

УДК 551.24:551.21

## ВНУТРИПЛИТНЫЕ БАЗАЛТЫ И АДАКИТЫ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ: УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

© 2010 Г.П. Авдейко<sup>1,2</sup>, А.А. Палуева<sup>1</sup>, О.А. Хлебородова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006;  
e-mail: gavdeiko@kscnet.ru

<sup>2</sup>Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, Петропавловск-Камчатский, 683031

На основе анализа опубликованных данных по вещественному составу, геолого-структурным позициям, пространственному положению и возрасту щелочных и субщелочных базальтов Восточно-Камчатского вулканического пояса с внутриплитными геохимическими характеристиками предложена геодинамическая модель их образования. По этой модели щелочные базальты образовались в результате низкой степени парциального плавления мантийного плюма типа «andersonian». Этот мантийный плюм был сформирован в астеносфере под Тихоокеанской плитой на расстоянии 400-500 км к востоку от Курило-Камчатского глубоководного желоба в результате флексуобразования, по аналогии с моделью (Hirano et al., 2006), а затем конвективным течением перемещен к вновь формирующейся зоне субдукции. Адакиты образовались путем плавления фронтальной части Тихоокеанской плиты в начальный период субдукции на контакте с мантийным плюмом. Модель объясняет и короткий интервал времени формирования щелочных пород, и последовательную смену их субщелочными породами, адакитами, а затем типичными субдукционными известково-щелочными породами, и пространственное нахождение рассмотренных комплексов только в зоне перескока субдукции.

*Ключевые слова:* щелочные базальтоиды, внутриплитные лавы, адакиты, вулканизм, геодинамика, эволюция.

### ВВЕДЕНИЕ

В пределах Восточно-Камчатского вулканического пояса наряду с типичными островодужными (субдукционными) вулканическими сериями встречаются щелочные базальты с внутриплитными геохимическими характеристиками, высокомагнезиальные андезиты и адакиты (Волынец и др., 1990). Широко представленные породы островодужного типа сформировались в позднемиоцен-четвертичное время, тогда как вулканы с внутриплитными геохимическими характеристиками распространены фрагментарно и имеют позднемиоценовый-плиоценовый возраст, то есть, характерны для раннего этапа формирования Восточно-Камчатского вулканического пояса (Волынец и др., 1990; Тихомирова, 1994; Volynets, 1994). Анализ пространственно-структурных позиций привел М.К. Бахтеева с соавторами (1995) к выводу о том, что все известные площади развития щелочно-субщелочного магматизма на тер-

ритории Восточной Камчатки пространственно приурочены к поперечным субширотным зонам разрывов, которые на глубине представляют собой магмоподводящие структуры. По возрастным характеристикам намечается эволюционный ряд от щелочных внутриплитных и переходных базальтов (7-12 млн. лет) через отчетливые известково-щелочные породы с адакитовыми характеристиками (3-8 млн. лет) до современных известково-щелочных пород (Hoernle et al., 2009). Установлено, что все щелочные породы с внутриплитными геохимическими характеристиками встречаются только в том сегменте Курило-Камчатской островодужной системы, в котором произошел перескок зоны субдукции на современное положение (Авдейко и др., 2006; Avdeiko et al., 2007). В данной статье на основе пространственно-временных характеристик и геодинамической эволюции Курило-Камчатской островодужной системы рассмотрены условия генерации «внутриплитных» магм в субдукционной системе Камчатки.

## ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ПОЗИЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ

Первые сведения о наличии щелочных вулканических пород на Восточной Камчатке были получены при бурении в районе Кроноцкого перешейка (Супруненко, Марковский, 1973) (рис. 1). Двумя скважинами из трех, пробуренных на субширотном профиле, вскрыты два силла щелочных базальтоидов ( $\text{SiO}_2 = 45.80-47.16\%$ ) с высоким содержанием  $\text{TiO}_2$  (до 2.25%) и  $\text{K}_2\text{O}$  (до 5.5%). Силлы приурочены к основанию песчано-глинистых флишевых отложений с фауной моллюсков и фораминифер ранне-среднемиоценового возраста. Затем выходы на поверхность субщелочных базальтов были обнаружены в пределах Валагинского хребта (рис. 1) в составе молассоидных осадочных пород шапинской свиты и тумрокского комплекса (Ермаков и др., 1984).

Детальное изучение вулканитов начального этапа развития вулканического пояса Восточной Камчатки (Волынец и др., 1997, 1990) показало, что наиболее древние базальты основания шапинской свиты имеют позднемиоценовый возраст и по своим геохимическим характеристикам соответствуют внутриплитным щелочным и субщелочным базальтам. Базальты кровли шапинской свиты имеют плиоценовый возраст и аналогичны щелочным и субщелочным базальтам окраинно-континентальных рифтов, а типичные островодужные породы Восточно-Камчатского пояса имеют позднеплиоценовый-четвертичный возраст. Установлено, что базальты с внутриплитными геохимическими характеристиками протягиваются прерывистой полосой вдоль западного обрамления пояса по восточным отрогам Валагинского хребта и хребта Тумрок (рис. 1).

В пределах Восточно-Камчатского вулканического пояса, кроме лавовых потоков ба-

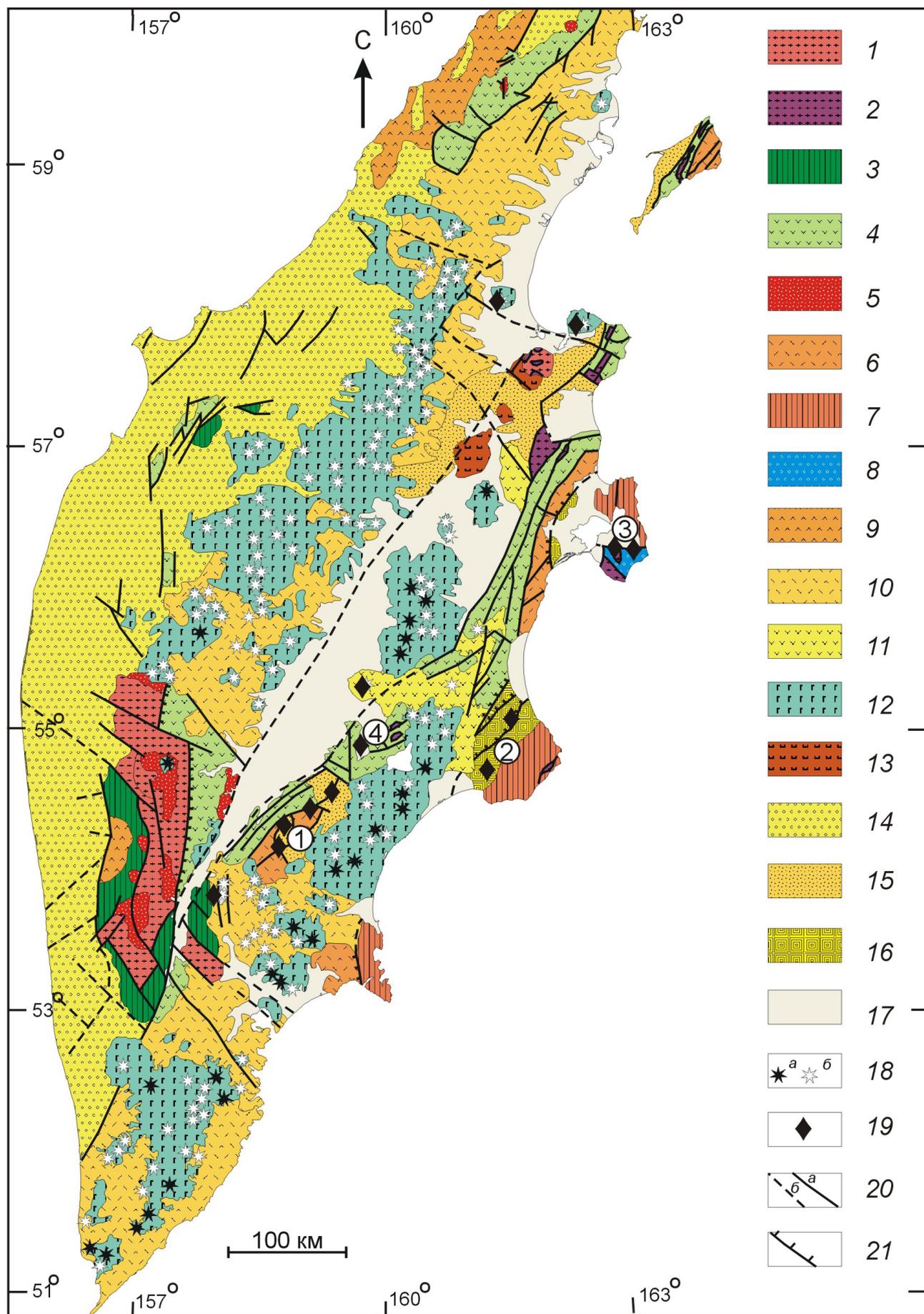
зальтоидов, установлены сходные по составу немногочисленные тела даек и силлов высоко-титанистых K-Na щелочных габброидов в восточных отрогах Валагинского хребта (Волынец и др., 1997; Тихомирова, 1994), на полуострове Камчатского мыса (рис. 1) и на Кроноцком перешейке (Тихомирова и др., 1992). Силлы мощностью до 50-70 м и хорошо раскристаллизованные в центральных частях дайки по составу отвечают тешенитам (Тихомирова, 1994). О.Н. Волынец с соавторами (1997) среди пород субвулканического комплекса, выявленных в истоках р. Мальцевской (Валагинский хр.), выделяют керсутитовые габбро-сиениты, габбро с титанистым клинопироксеном и амфибол-клинопироксеновые микрогаббро.

Имеющиеся данные определения абсолютного возраста эффузивных фаций шапинской свиты в целом соответствуют полученным ранее определениям позднемиоценового возраста по биоостратиграфическим данным. Так, K-Ar-возраст базальтов и базанитов основания шапинской свиты колеблется в пределах 6.8-9.12 млн. лет, а единственное определение возраста дайки габбро-сиенита у истоков р. Левая Корниловская (Валагинский хребет) –  $14.1 \pm 0.2$  млн. лет (Волынец и др., 1997) соответствует уже среднему миоцену. Новые Ar/Ar определения возраста вулканитов 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).

Анализ пространственно-структурных позиций проявлений позднемиоцен-плиоценового

**Рис. 1.** Положение щелочных и субщелочных пород с внутриплитными геохимическими характеристиками по (Волынец и др., 1990; Тихомирова и др., 1992) на схематической карте формационных комплексов Камчатки, составленной Д.П. Савельевым (Авдейко и др., 2003): 1-6 – аккреционно-складчатые комплексы основания Курило-Камчатской островодужной системы: 1 – выступы метаморфических пород, 2 – гипербазиты и габбро офиолитовой ассоциации, 3 – меловые терригенные отложения пассивных окраин, 4 – позднемеловые и палеогеновые аллохтонные образования островных дуг и окраинных морей, 5 – синколлизонные гранитоиды, 6 – палеоцен-эоценовый аккреционный комплекс; 7-8 – террейны Восточных полуостровов: 7 – мел-эоценовые островодужные образования, 8 – меловые океанические образования; 9-13 – позднекайнозойские вулканические дуги: 9 – Западно-Камчатская (эоцен), 10 – миоцен-плиоценовые вулканические комплексы Срединно-Камчатской и Южно-Камчатской вулканических дуг, 11 – плиоцен-эоплейстоценовые вулканические комплексы Восточно-Камчатской вулканической дуги, 12 – четвертичные вулканиты, 13 – эоцен-олигоценные вулканические комплексы на стыке Алеутской и Курило-Камчатской островных дуг; 14-17 – кайнозойские терригенные и туфо-терригенные образования: 14 – плиоцен-миоценовые отложения Западной Камчатки, 15 – олигоцен-миоценовые отложения Восточной Камчатки, 16 – олигоцен-миоценовые внутридуговые отложения, 17 – рыхлые отложения четвертичных депрессий; 18 – активные (а) и потухшие (б) четвертичные вулканы; 19 – щелочные породы с внутриплитными геохимическими характеристиками, цифры в кружочках – районы их распространения, упоминаемые в тексте: 1 – Валагинский хребет, 2 – Кроноцкий перешеек, 3 – полуостров Камчатского мыса; 4 – хребет Тумрок; 20 – достоверные (а) и предполагаемые (б) разломы; 21 – надвиги.

ВНУТРИПЛИТНЫЕ БАЗАЛЬТЫ И АДАКИТЫ



щелочного-субщелочного магматизма привел М.К. Бахтеева с соавторами (1995) к выводу о приуроченности этих проявлений к поперечным субширотным сбросо-сдвигам, которые заложены в позднем миоцене и, по-видимому, являются магмоподводящими структурами. Субширотное простирание часто имеют дайки и вытянутые штокообразные тела щелочных базальтоидов. На земной поверхности сбросо-сдвиги выражены сближенными субширотными разрывами, определяющими границы грабенообразных позднеплейстоцен-голоценовых речных долин. Вертикальные и горизонтальные смещения по разрывам не превышают первые сотни метров.

### ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВЫ ПОРОД

Щелочные породы Восточно-Камчатского вулканического пояса встречаются как в эффузивных, так и в субвулканических фациях. По данным (Волынец и др., 1997; 1990), эффузивные породы основания шапинской свиты представлены щелочными базальтами и базанитами. Среди базальтов выделяются порфиоровые разности, содержащие до 20-30% вкрапленников оливина (резко преобладают) и клинопироксена, а субафировые разности содержат единичные вкрапленники оливина и субфенокристаллы клинопироксена. Основная масса состоит из плагиоклаза, клинопироксена, оливина, щелочного полевого шпата, титаномагнетита, ильменита и стекла. Базаниты, по сравнению с щелочными базальтами, характеризуются меньшей раскристаллизацией основной массы, меньшим содержанием вкрапленников и меньшими их размерами.

В породах субвулканического комплекса, встречающихся в районе истоков р. Мальцевской (Валагинский хребет), преобладают керсутитовые, часто пегматоидные габбро-сиениты. Кроме того, встречаются габбро с титанистым клинопироксеном и амфибол-клинопироксеновые микрогаббро (Волынец и др., 1997).

Тешениты верховьев р. Константиновская (Валагинский хребет) средне-крупнозернистые, состоят из титанистого авгита, зонального лабрадора, оливина, редких биотита, эгиригеденбергита с анальцимом, К-На полевым шпатом, альбитом, апатитом и рудными минералами в интерстициях. В тешенитах Кроноцкого перешейка темноцветные минералы представлены клинопироксеном, оливином, керсутитом и биотитом, апатитом и рудными минералами (Тихомирова, 1994).

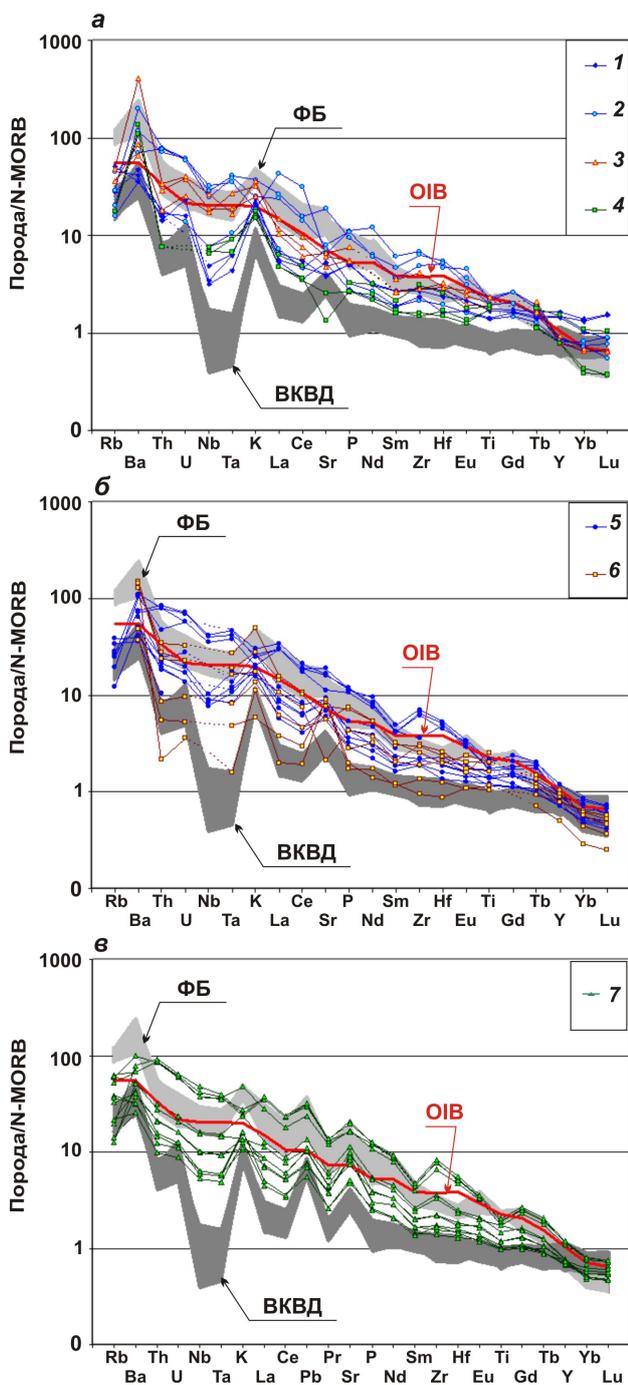
Щелочные базальты из скважин, пробурен-

ных на Кроноцком перешейке, обладают миндалекаменной текстурой и представлены преимущественно стекловатыми породами, встречаются резорбированные кристаллы оливина (форстерита), титан-авгита, игольчатые кристаллы плагиоклаза, биотита, рудный минерал (Супруненко, Марковский, 1973).

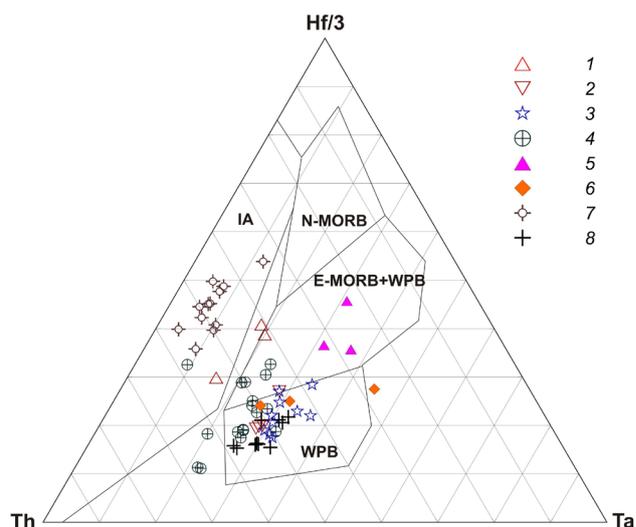
Для анализа геохимических характеристик щелочных базальтов использованы опубликованные аналитические данные (Волынец и др., 1997; 1990; Тихомирова, 1994; Hoernle et al., 2009). Щелочные породы эффузивного и субвулканического комплексов резко отличаются от типичных островодужных лав более высокими концентрациями редких элементов с большими ионными радиусами (LILE), высокочarged элементов (HFSE) группы титана (Ti, Nb, Ta) и легких редкоземельных элементов (LREE), что отчетливо видно на спайдерграммах, нормированных относительно базальтов срединно-океанических хребтов типа MORB (рис. 2). На спайдерграммах видно, что в базальтах и базанитах основания шапинской свиты отсутствует Ta-Nb минимум, характерный для типичных островодужных лав (Волынец и др., 1997; 1990; Hoernle et al., 2009). По этим показателям и по другим геохимическим характеристикам щелочные породы основания шапинской свиты близки к базальтам, сформированным в нижней ветви флексуриобразного изгиба Тихоокеанской литосферы в 600 км к востоку от Японского желоба (Hirano et al., 2006) в результате низкой степени плавления астеносферы (рис. 2 б-в). В породах кровли шапинской свиты наблюдается неглубокий Ta-Nb минимум. Эти породы являются переходными от субщелочного к известково-щелочному типу (Волынец и др., 1997; 1990). По-видимому, в породах кровли шапинской свиты, по данным (Hoernle et al., 2009), встречаются известково-щелочные андезиты и дациты с отчетливой адакитовой тенденцией.

В субвулканических породах, встречающихся в истоках р. Мальцевской, преобладают переходные разности с неглубоким Ta-Nb минимумом, хотя встречаются и породы, обогащенные Nb и Ta (Волынец и др., 1997). Силлы Кроноцкого перешейка по своим геохимическим характеристикам почти аналогичны флексурным базальтам по (Hirano et al., 2006).

На классификационной трехкомпонентной (Th-Hf-Ta) диаграмме Д.А. Вуда (Wood, 1980) все базальтоиды основания шапинской свиты по данным анализов разных авторов (Волынец и др., 1997; 1990; Hoernle et al., 2009), Кроноцкого перешейка (Тихомирова, 1994) а также щелочные базальтоиды флексурного типа (Hirano et al., 2006) ложатся в поле внутриплитных базальтов (рис. 3).



**Рис. 2.** Спайдерграммы нормированных по N-MORB (Sun, McDonough, 1989) концентраций редких элементов Восточной Камчатки. ВКВД – типичные субдукционные вулканы Восточной Камчатской вулканической дуги по (Churikova et al., 2001), ФБ – внутриплитные базальты флексурного типа по (Hirano et al., 2006), ОИБ – базальты океанических островов по (Sun, McDonough, 1989); а – 1, 2 – базальтоиды кровли (1) и основания (2) шапинской свиты по (Волынец и др., 1990); 3, 4 – габброиды Кроноцкого перешейка (3) и Валагинского хребта (4) по (Тихомирова, 1994); б – 5 – базальтоиды и 6 – габброиды шапинской свиты по (Волынец и др., 1997); в – 7 – базальтоиды шапинской свиты района р. Лев. Жупанова по (Hoernle et al., 2009).



**Рис. 3.** Классификационная Th-Hf-Ta диаграмма (Wood, 1980) вулканических пород Восточной Камчатки: 1-2 – базальтоиды кровли (1) и основания (2) шапинской свиты в районе р. Лев. Жупанова по (Волынец и др., 1990); 3 – базальтоиды и габброиды шапинской свиты по (Волынец и др., 1997); 4 – породы шапинской свиты по (Hoernle et al., 2009); 5, 6 – габброиды Валагинского хребта (5) и Кроноцкого перешейка (6) по (Тихомирова, 1994); 7 – островодужные вулканы Восточной Камчатки по (Churikova et al., 2001); 8 – внутриплитные базальтоиды флексурного типа (Hirano et al., 2006).

Породы кровли шапинской свиты и субвулканические породы Валагинского хребта попадают в поле E-MORB + WPB, а два анализа – в поле островодужных лав (рис. 3).

Изотопные характеристики щелочных базальтоидов основания шапинской свиты свидетельствуют об их обогащении компонентом EM-1, как по данным (Волынец и др., 1997) ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7036-0.7051$ ;  $\epsilon\text{Nd} = +2.0-+7.1$ ;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.88-18.05$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.48-15.54$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.95-38.24$ ), так и по более поздним определениям (Hoernle et al., 2009) ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7033-0.7044$ ;  $\epsilon\text{Nd} = +2.1-+7.3$ ;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.9-18.1$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.44-15.53$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.8-38.2$ ). Известково-щелочные лавы кровли шапинской свиты с адакитовыми характеристиками по данным (Hoernle et al., 2009) близки к современным лавам Восточно-Камчатского вулканического пояса ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7032-0.7034$ ;  $\epsilon\text{Nd} = +7.0-+8.8$ ;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.2-18.3$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.45-15.463$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.7-37.9$ ).

Субвулканические породы отличаются от базальтоидов более высокими значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , которые варьируют в пределах 0.7036-0.7051 (Волынец и др., 1997).

Геохимические и изотопные характеристики щелочных базальтоидов и субвулканических пород привели авторов (Волынец и др., 1997;

Hoernle et al., 2009) к заключению о том, что в их образовании участвует мантия типа N-MORB и мантийный плюм (источник EM-1).

### ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ

Рассмотренные щелочные внутриплитные базальтоиды характеризуют ранний этап формирования Восточно-Камчатского вулканического пояса (Вольнец и др., 1990), то есть ранний этап субдукции. Аналогичные им по геохимическим характеристикам флексурные базальтоиды расположены на Тихоокеанской плите примерно в 600 км к востоку от Японского желоба (Hirano et al., 2006). При скорости 9 см/год (Gorbatov, Kostoglodov, 1997) они окажутся в зоне субдукции через 5-7 млн. лет и могут быть аккрецированы или субдуцированы.

Естественно предположить, что внутриплитные базальтоиды Восточной Камчатки являются генетическим аналогом флексурных базальтоидов, тем более что возрастные критерии не противоречат этому. По Ag-Ag определениям щелочные базальтоиды имеют возраст 7-12 млн. лет (Hoernle et al., 2009), а по более ранним K-Ag определениям – 7-14 млн. лет (Вольнец и др., 1997). В этом случае они могут быть образованы на Тихоокеанской плите в 400-500 км к востоку от Курило-Камчатского желоба.

Следует подчеркнуть, что щелочные базальтоиды приурочены к основанию шапинской свиты, а субщелочные переходные базальтоиды и андезиты с адакитовыми характеристиками – к кровле той же свиты. Для характеристики условий образования важно, что шапинская свита сложена терригенными малассоидными образованиями, а на Кроноцком перешейке (рис. 1) субвулканические тела щелочных базальтов вскрыты скважинами вблизи основания флишеидной толщи (Супруненко, Марковский, 1973).

Судя по определениям возраста Ag-Ag методом (Hoernle et al., 2009), адакиты, формирование которых связано с плавлением субдуцируемой океанской коры (Defant, Drummond, 1990; Peacock et al., 1994; Yagodzinski, Kelemen, 1998 и др.), образовались в интервале 3-8 млн. лет. Они на 3-5 млн. лет моложе щелочных базальтоидов основания шапинской свиты и древнее, чем типичные островодужные серии пород. Пространственно и щелочные внутриплитные базальты и адакиты располагаются западнее Восточно-Камчатского вулканического пояса.

При анализе условий образования внутриплитных вулканических пород следует учитывать то, что на Восточной Камчатке пространственно они приурочены только к зоне перескока суб-

дукции на современное положение в позднемиоценовое время (Авдейко и др., 2002; 2006) и не встречаются в восточной части Южной Камчатки, где наблюдается стационарный режим субдукции, начиная с конца олигоцена.

### ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МАГМООБРАЗОВАНИЯ

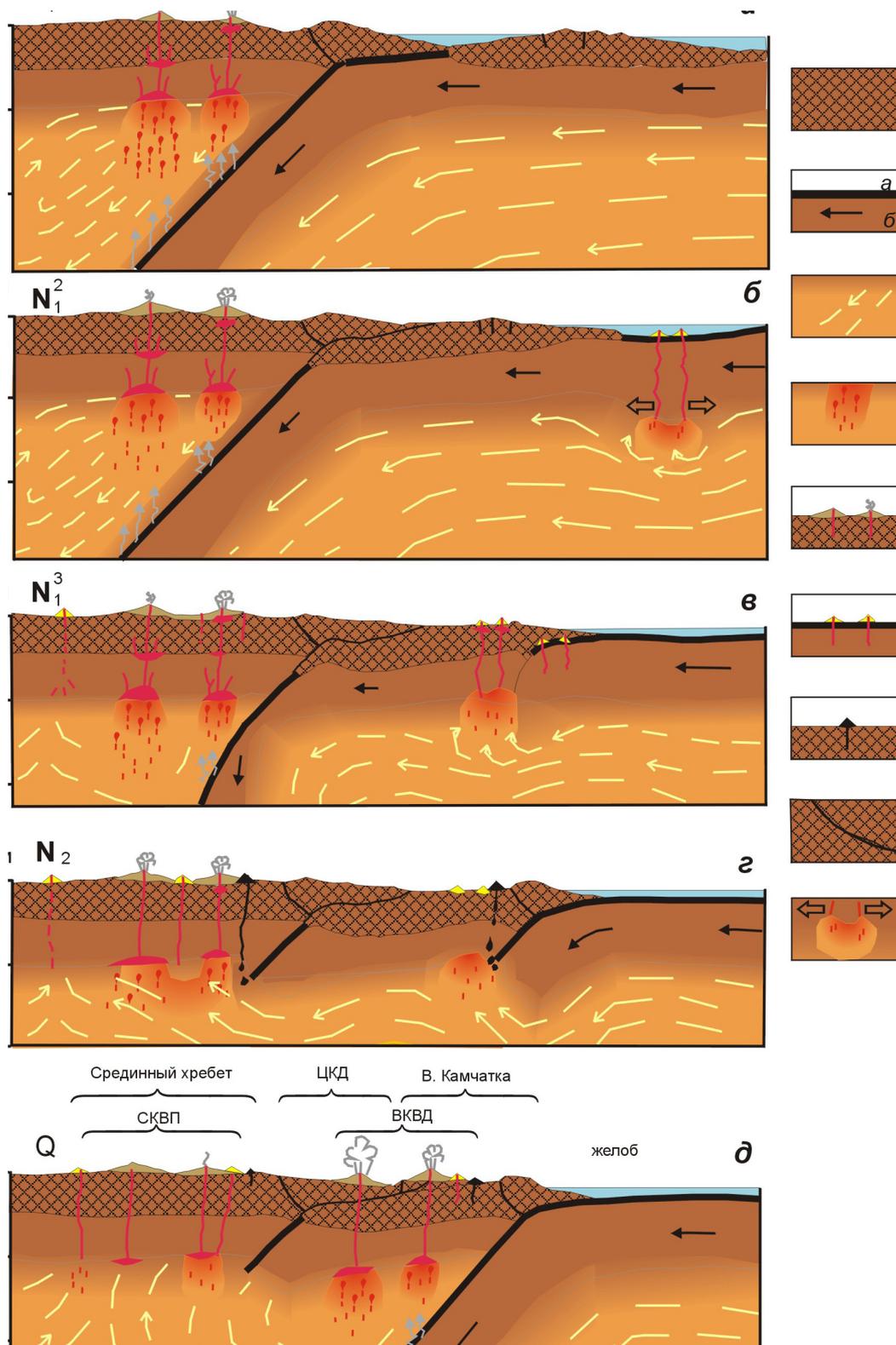
На разрезах рис. 4 показана концептуальная модель эволюции геодинамических условий генезиса магм и проявления вулканизма в позднем кайнозое. В позднеолигоцен (?) – раннемиоценовое время (рис. 4а) существовала зона субдукции под Срединный хребет Камчатки (Авдейко и др., 2002; 2006; Леглер, 1977), обусловившая формирование вулканического пояса Срединного хребта (Срединно-Камчатская вулканическая дуга). Показанные на разрезе две зоны магмообразования в мантийном клине и соответственно фронтальная и тыловая вулканические зоны на поверхности являются следствием двух уровней отделения флюидов от субдуцируемой Тихоокеанской плиты. Основным источником воды во флюидах под фронтальной зоной вулканической дуги является дегидратация амфиболов и хлоритов из первого и второго слоев океанической коры, а под тыловой зоной – дегидратация серпентина и талька из третьего слоя океанической коры (Авдейко, 1994; Авдейко и др., 2002; 2006).

На Западной Камчатке зафиксированы олигоцен-миоценовые проявления вулканизма щелочного типа с внутриплитными геохимическими характеристиками (Вольнец и др., 1990; Перепелов, Иванов, 2006; Volynets, 1994 и др.), условия образования которых не рассматриваются в данной статье.

Верхняя часть приближавшейся с востока Тихоокеанской плиты была сложена породами Кроноцкой палеодуги с корой континентального типа (Зенкевич, Цуканов, 1992; Константиновская, 1999). Отдельные участки Кроноцкой палеодуги могли подниматься в виде островов.

В среднем миоцене участок Тихоокеанской плиты с Кроноцкой палеодугой в верхней части вошел в столкновение с Охотской плитой (рис. 4б). В результате коллизии продолжающаяся движение Тихоокеанская плита испытала дополнительное сжатие. Вследствие сжатия произошло формирование флексуобразного изгиба восточнее валообразного поднятия, ограничивающего глубоководный желоб. Формирование такого изгиба обосновано в модели Н. Хирано с соавторами (Hirano et al., 2004, 2006) для объяснения условий образования небольших построек щелочных пород на Тихоокеанской плите на расстоянии около 600 км

ВНУТРИПЛИТНЫЕ БАЗАЛЬТЫ И АДАКИТЫ



**Рис. 4.** Концептуальная модель геодинамической эволюции и вулканизма Курило-Камчатской островодужной системы по (Aveiko et al., 2007) с уточнениями и дополнениями по миоценовому этапу развития и по условиям формирования щелочных вулканитов с внутриплитными геохимическими характеристиками. Эволюционные разрезы 4а-4д (пояснения в тексте). 1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора (а) и литосфера (б) со стрелками направления движения Тихоокеанской плиты; 3 – астеносфера со стрелками конвективных течений; 4 – участки астеносферы с каплями расплава; 5 – островодужные (субдукционные) вулканы с подводными каналами; 6 – внутриплитные вулканы с подводными каналами; 7 – адakitовые вулканические постройки; 8 – разломы; 9 – напряжение растяжения в нижней ветви флексурного изгиба литосферы.

от Японского желоба. По этой модели в нижней вогнутой части флексуры в подошве литосферы создаются растягивающие условия. В сформировавшиеся разрывы поднимается горячая литосфера с температурой 1450-1480° С, на глубине 150 км и происходит ее частичное декомпрессионное плавление. Плавающим субстратом является мантия типа MORB, а за счет низкой степени парциального плавления образуются небольшие порции расплава с внутриплитными геохимическими характеристиками.

Мы предполагаем, что в среднем миоцене в Тихоокеанской плите в результате коллизии Кроноцкой палеодуги с Камчаткой существовали аналогичные условия: за счет дополнительного сжатия происходило формирование флексурыобразного изгиба и частичное плавление верхней части астеносферы в нисходящей ветви флексуры. Формирующийся расплав мог подниматься к поверхности, прогревая литосферу и образуя небольшие вулканические постройки, дайки и силлы.

Возможны три сценария последующей эволюции вулканических образований флексурного типа. Если новая зона субдукции заложилась восточнее таких вулканических образований, то они могли остаться на поверхности. В этом случае позднемiocеновые щелочные вулканические образования Валагинского хребта и Кроноцкого перешейка могли образоваться таким образом. Во всяком случае, щелочные породы бассейна р. Лев. Жупанова (Валагинский хребет), приуроченные к подошве шапинской свиты, по своим геохимическим характеристикам почти аналогичны породам флексурыобразного изгиба Тихоокеанской плиты вблизи Японского желоба (рис. 2, 3). Этому сценарию противоречит то, что терригенные молассоидные породы шапинской свиты, содержащие многочисленные флористические остатки, сформировались, по-видимому, в предгорных или межгорных условиях, а не в условиях открытого океана, где могла образоваться вогнутая ветвь флексуры. По второму и третьему сценариям зона субдукции заложилась западнее местоположения вулканических образований флексурного типа. В этом случае последние могли либо аккретироваться к фронтальному краю Охотской плиты, либо субдуцироваться, как это показано на рис. 4в. Таким образом, маловероятно, что щелочные вулканические породы шапинской свиты, близкие по своим геохимическим характеристикам к флексурным вулканикам, описанным (Hirano et al., 2006), являются генетическим аналогом флексурных вулкаников. Тем не менее, по нашему мнению, вулканизм флексурного типа, вероятно, повлиял на формирование верхнемiocеновых вулканических и субвулканических образований, обладающих внутри-

плитными геохимическими характеристиками. Это влияние выразилось следующим образом.

В позднем миоцене (рис. 4в) начала формироваться новая зона субдукции под Восточную Камчатку. Разогретый за счет вулканизма флексурного типа участок литосферы и астеносферы под действием конвекции переместился к этой зоне и начал медленно погружаться. По-видимому, продолжилось его частичное плавление. Возможно, этому могло способствовать добавление воды из серпентинитов литосферы. Небольшие каплеобразные порции расплава поднимались к поверхности, формируя дайки, силлы и небольшие вулканические постройки. Плавающим субстратом были перидотиты астеносферы и нижней части литосферы, то есть мантии типа MORB, но за счет низкой степени парциального плавления состав расплава приобрел внутриплитные черты. Как было сказано выше, состав верхнемiocеновых вулкаников по геохимическим характеристикам почти аналогичен вулканическим образованиям флексурного типа (Hirano et al., 2006) (рис. 2, 3). Во всяком случае, такая модель формирования вулканических пород с внутриплитными геохимическими характеристиками более вероятна, чем модель формирования под воздействием мантийного плюма (Volynets, 1993; Hoernle et al., 2009). В пользу этого говорит и небольшой объем верхнемiocеновых вулкаников, и короткий временной интервал их формирования, и их пространственно-структурное положение. В какой-то мере разогретый под воздействием флексурного вулканизма объем астеносферы и основания литосферы можно назвать мантийным диапиром или мантийным плюмом типа «andersonian» (Courtillot et al., 2003).

Возможны и несколько иные модели формирования верхнемiocеновых лав с внутриплитными геохимическими характеристиками, но, по-видимому, решающую роль при этом должны играть процессы флексурыобразования. В частности, в соответствии с моделью Д.П. Савельева (устное сообщение), миоценовые щелочные породы внутриплитного типа образовались в Тюшевском прогибе, на западном склоне Кроноцкой палеодуги перед ее приращением к Камчатке. Вскрытые скважинами на Кроноцком перешейке силлы щелочных пород залегают в основании толщи песчано-глинистых отложений флишоидного типа с фауной моллюсков и фораминифер ранне-среднемiocенового возраста (Супруненко, Марковский, 1973).

В позднем миоцене субдукция под Срединный хребет почти прекратилась и, по-видимому, произошел постепенный отрыв нижней части субдуцируемой пластины, который был обо-

снован нами ранее (Авдейко и др., 2006; Avdeiko et al., 2007). Однако вулканизм субдукционного типа продолжался.

В плиоцене зона субдукции под Восточную Камчатку окончательно сформировалась (рис. 4з). Передний край субдуцируемой пластины достиг зоны разогретой мантии. На контакте началось плавление субдуцируемой океанической коры с образованием магнезиальных андезитов адакитового типа, а формирование базальтов с внутриплитными геохимическими характеристиками, по-видимому, практически прекратилось.

Субдукция под Срединный хребет прекратилась, хотя продолжался вулканизм субдукционного типа за счет поступивших ранее флюидов, метаморфизовавших плавящийся субстрат мантийного клина. К этому времени произошел разрыв субдуцируемой пластины, а оторванная часть за счет большего удельного веса погрузилась в мантию с образованием мантийного окна. В мантийное окно устремилась более горячая мантия, в результате чего стало возможным плавление верхней непогрузившейся части субдуцируемой пластины (Авдейко и др., 2006; Avdeiko et al., 2007).

В четвертичное время субдукция под Восточную Камчатку перешла в стационарный режим, началась генерация типично субдукционных магм в пределах мантийного клина.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании анализа опубликованных данных по вещественному составу, геолого-структурным позициям, пространственному положению и возрасту щелочных и субщелочных базальтов Восточно-Камчатского вулканического пояса с внутриплитными геохимическими характеристиками предложена геодинамическая модель их образования. По этой модели источником вещества щелочных базальтоидов является астеносфера, разогретая в результате процессов флексурообразования и растяжения подошвы Тихоокеанской плиты с последующим декомпрессионным плавлением астеносферы по модели (Nirano et al., 2006). Разогретый объем астеносферы, образованный внутри Тихоокеанской плиты на расстоянии 400-500 км к востоку от глубоководного желоба, приблизился в район формирования новой субдукции через 3-4 млн. лет при скорости движения Тихоокеанской плиты 75 мм/год (Gorbatov, Kostoglodov, 1997). Плавление же разогретого объема астеносферы, по-видимому, происходило в начальный этап субдукции под Восточную Камчатку (рис. 4в). Щелочной состав пород, очевидно, обусловлен низкой степенью парциального плавления астеносферы.

Предложенная модель объясняет и короткий интервал времени формирования щелочных пород, и последовательную смену их субщелочными породами, адакитами, а затем типичными субдукционными известково-щелочными породами, и пространственное нахождение рассмотренных комплексов только в зоне перескока субдукции.

По-видимому, возможны и другие сценарии формирования рассмотренного комплекса пород, но любой из этих сценариев должен объяснить совместное нахождение и последовательную смену комплексов пород, а также его приуроченность к начальному этапу субдукции.

**Благодарности.** Авторы признательны Д.П. Савельеву за критическое обсуждение основных положений статьи, а также рецензентам, замечания которых помогли внести в текст статьи соответствующие коррективы.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ-Восток № 09-05-98591 и ДВО № 08-III-A-419.

## Список литературы

- Авдейко Г.П.* Геодинамика проявления вулканизма Курильской островной дуги и оценка моделей магмообразования // *Геотектоника*. 1994. №2. С. 19-32.
- Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.* Тектоническое развитие и вулканотектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // *Геотектоника*. 2002. № 4. С. 64-80.
- 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.
- Авдейко Г.П., Савельев Д.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.* Принцип актуализма: критерии для палеотектонических реконструкций на примере Курило-Камчатского региона // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2003. № 1. С. 32-59.
- Бахтеев М.К., Тихомирова С.Р., Свердлов В.С.* Геолого-структурная позиция позднемиоцен-плиоценового щелочного магматизма Восточной Камчатки // *Отечественная геология*. 1995. № 4. С. 37-44.
- Вольнец О.Н., Карпенко С.Ф., Кэй Р.У., Горринг М.* Изотопный состав позднеэоценовых К-Нащелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм // *Геохимия*. 1997. № 10. С. 1005-1018.
- Вольнец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др.* Эволюция геодинамического режима магмо-

- образования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое по геодинамическим данным // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 14-27.
- Ермаков В.А., Цуканов А.Г., Черных Е.Н.* Новая концепция тектоники и вулканизма Восточной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1984. № 4. С. 50-66.
- Зенкевич В.П., Цуканов Н.В.* Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое – раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97-112.
- Константиновская Е.А.* Геодинамика коллизии островная дуга – континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника. 1999. № 5. С. 15-34.
- Леглер В.А.* Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории тектоники литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит) // Тектоника литосферных плит. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1977. С.137-169.
- Перепелов А.Б., Иванов А.В.* Западно-Камчатский ареал калиевого щелочного магматизма (эоцен-олигоцен) // Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука. 2006. С. 369-382.
- Супруненко О.И., Марковский Б.А.* Щелочные вулканы п-ва Кроноцкого (Камчатка) // ДАН. 1973. Т. 211. № 3. С. 682-685.
- Тихомирова С.Р.* Позднекайнозойских тешениты Восточной Камчатки // ДАН. 1994. Т. 335. № 5. С. 626-629.
- Тихомирова С.Р., Бахтеев М.К., Морозов О.А.* Натровая щелочно-габброидная формация Восточной Камчатки // Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 4. С. 99-106.
- 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. American Geophysical Union. Washington D.C., 2007. P. 41-60.
- Churikova T., Dorendorf F., Wörner G.* Sources and Fluids in the Mantle Wedge below Kamchatka, Evidence from Across-arc Geochemical Variation // Journ. Petrology. 2001. V. 42. P. 1567-1593.
- Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J.* Three distinct types of the Earth's mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 205. P. 295-308.
- 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.
- 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.
- Hirano N., Yamamoto J., Kagi H.* Young, olivine xenocryst-bearing alkali-basalt from the oceanward slope of Japan Trench // Contrib. Mineral. Petrol. 2004. V. 148. P. 47-54.
- Hirano N., Takahashi E., Yamamoto J. et al.* Volcanism in Response to Plate Flexure // Science. 2006. V. 313. P. 1426-1428.
- Hoernle K., Portnyagin M.V., Hauff F. et al.* The origin of alkaline magmas during Cenozoic reorganization of subduction zone of Kamchatka // Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. V. 73. № 13S. P. A538.
- Peacock S.M., Rushmer T., Thompson A.B.* Partial melting of subducting oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 121. P. 227-244.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. & Norry M.J. (eds) Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, 1989. Special Publications 42. P. 293-325.
- 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.
- Wood D.A.* The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11-30.
- Yogodzinski G.M., Kelemen P.B.* Slab melting in the Aleutians: implications of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 158. P. 53-65.

**THE INTRAPLATE BASALTS AND ADAKITES ON THE EAST  
OF KAMCHATKA: FORMATION CONDITIONS**

**G.P. Avdeiko<sup>1,2</sup>, A.A. Palueva<sup>1</sup>, O. A. Khleborodova<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Volcanology and Seismology, FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, Russia*

<sup>2</sup>*Kamchatka State University, 683032, Petropavlovsk-Kamchatsky*

Geodynamic model of alkaline basaltoids with intraplate geochemical characteristics was developed on the base of systematization and analysis their space and time data in the East Kamchatka volcanic arc. The alkaline «intraplate» rocks in the East Kamchatka were formed as a result of partial melting at low degree of an «andersonian» type mantle plume. This mantle plume was generated in the asthenosphere beneath the Pacific plate about 400-500 km from the deep sea trench similarly Hirano et al. (2006) flexure model and then was moved to the new forming East Kamchatka subduction zone by mantle convection. Adakites were produced by partial melting of the frontal part of the subducting Pacific plate in the initial stage of subduction. The model explains a short time of the formation of alkaline rocks, and their change by transitional rocks and adakites, and then by typical calc-alkaline rocks, and their position only in the subduction zone jump to the present-day position.

*Keywords: alkaline basaltoides, intraplate lavas, adakites, volcanism, geodynamics, evolution.*