

УДК 552.11/551.24

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АДАКИТОВ И NB-ОБОГАЩЕННЫХ БАЗАЛЬТОВ (NEAB) НА КАМЧАТКЕ

© 2015 г. Г. П. Авдейко, О. В. Бергаль-Кувикас

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН  
683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийна, 9,  
e-mail: kuvikas@mail.ru*

Поступила в редакцию 14.01.2014 г.

Ассоциация адацитов и пород, обладающих внутриплитными геохимическими характеристиками (NEAB), встречается на Камчатке, несмотря на то, что Тихоокеанская плита, субдуцируемая под Камчатку, является древней (возраст >93 млн лет) и холодной. Обзор и сравнительный анализ NEAB-адацитовых ассоциаций на Камчатке и в других зонах субдукции Тихоокеанского кольца позволили реконструировать геодинамические обстановки, обеспечивающие нагревание океанической коры для ее плавления и образования адацитов. Две геодинамические обстановки являются основными: (1) начальный период субдукции, при котором плавлению подвергается головная часть слэба, (2) формирование субдукционных окон. Обе эти обстановки имели место на Камчатке в течение короткого интервала времени. На Восточной Камчатке плавлению подвергалась головная часть слэба новой зоны субдукции, которая сформировалась в конце миоцена при блокировке зоны субдукции под Срединный хребет при перескоке ее на современное положение. В северной части Срединного хребта Камчатки NEAB-адацитовая ассоциация также была сформирована в головной части слэба Пракомандорской плиты. На модельных разрезах рассмотрены условия образования NEAB-адацитовых ассоциаций Камчатки на фоне геодинамической эволюции.

DOI: 10.7868/S0203030615050028

### ВВЕДЕНИЕ

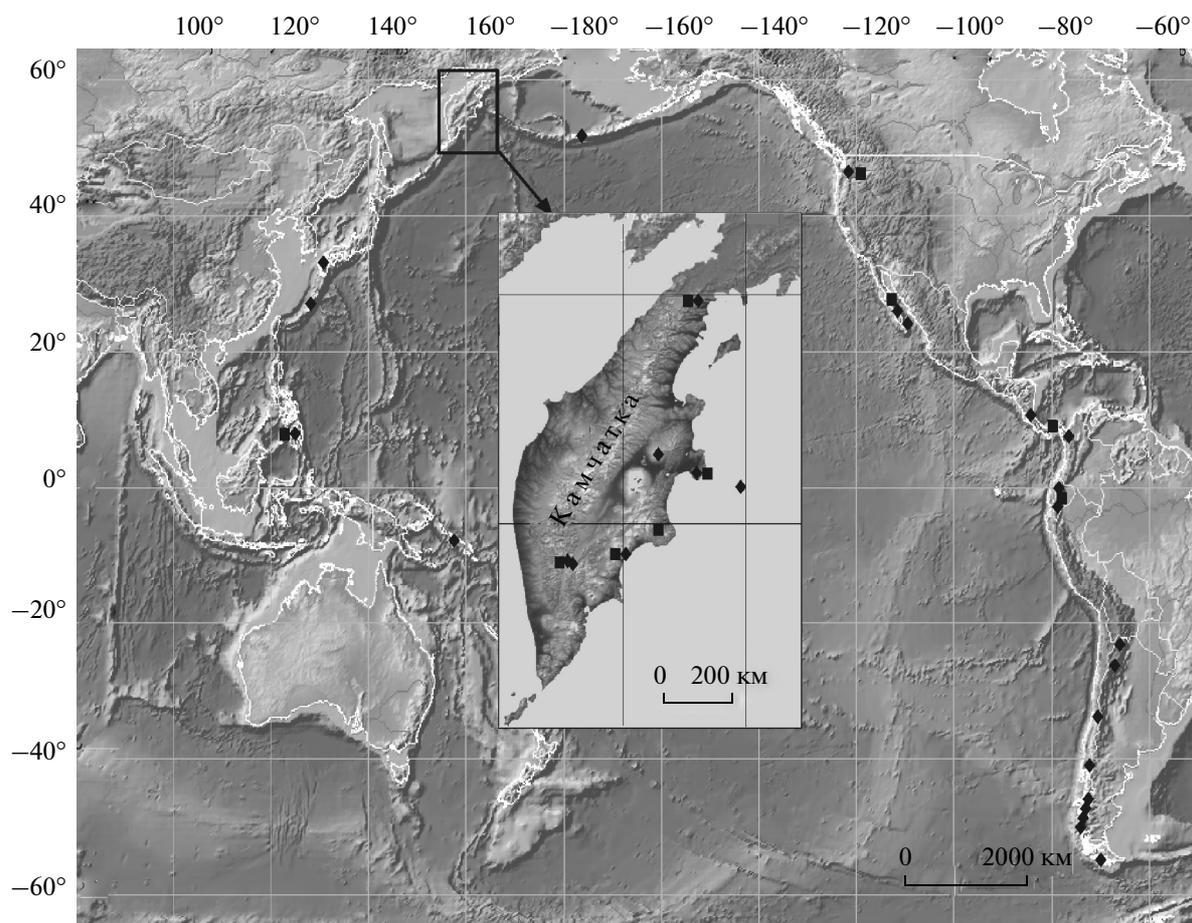
Адакиты – относительно новый петрографический термин, предложенный М.Дж. Дефантом и М.С. Друммондом [Defant, Drummond, 1990] для наименования кислых и средних пород (дацитов и андезитов), образованных при непосредственном плавлении сравнительно молодой (моложе 25 млн лет) океанической коры. Адакиты характеризуются определенными геохимическими характеристиками, наиболее показательными из которых являются высокие Sr/Y и La/Yb отношения и низкие концентрации Y ( $\leq 1.9$ ) ppm и Yb ( $\geq 18$  ppm) [Defant, Drummond, 1990; Peacock et al., 1994; Castillo, 2006]. Возможность плавления океанической коры активно дискутировалась в начальный период становления модели субдукции.

В последующие годы было установлено, что генезис вулканических пород островных дуг и активных континентальных окраин, т.е. зон субдукции, обусловлен плавлением перидотита мантийного клина, метаморфизованного флюидом из субдуцируемого слэба [Gill, 1981; Tatsumi et al., 1986; и др.]. Эта модель была подтверждена практически для всех зон субдукции, в том числе и для Курило-Камчатской островной дуги [Авдейко, 1994; Volynets, 1994].

После опубликования статьи [Defant, Drummond, 1990] появилось много новых данных о на-

ходках адацитов в других зонах субдукции и пород с адацитовыми геохимическими характеристиками, образовавшихся в структурах, отличных от зон субдукции. П.Р. Кастилло [Castillo, 2006] дал достаточно полный обзор этих пород. Места находок адацитов из зон субдукции Тихоокеанского кольца показаны на рис. 1. Многие из них располагаются в зонах субдукции с возрастом океанической коры древнее 25 млн лет. Так, в районе о. Адак (Алеутская дуга), давшего название “адакиты”, где получены достоверные данные об образовании их в результате плавления океанической коры [Кау, 1978; Ygodzinski and Kelemen, 1998], возраст Тихоокеанской плиты здесь около 52 млн лет. Возраст той же плиты, субдуцируемой под Восточную Камчатку, где известны адакиты [Hoernle et al., 2009], превышает 93 млн лет [Syracuse et al., 20010]. Совершенно очевидно, что для образования пород за счет плавления холодной плиты с возрастом более 93 млн лет требуется дополнительный источник тепла.

С.М. Пикок с соавторами [Peacock et al., 1994] оценили условия, при которых происходит парциальное плавление субдуцируемой океанической коры с образованием адацитов. В основу их оценки положены экспериментальные данные по плавлению базальтовых систем с учетом температурных моделей зон субдукции. Результаты проведенного ими численного моделирования показали, что плавление поддвигаемой океанической



**Рис. 1.** Местоположение адакитов (ромбики) и NEAB лав (квадратики) в субдукционных системах Тихоокеанского кольца.

коры может происходить при очень ограниченных условиях: (1) при высокой степени разогрева за счет сдвигового напряжения более 1 кбар при  $T \geq 750^\circ\text{C}$  в реакциях безфлюидного парциального плавления (за счет дегидратации амфибола) или (2) при субдукции молодой океанической литосферы с возрастом менее 2 млн лет при скорости конвергенции 10 см/год и менее 4 млн лет при скорости 3 см/год). Второму условию не отвечает большинство проявлений адакитового вулканизма, показанных на рис. 1. На Камчатке скорость конвергенции — около 8 см/год [Gorbatov, Kostoglodov, 1997]. В связи с этим еще более остро стоит проблема дополнительного источника тепла для образования адакитов Камчатки.

Сопоставляя экспериментальные данные по плавлению амфиболита и эклогита базальтового состава с данными по стабильности плагиоклаза и горнблендита и геохимическими характеристиками адакитов, авторы [Reasock et al., 1994] показали, что адакитовый расплав сосуществует с остаточной фазой, в которой присутствуют гранат, горнблендит и клинопироксен, но отсутствует

плагиоклаз, в узком интервале давлений 1.8–2.2 GPa. Это соответствует глубине порядка 60–70 км. Температура при этом должна быть не ниже  $750\text{--}800^\circ\text{C}$ . С. Сен и Т. Данн [Sen and Dunn, 1994], проведя эксперименты по дегидратационному плавлению, показали, что амфиболит базальтового состава при давлении 2.0 GPa плавится в две стадии в интервале температур  $800\text{--}1100^\circ\text{C}$ . Получающийся при этом модельный расплав при 10–15% плавления по составу идентичен адакитам, за исключением низких значений MgO и CaO. Модельные расплавы также не дают высоких Sr/Y-отношений. Авторы пришли к заключению, что если адакиты образуются путем парциального плавления слэба, то они должны подвергнуться значительному взаимодействию с породами мантийного клина или с корой. Обогащение Mg, по экспериментальным данным [Rapp et al., 1999], происходит при реакции адакитового расплава с перидотитом мантийного клина. Состав конечного расплава зависит от соотношения адакитовый расплав/перидотит. При отношении 2/1 и давлении 3.8 GPa конечный

расплав будет обогащенным Mg, изливающийся в виде магнезиальных андезитов.

Необходимо отметить, что имеются данные о возможности образования пород с адакитовыми характеристиками не только при плавлении субдуцируемой океанической коры, но и при плавлении водонасыщенных базальтов континентальной коры [Argulus et al., 1999; Castillo, 2006].

Необходимо подчеркнуть, что в зонах субдукции в ассоциации с адакитами часто встречаются базальты с геохимическими характеристиками близкими к OIB (Oceanic Island Basalt) типу. От IAB (Island Arc Basalt) типа они отличаются относительно высокими концентрациями Nb и Ta. На спайдер-диаграммах порода/MORB (Mid-Oceanic Ridge Basalt) или порода/неистошенная мантия в этих породах отсутствует или слабо проявлен Ta–Nb минимум. Эти базальты называются по разному: NEB, high Nb basalt NEAB (Niobium enriched arc basalt) и др. [Castillo et al., 2007]. На Камчатке адакиты и магнезиальные андезиты с адакитовыми характеристиками также встречаются в ассоциации с базальтами, обогащенными Nb и Ta. Мы рассмотрим только адакиты, сформировавшиеся в результате плавления слэба. Цель статьи – оценка геодинамических условий образования адакитов в зонах субдукции на Камчатке и в Камчатско-Алеутском сочленении. Для этого дан критический обзор представлений об условиях образования адакитов и NEAB в зонах субдукции Тихоокеанского кольца, рассмотрена геодинамическая эволюция Камчатки и условия, обеспечивающие разогрев старой и, соответственно, холодной Тихоокеанской плиты и ее плавление. На основе этого предложена геодинамическая модель формирования адакитов и NEAB в зонах субдукции Камчатки и в Камчатско-Алеутском сочленении.

#### ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПРИРОДЕ СУБДУКЦИОННЫХ АДАКИТОВ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА

По результатам изучения химических особенностей, минерального состава и изотопных характеристик двух образцов магнезиальных андезитов из Алеутской островной дуги, Р.У. Кей впервые обосновал плавление субдуцируемой океанической коры [Кей, 1978]. Один из этих образцов отобран на о. Адак. Второй образец магнезиального андезита был поднят драгированием с глубины около 1600 м в тыловой зоне Командорского сектора Алеутской дуги. Возраст Тихоокеанской плиты вблизи о. Адак около 52 млн лет [Yogodzinski and Kelemen, 1998]. Модельные расчеты, проведенные Р.У. Кеем, показывают, что изученные им магнезиальные андезиты могут быть получены при частичном плавлении 3% эклогита и дальнейшего взаимодействия полученного расплава с перидотитом мантийного клина [Кей, 1978].

Последующее широкомасштабное изучение магнезиальных андезитов Алеутской островной дуги было проведено в экспедициях на НИС “Вулканолог” на подводном вулкане Пийпа и на подводных горах в тыловой зоне западной части Алеутской дуги [Волынец и др., 1992]. Образование адакитов в Алеутской дуге связывается с формированием субдукционного окна при косой субдукции [Yogodzinski and Kelemen, 1998].

Условия косой субдукции наблюдаются также в южной части Южной Америки. Все шесть голоценовых вулканических центров Австралийской зоны вулканического пояса Анд сложены андезитами и дацитами с отчетливыми адакитовыми характеристиками. С.Р. Стерн и Р. Килиан [Stern and Kilian, 1996] полагают, что наиболее вероятным источником этих адакитов являются магмы, образованные плавлением субдуцированных океанических базальтов, перекристаллизованные в гранатомы амфиболиты или эклогиты. Дополнительный разогрев для плавления коры с возрастом менее 24 млн лет происходит при небольшой скорости субдукции (около 2 см/год). Состав адакитов зависит от угла взаимодействия плит. Адакиты андезитового состава вулкана на о. Кука образовались в условиях косой субдукции при небольшой степени частичного плавления (2–4%) и ограниченном взаимодействии с вышележащей мантией. В северном направлении, вплоть до 49° ю.ш., при более ортогональном угле субдукции модель магматической эволюции требует плавления смеси базальтов и осадков и взаимодействия не только с вышележащей мантией, но и с корой [Stern and Kilian, 1996].

Большое разнообразие геодинамических обстановок, обеспечивающих образование адакитов, наблюдается в пределах Центрально-Американской дуги. Здесь отмечается тройное сочленение плит Кокос, Наска и Карибской и субдукция хребта Кокос. С.Т. Джонстон и Д. Дж. Торкелсон [Johnston and Thorkelson, 1997] считают, что здесь, под ЮВ Коста-Рикой и Западной Панамой образуется субдукционное окно за счет растягивающих усилий, обусловленных Галапагосским центром спрединга. Образование адакитов связывается с субдукционным окном. Наличие субдукционного окна подтверждается отсутствием сейсмофокальной зоны под Карибской плитой. Адакиты вулканов Эл Вэли и Ла Егуада (El Valle, La Yeguada) приурочены к головной части плиты Наска, непосредственно на контакте с субдукционным окном, и в хребте Таламанка вблизи контакта плиты Кокос с тем же субдукционным окном. Между этими выходами адакитов, располагающимися к востоку и западу от тройного сочленения, отмечен выход пород, связанных с мантийным источником типа OIB.

Несколько иную точку зрения на образование субдукционного окна и связанных с ним адакитов

и пород ОІВ-типа предлагают М. Абратис и Г. Вернер [Abratis and Wörner, 2001], основываясь на новых определениях абсолютного возраста пород. По их данным субдукционный вулканизм Центрально-Американской дуги, связанный с плавлением мантийного клина, прекратился около 8 млн лет назад в связи с коллизией Центрально-Американской дуги с асейсмичным хребтом Кокос. Это привело к выполаживанию зоны субдукции, формированию субдукционного окна и прекращению типичного известково-щелочного магматизма. Образование субдукционного окна объясняет быстрое появление адакитов и щелочного магматизма, который связан с совершенно другим источником, отличным от источника известково-щелочных магм. По их мнению, источник щелочных магм связан с Галапагосским плюмом на Тихоокеанской плите. Авторы предположили, что Тихоокеанская мантия внедряется через субдукционное окно в Карибское пространство.

Проанализировав данные о пространственно-структурных особенностях в Чилийских и Эквадорских Андах и в Коста-Рике, М.А. Гютчер с соавторами [Gutscher et al., 2000] предложили гипотезу, объясняющую плавление океанической коры слэба на субгоризонтальном участке субдукции за счет ее разогрева. Они выделили три стадии эволюции: 1) крутая субдукция с образованием узкой известково-щелочной дуги над астеносферным клином, 2) субгоризонтальная субдукция, которая продолжается на несколько сотен км примерно на одной и той же глубине, образует широкую вулканическую дугу, где происходит плавление слэба, 3) через несколько млн лет астеносферный клин остывает и вулканизм завершается. В этой модели дополнительное тепло для плавления океанической коры получается за счет нагревания верхней части слэба вышележащей горячей астеносферой мантийного клина. Следует отметить, что широкая вулканическая дуга с адакитами нигде не обнаружена.

В пределах зоны субдукции Каскадной дуги (Северная Америка) известны породы и с адакитовыми и NEAB характеристиками. Дациты вулкана Сент-Хеленс имеют типичные для адакитов геохимические характеристики. Плавление базальтов субдуцируемой плиты по данным М.Дж. Дефанта и М.С. Друммонда [Defant, Drummond, 1993] обусловлено молодым возрастом еще горячей плиты, образованной в зоне спрединга Хуан де Фука. Глубина до поверхности слэба под вулканом Сент-Хеленс составляет 80 км. Мы обращаем внимание на то, что образование адакитов происходило в начальный период субдукции плиты Хуан-де-Фука.

Адакиты и NEAB лавы известны также на Филиппинах. В пределах плиоцен-плейстоценовой дуги Замбоанга (Zamboanga) встречаются как базальты (реже андезибазальты) с высоким содержанием ниобия, пользующиеся довольно широким распро-

странением, так и значительно более редкие адакиты [Sajona et al., 1996]. В пространственном отношении NEAB лавы распространены в тыловой части дуги относительно адакитов. Указанные авторы подробно рассмотрели пространственно-временные отношения и условия образования адакитов и обогащенных ниобием лав в объемной модели, состоящей из трех стадий эволюции.

В первую стадию, около 5 млн лет назад, вслед за завершением коллизии в Центральном Минданао начала субдуцироваться и дегидратироваться молодая кора моря Сулу, возможно, вместе с центром спрединга. Во вторую стадию (3–4 млн лет назад) субдуцируемая кора подверглась плавлению на глубине 75–85 км, в области перехода амфиболит-эклогит, под воздействием высокого теплового потока. Только часть адакитового расплава достигает поверхности, а основная его часть гибридирует перидотит мантийного клина. При этом происходит обогащение мантийного клина высокочargedными элементами (HFSE), включенными в метаморфические минералы. В третью стадию (<2 млн лет назад) в результате конвекции, наведенной субдукцией, метаморфизованная мантия погружается на большие глубины, где происходит разрушение метаморфической фазы, преимущественно амфиболов. В результате различной степени плавления метаморфизованного мантийного клина образуется несколько типов обогащенных Nb магм, включая (NEAB). Тем временем субдуцируемый слэб продолжает дегидратироваться, производя флюиды, обогащенные элементами с большими ионными радиусами (LILE) и легкими редкоземельными элементами и обедненными Nb. Около 0.4 млн лет назад плавление этой, обогащенной флюидами, мантии приводит к образованию типичных известково-щелочных пород с Ta–Nb минимумом.

В отличие от других вулканов Японии, где извергаются типичные субдукционные лавы, вулканы Дайсен (Daisen), Самбе (Sambe) и Аонояма (Aonoyama) в Юго-Западной Японии в неоплейстоцене и голоцене извергали среднекальциевые андезиты и дациты, по химизму соответствующие адакитам (высокие содержания  $Al_2O_3$ , Sr, низкие-Y, высокие Sr/Y-отношения, крутой график распределения редкоземельных элементов без Eu-минимума). Образование адакитов П.А. Моррис [Morris, 1995] объясняет плавлением переднего края Филиппинской плиты на глубине 75–100 км. Отсутствие сейсмичности под вулканами также подтверждает представление о плавлении переднего края субдуцируемой плиты.

В пределах Калифорнии (Baja California) имеются также данные о плавлении субдуцируемой океанической коры с образованием магнезиальных андезитов, которые были названы баяитами [Saunders et al., 1987], хотя в настоящее время зона

## Химический состав адакитов Камчатки

Компо- ненты	В. Камчатка <sup>1</sup>		Камч. мыс <sup>2</sup>		Камч. перешеек <sup>3</sup>		В. Шивелуч <sup>4</sup>		В. Бакенинг <sup>5</sup>		ЦКД <sup>6</sup>	
	139	141	7616	7618	VAL4	VAL29	7452-1	7515	BAK25	BAK05	2628	3116
SiO <sub>2</sub>	58.37	56.10	57.07	58.43	57.68	57.76	62.65	63.48	60.34	62.52	57.59	58.32
TiO <sub>2</sub>	0.64	0.71	0.61	0.60	1.23	0.90	0.51	0.48	0.83	0.55	1.08	1.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.52	15.19	16.75	17.86	16.65	17.68	16.65	16.49	17.40	17.34	17.01	16.24
FeO	5.26	5.73	3.16	2.24	7.33	6.86	4.45	4.28	3.49	2.50	1.08	1.40
MnO	0.09	0.10	0.10	0.07	0.10	0.12	0.09	0.09	0.11	0.10	0.09	0.10
MgO	6.82	8.98	5.68	4.13	4.82	3.98	3.49	3.32	2.11	1.25	3.77	4.00
CaO	5.75	6.16	3.76	4.10	7.54	7.65	5.64	5.38	5.33	4.71	6.56	6.71
Na <sub>2</sub> O	4.29	4.07	54.28	6.04	3.30	3.67	4.84	4.9	4.48	4.38	4.27	4.33
K <sub>2</sub> O	1.33	1.56	2.17	2.52	1.09	1.06	1.24	1.25	1.77	1.92	1.55	1.34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.21	0.18	0.31	0.25	0.31	0.16	0.15	0.34	0.26	0.46	0.48
H <sub>2</sub> O	0.36	0.13	1.95	1.59	1.16	0.77	0.23	0.16	0.46	1.07	0.61	0.84
Сумма	98.64	98.95	99.53	99.67	99.63	100.31	99.96	99.98	98.65	98.60	100.02	100.04
Co	27.7	34.2	21.7	20			19	15	14	5	25	23
Cr	371	543	209	131	106	64	118	114	13	9	123	126
Ni	171.1	271.1	134	130	51	34	16	14	5	0	66	52
V	171	179	120	100	168	148	110	106	125	66	136	123
Zn	61.7	59.1					52	54	73	61		
Ga	18.6	17.7					18	17	18	17		
Rb	24.0	26.0	33	30			24	26	35	41	24.8	19.2
Ba	363	417	537	400	356	481	390	399	551	616	599	576
Nb	11.0	11.6			7.5	10.3			5.4	4.4	7.1	7.3
Ta	0.29	0.28							0.27	0.26	0.43	0.43
Sr	541	470	675	453	594	746	579	567	589	487	977	928
Y	11.1	13.4	11	13	14.4	14.7	10	12	12.5	12	14.4	13.2
Zr	99.2	106.0	108	142	77.1	104	93	93	17.1	15.8	149	139
Sr/Y	48.7	35.1	61.4	34.9	41.3	50.8	57.9	47.8	47.12	40.6	67.9	70.2

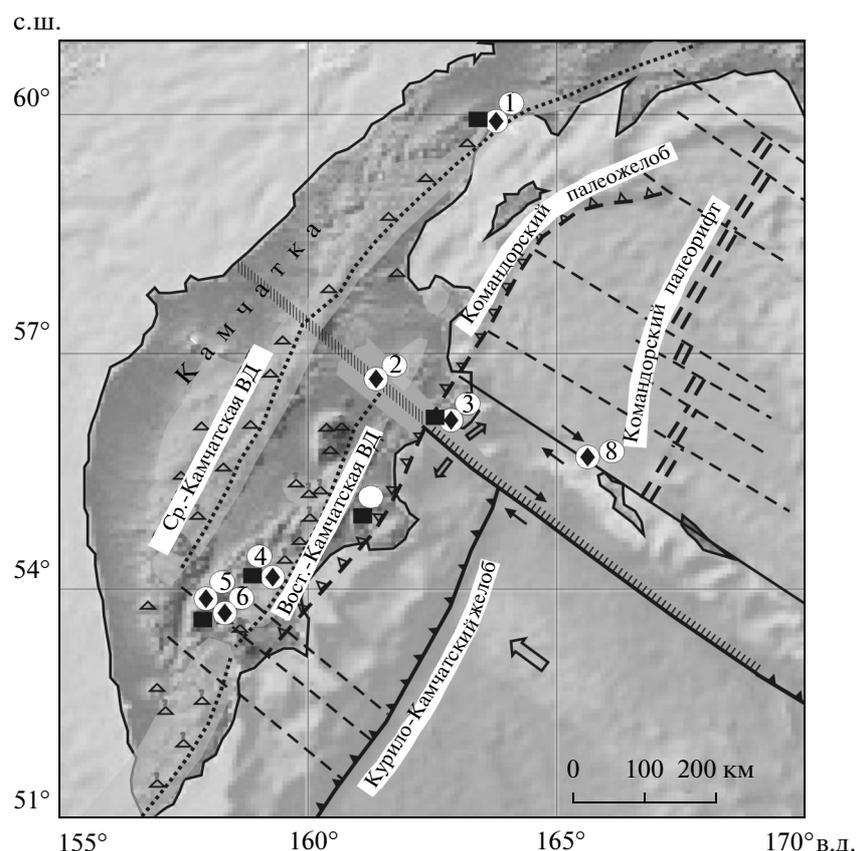
Примечание: <sup>1</sup> – [Hoernle et al., 2009]; <sup>2</sup> – [Вольнец и др., 1998]; <sup>3</sup> – [Кеpezhinskas et al., 1997]; <sup>4</sup> – [Горбач и Портнягин, 2011]; <sup>5</sup> – [Dorendorf et al., 2000]; <sup>6</sup> – [Перепелов и др., 2009].

субдукции здесь отсутствует. Образование баяитов указанные авторы объясняют субдукцией горячей плиты Гуадалупе (Guadalupe) и соответствующей рифтовой зоны.

Итак, только в некоторых случаях образование адакитов объяснено путем плавления горячей субдуцируемой плиты вблизи рифтовой зоны (Калифорния, Филиппины). Адакиты наблюдаются также на контакте с субдукционными окнами независимо от условий их образования (Алеутская дуга и Центрально-Американская дуги, Южная Америка). В ряде случаев образование адакитов связано с плавлением головного (переднего) края субдуцируемой плиты (Филиппины, Юго-западная Япония).

### АДАКИТЫ И БАЗАЛТЫ С ВНУТРИПЛИТНЫМИ ГЕОХИМИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ (NEAB) НА КАМЧАТКЕ

На Камчатке известны три разновозрастных вулканических пояса, представляющих собой три субдукционных вулканических дуги [Авдейко и др., 2006]. В них, наряду с типичными известково-щелочными породами островодужного типа, встречаются щелочные базальты с внутриплитными геохимическими характеристиками (NEAB), высокомагнезиальные андезиты и адакиты (таблица) [Вольнец и др., 1997; Yagodinski et al., 1994; Kepezhinskas et al., 1996; Volynets, 1994]. Первые сведения о наличии адакитов в субдукционных системах Камчатки бы-



**Рис. 2.** Местоположение адацитов (ромбики) и NEAB лав (квадратики) в зонах субдукции Тихоокеанского кольца, Камчатке и Командорской палеосубдукции (Северная Камчатка).

Цифры на карте: 1 – Валоваямское вулканическое поле (ВВП), 2 – вулкан Шивелуч, 3 – Камчатский полуостров, 4 – Восточная Камчатка, р. Левая Жупанова, 5 – unnamed (безымянный) вулкан, 6 – вулкан Бакенинг, 7 – Кроноцкий перешеек, 8 – Западные Алеуты, драгированные породы.

ли получены П. Кеpezhинским с соавторами [Kerzhinskas et al., 1996] на Камчатском перешейке, в Валоваямском вулканическом поле (ВВП) (рис. 2, позиция 1). Ранее были получены данные о наличии щелочных базальтов NEAB типа в вулканических дугах Восточной Камчатки, Срединного хребта, Западной Камчатки и в тылу Срединного хребта [Volynets, 1994].

Вулканические породы в ВВП представлены позднемiocен-плиоценовыми (5–15 млн лет) лавовыми потоками, шлаковыми конусами и дайками базальтов, андезибазальтов, андезитов и адацитов. Все породы имеют субдукционные геохимические характеристики [Kerzhinskas et al., 1997]. Среди них встречаются NEAB лавы, содержащие ксенолиты шпинелиевого перидотита и пироксенита. Шпинелиевый перидотит содержит дацитовые прожилки, состав которых соответствует адакитам. Наличие прожилков адацитов является прямым свидетельством плавления океанической коры с последующим внедрением адацитового расплава в перидотит мантийного клина

[Kerzhinskas et al., 1996]. Взаимодействием расплава с перидотитом мантийного клина авторы объясняют обогащение клинопироксенов из перидотитов Na, Al, Sr, La и Ce, сопровождаемое возрастанием Sr/Y, La/Yb и Zr/Sm отношений в базальтах, содержащих ксенолиты. В результате этого взаимодействия происходит образование NEAB лав [Kerzhinskas et al., 1996]. Образование адацитов авторы связывают с плавлением молодой (<15 млн лет) и, соответственно, горячей океанической плиты Командорского бассейна (Пракомандорской плиты), что, в соответствии с экспериментами [Reasock et al., 1994], недостаточно. Мы считаем, что в данном случае, наряду с молодостью субдуцируемой плиты, важную роль играет и начальный этап субдукции, который начался около 9 млн лет назад, так как наиболее древние породы Валоваяма имеют возраст 8.2 млн лет [Kerzhinskas et al., 1997].

Все остальные щелочные породы NEAB типа и адакиты встречаются только в том сегменте Курило-Камчатской островодужной системы, в котором в позднем миоцене произошел перескок зоны

субдукции на современное положение [Авдейко и др., 2006; Avdeiko et al. 2007]. Ранее говорилось, что возраст Тихоокеанской плиты в Камчатской зоне субдукции более 93 млн лет [Sygacuse et al., 2010]. Все адакиты на диаграмме Sr/Y–Y (рис. 2), предложенной [Defant, Drummond, 1990] для идентификации адакитов, находятся в поле адакитов.

В пределах Восточно-Камчатской вулканической дуги (см. рис. 2, позиция 4), наряду с типичными субдукционными сериями вулканических пород, встречаются щелочные базальты NEAB типа, высокомагнезиальные андезиты и адакиты в виде силлов [Hoernle et al., 2009; Volynets, 1994]. Широко представленные породы островодужного типа сформировались в позднемиоцен-четвертичное время, тогда как адакиты и вулканы с внутриплитными геохимическими характеристиками распространены фрагментарно и имеют позднемиоценовый-плиоценовый возраст, то есть соответствуют раннему этапу формирования Восточно-Камчатской вулканической дуги [Volynets, 1994]. Детальное изучение вулканических пород начального этапа развития вулканического пояса Восточной Камчатки показало, что наиболее древние базальты основания шапинской свиты имеют позднемиоценовый возраст и по своим геохимическим характеристикам соответствуют щелочным и субщелочным базальтам NEAB типа [Volynets, 1994]. Типичные известково-щелочные базальты расположены в верхней части шапинской свиты. К-Аг-возраст базальтов и базанитов основания шапинской свиты колеблется в пределах 6.8–9.12 млн лет, а единственное определение возраста дайки габбро-сиенита в Валагинском хребте –  $14.1 \pm 0.2$  млн лет [Вольнец и др., 1997]. Новые Ar/Ar определения возраста вулканических пород шапинской свиты, проведенные в IFM GEOMAR, показали, что возраст щелочных и переходных базальтов, обогащенных легкими редкоземельными (LREE) и высокозарядными (HFSE) элементами, варьирует в пределах 7–12 млн лет. Тогда как возраст известково-щелочных андезитов и дацитов с близкими к адакитам характеристиками, которые приурочены к верхней части шапинской свиты, – 3–8 млн лет [Hoernle et al., 2009].

Первые сведения о наличии щелочных вулканических пород на Восточной Камчатке были получены при бурении в районе Кроноцкого перешейка (см. рис. 2, позиция 7). Здесь скважинами вскрыты два силла щелочных базальтов ( $\text{SiO}_2 = 45.80\text{--}47.16\%$ ) с высоким содержанием  $\text{TiO}_2$  (до 2.25%) и  $\text{K}_2\text{O}$  (до 5.5%) [Супруненко, 1973]. Силлы приурочены к подошве песчано-глинистых флишевых отложений с фауной моллюсков и фораминифер ранне-среднемиоценового возраста.

Адакиты и ассоциирующие с ними магнезиальные андезиты и NEAB базальтоиды выявлены в южной части Центральной Камчатской депрес-

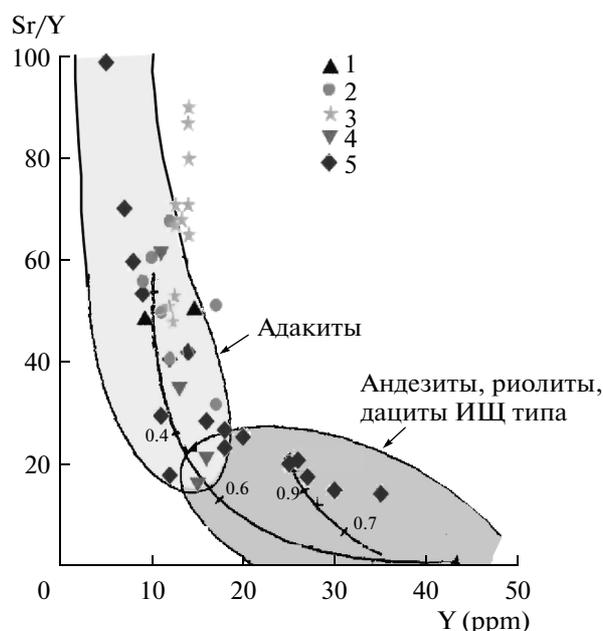


Рис. 3. Диаграмма Sr/Y–Y для Камчатских адакитов.

1 – Валоваямское вулканическое поле [Кеpezhinskas et al., 1996]; 2 – р. Левая Жупанова [Hoernle et al., 2009]; 3 – неназванный вулкан [Перепелов и др., 2009]; 4 – Камчатский полуостров [Вольнец и др., 1998]; 5 – вулкан Бакенинг [Dorendorf et al., 2000].

сии (см. рис. 2, позиция 5) в пределах эродированной вулканической постройки, возраст которой 3.13–2.72 млн лет [Перепелов и др., 2009]. В окрестностях расположенного рядом вулкана Бакенинг (см. рис. 2, позиция 6) имеются небольшие вулканические постройки андезитов и дацитов, которые, судя по геохимическим характеристикам (см. рис. 3), также могут быть отнесены к адакитам. Из двадцати приведенных в работе [Dorendorf et al., 2000] анализов дацитов и андезитов десять имеют отчетливые адакитовые характеристики ( $\text{Sr/Y} = 40\text{--}283$ ,  $\text{La/Yb} = 8\text{--}16$ ,  $\text{Nb/La} = 0.2\text{--}0.3$ ) и три – переходные относятся к известково-щелочным лавам. Эти породы приурочены к трансформному разлому, по которому произошел перескок зоны субдукции (см. рис. 2).

Первые данные о находках магнезиальных андезитов адакитового типа на полуострове Камчатский мыс (см. рис. 2, позиция 3) содержатся в работе [Вольнец и др., 1998]. Авторами выделены верхнемиоцен-нижнеплейстоценовые дайки спессартитов и вогезитов мощностью 0.1–1.5 м и протяженностью до нескольких сот метров, имеющие адакитовые характеристики, аналогичные характеристикам адакитов о. Адак. Здесь же обнаружены силлы и дайки щелочных базальтоидов [Тихомирова, 1994].

Магнезиальные андезиты и адакиты, проявленные в пределах западной части Алеутской дуги (см. рис. 2, позиция 8) и на продолжении Алеут-

ского тренда, на полуострове Камчатского мыса подробно описаны Г.М. Ягодзинским с соавторами [Yogodzinski et al., 1994; 1995]. Авторы выделили два петрологических и геохимических типа. К магнезиальным адакитам Адак типа (А-тип) относятся породы, распространенные на полуострове Камчатского мыса и породы, драгированные между ним и островом Беринга. К магнезиальным андезитам П-типа, кроме пород собственно вулкана Пийпа, относятся породы вулканов Шивелуч и Заречный. Лавовый купол активного вулкана Шивелуч (см. рис. 2 позиция 2) также имеет адакитовые характеристики [Ferlito, 2011], хотя Н.В. Горбач и М.В. Портнягин [2011] связывают их образование не с плавлением океанической коры, а с процессами дифференциации.

### ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АДАКИТОВ

Обзор тектонических условий образования адакитов Камчатки и других районов Тихоокеанского кольца позволил выделить общие черты геодинамических условий их генезиса. Прежде всего, это начальная стадия субдукции, при которой происходит контакт головной (фронтальной) части слэба с горячей астеносферой. Молодой возраст погружающейся плиты служит дополнительным источником тепла. Адакиты такого типа характерны для Восточной Камчатки, где субдуцируется плита возрастом более чем 93 млн лет и Валаямского вулканического поля (ВВП) на Камчатском перешейке. На Восточной Камчатке начальная стадия субдукции началась после того как произошел перескок зоны субдукции на современное положение в позднем миоцене (рис. 4).

Следует отметить также контакт слэба с горячей астеносферой в субдукционных окнах, независимо от условий их образования.

Как правило, адакиты формируются в короткий промежуток времени, что соответствует экспериментальным значениям глубины слэба 60–90 км: головная часть слэба проходит этот интервал за несколько миллионов лет. На глубинах более чем 90–100 км дегидратация амфибола и других минералов океанической коры приводит к формированию типичных островодужных вулканических пород стационарного режима субдукции.

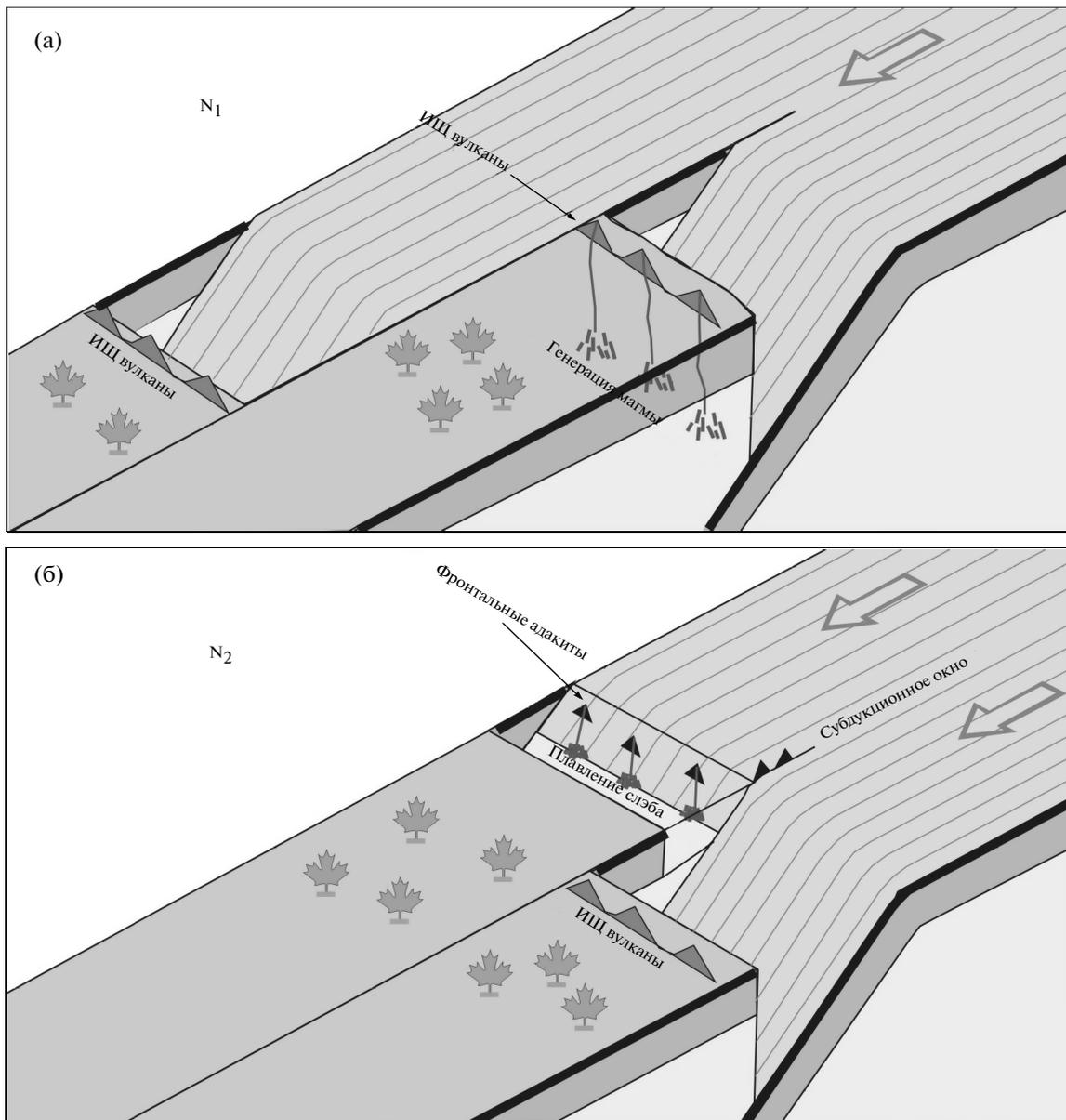
Для реконструкции генезиса адакитов и NEAB важную роль играет изучение ассоциаций между ними. Наблюдается три типа таких ассоциаций. В одних случаях наблюдается совместное нахождение адакитов и NEAB в пределах одной вулканической постройки, например, вулкан Сент-Хеленс, вулканический массив Санта Клара (п-ов Калифорния) Камчатский перешеек (ВВП) и Восточная Камчатка. В других случаях отмечается поперечная

зональность: адакиты приурочены к фронтальным частям дуг, а породы NEAB типа—к их тыловым частям (система вулканы Сент-Хеленс—Адамс в Каскадной дуге, северная вулканическая зона Южной Америки, Филиппины и др.). В ряде случаев, как, например, в Центрально-Американской дуге, намечается продольная зональность с породами NEAB типа посередине и адакитами по краям.

Адакиты ВВП (см. рис. 2, позиция 1) формировались на контакте головной части слэба Командорской плиты с горячей астеносферой мантийного клина (рис. 5). Формирование Nb обогащенных островодужных базальтов происходит при плавлении мантийного перидотита и смешении этих магм с адакитовым расплавом [Kerzhinskas et al., 1996]. Короткое время формирования адакитов и NEAB соответствует этому, так как плита погружается на более чем 90–100 км.

На Восточной Камчатке (см. рис. 2, позиция 4), где адакиты и NEAB лавы образовались после перескока субдукции, наблюдается последовательное образование “внутриплитных лав”, адакитов и затем типичных субдукционных лав [Hoernle et al., 2009], по-видимому, происходит плавление базальтов переднего (головного) края субдуцируемой плиты на контакте с горячей астеносферой (см. рис. 5). Дополнительный разогрев субдуцируемой плиты, вероятно связан с энергией скола и трения в начальный этап субдукции, а также, вероятно, с флексурным изгибом и вулканизмом Тихоокеанской плиты по модели [Hirano et al., 2006]. Образование силлов щелочных базальтов Кроноцкого перешейка (см. рис. 2, позиция 7) Д.П. Савельев [2011] связывает с вулканизмом флексурного типа, и тогда этот вулканизм действительно будет внутриплитным, проявленным на Тихоокеанской плите еще до подхода ее в зону субдукции. Затем эти породы были аккрецированы к Камчатке. В пользу этого свидетельствует их определенный по фауне ранне-среднемиоценовый возраст.

Несколько необычная позиция адакитов и базальтов NEAB типа на юге Центральной Камчатской депрессии, описанных в работе Перепелова и др. [2009]. Они приурочены к системе трансформных разломов, по которым в конце миоцена произошел перескок зоны субдукции на современное положение (см. рис. 4). Мы связываем их образование с формированием субдукционного окна во время кратковременного перескока зоны субдукции. Необычность положения определяется тем, что глубина до слэба в настоящее время составляет около 210 км. По-видимому, здесь возможно плавление слэба предыдущей зоны субдукции под Срединный хребет, глубина до которого здесь, вероятно, не превышает 100 км.



**Рис. 4.** Модельная диаграмма образования адakitов и NEAB лав на Восточной Камчатке, где произошел перескок зоны субдукции в позднем миоцене.

а – положение до перескока зоны субдукции, б – положение после перескока зоны субдукции.

Адакитовый вулканизм зоны Камчатско-Алеутского сочленения (см. рис. 2, позиции 2, 3 и 8), видимо, также связан с формированием субдукционного окна и/или на контакте северо-восточного края Тихоокеанской плиты с астеносферой [Ferlito, 2011]. Так как субдукционное окно и, соответственно, контакт с горячей астеносферой сохраняется в настоящее время, адakitовый вулканизм может продолжаться на вулкане Шивелуч. Однако Н.В. Горбач и М.В. Портнягин [2011] обосновывают образование здесь этих пород процессом дифференциации.

#### МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ СУБДУКЦИОННОГО ВУЛКАНИЗМА ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДУГИ

Субдукционный вулканизм в пределах Восточно-Камчатской вулканической дуги начался, по-видимому, в середине миоцена, так как абсолютный возраст наиболее древних щелочных базальтов NEAB типа, определенных K-Ar и Ar-Ar методами, колеблется в 7–12 млн лет [Hoernle et al., 2009; Волынец и др., 1997].

В миоцене существовала зона субдукции под Срединный хребет, формируя Срединно-Камчат-

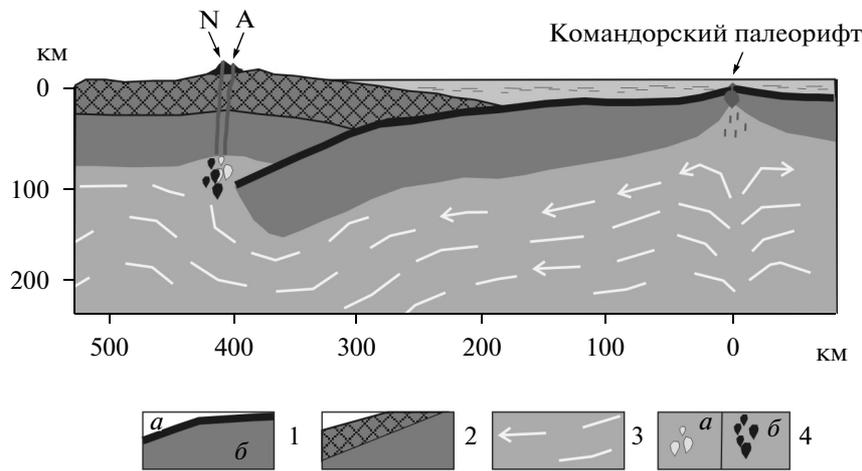


Рис. 5. Модельный разрез образования адакитов и NEAB лав в Палеокомандорской зоне субдукции.

1 – океаническая кора (а), литосферная часть мантии (б); 2 – континентальная кора с литосферной частью мантии; 3 – мантия; 4 – капли расплава адакитов (а), NEAB (б). Буквы на разрезе: А – адакиты, N – NEAB лавы. Пояснения в тексте.

скую вулканическую дугу (рис. 6, разрез 1). На разрезе, на Тихоокеанской плите, выше океанической коры показана континентальная кора Кроноцкой внутриокеанической палеоплиты.

Около 15 млн лет назад Кроноцкая дуга подошла к зоне субдукции под Срединный хребет и начала ее блокировку (см. рис. 6, разрез 2). Вулканизм в Срединном хребте продолжался в обычном режиме. На Тихоокеанской плите за счет нарастания давления на зону субдукции начал формироваться флексуобразный изгиб по модели Хирано и др. [Hirano et al., 2006] с выпуклостью в районе валообразного поднятия и синклиналим прогибом с Тихоокеанской стороны. В результате синклиналим прогиба подошва литосферы начала испытывать растяжение и растрескиваться, и горячая астеносфера начала внедряться в образовавшиеся расколы. Независимо от того, проявляется или не проявляется флексурный вулканизм, литосфера разогревается и происходит ее утонение. Д.П. Савельев [2011] считает, что силлы щелочных базальтов на Кроноцком перешейке образовались таким путем и были аккрецированы к Восточной Камчатке.

В конце среднего миоцена зона субдукции под Срединный хребет была окончательно заблокирована и начала формироваться новая зона субдукции под Восточную Камчатку (см. рис. 6, разрез 3). В зоне субдукционного скола Тихоокеанской плиты произошел разогрев за счет сдвигового напряжения. В результате блокировки Тихоокеанская плита под Срединным хребтом испытала разрыв с дальнейшим погружением оторванной части плиты в мантию, что подтверждается сейсмографическими данными [Gorbatov et al., 2000].

В интервале 7–9 млн лет назад передний горячий край образовавшегося слэба достиг глубины 60–70 км и началось парциальное безфлюидное плавление метаморфизованных осадков и базальтов океанической коры на контакте с горячей астеносферой. Образовавшийся адакитовый расплав внедрился в мантийный клин и в результате его взаимодействия с перидотитом в разных соотношениях адакитовый расплав/перидотит образовались магнезиальные андезиты и обогащенные Nb базальты.

Примерно в это же время к зоне субдукции подошел разогретый за счет флексурного изгиба участок Тихоокеанской плиты (см. рис. 6, разрез 4) и при движении разогретого участка вокруг переднего края зоны субдукции образовался небольшой мантийный плюм по модели С. Фассенна и др. [Fassenna et al., 2010]. Этот плюм дает дополнительное тепло для плавления фронтальной части нового слэба и, при низких степенях плавления мантийного плюма, образуется расплав NEAB типа. Два типа образования пород NEAB типа за счет взаимодействия с перидотитом мантийного клина и в результате образования мантийного плюма не являются альтернативными и могут действовать совместно.

В зоне субдукции под Срединный хребет нижний край оставшейся плиты контактирует с потоком горячей астеносферы и происходит его плавление и образование магмы NEAB типа (см. рис. 6, разрез 4).

В плиоцене и плейстоцене головной край Тихоокеанской плиты погрузился на глубину более 90–100 км и плавление его прекратилось. Началось образование типичных известково-щелочных магм в результате внедрения флюидов в мантийный клин (см. рис. 6, разрез 5).

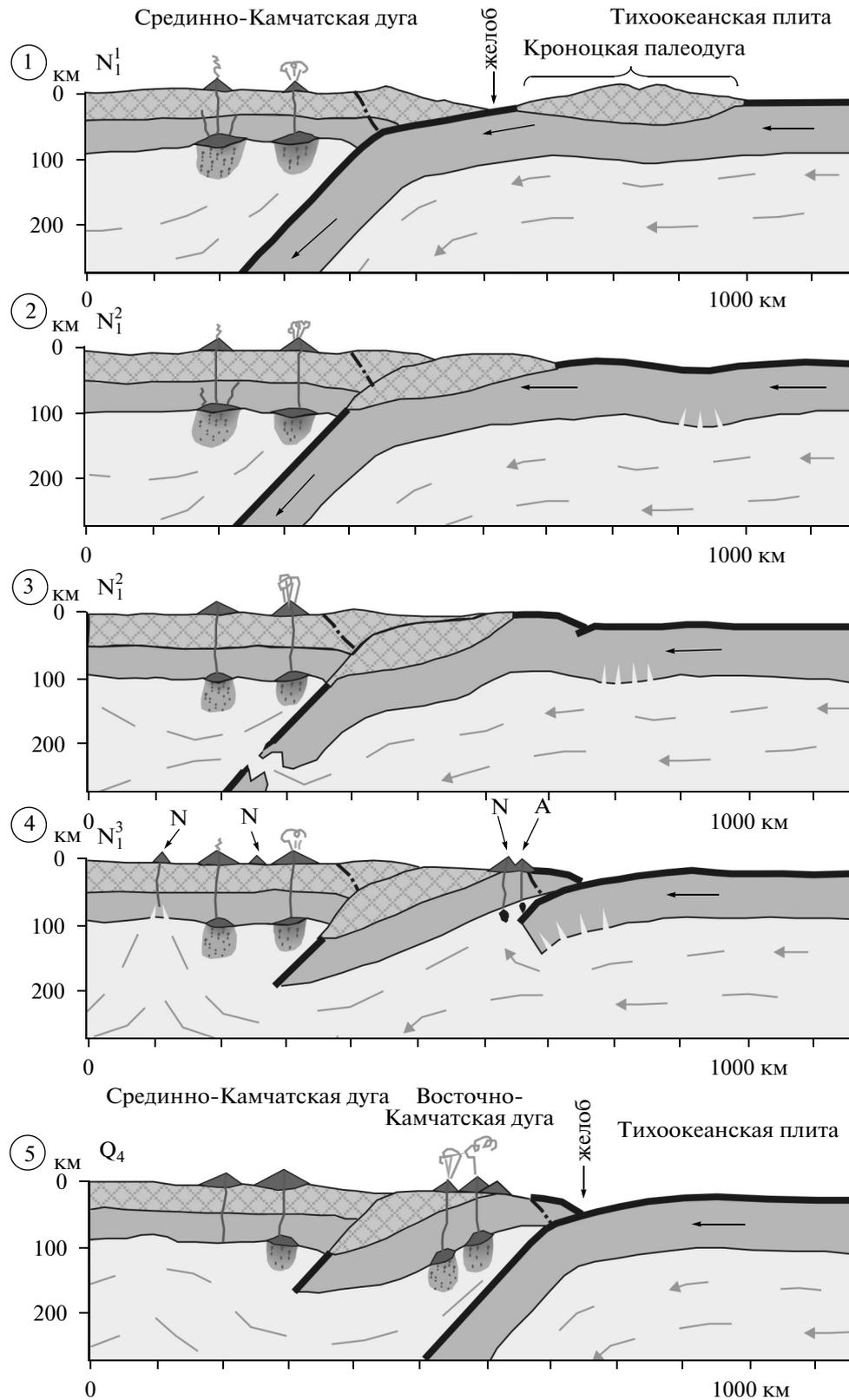


Рис. 6. Модельные разрезы геодинамической эволюции Срединно-Камчатской и Восточно-Камчатской вулканических дуг. Буквы на разрезе: А – адакиты, N – NEAB лавы. Пояснения в тексте.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ геодинамических условий образования адакитов показал, что в большинстве случаев наблюдается плавление головной (фронтальной) части слэба на контакте его с горячей астеносферой в начальный период субдукции. Такой тип контакта может быть при начальной стадии субдукции и в субдукционных окнах независимо от их происхождения. Начальная стадия субдукции в Восточной Камчатке началась после перескока с Срединного хребта на современное положение. Источником тепла для старых холодных плит служит напряжение сдвига в начальный период образования зоны субдукции.

При палеотектонических и палеовулканических реконструкциях, наличие адакитов может свидетельствовать о проявлении периода субдукции, особенно если наблюдается их ассоциация с базальтами NEAB типа.

Дополнительным источником тепла в начальный период субдукции может служить образование флексурных изгибов и внедрение горячей астеносферы в расколы в нижней части литосферы и плавление ее по модели Н. Хирано и др. [Hirano et al., 2006].

В начальный период субдукции происходит образование мантийных плюмов в головной части слэба, по модели С. Фассенна и др. [Faccenna et al., 2010].

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят рецензентов за ценные замечания и комментарии к публикации, позволившие уточнить некоторые положения, и А.А. Палуеву за помощь и содействие в подготовке работы. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ-Восток № 09-05-98591; ДВО РАН № 12-III-A-08-063.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П. Геодинамика проявления вулканизма Курильской островной дуги и оценка моделей магмообразования // Геотектоника. 1994. № 2. С. 19–32.
- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 248–266.
- Вольнец О.Н., Карпенко С.Ф., Колосков А.В. и др. Изотопный состав позднеогеновых К-Na-щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отображение гетерогенности мантийного источника магм // Геохимия. 1997. № 10. С. 1005–1018.
- Вольнец О.Н., Колосков А.В., Ягодзинский Дж. и др. Бонинитовая тенденция в лавах подводного вулкана Пийпа и его обрамления (западная часть Алеутской дуги). 1. Геология, петрохимия, минералогия // Вулканонология и сейсмология. 1992. № 1. С. 3–23.
- Вольнец О.Н., Овчаренко А.Н., Бояринова М.Е. и др. Первые находки магнезиальных андезитов типа А (Адак)

- на Камчатском полуострове // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1153–1564.
- Горбач Н.В., Портнягин М.В. Геологическое строение и петрология лавового комплекса вулкана молодой Шивелуч // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 140–172.
- Переделов А.В., Татарников С.А., Павлова Л.А. и др. NEB-адакитовый вулканизм в Центральной Камчатской депрессии. Вулканизм и геодинамика // IV Всерос. симп. по вулканонологии и палеовулканонологии. Вулканизм и геодинамика. Мат.ер. симп., Петропавловск-Камчатский. 2009. Т. 2. С. 449–454.
- Савельев Д.П. Модель доколлизийного генезиса щелочных базальтов Кроноцкого перешейка // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Матер. Всерос. конф. с международным участием, 20–23 сентября 2011 г., г. Владивосток. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 281–283.
- Супруненко О.И. Щелочные вулканические породы на Кроноцком полуострове // ДАН. 1973. Т. 211. № 3. С. 626–629.
- Тихомирова С.Р. Позднекайнозойские тешениты Восточной Камчатки // ДАН. 1994. Т. 335. № 5. С. 626–629.
- Abratis M. and Wörner G. Ridge collision, slab-window formation, and the flux of Pacific asthenosphere into the Caribbean realm // Geology. 2001. V. 29. № 2. P. 127–130.
- Arculus R.J., Lapiere H., and Jaillard E. Geochemical window into subduction and accretion processes: RASPAS metamorphic complex, Ecuador // Geology. 1999. V. 27. № 6. P. 547–550.
- Avdeiko G.P., Savelyev D.P., Palueva A.A., Popruzhenko S.V. Evolution of the Kurile-Kamchatkan volcanic arcs and dynamics of the Kamchatka-Aleutian junction // Geophysical Monograph 173. Volcanism and subduction: the Kamchatka region / Eds Eichelberger J., Gordeev E. et al. American Geophysical Union. Washington D.C., 2007. P. 41–60.
- Castillo P.R. An overview of adakite petrogenesis // Chinese Science Bull. 2006. V. 51. № 3. P. 257–268.
- Castillo P.R., Rigby S.J., Solidum R.U. Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: Geochemical evidence from the Sulu Arc, southern Philippines // Lithos. 2007. V. 97. P. 271–288.
- Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of Some Modern Arc Magmas by Melting of Young Subducted Lithosphere // Nature. 1990. V. 347. P. 662–665.
- Defant M.J., Drummond M.S. Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc // Geology. 1993. V. 21. P. 547–550.
- Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A., and Wörner G. Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // J. Volcanol. Geoth. Res. 2000. V. 104 (1–4). P. 131–151.
- Faccenna C., Becker T.W., Lallemand S., et al. Subduction-triggered magmatic pulses: A new class of plumes? // Earth Planet. Sc. Lett. 2010. V. 299(1–2). P. 54–68.
- Ferlito C. Bimodal geochemical evolution at Sheveluch stratovolcano, Kamchatka, Russia: Consequence of a complex subduction at the junction of the Kuril Kamchatka and Aleutian island arcs // Earth. Sci. Rev. 2011. V. 105(1–2). P. 49–69.
- Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, New York, 1981. 390 p.
- Gorbatov A., Kostoglodov V. Maximum depth of seismicity and thermal parameter of the subducting slab: general empirical relation and its application // Tectonophysics. 1997. V. 277. P. 165–187.

- Gorbatov A., Widiyantoro S., Fukao Y., and Gordeev E.* Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 142(1). P. 27–36.
- Gutscher M.A., Maury R., Eissen J.P., and Bourdon E.* Can slab melting be caused by flat subduction? // *Geology*. 2000. V. 28. № 6. P. 535–538.
- Hirano N., Takahashi E., Yamamoto J., et al.* Volcanism in response to plate flexure // *Science*. 2006. V. 313(5792). P. 1426–1428.
- Hoernle K., Portnyagin M.V., Hauff F., Van Den Bogaard P., and Avdeiko G.* The origin of EM1 alkaline magmas during Cenozoic reorganization of subduction zone of Kamchatka // *Geochim. Cosmochim. Ac.* 2009. V. 73. № 13. P. A538–A538.
- Johnston S.T. and Thorkelson D.J.* Cocos–Nazca slab window beneath Central America // *Earth Planet. Sc. Lett.* 1997. V. 146(3–4). P. 465–474.
- Kay R.W.* Aleutian Magnesian Andesites – Melts from Subducted Pacific Ocean Crust // *J. Volcanol. Geoth. Res.* 1978. V. 4(1–2). P. 117–132.
- Kepezhinskas P., Defant M.J., and Drummond M.S.* Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths // *Geochim. Cosmochim. Ac.* 1996. V. 60. № 7. P. 1217–1229.
- Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J., et al.* Trace element and Sr–Nd–Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka arc petrogenesis // *Geochim. Cosmochim. Ac.* 1997. V. 61(3). P. 577–600.
- Morris P.A.* Slab Melting as an Explanation of Quaternary Volcanism and Aseismicity in Southwest Japan // *Geology*. 1995. V. 23. № 5. P. 395–398.
- Peacock S.M., Rushmer T., and Thompson A.B.* Partial Melting of Subducting Oceanic-Crust // *Earth Planet. Sc. Lett.* 1994. V. 121(1–2). P. 227–244.
- Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., and Applegate G.S.* Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa // *Chem. Geol.* 1999. V. 160(4). P. 335–356.
- Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H., et al.* High field strength element enrichment of Pliocene–Pleistocene Island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines) // *J. Petrol.* 1996. V. 37. № 3. P. 693–726.
- Saunders A.D., Rogers G., Marriner G.F., et al.* Geochemistry of Cenozoic Volcanic-Rocks, Baja–California, Mexico – Implications for the Petrogenesis of Postsubduction Magmas // *J. Volcanol. Geoth. Res.* 1987. V. 32(1–3). P. 223–245.
- Sen C. and Dunn T.* Dehydration Melting of a Basaltic Composition Amphibolite at 1.5 and 2.0 Gpa – Implications for the Origin of Adakites // *Contrib. Mineral. Petr.* 1994. V. 117(4). P. 394–409.
- Stern C.R. and Kilian R.* Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral volcanic zone // *Contrib. Mineral. Petr.* 1996. V. 123(3). P. 263–281.
- Syracuse E.M., van Keken P.E., and Abers G.A.* The global range of subduction zone thermal models // *Phys. Earth. Planet. In.* 2010. V. 183(1–2). P. 73–90.
- Tatsumi Y., Hamilton D.L., and Nesbitt R.W.* Chemical Characteristics of Fluid Phase Released from a Subducted Lithosphere and Origin of Arc Magmas – Evidence from High-Pressure Experiments and Natural Rocks // *J. Volcanol. Geoth. Res.* 1986. V. 29(1–4). P. 293–309.
- Volynets O.N.* Geochemical types, petrology, and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile–Kamchatka island-arc system // *Intern. Geol. Rev.* 1994. V. 36. P. 373–405.
- Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N. et al.* Magnesian Andesite in the Western Aleutian Komandorsky Region – Implications for Slab Melting and Processes in the Mantle Wedge // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1995. V. 107. № 5. P. 505–519.
- Yogodzinski G.M. and Kelemen P.B.* Slab melting in the Aleutians: implications of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt // *Earth. Planet. Sc. Lett.* 1998. V. 158(1–2). P. 53–65.
- Yogodzinski G.M., Volynets O.N., Koloskov A.V. et al.* Magnesian Andesites and the Subduction Component in a Strongly Calc–Alkaline Series at Piip Volcano, Far Western Aleutians // *J. Petrol.* 1994. V. 35. № 1. P. 163–204.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АДАКИТОВ И НВ-ОБОГАЩЕННЫХ БАЗАЛЬТОВ (НЕАВ) НА КАМЧАТКЕ

© 2015 г. Г. П. Авдейко, О. В. Бергаль-Кувикас

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН*

*683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пуйна, 9,*

*e-mail:kuvikas@mail.ru*

Поступила в редакцию 14. 01. 2014 г.

Ассоциация адакитов и пород, обладающих внутриплитными геохимическими характеристиками (НЕАВ) встречается на Камчатке, несмотря на то, что Тихоокеанская плита, субдуцируемая под Камчатку, является древней (возраст >93 млн лет) и холодной. Обзор и сравнительный анализ НЕАВ-адакитовых ассоциаций на Камчатке и в других зонах субдукции Тихоокеанского кольца позволили реконструировать геодинамические обстановки, обеспечивающие нагревание океанической коры для ее плавления и образования адакитов. Две геодинамические обстановки являются основными: (1) начальный период субдукции, при котором плавлению подвергается головная часть слэба, (2) формирование субдукционных окон. Обе эти обстановки имели место на Камчатке в течение короткого интервала времени. На Восточной Камчатке плавлению подвергалась головная часть слэба новой зоны субдукции, которая сформировалась в конце миоцена при блокировке зоны субдукции под Срединный хребет при перескоке ее на современное положение. В северной части Срединного хребта Камчатки НЕАВ-адакитовая ассоциация также была сформирована в головной части слэба Пракомандорской плиты. На модельных разрезах рассмотрены условия образования НЕАВ-адакитовых ассоциаций Камчатки на фоне геодинамической эволюции.