов Охотского моря (в том числе и альб-сеноманских) адакитовых разновидностей не установлено, за исключением банки Кашеварова.

Однако в пределах вышеуказанных возвышенностей выявлены адакитовые вулканические породы позднемелового-палеоценового и эоценового возраста, которые на диаграммах $Y-Sr/Y$ и Yb_N-La_N/Yb_N попадают в соответствующую область (рис. 7, а, б).

Позднемеловые-палеоценовые адакитовые вулканиды ОМ установлены среди вулканидов ряда андезиты-риолиты с возрастом 93–57 млн лет на Охотском своде, возвышенности Академии наук и банке Кашеварова. Данные породы представлены кварцевыми андезитами, дацитами и риолитами с SiO_2 65.12–72.16 мас. %. Породы характеризуются повышенной щелочностью (5.79–8.19 мас. %), умеренными или повышенными содержаниями K_2O (1.5–3.67 мас. %), Al_2O_3 (≥ 15 мас. %, ASI 0.92–1.05) и MgO (1.54–3.50 мас. %, #Mg 0.69–0.76). Содержания Sr составляют 420–457 г/т, а Y 4.94–8.8 г/т. Отношения Sr/Y и $(La/Yb)_N$ достигают значений 29.0–59.43 и 5.20–15.90, соответственно (рис. 7, а, б).

Эоценовые адакитовые вулканиды ОМ с возрастом 47–37 млн лет обнаружены на Охотском своде, возвышенности Института океанологии и банке Кашеварова [8, 9]. Породы представлены рядом андезиты-дациты с SiO_2 57.48–65.68 мас. %. Им свойственны повышенные содержания Al_2O_3 (15.32–18.19 мас. %, ASI 0.76–1.14) и MgO (3.96–4.28 мас. %, #Mg 0.67–0.82), концентраций Ni (51–95 г/т) и Cr (94–130 г/т) и пониженные – Y и Yb, а также Ta-Nb минимум. Основные показатели, типичные для адакитов, повышены: Sr/Y до 50–61 и $(La/Yb)_N$ до 10.50–15.40.

Большинство меловых и палеоцен-эоценовых адакитовых гранитоидов банки Кашеварова и адакитовых вулканидов других возвышенностей Охотского моря располагаются в области адакитов на диаграммах $Y-Sr/Y$ и Yb_N-La_N/Yb_N (рис. 8, а, б) совместно с аналогичными породами разных регионов окружающей суши, описанных в разделе Обсуждение. Диаграмма $MgO-SiO_2$ (рис. 9) иллюстрирует отношение всех адакитовых пород к высококремнеземистым образованиям.

ОБСУЖДЕНИЕ

В последние годы характеристики и источники адакитов привлекли значительное внимание в связи с их рудоносностью и принадлежностью к особым геодинамическим обстановкам [19, 40, 41, 47, 57]. Термин «адакит» был введен в 1990 г. [40]. Авторы показали, что в некоторых современных островных дугах, где погружается относительно молодая (< 25 млн лет) и горячая океаническая литосфера, присутствуют породы с геохимическими характеристиками расплавов, возникающих при частичном плавлении океаниче-

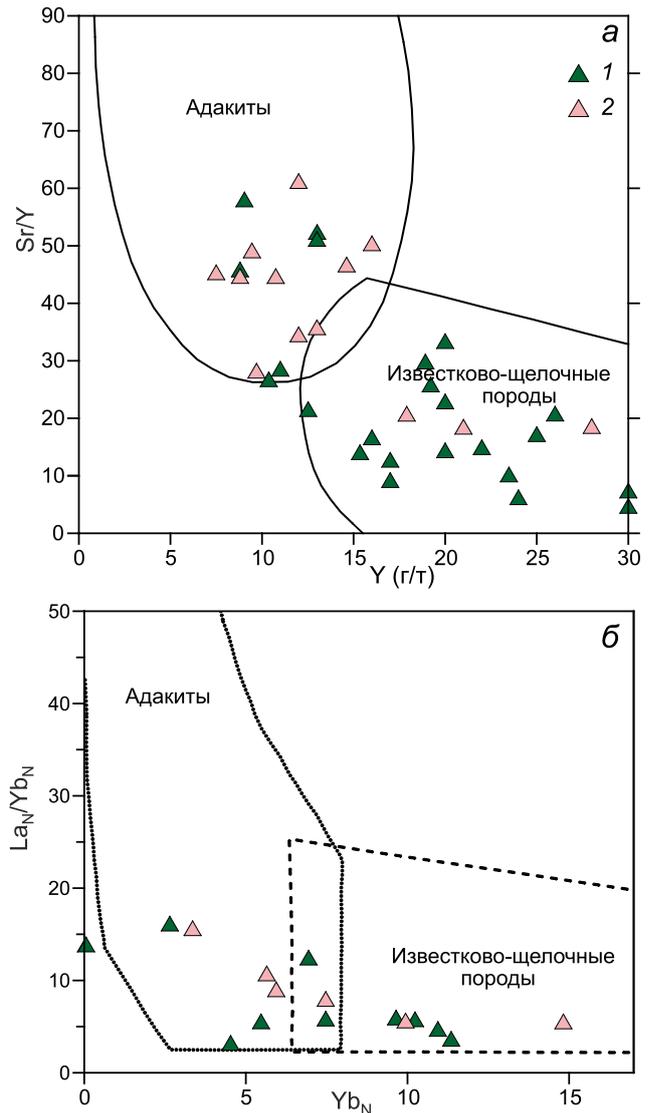


Рис. 7. Диаграммы $Y-Sr/Y$ (а) и Yb_N-La_N/Yb_N (б) для вулканических пород Охотского моря.

1 – позднемеловых-палеоценовых, 2 – эоценовых. Примечание: на рис. 7, б количество фигуративных точек вулканидов ОМ меньше, чем на рис. 7, а, из-за недостатка аналитических данных по La и Yb.

ской коры. Затем была дана характеристика адакитовых высокоглиноземистых типов тоналитов, трондьемитов, дацитов широкого возрастного диапазона от архея до кайнозоя [42].

Современным примером является пояс голоценовых адакитовых вулканов Аустралийских Анд. Этот пояс образовался после погружения под континентальную окраину спредингового хребта, разделявшего плиты Наска и Антарктическую, когда началась субдукция (со скоростью 2 м/год) молодой части последней с возрастом 12–24 млн лет и ее вероятное плавление, так как зоны Беньофа сейсмиче-

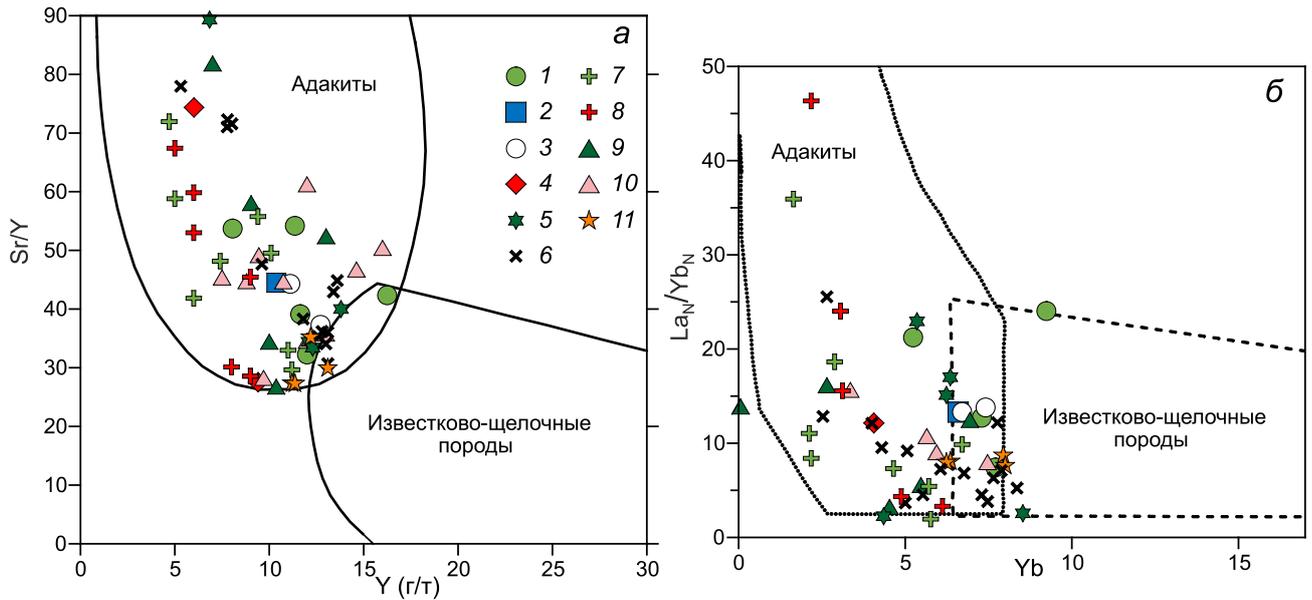


Рис. 8. Диаграммы Y-Sr/Y (а) и Yb_N-La_N/Yb_N (б) для адакитовых гранитоидов и вулканитов.

1–4 – Условные обозначения см. на рис. 1 (врезка). Адакитовые гранитоиды: 5 – Сихотэ-Алиня [30], 6 – Северного Приохотья [2]; 7, 8 – Срединного хребта Камчатки: 7 – позднемеловые [25, 27], 8 – раннеэоценовые [18]. Адакитовые вулканиты: 9, 10 – банки Кашеварова, Охотского свода, возвышенности Института океанологии: 9 – позднемеловые-палеоэоценовые, 10 – эоценовые; 11 – эоценовые вулканиты Западно-Камчатского сегмента Западнокамчатско-Корякского вулканического пояса – ЗККВП [28].

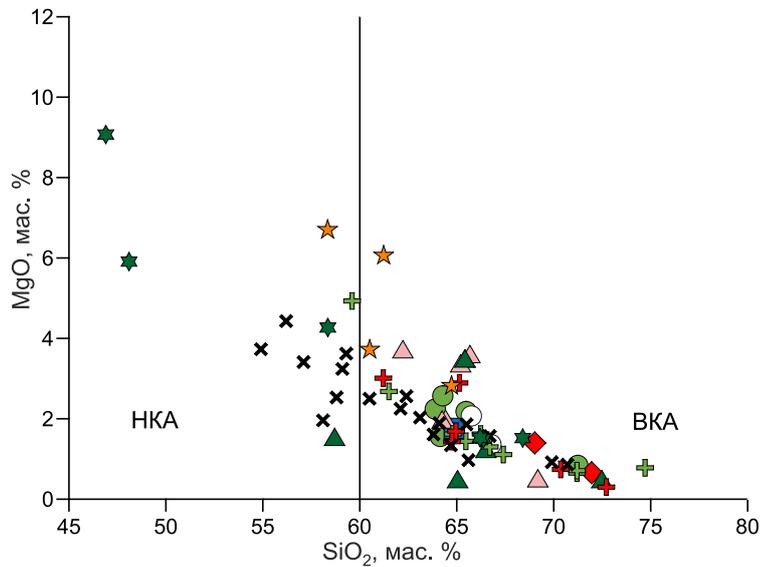


Рис. 9. Диаграмма MgO-SiO₂ [19] для адакитовых гранитоидов и вулканитов.

Условные обозначения см. на рис. 8.

ской активности, связанной с медленной субдукцией этой молодой океанической плиты, не существует [60, 61].

Вероятно, как синсубдукционные следует рассматривать позднекайнозойские адакиты Южной Америки в районах плоской (без астеносферного клина) субдукции на большом удалении (около 500 км) от глубоководного желоба, где предполагается плавление слэба [45].

Адакиты были описаны среди позднекайнозойских постсубдукционных вулканитов п-ва Байджа мексиканской (Нижней) Калифорнии. Прекращение субдукции было связано с отмиранием спредингового хребта плит Тихоокеанская-Фараллон, после чего образовалась граница скольжения плит (трансформная окраина) [44 и ссылки в ней]. Подъем астеносферы Тихого океана через разрывы в слэбе после прекращения субдукции сформировал чрезвычайно

разнообразный набор магматических пород: толеиты, высоко-Nb базальты, известково-щелочные базальты и кислые породы, среди которых исландиты и пералкалиновые риолиты, высокомагнезиальные андезиты, адакиты и другие породы. Существует общая точка зрения на формирование известково-щелочных магм в результате плавления ранее существующего метасоматизированного мантийного клина и коры под воздействием подъема подслэбовой астеносферы, который обеспечил тепловую энергию для плавления [34, 35, 37 и др.]. По некоторым типам пород существуют разногласия, связанные с оценкой влияния плавления слэба. Например, постсубдукционные адакиты Нижней Калифорнии считаются либо результатом частичного плавления краев разрыва слэба при апвеллинге астеносферы [34, 35 и др.], либо результатом плавления мафической нижней коры под воздействием тепловой энергии подслэбовой астеносферы [37]. Важно понимать, что эти разногласия касаются вопроса петрогенезиса адакитов, а не геодинамической обстановки их формирования.

Образование адакитов как следствие плавления субдуцированной базальтовой коры подтверждено экспериментальными данными. Кроме плавления слэба или нижней коры существуют и другие концепции петрогенезиса адакитов (фракционная кристаллизация и т.п.) [19 и ссылки в ней].

Также существуют адакитоподобные породы, которые имеют сопоставимые характеристики, но отличаются от адакитов высоким содержанием калия, в связи с чем получили название К-адакиты или адакиты С-типа. Они имеют более низкие концентрации Sr, более широко варьирующие значения Sr/Y и La/Yb, относительно более высокие Th/U и Nb/Ta отношения, чем адакиты, образованные при плавлении субдуцированной океанической коры. Адакитоподобные породы приурочены к зонам коллизии континент–континент, их происхождение связывают с частичным плавлением деламинированной гранатсодержащей нижней континентальной коры [19 и ссылки в ней].

В обрамлении Тихого океана позднекайнозойские постсубдукционные адакиты характерны для обстановок коллизии островных дуг с краем континента (Новая Гвинея, Камчатка), коллизии спредингового хребта (юг Южной Америки) и трансформного скольжения океанической плиты (Западные Алеуты–Командоры), где по геофизическим данным фиксируются или по геологическим данным предполагаются разрывы (slab tear) или отрывы слэба (slab break-off) [19, 44 и ссылки в них]. Коллизия островной дуги и образование синколлизийных адакитов возможна как при падении зоны субдукции под континент (Кро-

ноцкая палеодуга Камчатки) [31], так и при ее падении под дугу (Новая Гвинея) [38].

Постсубдукционные адакиты также широко распространены во внутриконтинентальных коллизийных орогенах [19, 47 и др.]. В таких орогенах предполагается отделение океанической литосферы (слэба) от континентальной (отрыв слэба, slab break-off) с дальнейшим погружением в мантию (slab sinking), что позволяет объяснить особенности син- и постколлизийного магматизма подъемом астеносферы вначале в узкий разлом в слэбе, а после его отрыва проникновением в литосферу перекрывающей плиты [39].

В целом можно отметить, что петрогенезис постсубдукционных адакитов – предмет многолетней дискуссии, в которой одним из главных вопросов является вклад плавления верхней (коровой) части слэба [19 и ссылки в ней].

Обнаружение разновозрастных адакитовых гранитоидов на банке Кашеварова дает возможность провести корреляцию фундамента Охотского моря с прилегающими структурами суши, в которых известны адакитовые гранитоиды и вулканы [2, 18, 20, 25, 27, 30, 65, 67].

Северная часть Охотского моря располагается на продолжении альб-сеноманских орогенных (скалчатых) структур Сихотэ-Алиня, севера Сахалина, п-вов Кони, Пьягина и Тайгонос. Альб-сеноманский орогенный пояс представляет собой новообразованный участок континентальной литосферы, сформированный в обстановке трансформной континентальной окраины в результате синсдвиговой деформации, главным образом, юрско-раннемеловых эпокеанических террейнов в ходе коллизии раннемеловых островных дуг. Постсубдукционные альб-сеноманские гранитоиды формировались под влиянием горячей астеносферной мантии, внедрившейся через деструктурированные слэбы доальбских этапов субдукции [30]. В пределах пояса гранитоиды являются синорогенными (коллизийными) и представлены I- и S-типами, а часть из них является адакитами [2, 30].

В пределах Северного Приохотья [2] альб-сеноманский гранитоидный магматизм представлен батолитами магаданского комплекса (108–95 млн лет с пиком 100 млн лет), сложенными диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, тоналитами, монцонитами и гранитами (SiO_2 57–70 мас. %). Породы характеризуются повышенными содержаниями (г/т, мас. %) Sr > 400, Al_2O_3 > 15 и MgO 3–4.5, пониженными – Y и Yb, соответственно, 18 и 1.9, а также повышенными отношениями Sr/Y (40–80) и V/Sc. На полуостровах Кони и Пьягина датированы позднемеловые адакиты 91 и 88 млн лет [2].

Альб-сеноманские адакитовые гранитоиды Сихотэ-Алиня [30] представлены диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, реже монцогранитами и граносиенитами, вулканические породы образуют ряд андезиты–риолиты. Содержания в гранитоидах SiO_2 варьируют от 59.9 до 73.3 мас. %, сумма щелочей от 5.4 до 8.9 мас. %. Этим породам свойственны высокие содержания $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15$ мас. %, низкие или умеренные концентрации $\text{TiO}_2 < 0.9$ мас. %, повышенные Sr (320–1090 г/т), Ba (до 1350 г/т), при одновременном деплетировании в отношении $Y < 18$, $Yb < 1.3$, Nb 0.5–19, Ta 0.1–0.9, Hf 0.4–5.6 (все в г/т). Значения Sr/Y повышены и составляют 33–95. Распределение REE отчетливо дифференцировано; $(La/Yb)_N$ достигает значений 31, при выраженных отрицательных аномалиях Nb, Ta и Hf.

В пределах Сихотэ-Алиня андезитовые адакиты в ассоциации с высокониобиевыми базальтами также описаны среди поздне меловых (кампанских) вулканитов больбинской свиты, которая перекрывает альб-сеноманский складчатый фундамент. Изотопные метки дают основание предполагать, что в результате разрушения слэба имело место влияние «горячей» океанической астеносферы на магмогенезис [20].

К востоку от банки Кашеварова поздне меловые и эоценовые адакитовые гранитоиды детально изучены в пределах Малкинского поднятия на Западной Камчатке [18, 19, 46]. В последние годы было показано, что здесь зональный метаморфизм, от зеленосланцевой до амфиболитовых фаций, имеет раннеэоценовый возраст, синхронный образованию гранитоидов S-типа (около 52 ± 2 млн лет) и адакитов. Метаморфизм Малкинского поднятия объясняется коллизией (при направлении субдукции в сторону океана) поздне меловой-палеоэоценовой эпиокеанической островной дуги, которая была надвинута на континентальную окраину. Затем последовали разрыв слэба, апвеллинг подслэбовой астеносферы и ее воздействие на основание коры, что привело к внедрению раннеэоценовых норит-кортландитовых интрузий [18, 19, 46].

В ходе эоценовой синсдвиговой коллизии [11] островная дуга блокировала зону субдукции с переходом к скольжению океанической плиты и формированию трансформной окраины до тех пор, пока слэб новой субдукции не достиг необходимой глубины. Судя по тому, что среднеэоценовый синсдвиговой дайковый комплекс щелочных базальтоидов (базальты, гавайиты, фонотефриты, фонолиты) имеет внутриплитные и E-MORB характеристики, а породы олигоцен-раннемиоценовой калиевой щелочной серии близки к внутриплитным, эта трансформная окраина разви-

валась до начала миоцена (до 17 млн лет). Предполагается, что внедрение в литосферную мантию подслэбовой горячей океанической астеносферы обусловило формирование щелочного магматизма, представленного на Западной Камчатке как K-Na, так и K-щелочными базальтоидами [22].

Геодинамическая обстановка формирования кампанских гранитоидов, в том числе и адакитов, не ясна. Их возраст определяется в интервале 83–76 млн лет [25, 46]. Первичный состав осадочного комплекса, в который внедрялись гранитоиды, похож на аккреционную призму зоны субдукции с характерным присутствием в метатерригенных отложениях линз высокотитанистых амфиболитов, протолитом которых могли быть океанические базальты. Также присутствуют метакarbonатные линзы, характерные для аккреционных призм [25 и ссылки в ней]. Возраст детритовых цирконов охватывает диапазон от архея до мела. Обнаружены два зерна с возрастом 96 млн лет, а также два ядра с возрастом 92–88 млн лет, окруженных оболочкой с возрастом 77 млн лет [36]. Эти данные дают основание предполагать, что метаморфизованная аккреционная призма в Малкинском поднятии является поздне меловой и, вероятно, сформировалась в турон-сантонской зоне субдукции Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП). Надсубдукционный вулканизм в приохотской части ОЧВП завершился в начале кампана около 83 млн лет назад [23]. Таким образом, кампанские адакиты Малкинского поднятия одновозрастны постсубдукционным кампанским магматитатам ОЧВП.

Поздне меловые адакиты Малкинского поднятия СХК [25, 27] с возрастом 83.1–76.2 млн лет представлены диоритами, гранодиоритами (SiO_2 61.50–67.40 мас. %), реже двуслюдяными и гранат-биотитовыми гранитами (SiO_2 71.20–74.71 мас. %) и относятся к высокоглиноземистым и магнезиальным образованиям известково-щелочной серии, а также к S, реже I петрогенетическим типам. По соотношениям Sr/Y они сходны с типичными адакитами, но отличаются от последних более низкими содержаниями Sr (< 300 г/т), Sr и Ni, более высокими – Y и Yb, а также более низкими соотношениями $(La/Yb)_N < 10$.

Раннеэоценовые адакитовые гранитоиды Малкинского поднятия СХК [18] с возрастом около 52 млн лет представлены тоналитами и трондьемитами, реже равномернозернистыми гранат-биотитовыми гранитами (SiO_2 61.21–72.71 мас. %). Первые преобладают и характеризуются Ta-Nb глубокой аномалией, пониженными содержаниями Y и Yb, высокими отношениями Sr/Y (59–137), $(La/Yb)_N$ (40.7–133), Eu/Eu* (0.82–1.27). По некоторым петро-

геохимическим параметрам, в частности, по индексу ASI адакиты относятся преимущественно к высокоглиноземистым образованиям S-типа.

Следует отметить, что к западу от Малкинского поднятия распространены средне- и позднеэоценовые по флоре вулканиты черепановской толщи с дацитами в нижней части разреза и андезитами и андезибазальтами – в верхней [7, 29], калий-аргоновый возраст которых 44–40 млн лет [28]. Присутствие высокомагнезиальных андезитов и адакитов [28, 29] дает возможность сопоставлять их с эоценовыми высокомагнезиальными андезитами и адакитовыми вулканитами банки Кашеварова [8].

Палеоэоценовые (62 млн лет) адакитовые андезиты (аналоги зеленовской свиты о. Шикотан) обнаружены на северо-востоке [67], а эоценовые (36 млн лет) адакитовые гранитоиды – в коллизионном поясе Хидака о-ва Хоккайдо [65].

Кроме вышерассмотренных регионов эоценовые адакитовые вулканиты установлены в пределах Западно-Камчатского сегмента Западнокамчатско-Корякского вулканического пояса – ЗККВП [28]: на п-ве Островной, в верховьях р. Шаманка, на мысе Тэви и горе Черная в составе кинкильского комплекса, распространенного преимущественно вдоль побережья Охотского моря. Адакитовые вулканиты, представленные андезитами и андезидацитами с возрастом 45.4–38.8 млн лет и с SiO_2 58.34–64.73 мас. %, характеризуются умеренной или повышенной суммой щелочей 3.95–7.43 мас. %, содержаниями K_2O 1.40–2.25 мас. %, Al_2O_3 15.44–16.03 мас. %, MgO 2.82–6.70 мас. % (#Mg 50–60) и Sr 306.54–428.87 г/т, а также повышенными концентрациями Cr 82.95–191.04 г/т и Ni 49.40–103.47 г/т. В то же время породы деплетированы по Ta, Nb, Y и Yb. Значения Sr/Y и La_N/Yb_N соответствуют адакитовым показателям и составляют 27.30–33.24 и 8.4–9.9, соответственно. В целом адакитовые вулканиты ЗККВП относятся к умеренно- или высококалиевым, высокоглиноземистым, умеренно- или высокомагнезиальным образованиям известково-щелочной серии.

Близкие петрогеохимические свойства наблюдаются между эоценовыми адакитовыми вулканитами Охотского моря и Западно-Камчатского сегмента ЗККВП. Совпадает возрастной диапазон 45–37 млн лет, типовой набор пород, представленный в основном андезитами и андезидацитами, отношение к высокоглиноземистым и умеренно- или высокомагнезиальным, а также к умеренно- и высококалиевым образованиям известково-щелочной серии. Адакитовым вулканитам обоих регионов также свойственны повышенные концентрации Cr и Ni. Однако наблю-

даются и некоторые различия: охотоморские характеризуются более высокими отношениями Sr/Y (50–60) и $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (7–16) по сравнению с западнокамчатскими, в которых эти показатели находятся в интервалах 27–33 и 8–10.

Суммируя вышесказанное, можно прийти к выводу о том, что меловые и палеоэоцен-эоценовые адакитовые гранитоиды банки Кашеварова проявляют многие петрогеохимические и петрогенетические черты сходства с адакитовыми гранитоидами магматической провинции Сихотэ-Алиня и Северного Приохотья, а также частично с адакитовыми гранитоидами Срединного хребта Камчатки. Сходство адакитовых гранитоидов наблюдается в почти одинаковом типовом наборе, представленном, главным образом, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и гранитами, реже умереннощелочными гранитами и монцонитами, в состав которых входят биотит и амфибол. Общие черты большинства вышеописанных адакитовых гранитоидов и адакитовых вулканитов проявлены в отношении всех пород к высокоглиноземистым, низко- или умеренно магнезиальным, умеренно- или высококалиевым образованиям известково-щелочной серии и в принадлежности к I, реже S петрогенетическим типам. Лишь позднемеловые и раннеэоценовые гранитоиды Срединного хребта Камчатки отличаются наличием в составе гранитов граната и отношением в большинстве своем к S-типу.

К общим чертам адакитовых пород всех вышеуказанных регионов также относятся близкие значения Sr/Y и $(\text{La}/\text{Yb})_N$ – основные параметры, изначально определяющие их генетическую принадлежность к адакитам, по [40]. На соответствующих диаграммах их фигуративные точки располагаются в адакитовой области (рис. 8, а, б). Породы также близки друг к другу по высоким показателям кремнеземистости, что хорошо иллюстрирует диаграмма SiO_2 –MgO (рис. 9).

Общность адакитовых гранитоидов и вулканитов банки Кашеварова и прилегающих структур Охотского моря и окружающей суши подтверждается генезисом этих пород в близких геодинамических условиях, связанных с разрушением слэба, что наглядно иллюстрируют диаграммы Y–Nb и Yb–Ta (рис. 10, а, б).

Наиболее приемлемой к генезису альб-сеноманских и эоценовых адакитовых гранитоидов Охотоморского региона со сменявшимися друг друга процессами субдукции и коллизии островных дуг в обстановке трансформной окраины является точка зрения о связи формирования адакитовых магм с коллизионными процессами [63, 66]. Для коллизионного периода характерны транспресия и транстенсия, т.е. объ-

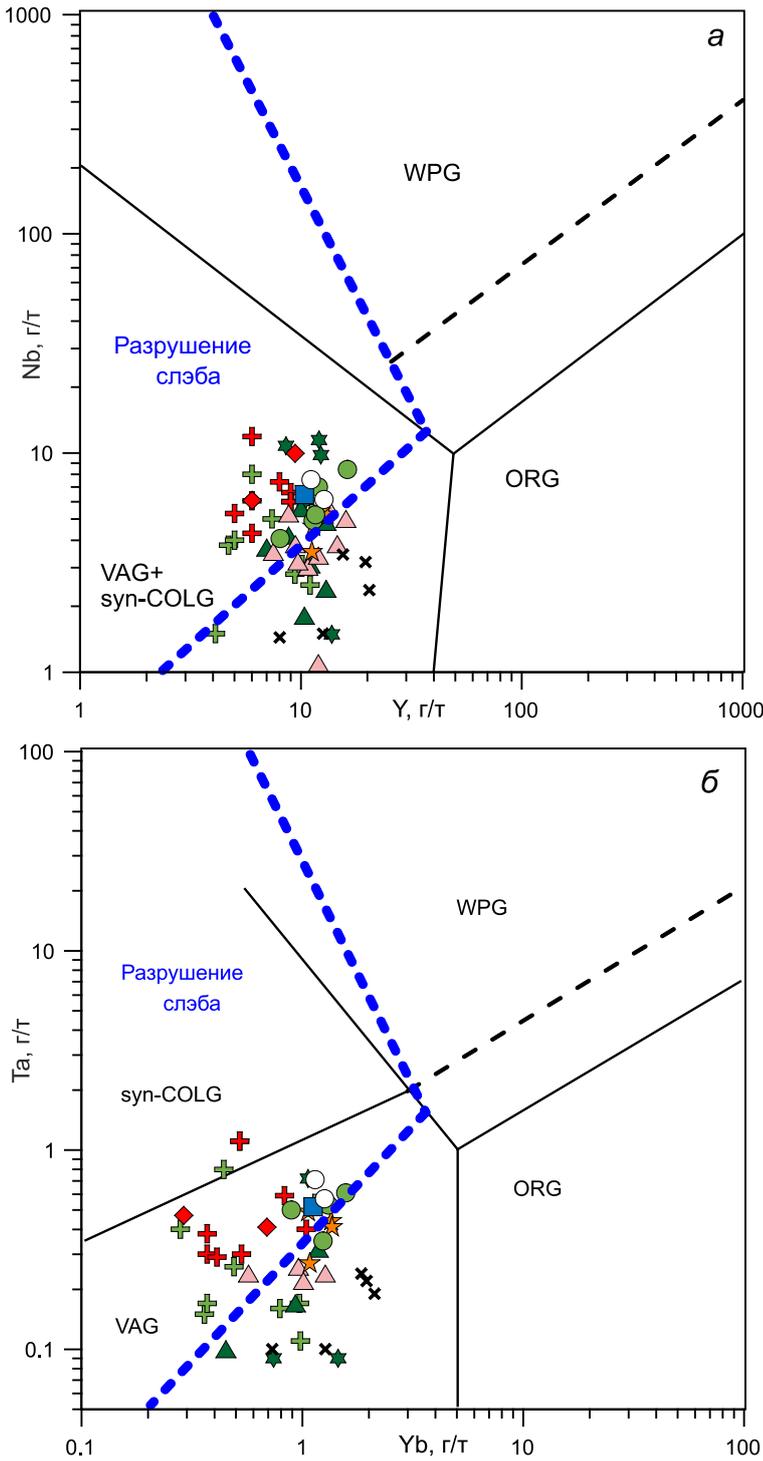


Рис. 10. Диаграммы Y–Nb (а) и Yb–Ta (б) [54, с изменениями по бб] для адакитовых гранитоидов и вулканитов.

Условные обозначения см. на рис. 8.

Гранитоиды разных геодинамических обстановок: VAG – островных дуг, I-тип; syn-COLG – синколлизонной, S-тип; WPG – внутриплитной, A-тип; ORG – срединно-океанического хребта. Синяя пунктирная линия отделяет область «разрушения слэба», по [63].

Примечание: отсутствуют фигуративные точки адакитовых гранитоидов Северного Приохотья [2] из-за недостатка аналитических данных по Ta и Nb.

емные деформации (раздвиги и разрывы) как в самом слэбе, так и в литосфере надсубдукционного клина. Через разрывы субдуцирующей плиты (slab break-off) проникает астеносферная мантия, под влиянием которой происходит выплавление верхней и нижней эколгитовой толщ океанической коры слэба. Образующиеся при этом расплавы, поднимаясь вверх, взаимодействуют с метасоматизированной в процессе

субдукции литосферной мантией надсубдукционного клина.

Данные по гранитоидам и вулканитам, в том числе и по адакитовым, банки Кашеварова дают основание предполагать, что в ее пределах проходит граница между альб-сеноманским и эоценовым орогенными поясами и, соответственно, разновозрастными блоками континентальной коры (литосферы), которые

выделены на суше [5, 21, 30]. В северной части банки Кашеварова и возвышенности Института океанологии распространены гранитоиды альба-сеномана (103–101 и 109–95 млн лет, соответственно) [15], которые маркируют альб-сеноманский орогенный пояс. На банке Кашеварова присутствуют эоценовые адакитовые гранитоиды, аналогичные одновозрастным коллизионным адакитам на юге Среднего хребта Камчатки. Эоценовые адакиты формировались в ходе коллизии позднемеловых-палеоценовых островных дуг с новообразованной в альбе-сеномане окраиной континента. Зона коллизии образовалась по совмещенным в процессе коллизии аккреционным призмам континента и островных дуг. Эта зона коллизии, вероятно, протягивается в центральную часть Сахалина, где верхнелангерийский метаморфический комплекс включает детритовые цирконы с возрастом 49 млн лет, а возраст гранитных интрузий 38–36 млн лет [68]. Далее зона коллизии островных дуг Восточного Сахалина через Тонино-Анивский полуостров с эоценовым меланжем [10] и гранитами 44–42 млн лет [50] продолжается поясом Хидака на Хоккайдо с наиболее молодыми детритовыми цирконами 55–47 млн лет и гранитами 46–45 млн лет [53].

Коллизия островных дуг, раннеэоценовая на Камчатке и среднеэоценовая на Сахалине и Хоккайдо, завершила формирование континентальной суши, которая существовала до образования Охотского моря. На рис. 11 приведена ее реконструкция перед раскрытием Охотского и Японского морей.

Альб-сеноманские гранитоиды и раннеэоценовые адакитовые гранитоиды и вулканиты Охотского моря являются постсубдукционными и формировались в процессе коллизии с окраинами континента разновозрастных островных дуг. Позднемеловые (кампанские) адакитовые гранитоиды северной части Охотского моря (банка Кашеварова), Среднего хребта Камчатки, а также кампанские вулканиты Сихотэ-Алиня являются постсубдукционными, но их формирование, вероятно, связано с переходом океанической плиты от субдукции к скольжению после изменения вектора движения. Таким образом, в ходе коллизии островных дуг или изменения направления движения океанической плиты в рассматриваемом регионе можно выделить трехкратную (альб-сеноман, кампан и эоцен) смену геодинамического режима с конвергентного (режим субдукции) на трансформный (режим скольжения). Приведенные данные не подтверждают существование древнего Охотоморского блока (плиты), геологическая история которого отличается от геологической истории окружающей суши.

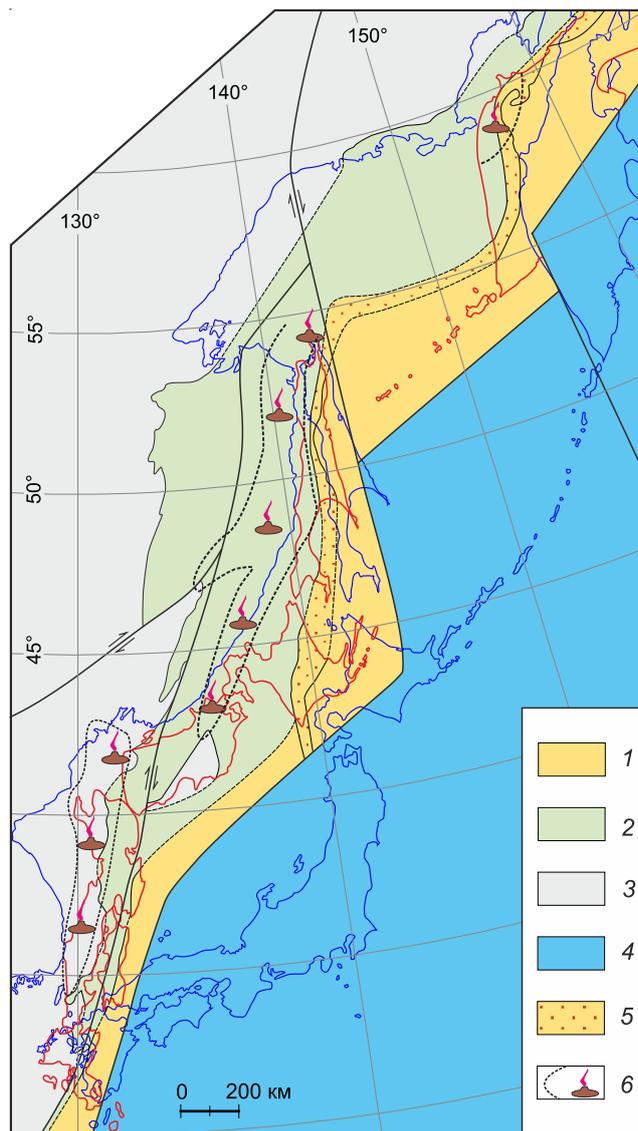


Рис. 11. Реконструкция окраины континента до раскрытия Охотского, по [4, 58], и Японского морей, по [48, с дополнениями и изменениями].

1–3 – континентальная кора: 1 – альб-сеноманская, 2 – эоценовая, 3 – палеозойская и докембрийская; 4 – океаническая кора; 5 – эоценовая зона коллизии; 6 – районы олигоцен-раннемиоценового (30–20 млн лет) магматизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Банка Кашеварова является одной из крупных подводных возвышенностей Охотского моря и представляет собой часть континентальной окраины, которая существовала на месте ОМ до конца эоцена. Среди драгированных здесь меловых и палеогеновых магматических пород известково-щелочной серии ряда диориты–граниты по высоким значениям соотношения Sr/Y, при низких концентрациях Y и Yb, выявлены адакитовые гранитоиды, а среди ряда андези-

ты–риолиты – поздне меловые–палеоценовые и эоценовые адакитовые вулканиты. В таких же по возрасту гранитоидах других возвышенностей на севере ОМ адакиты не обнаружены, но присутствуют адакитовые вулканиты позднего мела–палеоцена и эоцена.

Аналоги магматических комплексов банки Кашеварова и других подводных возвышенностей на севере ОМ более детально изучены на суше. На севере и юго-западе – это альб-сеноманские гранитоиды, в том числе и адакиты, которые формировались в ходе синсдвиговой коллизии раннемеловых островных дуг с окраиной континента под влиянием горячей астеносферной мантии, внедрившейся через деструктурированные слэбы доальбских этапов субдукции. Эоценовые граниты (адакиты) сопоставимы с раннеэоценовыми гранитами Малкинского поднятия Западной Камчатки, которые образовались при коллизии поздне меловой–палеоценовой эпикоеанической островной дуги с разрушением слэба и подъемом астеносферы. Аналогии поздне меловых адакитовых вулканитов описаны в Сихотэ-Алине, в кампанском комплексе, где из-за изменения направления движения океанической плиты предполагается разрушение слэба. Поздне меловые адакитовые гранитоиды банки Кашеварова сопоставимы с адакитами в Малкинском поднятии, которые внедрились в турон-сантонскую аккреционную призму. Предполагается, что эта призма сформировалась в зоне субдукции Охотско-Чукотского вулканического пояса. Эоценовые адакитовые вулканиты сопоставимы с одновозрастными вулканитами Западной Камчатки.

В ходе коллизии островных дуг или изменения направления движения океанической плиты в альб-сеномане, кампане и эоцене геодинамический режим менялся с конвергентного (режим субдукции) на трансформный (режим скольжения). Прекращение субдукции способствовало разрушению слэба и апвеллингу подслэбовой астеносферы с формированием адакитов в конечном итоге.

В районе банки Кашеварова проходит граница между альб-сеноманским и эоценовым орогенными поясами и, соответственно, разновозрастными блоками континентальной коры (литосферы). Эоценовая зона коллизии от Западной Камчатки через банку Кашеварова и Центральный Сахалин может быть прослежена до Центрального Хоккайдо. Древний Охотоморский блок (плита), геологическая история которого отличается от геологической истории окружающей суши, не существует.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках госзадания ТОИ ДВО РАН (рег. № 124022100084-8, № 124022100078-7), ДВГИ ДВО

РАН (рег. № 122040800196-7) и ИГЕМ РАН (рег. № 124022400142-2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авченко О.В., Леликов Е.П., Тарарин И.А., Сапин В.И. Метаморфические породы банки Кашеварова (Охотское море) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 294, № 1. С. 190–192.
2. Аленичева А.А., Касаткин Н.С., Юрченко Ю.Ю., Зубова Т.Н., Шатов В.В., Сергеев С.А. Выявление новых объектов, перспективных на молибден-медно-порфировое оруденение при создании Госгеолкарты-1000/3 на примере листов О-55, О-56 (Северное Приохотье, Магаданская область) // Руды и металлы. 2024. № 1. С. 5–27.
3. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 101–114.
4. Вержбицкий В.Е., Соловьев А.В. Новые данные о кайнозойских деформациях Западной Камчатки и их значение для новейшей тектоники востока Охотоморского региона // Океанология. 2009. Т. 49, № 4. С. 568–585.
5. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с. + цв. карта.
6. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 164 с.
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Дальневосточная серия. 1:1 000 000. Лист N-57 (Петропавловск-Камчатский): Объясн. зап. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 376 с.
8. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Геохимия и петрогенезис поздне мезозойско-раннекайнозойских вулканитов Охотского и Японского морей // Геохимия. 2016. № 6. С. 522–535. DOI: 10.7868/S0016752516040038.
9. Емельянова Т.А., Петрищевский А.М., Изосов Л.А., Ли Н.С., Пугачев А.А. Поздне мезозойско-кайнозойские этапы вулканизма и геодинамика Японского и Охотского морей // Петрология. 2020. Т. 28, № 5. С. 468–481. DOI: 10.31857/S0869590320050027.
10. Жаров А.Э. Аккреционная тектоника и геодинамика Южного Сахалина // Геотектоника. 2004. № 4. С. 45–63.
11. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и юга Корякии. М.: Научный мир, 2003. 255 с.
12. Кровушкина О.А., Жаров А.Э. Тектоническая эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов северной части Охотского моря // Геология нефти и газа. 2003. № 2. С. 2–11.
13. Кузьмин В.К. Возраст осадконакопления и метаморфизма терригенных пород Срединно-Камчатского и Ганальского поднятий по результатам SHRIMP U-Pb датирования циркона // Докл. АН. 2014. Т. 454, № 6. С. 689–694.
14. Леликов Е.П. Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1992. 168 с.
15. Леликов Е.П., Маляренко А.Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1994. 268 с.
16. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Строение фундамента дна Охотского моря // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 314–320.

17. Леликов Е.П., Пугачев А.А. Гранитоидный магматизм Японского и Охотского морей // *Петрология*. 2016. Т. 24, № 2. С. 212–230. DOI: 10.7868/S0869590316020059.
18. Лучицкая М.В., Соловьев А.В. Раннеэоценовый магматизм срединного хребта Камчатки: состав и геодинамические аспекты // *Петрология*. 2012. Т. 20, № 2. С. 166–207.
19. Лучицкая М.В. Адакитовый магматизм – состав, петрогенезис, геодинамическая обстановка и аспект применения термина «адакит» // *Геотектоника*. 2022. № 4. С. 92–128.
20. Мартынов А.Ю., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Касаткин С.А. Восточно-Сихотэ-Алиньский позднемеловой вулканический пояс: переход от субдукции к скольжению литосферных плит (структурно-геологические, петрологические и изотопно-геохимические аспекты) // *Геология и геофизика*. 2019. Т. 60, № 6. С. 789–806. DOI: 10.15372/GiG2019046.
21. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г, Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Д., Прокопьев А.В., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // *Тихоокеан. геология*. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
22. Перепелов А.Б. Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок: Дис. ... док-ра геол.-минер. наук. Иркутск: Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. 2014. 361 с.
23. Полин В.Ф., Тихомиров П.Л., Ханчук А.И., Травин А.В. Первые данные U/Pb- и ⁴⁰Ar/³⁹Ar-датирования Преддзугд-журских вулканитов – новое свидетельство одновременности формирования отдельных звеньев Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // *Докл. АН. Науки о Земле*. 2021. Т. 497, № 2. С. 107–115. DOI: 10.31857/S2686739721040125.
24. Семакин В.П., Кочергин А.В., Питина Т.И. Неотектоника Охотского моря // *Геодинамика и тектонофизика*. 2016. Т. 7, № 2. С. 251–271. DOI: 10.5800/GT-2016-7-2-0205.
25. Соловьев А.В., Лучицкая М.В., Селянгин О.Б., Хоуриган Дж.К. Позднемеловой гранитоидный магматизм Срединного хребта Камчатки: геохронология и особенности состава // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2015. Т. 23, № 1. С. 60–82.
26. Сондерс Э.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // *Геология окраинных бассейнов*. М.: Мир, 1987. С. 102–133.
27. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Чубаров В.М. Петрология и рудоносность метаморфических и магматических комплексов Восточной и Центральной Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2015. 303 с.
28. Федоров П.И., Коваленко Д.В., Агеева О.А. Западнокамчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканогенный пояс: возраст, состав и источники формирования // *Геохимия*. 2011. № 8. С. 813–838.
29. Ханчук А.И., Житков А.С., Мартынов Ю.А., Шмидт И.Н. Эоценовые высокомагнезиальные андезиты юго-западного склона Срединного хребта Новые данные по петрологии магматических и метаморфич. пород Камчатки. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 129–132.
30. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманский окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // *Тихоокеанск. геология*. 2019. Т. 38, № 3. С. 4–37. DOI: 10.30911/0207-4028-2019-38-3-4-29.
31. Ханчук А.И., Гребенников А.В. Позднемиоцен-плиоценовая трансформная окраина Камчатки // *Тихоокеан. геология*. 2021. Т. 40, № 5. С. 3–15. DOI: 10.30911/0207-4028-2021-40-5-3-15.
32. Харахинов В.В. Охотоморская плита: Объясн. зап. к тектонической карте Охотоморского региона. 1:2 500 000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: ИЛЮВМ РАН, 2000. С. 71–81.
33. Цой И.Б. Силикофлагелаты кайнозоя Японского и Охотского морей и Курило-Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука, 2011. 226 с.
34. Aguillon-Robles A., Calmus T., Benoit M., Bellon H., Maury R.C., Cotton J., Bourgeois J., Michaud F. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: Indicators of East Pacific Rise Subduction below Southern Baja California // *Geology*. 2001. V. 29, N 6. P. 531–534.
35. Benoit M., Aguillón-Robles A., Calmus T., Maury R., Bellon H., Cotten J., Bourgeois J., Michaud F. Geochemical diversity of Late Miocene volcanism in southern Baja California, Mexico: Implications of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window // *J. Geology*. 2002. V. 110. P. 627–648. DOI: 10.1086/342735.
36. Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W., Wooden J.L., Natal B.A. Archean Protolith and Accretion of Crust in Kamchatka: SHRIMP Dating of Zircons from Sredinny and Ganal Massifs // *J. Geology*. 2002. V. 110, N 3. P. 271–289.
37. Castillo R.P. Origin of the adakite–high-Nb basalt association and its implications for postsubduction magmatism in Baja California, Mexico // *GSA Bulletin*. 2008. V. 120, N 3–4. P. 451–462.
38. Cloos M., Sapiie B., van Ufford A.Q., Warren P.Q., McMahon T.P. Collisional delamination in New Guinea: The Geotectonics of Subducting Slab Breakoff // *Geol. Soci. America*. 2005. V. 400. P. 1–51 DOI: 10.1130/2005.2400.
39. Davies J.H., von Blanckenburg F. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 129. P. 85–102.
40. Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by young subducted lithosphere // *Nature*. 1990. V. 347. P. 662–665.
41. Defant M.J., Kepezhinskas P. Evidence suggests slab melting in arc magmas // *Eos*. 2001. V. 82, N 6. P. 65–69. DOI: 10.1029/01EO00038.
42. Drummond M.S., Defant M.J. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95, N B13. P. 21503–21521.
43. Emelyanova T.A., Lelikov E.P., Sedin V.T. Geochemical features of the Okhotsk Sea Cenozoic volcanism // *Geo-marine Letters*. 2006. V. 26, N 5. P. 275–286. DOI: 10.1007/s00367-006-0036-0.
44. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. Pacific-type transform and convergent margins: igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // *International geology review*. 2021. V. 63, N 5. P. 601–629.
45. Gutscher M.-A., Maury R., Eissen J.-P., Bourdon E. Can slab

- melting be caused by flat subduction? // *Geology*. 2000. V. 28, N 6. P. 535–538.
46. Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V., Rirmasov A.B., Garver J.I., Stevenson J., Reiners P.W. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // *Amer. J. Sci.* 2009. V. 309, N 5. P. 333–396.
 47. Kepezhinskas P., Berdnikov N., Kepezhinskas N., Konovalova N. Adakites, high-Nb basalts and copper-gold deposits in magmatic arcs and collisional orogens: an overview // *Geosciences*. 2022. V. 12, N 1. 29 p. <https://doi.org/10.3390/geosciences12010029>.
 48. Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea of Japan region: a view from the Russian side // *Earth Sci. (Chikyū Kagaku)*. 2001. N 55. P 75–291.
 49. Le Maitre R.W., Bateman S.L., Dudek A., Keller M.J. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.
 50. Liao J.P., Jahn B.-M., Alexandrov I., Chung S.-L., Zhao P., Ivin V., Usuki, T. Petrogenesis of Mid-Eocene granites in South Sakhalin, Russian Far East: juvenile crustal growth and comparison with granitic magmatism in Hokkaido and Sikhotealin // *J. Asian Earth Sci.* 2018. V. 167. P. 103–129.
 51. Maeda J. Opening of the Kurile Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // *Tectonophysics*. 1990. V. 174. P. 235–255.
 52. Martin H. Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos*. 1999. V. 46, N 3. P. 411–429. DOI: 10.1016/S0024-4937(98)00076-0.
 53. Nanayama F., Tajika J., Yamasaki T., Kurita H., Iwano H., Danhara T., Hirata T. The emplacement of in situ greenstones in the northern Hidaka Belt: The tectonic relationship between subduction of the Izanagi–Pacific ridge and Hidaka magmatic activity // *Island Arc*. 2021. V. 30, N 1. e12403. <https://doi.org/10.1111/iar.12403>.
 54. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.
 55. Peate D.W., Pearce J.A. Causes of spatial compositional variations in Mariana arc lavas: Trace element evidence // *Island Arc*. 1998. V. 7, N 3. P. 479–495.
 56. Plank T., Langmuir C.H. Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones // *Nature*. 1993. V. 362, N 6422. P. 739–742.
 57. Richards J.P., Kerrich R. Adakite-Like Rocks: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogenesis // *Economic Geology*. 2007. V. 102, N 4. P. 537–576.
 58. Schellart W.P., Jessell M.W., Lister G.S. Asymmetric deformation in the backarc region of the Kuril arc, Northwest Pacific: New insights from analogue modeling // *Tectonics*. 2003. V. 22, N 5. P. 1–17. DOI: 10.1029/2002TC001473.
 59. Shaw D.M. Trace element fractionation during anatexis // *Ceochim. Cosmochim. Acta*. 1970. V. 34. P. 237–243.
 60. Stern C.R., Kilian R. Role of the subducted slab, Mantle Wedge and Continental Crust in the Generation of Adakites from the Andean Austral Volcanic Zone // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1996. V. 123. P. 263–281.
 61. Stern C.R. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting // *Rev. geol. Chile*. 2004. V. 31, N 2. P. 161–206.
 62. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London, Special Publ, 1989. N 42. P. 313–345.
 63. Whalen J.B., Hildebrand R.S. Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // *LITHO*. 2019. P. 348–349.
 64. Wilson M. Igneous petrogenesis. London, Unwin Hyman, 1989. 466 p.
 65. Yamasaki T., Shimoda G., Tani T., Maeda J., Nanayama F. Subduction of the Izanagi-Pacific Ridge–transform intersection at the northeastern end of the Eurasian plate: activity // *Geology*. 2021. V. 49. P. 952–957. <https://doi.org/10.1130/G48611.1>.
 66. Yousefi F, Lentz D.R. Formation of high-silica adakites and their relationship with slab break-off: Implications for generating fertile Cu-Au-Mo porphyry systems // *Geoscience Frontiers*. 2024. V. 15, N 6. Art. 101927.
 67. Yutani T., Hirano N., Tanaka H., Sumino H., Machida S., Sekimoto S., Yoneda S., Kato Y. An intraoceanic juvenile arc of shoshonite and adakitic andesite in the Nemuro Belt, the Lesser Kuril Arc, across the K/Pg boundary // *Cretaceous Research*. 2023. V. 147. Art. 105510. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2023.105510>.
 68. Zhao P., Alexandrov I., Jahn B.-M., Ivin V. Timing of Okhotsk Sea Plate Collision with Eurasia Plate: Zircon U-Pb Age Constraints from the Sakhalin Island, Russian Far East // *J. Geophys. Research: Solid Earth*. 2018. V. 123, N 9. P. 8279–8293. <https://doi.org/10.1029/2018JB015800>.

Рекомендована к печати И.А. Александровым

после доработки 03.10.2024 г.

принята к печати 20.11.2024 г.

CRETACEOUS AND PALEOGENE GRANITOIDS OF THE KASHEVAROV BANK AND THE ORIGIN OF THE BASEMENT IN THE NORTH OF THE SEA OF OKHOTSK

A.I. Khanchuk, T.A. Emelyanova, G.M. Vovna, Yu.O. Savelyev, N.S. Lee

*^aFar East Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia;
e-mail: axanchuk@mail.ru*

*^bIlychev Pacific Oceanological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia;
e-mail: emelyanova@poi.dvo.ru*

^cInstitute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Cretaceous and Paleogene magmatic rocks consisting of calc-alkaline diorite-granite and andesite-rhyolite suites were dredged from the Kashevarov Bank. Among them, Cretaceous adakite granitoids and late Cretaceous-Paleocene and Eocene adakite volcanics were identified by high Sr/Y ratios, with low concentrations of Y and Yb. The igneous complexes of the Kashevarov Bank and other submarine rises in the north of the Sea of Okhotsk are similar to the coeval complexes of the Sikhote-Alin and northern Priokhotye or western Kamchatka, where granitoid emplacement is considered as having been a result of island arc collisions in the Albian-Cenomanian or the early Eocene, respectively. It is assumed that the formation of adakitic granitoids is associated with destruction of the slab and upwelling of subslab asthenosphere. There is a boundary between the Albian-Cenomanian and Eocene orogenic belts and consequently different-aged blocks of continental crust in the area of the Kashevarov Bank. The Eocene collision zone can be traced from the Malkino Rise of western Kamchatka through the Kashevarov Bank and central Sakhalin to central Hokkaido. Island arc collisions, Early Eocene in Kamchatka and Middle Eocene in Sakhalin and Hokkaido, culminated in the formation of the continental crust that existed before the formation of the Sea of Okhotsk. We present a new tectonic zoning scheme of the Sea of Okhotsk basement and continental margin reconstructions before the opening of the Sea of Okhotsk.

Key words: granitoids, geochemistry, adakites, geodynamic regimes, asthenospheric diapirism, the Sea of Okhotsk.