

УДК 550.4 : 551.2(571.6)

МАОСТРИХТ-ДАТСКАЯ АНДЕЗИТОВАЯ СЕРИЯ ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ: МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

© 2007 г. Ю. А. Мартынов, А. А. Чашин, В. П. Симаненко, А. Ю. Мартынов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

*690022 Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159, Россия;
e-mail: martynov@fegi.ru*

Поступила в редакцию 23.05.2006 г.

В стратиграфическом разрезе вулканических толщ Восточного Сихотэ-Алиня маастрихт-датские преимущественно андезитовые эффузивы занимают пограничное положение между позднемеловыми субдукционными, в основном кислыми вулканитами и кайнозойскими постсубдукционными базальтоидами. Изучение этих пород представляет интерес для решения проблемы происхождения андезитовых магм, уточнения временных этапов геодинамического развития территории, определения условий выплавления и эволюции первичных расплавов. Детальные минералогические и геохимические исследования, включая данные микроэлементного анализа, выполненные методом ICP MS, указывают на гибридный характер андезитовых вулканитов, важную роль фракционной кристаллизации и коровой контаминации в их происхождении. Хотя геологические признаки (изменение типа и состава вулканизма, особенности его локализации) свидетельствуют о смене геодинамического режима Восточного Сихотэ-Алиня в маастрихт-датское время, в геохимическом отношении вулканиты этого возрастного интервала являются типично субдукционными образованиями с аномально низкими содержаниями Nb и высокими K, Ba, Rb, Pb и U. В разрезах вулканических пород отсутствуют адакиты – индикаторы геодинамического режима формирования субдукционных “окон”. Несоответствие геологических и геохимических индикаторов геодинамического режима свидетельствует об определенных особенностях формирования переходной магматической серии. Источником первичных магм андезитовых вулканитов являлся надсубдукционный мантийный клин, метасоматически переработанный в процессе дегидратации и плавления субдуцирующей океанической плиты. Но в результате нарастающего растяжения первичные базальтовые магмы получили возможность проникать в верхние горизонты земной коры, взаимодействовать с вмещающими породами, формируя гибридные андезитовые расплавы.

Территория Восточного Сихотэ-Алиня начиная с позднего альба или альб-сеномана и до среднего плиоцена представляла собой арену интенсивной вулканической деятельности. В позднемеловое время в результате субдукции океанической плиты Кула под восточную окраину Евразии происходило формирование вулканических толщ преимущественно кислого состава. Постсубдукционный кайнозойский вулканизм, преимущественно базальтовый по составу, связан с разрушением субдукционной пластины трансформными разломами, возникновением субдукционных “окон” (slab-window) (Ханчук и др., 1997; Мартынов, 1999а, 1999б; Мартынов и др., 2006) и внедрением горячей астеносферной мантии в субконтинентальную литосферу.

Маастрихт-датские преимущественно андезитовые по составу вулканиты занимают пограничное положение между субдукционными и постсубдукционными эффузивами. Степень их петро-

логической изученности чрезвычайно низкая. Опубликованные данные ограничиваются геологическими, петрографическими и петрохимическими описаниями вулканитов, развитых преимущественно в центральной части Восточного Сихотэ-Алиня (Геохимия Восточно-Сихотэ-Алинского..., 1981). Практически отсутствуют данные по минералогии, редкоземельной и изотопной геохимии, что не позволяет идентифицировать геодинамические обстановки проявления магматизма, условия выплавления и эволюции магм. Изучение этих пород представляет интерес и для решения проблемы происхождения андезитов, а также металлогенических вопросов, поскольку с их интрузивными аналогами пространственно и, вероятно, генетически связаны крупные месторождения золота в пределах северной части территории.

ГЕОЛОГИЯ

*Общегеологическая характеристика
и этапность вулканизма в пределах
Восточного Сихотэ-Алиня*

Мощность земной коры в пределах Восточного Сихотэ-Алиня варьирует от 25–30 км в северной части пояса до 40 км в южной (Лишневецкий, 1969; Глубинное строение..., 1976). Фундаментом для маастрихт-датских вулканогенных образований служат преимущественно терригенные породы Нижнеамурского (на севере региона) и Кемского (центральная и южная части) террейнов (Ханчук, 1993), различающиеся особенностями генезиса. Нижнеамурский террейн аккреционной призмьы состоит из пластин базальтов, близких по составу к океаническим, слоев кремнисто-карбонатных пород юрского возраста и кремней раннего мела (до апта), залегающих среди турбидитов и олистостром апт-сеноманского возраста. В Кемский террейн объединены островодужные образования (лавы, лавобрекчии, гиалокластиты и туфы базальтов, андезитобазальтов и андезитов, флишоидное переслаивание песчаников и алевролитов с горизонтами вулканомиктовых пород), ранее описанные как апт-туронская Восточно-Сихотэ-Алиньская (Парфенов, 1984; Натальин, Борукевич, 1991) или Самаргинская (Симаненко, 1986, 1990) островная дуга.

Начало вулканической активности связано с излиянием в позднем альбе или альб-сеномане кислых эффузивов и формированием туфотерригенных отложений. В сеноман-туронское время (97.5–88.5 млн. лет) происходило накопление лав и пирокластов преимущественно андезитового состава с одновременным отложением вулканической молассы в депрессиях. В сеноманское время андезитовый вулканизм сменился преимущественно трещинными излияниями кислых игнимбритов и внедрением многочисленных риолитовых экструзий и крупных гранитных интрузий. Характер кислого вулканизма в южной и северной частях пояса несколько различался. На юге он был более интенсивным, в результате чего здесь образовались мощные (до 1000 м) игнимбритовые покровы преимущественно риолитового, реже риолит-дацитового и дацитового состава, выделяемые в приморскую серию турон-кампанского возраста (90–87.5 млн. лет). На севере мощность разреза кислой пирокластике оценивается в 500 м, причем в ее составе преобладают туфы и игнимбриты несколько более основного, дацитового, состава, объединяемые в татаркинскую свиту (сеноман).

В маастрихт-датское время происходит смена преимущественно кислого вулканизма на более основной, преимущественно андезитовый, который является объектом данного исследования.

Кайнозойский этап развития Восточного Сихотэ-Алиня связан с излиянием преимущественно основных лав. Начиная с эоцена описываемая территория стала ареной высокоглиноземистого базальтового вулканизма, который продолжался около 50–56 млн. лет. Позднекайнозойская эпоха магматической активности (10–3 млн. лет) привела к формированию сравнительно небольших изолированных вулканических полей платобазальтов, достаточно широко распространенных в пределах огромной территории от Японских островов на востоке до континентальных районов Китая на западе.

Геологическая характеристика маастрихт-датских вулкаников

Вулканические образования маастрихт-датского возраста существенно варьируют по составу от базальтов до риолитов, при преобладании андезитов. Площади распространения пород сравнительно невелики и картируются преимущественно в северной и центральной частях Восточного Сихотэ-Алиня. На севере (бассейн нижнего течения р. Амур) описываемые эффузивы выделяются в палеоценовую андезитовую толщу, в центральной части – в самаргинскую свиту маастрихтского возраста.

Мощность вулканогенных отложений андезитовой серии в пределах северной части Восточного Сихотэ-Алиня варьирует в различных структурах от 100 до 650 м. Они полого, часто горизонтально, с размывом залегают на кислых эффузивах верхнего мела и представлены в основном различными по структуре и составу андезитами, туфами различной размерности, лавобрекчиями, редко потоками базальтов и андезитобазальтов. Выше по разрезу в небольшом количестве встречаются дациты и риолиты. Вулканические образования часто ассоциируют с одновозрастными интрузиями преимущественно гранодиоритового состава, формируя единые вулканокупольные структуры. В центральной, наиболее эродированной части обнажаются гранитоиды, по периферии – стратифицированные вулканогенные толщи.

Стратотип самаргинской свиты маастрихтского возраста, распространенной в пределах центральной части Восточного Сихотэ-Алиня, впервые был описан В.А. Ярмолюком на побережье Японского моря, восточнее бассейна нижнего течения рек Самарга и Единка. Здесь в составе свиты выделяются две подсвиты. Нижняя сложена конгломератами, сцементированными лавой андезитового и дацитового состава, агломератами туфами, туфами андезитов и дацитов; верхняя – преимущественно лавами андезитодацитов и дацитов.

В бассейне р. Самарга в составе свиты выделяются три толщи (Геохимия Восточно-Сихотэ-Алинского..., 1981). Нижняя представлена туфами и лавами (до 70%) дацитов и трахидацитов, андезитодацитов, андезитов и трахиандезитов. Преобладают андезиты (до 40%) и андезитодациты (до 10–15%). В незначительных количествах картируются маломощные потоки андезитобазальтов и базальтов. Мощность нижней толщи превышает 400 м, абсолютный возраст дацитов 65–85 млн. лет (Геохимия Восточно-Сихотэ-Алинского..., 1981).

Отложения *средней толщи* существенно варьируют по составу. В низах разрезов обычно картируются отложения субаквальных фаций: гиалокластиты, подушечные лавы, туфоконгломераты, имеющие ограниченное распространение и сильно изменчивую мощность (от 170 м до 20–30 м). Вверх по разрезу субаквальные отложения сменяются наземными лавами среднего, реже основного состава в переслаивании с линзовидными прослоями пепловых и грубообломочных туфов андезитов.

В строении *верхней* толщи выделяются две неравнозначные части. Нижняя, мощностью 300 м, сложена довольно однообразными массивными андезитами, среди которых выделяются роговообманково-плагиоклазовые и плагиоклазовые разновидности. В подчиненном количестве присутствуют туфы андезитов, маломощные потоки андезитодацитов и андезитобазальтов. В 100-метровой верхней части толщи отмечается резкое преобладание пирокластических образований над эффузивами. Весьма редки в ее составе сравнительно маломощные потоки андезитов, андезитобазальтов и базальтов. Определения абсолютного возраста вулканических пород колеблются в пределах 65–75 млн. лет (Геохимия Восточно-Сихотэ-Алинского..., 1981).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Представительные образцы различных по составу вулканитов маастрихт-датского возраста северной (бассейн р. Акча и правобережье р. Амура) и центральной (бассейны рек Коппи и Самарга) зон Восточного Сихотэ-Алия (рис. 1) были изучены минералогически и проанализированы на содержание петрогенных элементов и микроэлементов. Для сопоставления были получены аналитические данные для нескольких образцов андезитовых лав южной части территории (район пос. Кавалерово).

Состав минералов был проанализирован на микрозонде Camebax в Институте вулканологии ДВО РАН (Петропавловск-Камчатский). Рабочие условия: напряжение 20 кВ и ток 50 нА. В качестве стандартов использовали природные сили-

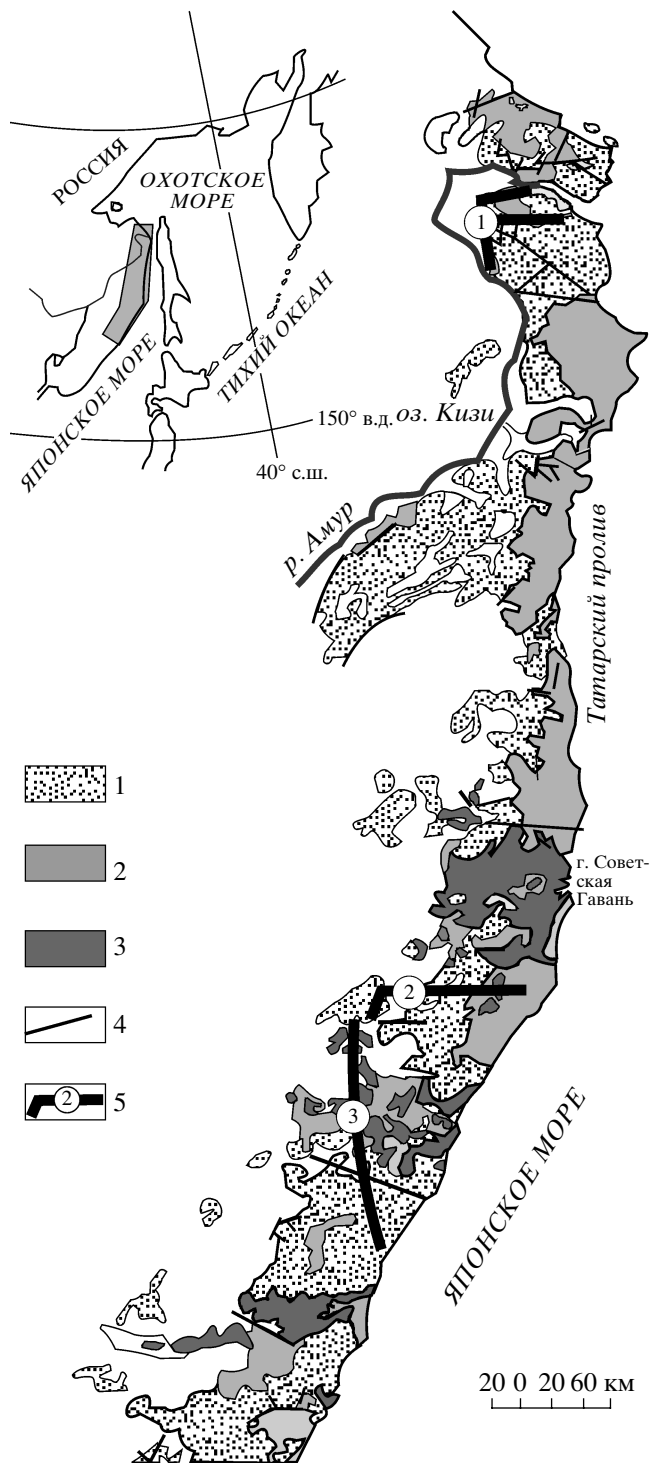


Рис. 1. Схема размещения вулканогенных пород Восточного Сихотэ-Алия (по (Мартынов, 1999а, 1999б) с небольшими добавлениями).

1 – позднемеловые преимущественно кислые вулканиты субдукционного этапа; 2, 3 – постсубдукционные преимущественно основные эффузивы эоцен-среднемиоценового (2) и позднемиоцен-плейстоценового (3) этапов; 4 – основные разломы; 5 – площади отбора образцов, цифры в кружках: 1 – Нижнее Приамурье, 2, 3 – бассейны рек Коппи (2) и Самарга (3). Из-за небольших площадей распространения маастрихт-датские эффузивы на рисунке не показаны.

каты (санидин – для Si, Na, K, Al; диопсид – для Ca и Mg; оливин – для Fe; ильменит – для Ti и родонит – для Mn). Ошибка анализа не более 1.5–2 отн. %.

Содержание петрогенных элементов определяли традиционным химическим методом в лабораториях Дальневосточного геологического института ДВО РАН (аналитик Л.В. Шкодюк). Измерение микроэлементного состава методом ICP-MS проводили в Иркутском Центре коллективного пользования на масс-спектрометре VG Plasmaquad PQ2+. Калибровку прибора осуществляли по международным стандартам BHVO-1, AGV-1 и BIR-1 с постоянным внутренним лабораторным контролем качества измерений пробой базанита U-94-5, проанализированной методом ICP-MS в лаборатории Королевского музея Центральной Африки, Бельгия (Рассказов и др., 1997). Химическую подготовку проб осуществляли на основе бидистиллята глубинной воды оз. Байкал. В процессе пробоподготовки использовали двукратно очищенные на изотермических перегонках кислоты. Плавиковую кислоту очищали в тefлоновых аппаратах, а воду, азотную и соляную кислоты – в кварцевых.

ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Северная зона Восточного Сихотэ-Алиня

По составу ассоциации минералов среди **базальтов и андезитобазальтов** выделяются две основные петрографические разности: плагиоклаз-клинопироксеновая (преобладает) и плагиоклаз-двупироксеновая.

Преобладающий среди минералов-вкрапленников *плагиоклаз* встречается в виде мелких (доли миллиметра), реже крупных кристаллов (до 2 мм) удлинённо-шестоватой или таблитчатой формы, отвечает по составу битовнит-лабрадор (60–78 мол. % *An*) и характеризуется относительно высоким содержанием ортоклазового минала (1.3–2.8 мол. %).

Клинопироксен образует мелкие и довольно крупные (2.5–6 мм), часто сдвойникованные, оптически зональные кристаллы удлинённо-таблитчатой и таблитчатой формы, по составу относится к авгиту, реже к салиту ($Wo_{45-48} En_{39-43} Fs_{11-15}$). Среди авгитов изредка встречаются более железистые и менее кальциевые разности ($Wo_{40-42} En_{39-43} Fs_{17}$). Отдельные кристаллы минерала, согласно данным микрозондового профилирования, имеют обратную зональность с падением от центра к краю зерна содержания FeO, Na₂O, TiO₂ и возрастом – CaO. *Ортопироксен* встречается в сравнительно небольших количествах.

Плагиоклаз, пироксены и рудные минералы иногда образуют гломеропорфировые сростки.

Рудные минералы чаще всего представлены мелкими и крупными кристаллами титаномагнетита неправильной формы. Мелкие кристаллы часто встречаются в виде включений в клинопироксене. В виде мелких единичных кристаллов присутствует ильменит.

Основная масса микролитовая или гиалопилитовая, сложена бурым вулканическим стеклом, в которое погружены лейсты и микролиты плагиоклаза, мелкие зерна пироксена и рудного минерала. Вторичные изменения проявлены в пелитизации фенокристов плагиоклаза, а также в развитии хлорита и карбоната по стеклу основной массы.

Среди **андезитов и андезитодацитов** выделяются плагиоклаз-двупироксеновая, плагиоклаз-амфибол-клинопироксен-биотитовая и плагиоклаз-биотитовая петрографические разности.

Во вкрапленниках преобладает *плагиоклаз*, отвечающий по составу лабрадору или андезину (43–65 мол. % *An*). Отдельные фенокристы обнаруживают прямую зональность, с падением содержания анортитового минала от центра (61–51 мол. %) к краю (46–30 мол. %) зерна. К краям кристаллов также растёт содержание ортоклазовой молекулы, но падают концентрации глинозема и железа (табл. 1). В плагиоклаз-двупироксеновых андезитах присутствуют плагиоклазы с аномально высоким содержанием анортитового компонента (до 70–76 мол. % *An*) и обратной зональностью (63–43 мол. % *An* в центральной части и 69–46 мол. % *An* в краевой части).

Клинопироксен встречается в виде небольших шестоватых и таблитчатых кристаллов, отвечающих по составу авгиту ($Wo_{44-39} En_{45-40} Fs_{18-12}$) (рис. 2). Некоторые фенокристы характеризуются прямой зональностью с падением содержания *Wo*, *En* и ростом *Fs* от центра к краю зерна (табл. 1). Примечательно, что в плагиоклаз-двупироксеновых андезитах наряду с авгитом присутствуют кристаллы эндиопсида ($Wo_{43-44} En_{49-47} Fs_{7.4-8.3}$) и диопсида ($Wo_{49} En_{44-45} Fs_8$). В плагиоклаз-биотитовых андезитах клинопироксен встречается редко и характеризуется пониженной кальциевостью ($Wo_{29-28} En_{50-54} Fs_{21-17}$) (рис. 2).

Вкрапленники *ортопироксена* встречаются только в плагиоклаз-двупироксеновых андезитах. Они представлены мелкими таблитчатыми и шестоватыми кристаллами гиперстена ($Wo_{3-4.5} En_{65-62} Fs_{31-33}$), которые довольно часто окружены авгитовой каймой ($Wo_{38-36} En_{20-43} Fs_{42-21}$).

Амфибол представлен небольшими (~0.5 мм) кристаллами, отвечает по составу гастингиту, хотя по содержанию титана (0.32–0.47 ф.е.) близок к керсутиту. Минералам присущ низкий коэффициент железистости ($f = 30–36\%$), высокое содержание глинозема в тетраэдрической позиции (до 1.86 ф.е.), а также высокие концентрации

Таблица 1. Представительные микронзодовые анализы породообразующих минералов из вулканитов маастрихт-датского возраста

Компо- ненты	Северная вулканическая зона																			
	базальт					андезит							андезитодацит							
	ЮМ-790			ЮМ-860		ЮМ-814					ЮМ-891		ЮМ-854							
	Pl_c	Pl_r	Cpx_c	Cpx_c	Cpx_r	Pl_c	Pl_r	Pl_c	Pl_r	Cpx_c	Cpx_c	Cpx_c	Pl_c	Pl_c	Pl_c	Cpx_c	Cpx_r	Orx_c	Orx_c	
SiO ₂	48.83	53.20	50.73	48.54	47.38	54.73	60.04	54.66	56.01	51.88	52.04	52.22	56.86	49.01	55.36	52.20	52.24	53.75	53.04	
TiO ₂	0.00	0.07	0.92	1.52	1.47	0.11	0.07	0.09	0.07	0.92	0.27	0.33	0.11	0.09	0.15	0.82	0.78	0.39	0.51	
Al ₂ O ₃	31.53	28.78	2.95	4.86	6.5	27.4	24.46	27.33	27.84	2.79	2.95	2.63	26.96	32.14	28.32	1.82	1.62	0.67	0.70	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.82	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
FeO	0.51	1.22	10.52	8.1	7.68	0.47	0.37	0.59	0.62	7.95	4.57	5.17	0.51	0.66	0.95	11.29	11.76	19.78	21.31	
MnO	0.00	0.05	0.41	0.27	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.09	0.12	0.00	0.00	0.00	0.23	0.27	0.42	0.46	
MgO	0.00	0.00	14.52	13.5	13.26	0.03	0.03	0.05	0.07	15.47	16.96	15.71	0.07	0.04	0.09	14.74	15.05	23.26	22.57	
CaO	14.98	12.09	18.85	20.76	22.22	10.11	6.35	9.52	10.10	20.38	20.94	23.00	9.17	14.79	10.34	19.35	17.83	1.90	2.26	
Na ₂ O	2.08	4.18	0.39	0.63	0.39	5.16	7.63	5.71	5.61	0.37	0.34	0.22	5.94	2.43	5.04	0.31	0.28	0.00	0.00	
K ₂ O	0.19	0.4	0.00	0.00	0.00	0.37	0.93	0.42	0.49	0.02	0.00	0.00	0.94	0.27	0.77	0.00	0.00	0.00	0.02	
Сумма	98.13	100.02	99.40	98.10	99.00	98.42	99.88	98.37	100.81	99.95	99.05	99.55	100.57	99.43	101.02	100.76	99.83	100.17	100.87	
<i>An</i>	78.97	60.06				50.80	29.86	46.75	48.48				43.56	75.82	50.76					
<i>Ab</i>	19.84	37.58				46.96	64.92	50.80	48.69				51.12	22.53	44.74					
<i>Or</i>	1.19	2.37				2.24	5.22	2.45	2.82				5.32	1.694	4.50					
<i>Wo</i>			39.9	45.27	47.64					42.36	43.53	47.04				39.75	37.19	3.82	43.53	
<i>En</i>			42.75	40.96	39.54					44.74	49.04	44.71				42.14	43.67	65.11	49.04	
<i>Fs</i>			17.34	13.76	12.80					12.90	7.41	8.28				18.11	19.14	31.07	7.41	

Таблица 1. Окончание

Компо- ненты	Центральная вулканическая зона																		
	базальт														андезит				
	ЮМ-1154						ЮМ-1113				ЮМ-1116		ЮМ-1377		ЮМ-1145			ЮМ-1389	
	Pl_c	Pl_r	Pl_c	Pl_r	Pl_c	Pl_r	Pl_c	Pl_r	Cpx_c	Cpx_r	Cpx_c	Cpx_c	Cpx_c	Cpx_c	Pl_c	Cpx_c	Cpx_r	Gr	Gr
SiO ₂	45.02	52.80	49.49	47.96	49.76	46.93	48.93	51.59	50.99	49.98	52.59	50.82	50.91	50.55	54.17	51.46	50.95	37.13	38.54
TiO ₂	0.08	0.11	0.11	0.09	0.05	0.03	0.11	0.10	0.83	1.20	0.26	0.38	0.60	0.52	0.01	0.42	0.89	0.16	0.34
Al ₂ O ₃	35.01	28.18	30.43	31.95	30.92	32.32	31.26	29.76	1.99	2.79	2.10	3.53	2.72	2.95	27.91	2.75	1.88	23.33	22.59
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.69	0.98	0.82	0.92	0.92	0.98	0.65	0.81	11.08	13.15	5.17	5.75	9.7	8.28	0.47	10.71	12.69	12.25	12.60
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.20	0.01	0.12	0.45	0.36	0.00	0.32	0.40	0.00	0.19
MgO	0.08	0.23	0.14	0.13	0.10	0.11	0.08	0.06	14.48	13.83	16.98	16.14	14.24	13.41	0.04	15.20	14.52	0.00	0.03
CaO	17.95	11.59	16.44	15.06	16.37	18.00	14.57	12.64	19.03	17.76	21.32	20.98	20.23	22.03	10.95	18.58	18.98	24.19	24.31
Na ₂ O	0.94	4.62	2.47	2.66	3.28	2.34	3.13	4.01	1.09	0.04	0.31	0.39	0.31	0.34	5.12	0.24	0.29	0.01	0.00
K ₂ O	0.04	0.29	0.10	0.14	0.16	0.09	0.19	0.33	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.00	0.00	0.02	0.03
Сумма	99.81	98.80	100.0	98.91	101.56	100.80	98.92	99.30	98.79	98.96	99.14	98.57	99.06	98.25	98.95	99.63	100.66	97.09	98.63
<i>An</i>	91.09	57.11	78.16	75.13	72.77	80.53	71.20	62.33							53.29				
<i>Ab</i>	8.65	41.18	21.25	24.05	26.37	18.97	27.69	35.75							45.09				
<i>Or</i>	0.26	1.71	0.59	0.82	0.87	0.50	1.10	1.92							1.61				
<i>Wo</i>									39.79	37.58	43.52	43.77	42.50	46.75		38.64	38.66		
<i>En</i>									42.12	40.70	48.24	46.86	41.61	39.57		43.97	41.14		
<i>Fs</i>									18.08	21.72	8.23	9.35	15.87	13.67		17.37	20.19		
<i>Gros</i>																		71.17	69.74
<i>Alm</i>																		28.32	28.63

Примечание. Индексы "с" и "г" у символов минералов означают центральные и краевые зоны соответственно.

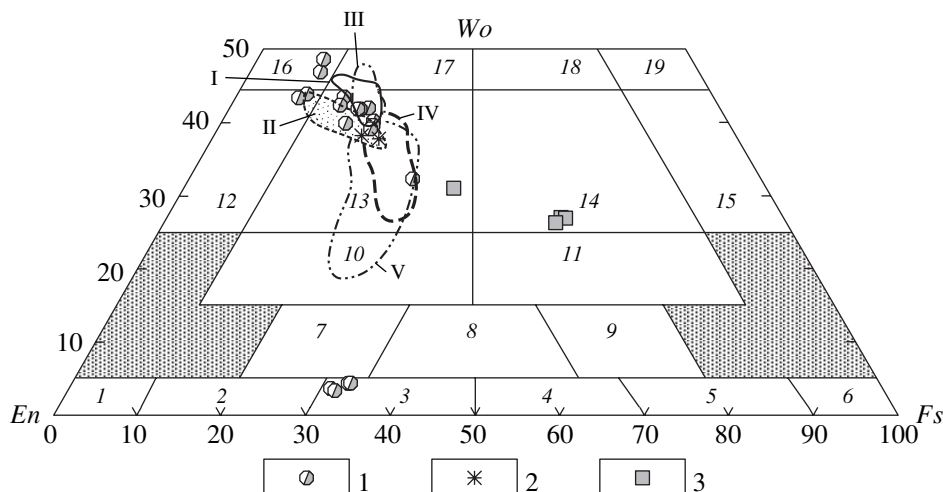


Рис. 2. Диаграмма *En-Wo-Fs* для пироксенов из вулканитов маастрихт-датского возраста.

1 – фенокристы из андезитов северной зоны (Нижнее Приамурье); 2, 3 – фенокристы из андезитов и дацитов центральной зоны: бассейнов рек Самарга (2) и Коппи (3).

Поля составов пироксенов по (Хэтч и др., 1975): 1 – энстатит, 2 – бронзит, 3 – гиперстен, 4 – феррогиперстен, 5 – эвлит, 6 – ферросилит, 7 – Mg-пижонит, 8 – пижонит, 9 – Fe-пижонит, 10 – субкальциевый авгит, 11 – субкальциевый ферроавгит, 12 – эндиопсид, 13 – авгит, 14 – ферроавгит, 15 – феррогенденбергит, 16 – диопсид, 17 – салит, 18 – ферросалит, 19 – геденбергит. Крапом на диаграмме показаны поля составов, не встречающиеся у природных пироксенов.

I–III – поля составов клинопироксенов из базальтов: I – Нижнего Приамурья; II – бассейна р. Самарга; III – бассейна р. Коппи; IV, V – поля составов пироксенов из основной массы андезитов Нижнего Приамурья и бассейна р. Самарга соответственно.

щелочей (0.69–0.99 ф.е.), главным образом за счет натрия (0.57–0.81 ф.е.).

Содержание биотита в андезитах и андезиодацитах колеблется от 0.5 до 1.5 об. %. В некоторых кристаллах наблюдаются включения рудного минерала. Специфической особенностью фенокристов биотита является высокое содержания TiO_2 (4.6–5 мас. %). Значения железистости ($f = 39–40$) и глинозема ($al = 18–19$) указывают на кристаллизацию биотита в условиях высоких температур и активности калия, но при низком потенциале воды.

Рудные минералы представлены преимущественно титаномагнетитом, реже ильменитом, иногда встречаются в виде крупных вкрапленников, но чаще – в виде мелких кристаллов в основной массе (около 1 об. %).

Основная масса стекловатая, с лейстами андезина (48–36 мол. % *An*) и олигоклаза (26 мол. % *An*), зернами калишпата ($An_8 Ab_{49} Or_{42}$), а также ксеноморфными кристаллами авгита ($Wo_{35–39} En_{40–44} Fs_{19–21}$) (рис. 2), титаномагнетита и ильменита. Изредка встречается амфибол. В основной массе наиболее калиевых разностей заметно увеличивается содержание Na-санидина и санидина ($An_{2–0.8} Ab_{36–21} Or_{61–91}$). Согласно термофугометру Т. Андерсона и Р. Линдсли, температуры кристаллизации железо-титановых оксидов в основной массе составляют 830–600°C при $–lg f_{O_2} = 14–17$.

Центральная зона Восточного Сихотэ-Алиня

Базальты и андезитобазальты встречаются в бассейнах рек Самарга и Коппи, характеризуются плагиоклазовым, плагиоклаз-пироксеновым и плагиоклаз-амфиболовым парагенезисами минералов-вкрапленников, причем последний в большей степени присущ основным лавам бассейна р. Коппи.

Во вкрапленниках преобладает плагиоклаз. В умеренно-щелочных разностях он обычно соответствует по составу битовниту (78–81 мол. % *An*) или лабрадору (69 мол. % *An*), иногда анортиту (91 мол. % *An*). Содержание ортоклазовой молекулы колеблется от 0.26 до 1.31 мол. %. Типична прямая зональность зерен плагиоклаза, с основностью ядер 78–71 мол. % *An*, краевых зон – 62–48 мол. % *An*. Редко встречается обратная зональность с битовнитовым составом центральных зон (72–76 мол. % *An*) и более основной периферией (80–82 мол. % *An*). Часто зерна с обратной зональностью окружены каймой более кислого плагиоклаза (70–62 мол. % *An*) с высоким содержанием ортоклазового минала (1.28–1.35 мол. % *Or*).

Клинопироксены по составу соответствуют авгиту ($Wo_{37–44} En_{40–47} Fs_{21–10}$) (рис. 2) и характеризуются пониженным содержанием глинозема по сравнению с авгитом соответствующих пород северной зоны Восточного Сихотэ-Алиня (1.5–3.53 мас. % и 2.97–6.24 мас. % соответственно). В базальтах бассейна р. Коппи изредка встреча-

ются кристаллы салита ($Wo_{47}En_{40}Fs_{14}$), а в аналогичных лавах бассейна р. Самарга – эндиопсида ($Wo_{43-44}En_{47-48}Fs_{8-9}$). Некоторые кристаллы клинопироксена зональны.

Амфибол присутствует в виде мелких (0.5 мм) ромбических либо довольно крупных (до 3 мм) кристаллов призматической формы. По составу относится к гастингситам.

Основная масса интерсертальная или микролитовая, сложена стеклом, микролитами и лейстами плаггиоклаза (63–32 мол. % *An*), зернами авгита ($Wo_{32-37}En_{20-17}Fs_{47-44}$) и субкальциевого авгита ($Wo_{20}En_{24}Fs_{54}$). Последние два минерала встречаются только в базальтоидах бассейна р. Самарга. Рудные минералы по составу соответствуют магнетиту, редко ильмениту. Иногда встречаются зерна магнетита со структурами распада.

В основной массе базальтов с повышенной калиестью наряду с плаггиоклазом иногда диагностируются зерна калишпата и кварца. Вторичные минералы представлены хлоритом и мелкими чешуйками биотита.

Андезиты и андезитодациты – наиболее распространенная группа пород. Они отчетливо подразделяются на две петрографические разновидности – плаггиоклазовую и плаггиоклаз-пироксеновую. Последняя встречается преимущественно в вулканиках бассейна р. Коппи. В качестве основного минерала-вкрапленника во всех петрографических разностях преобладает *плаггиоклаз*, который по составу отвечает андезину (48–43 мол. % *An*), реже лабрадору (68–51 мол. % *An*). Содержание ортоклазовой молекулы не превышает 4%, причем плаггиоклазы из андезитов бассейна реки Коппи несколько более калиевые. Отдельные вкрапленники минерала обладают слабо выраженной зональностью, с падением к краевым зонам содержания кальция, алюминия и увеличением калия, железа.

В виде единичных вкрапленников присутствует *клинопироксен*, который по составу соответствует железистому авгиту ($Wo_{31}En_{37}Fs_{32}$) (рис. 2), в значительной степени замещенному вторичными продуктами.

Основная масса гиалопилитовая и фельзитовая, сложена микролитами андезина (44–46 мол. % *An*), зернами магнетита, ильменита, присутствует также вулканическое стекло в переменном количестве. Из аксессуарных минералов встречаются кристаллы апатита.

Специфической чертой некоторых андезитов бассейна р. Коппи является присутствие граната, обогащенного гроссуляровым (70–71%) компонентом по сравнению с альмандиновым (28%) (табл. 1). Такой тип граната наиболее часто встречается в измененных известковистых породах, подвергшихся воздействию метаморфиче-

ских процессов, а также в некоторых типах скарнов (Дир и др., 1965), что дает основание предполагать ксеногенный характер минерала.

Плаггиоклаз-биотит-клинопироксеновые дациты являются наиболее кислыми разновидностями вулкаников самаргинской свиты центральной зоны Восточного Сихотэ-Алиня.

Во вкрапленниках преобладает *плаггиоклаз*, который по составу относится к андезину (37–47 мол. % *An*), реже к лабрадору (61 мол. % *An*). Для многих кристаллов характерна зональность нормального типа. Центральные части сложены андезином (41–39 мол. % *An*), а краевые – олигоклазом и андезин-олигоклазом (31–26 мол. % *An*). К краевым зонам минерала также увеличивается содержание ортоклазовой молекулы.

Биотит образует мелкие и довольно крупные шестоватые кристаллы (~1 мм), большая часть которых замещена титаномагнетит-хлоритовым агрегатом. Отличается высокой железистостью (64–71), повышенными содержаниями MnO (0.27–0.38 мас. %), кальция (0.06–0.49 мас. %), но низкими концентрациями магния (5.7–7.8 мас. %) и отсутствием натрия.

Обнаруженные в отдельных образцах фрагменты вкрапленников клинопироксена по составу отвечают ферроавгиту ($Wo_{26-27}En_{46-47}Fs_{26-27}$).

Кварц образует крупные и мелкие зерна изометричной формы. В некоторых кристаллах наблюдаются расплавные включения.

Структура *основной массы* микрофельзитовая, причем стекло аномально обогащено калием (до 15 мас. %).

Таким образом, маастрихт-датские вулканики характеризуются рядом минералогических признаков (обратная зональность плаггиоклазов, присутствие ксеногенных минералов), указывающих на возможность гибридности при эволюции магм.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Петрогенные элементы

Несмотря на некоторые петрографические и минералогические различия, маастрихт-датские вулканики северной и центральной зон Восточного Сихотэ-Алиня имеют во многом схожие геохимические характеристики и в дальнейшем описываются совместно.

Содержание SiO_2 в проанализированной серии пород варьирует от 47 до 77 мас. %, перекрывая всю область составов от базальтов до риолитов (табл. 2). По содержанию K_2O базальты соответствуют породам умеренно-калиевой, а более кислые вулканики – высококалиевой субщелочной серии (рис. 3). По соотношению $FeO^*/MgO-SiO_2$ (диаграмма не приводится) все типы вулканических пород симметрично располагаются вдоль

Таблица 2. Содержание петрогенных элементов (мас. %) и микроэлементов (ppm) в представительных образцах вулканитов маастрихт-датского возраста Восточного Сихотэ-Алиня

Компоненты	ЮМ-756	ЮМ-761	ЮМ-762	ЮМ-777	ЮМ-790	ЮМ-809	ЮМ-1117	ЮМ-1126
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	57.30	60.95	68.75	58.30	50.60	62.22	63.93	58.05
TiO ₂	1.03	0.86	0.20	1.00	1.09	0.60	0.60	0.90
Al ₂ O ₃	17.52	17.29	14.55	18.01	18.26	15.75	15.27	16.41
Fe ₂ O ₃	4.59	4.69	1.76	4.86	4.77	2.48	2.84	7.18
FeO	1.98	1.26	1.48	1.73	3.49	3.10	2.76	2.01
MnO	0.10	0.16	0.08	0.16	0.16	0.12	0.08	0.16
MgO	2.21	1.86	0.20	1.91	4.72	2.40	1.79	2.61
CaO	5.41	3.30	1.96	5.05	7.00	3.61	3.04	3.91
Na ₂ O	3.94	3.81	3.25	2.66	3.00	3.98	3.56	4.38
K ₂ O	2.55	3.44	5.13	3.75	1.56	4.81	3.77	2.74
P ₂ O ₅	0.38	0.29	0.00	0.52	0.39	0.15	0.08	0.26
H ₂ O ⁺	0.97	0.71	0.16	0.46	0.24	0.10	0.00	0.02
П.п.п.	1.70	1.74	2.20	1.27	4.81	0.60	1.80	1.30
Сумма	99.68	100.36	99.72	99.68	100.09	99.92	99.52	99.93
Rb	76	93	153	105	30	115	90	64
Ba	843	828	728	799	583	922	688	715
Sr	529	399	75	578	550	386	257	470
Pb	58	27.75	29.67	63.86	53.22	22.74	18.81	22.50
Ni	7	13		4	38	6	6	
Co	16	13	2	12	20	9	6	9
Cr	14	20	9	4	63		11	3
V	227	175	14	154	165	82	61	61
Zr	130	123	160	188	58	98	178	25
Hf	3	3.28	3.92	4.74	1.58	1.57	4.31	0.59
La	29	23.38	30.51	33.26	14.36	20.73	26.26	20.04
Ce	59	50.45	56.28	73.30	35.16	50.30	57.80	51.19
Pr	7.60	5.46	6.84	8.86	4.47	6.95	6.60	6.48
Nd	32	23.28	28.58	36.30	19.37	28.15	28.55	25.91
Sm	6.58	4.27	5.47	7.81	4.18	6.06	5.95	6.89
Eu	1.69	1.27	1.11	1.81	1.27	1.64	1.35	2.16
Gd	4.95	3.63	5.72	5.90	3.80	5.33	6.00	7.01
Tb	0.79	0.56	1.04	0.87	0.72	0.96	0.88	1.36
Dy	4.47	3.01	4.14	5.24	2.69	3.42	5.93	5.93
Ho	0.79	0.56	0.88	0.92	0.56	0.74	1.13	1.22
Er	2.31	1.96	2.35	2.51	1.49	1.99	3.45	3.25
Tm	0.40	0.27	0.42	0.39	0.21	0.34	0.50	0.54
Yb	2.04	1.70	3.03	2.27	1.61	2.37	3.04	3.83
Lu	0.32	0.26	0.43	0.39	0.20	0.29	0.48	0.51
Nb	9.09	17.75	15.50	14.33	4.81	12.93	14.36	9.42
Y	24.60	18.79	14.22	27.38	11.00	15.65	37.87	23.37
Ta	0.65	0.62	0.98	0.80	0.40	0.77	0.96	0.58
Th	7.20	10.02	10.76		2.29	9.13	10.34	3.80
Sc	18.90	13.25	9.13	15.24	22.30	8.95	16.86	18.95
Ga	18	17.01	15.72	18.16	15.13	17.20	14.75	15.23
Cs	2.40	3.34	6.50	3.85	3.09	4.90	2.19	4.19
U	1.77	2.40	3.41		0.73	2.43	2.98	1.10
Be	2.20	2.00		2.08			1.95	
B	19	21.00	21.00	11.00	15.00			

Таблица 2. Продолжение

Компоненты	ЮМ-1130	ЮМ-1131	ЮМ-1135	ЮМ-1139	ЮМ-1143	ЮМ-1145	ЮМ-1158	ЮМ-1347
	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	55.42	58.68	55.50	50.05	53.52	58.90	48.24	66.64
TiO ₂	1.57	0.90	0.90	1.00	0.88	0.90	1.00	0.30
Al ₂ O ₃	18.35	17.12	18.00	19.00	17.52	16.85	17.33	14.28
Fe ₂ O ₃	3.33	2.96	6.45	5.79	3.45	4.45	4.27	4.73
FeO	3.33	4.00	0.93	3.00	4.88	1.03	5.13	0.93
MnO	0.15	0.16	0.18	0.13	0.16	0.16	0.16	0.08
MgO	1.80	2.22	2.30	4.90	3.59	1.72	6.00	0.81
CaO	6.79	5.34	5.36	8.98	6.09	1.75	10.16	1.68
Na ₂ O	4.00	4.44	4.44	3.48	4.18	4.00	2.62	3.98
K ₂ O	2.26	2.77	3.89	0.90	3.00	4.30	0.60	5.58
P ₂ O ₅	0.49	0.30	0.19	0.17	0.24	0.21	0.17	
H ₂ O ⁺	0.25	0.36	0.63	0.04	0.02	0.04	0.36	0.12
П.п.п.	2.00	0.70	0.80	2.38	2.40	5.20	3.55	0.91
Сумма	99.74	99.95	99.57	99.82	99.93	99.51	99.59	100.04
Rb	50	63	54	16	44	80	4	119
Ba	527	638	650	260	459	924	198	1055
Sr	579	450	478	612	796	2905	535	73
Pb	20	16	17	12	10	19	14	24
Ni	10	5	6	21	8		52	4
Co	11	8	11	23	19	5	27	1
Cr		9	11	62	6	33	80	5
V	94	71	83	251	174	27	264	13
Zr	52	20	51	80	123	199	61	81
Hf	0.86	0.67	1.25	2.18	3.13	3.32	1.01	1.89
La	16.85	24.89	24.99	13.11	17.71	19.90	7.44	53.85
Ce	39.04	56.91	55.94	31.05	40.69	44.09	17.39	109.35
Pr	5.39	7.15	6.60	3.88	4.76	6.62	2.41	11.33
Nd	24.64	32.03	28.66	17.67	21.46	26.22	12.66	43.90
Sm	6.20	7.16	6.47	4.36	4.66	5.89	3.40	7.06
Eu	2.11	1.95	1.79	1.18	1.25	1.73	1.28	1.26
Gd	6.20	6.87	5.83	3.62	4.09	5.99	3.35	5.83
Tb	1.12	0.98	0.98	0.55	0.66	1.12	0.67	0.85
Dy	5.39	6.41	5.08	3.20	3.68	4.70	3.30	5.27
Ho	1.04	1.22	1.06	0.57	0.67	1.04	0.73	0.83
Er	2.81	3.65	3.06	2.03	2.06	2.88	1.96	2.32
Tm	0.45	0.53	0.43	0.23	0.31	0.51	0.30	0.35
Yb	3.07	3.30	2.54	1.59	1.82	3.51	2.09	2.16
Lu	0.40	0.48	0.35	0.26	0.29	0.50	0.29	0.34
Nb	6.06	10.96	10.58	4.57	6.16	7.66	2.66	12.83
Y	19.65	39.31	33.22	18.84	22.11	18.15	11.96	25.33
Ta	0.43	0.63	0.54	0.28	0.34	0.54	0.24	0.75
Th	2.98	6.26	4.79	3.60	3.78	5.18	0.37	12.19
Sc	19.39	18.74	22.23	22.34	18.71	9.52	32.74	28.81
Ga	16.02	16.35	18.16	14.96	15.31	13.79	16.32	18.05
Cs	2.33	4.19	3.71	0.39	0.20	1.20	1.13	3.11
U	0.75	1.15	0.86	1.30	1.13	1.78	0.30	2.01
Be		1.67	1.42	1.18	1.10			2.57
B	15.00						17.00	

Таблица 2. Окончание

Компо- ненты	ЮМ-1358	ЮМ-1377	ЮМ-1380	ЮМ-1390	ЮМ-1357	ЮМ-1395	К-468	К-469/2	К-470/2
	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	61.52	53.35	52.09	60.98	60.40	54.28	59.85	61.45	60.85
TiO ₂	0.84	0.78	0.80	1.08	0.80	0.70	0.90	0.73	0.78
Al ₂ O ₃	15.49	16.64	17.97	16.17	16.59	17.47	16.28	15.91	16.97
Fe ₂ O ₃	3.18	5.60		3.02	5.18	5.05	4.06	3.46	4.48
FeO	2.90	3.85	10.44	2.55	1.06	2.28	1.78	2.23	1.48
MnO	0.14	0.17	0.22	0.12	0.13	0.32	0.11	0.12	0.11
MgO	1.81	3.95	3.19	2.99	1.80	4.03	1.53	1.98	2.32
CaO	4.35	8.26	7.75	4.51	5.02	7.01	5.82	5.99	5.80
Na ₂ O	4.67	3.05	3.77	2.81	3.23	3.21	2.79	2.79	2.88
K ₂ O	2.06	1.04	1.42	3.63	4.03	2.50	2.28	2.38	2.35
P ₂ O ₅	0.34	0.28	0.24	0.22	0.25	0.22	0.28	0.21	0.22
H ₂ O ⁺	0.18	0.10	0.04	0.23	0.12	0.12			
П.п.п.	2.49	2.88	2.13	1.67	1.36	2.31	3.63	1.99	1.56
Сумма	99.97	99.95	100.06	99.98	99.97	99.50	99.50	99.50	100.03
Rb	132	26	33	71	117	90	58	66	76
Ba	756	413	566	935	831	804	579	443	415
Sr	367	430	676	513	394	428	468	415	361
Pb	25	13	21	53	23	671	199		
Ni		10		9	135		8	8	10
Co	7	21	13	15	4	29	14	16	15
Cr		3		16		19	29	31	24
V	70	211	158	192	32	212			
Zr	113	59	55	30	72	32	136	116	149
Hf	1.63	0.99	4.34	1.13	8.22	0.55	3.24	3.07	3.71
La	29.92	12.12	14.12	14.68	6.94	11.46	21.63	21.01	21.56
Ce	64.71	30.50	32.42	30.73	1.65	24.45	46.78	44.81	46.15
Pr	8.24	3.19	4.49	3.64	5.59	3.70	5.07	4.90	5.02
Nd	33.62	13.74	19.37	15.71	0.81	14.65	21.82	20.77	21.41
Sm	7.14	3.77	4.81	3.52	4.97	3.70	4.65	4.60	4.73
Eu	1.83	1.09	1.81	1.11	0.83	1.31	1.24	1.19	1.17
Gd	7.24	3.42	5.99	3.20	2.32	3.57	4.43	4.45	4.55
Tb	1.34	0.66	0.90	0.52	0.37	0.72	0.66	0.70	0.71
Dy	4.79	3.33	5.16	2.85	2.00	3.63	3.63	3.99	4.05
Ho	0.93	0.79	1.02	0.55	0.32	0.75	0.64	0.71	0.74
Er	2.42	2.24	2.80	1.74	15.29	1.86	1.98	2.24	2.32
Tm	0.36	0.36	0.40	0.25	26.93	0.31	0.33	0.38	0.40
Yb	2.60	2.40	2.58	1.52	0.85	2.20	1.94	2.42	2.46
Lu	0.32	0.32	0.34	0.21	8.37	0.27	0.28	0.37	0.38
Nb	14.05	3.72	3.39	5.78	15.63	5.04	9.44	8.20	8.99
Y	15.37	14.27	21.49	17.81	17.76	15.33	22.64	25.44	25.99
Ta	0.87	0.30	0.59	0.36	10.35	0.39	0.72	0.64	0.70
Th	4.18	3.06	3.35	2.30	2.03	1.72	6.16	6.79	7.57
Sc	16.56	23.70	12.75	21.09	2.15	26.30			
Ga	18.54	16.93	17.01	15.92		16.74			
Cs	6.16	6.66	0.85	10.77		10.44			
U	1.48	1.34	1.02	0.92		0.91	1.26	1.49	1.60
Be				0.84					
B									

Примечание. 1–6 – северная зона (Нижнее Приамурье); 7–15 – центральная зона (бассейн р. Самарга); 16–22 – центральная зона (бассейн р. Коппи); 23–25 – Солонцовский вулкан южной зоны.

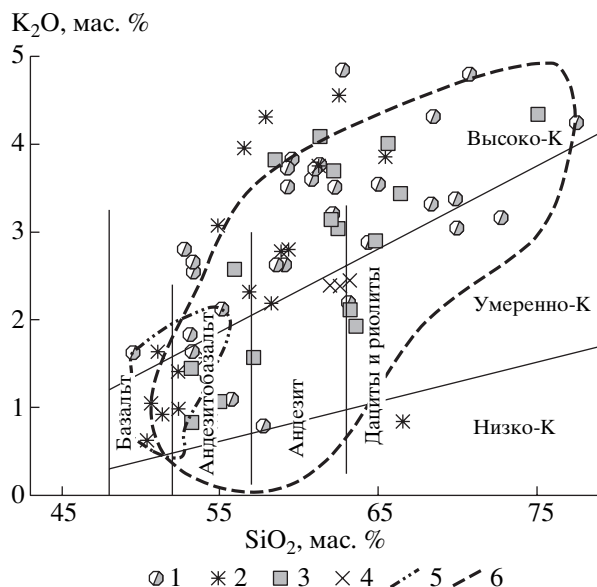


Рис. 3. Классификационная диаграмма K_2O-SiO_2 для вулканогенных образований маастрихт-датского возраста Восточного Сихотэ-Алиня.

Здесь и на рис. 6, 7 содержания петрогенных элементов пересчитаны на сухой остаток.

1 – северная зона (Нижнее Приамурье); 2, 3 – центральная зона: бассейны рек Самарга (2) и Коппи (3); 4 – южная зона (район пос. Кавалерово); 5 – кайнозойские постсубдукционные высокоглиноземистые лавы Восточного Сихотэ-Алиня; 6 – позднемеловые субдукционные вулканиды Кореи. Использованы данные (Мартынов, 1999б; Мартынов и др., 2006; Okamura et al., 2005; Pouclet et al., 1995; Shimazu et al., 1990; Hwang, Kim, 1994; Yun, 1998 и др.).

границы толеитовых и известково-щелочных магматитов. Содержание MgO , максимальное в базальтах (6–8 мас. %), закономерно падает с ростом кремнекислотности. Концентрация TiO_2 в базальтах и андезитобазальтах варьирует в пределах 1–1.5 мас. %, превышая значения (<1 мас. %) типичные для вулканидов современных островодужных систем (Ewart, 1982). С падением содержания магния (рис. 4) возрастают содержания K_2O и SiO_2 , но уменьшаются – Al_2O_3 , TiO_2 и CaO . Для всех этих зависимостей характерен отчетливый излом в области андезитовых магм ($SiO_2 \sim 60$ мас. %, $MgO \sim 3$ мас. %). Концентрации Na_2O остаются практически постоянными.

Различия петрохимических составов маастрихт-датских вулканидов из северной и центральной частей Восточного Сихотэ-Алиня крайне незначительны. Вулканиды северной зоны характеризуются в среднем несколько более высокой кремнекислотностью (рис. 4). В бассейне р. Самарга относительно широко распространены базальты и андезитобазальты ($MgO > 4$ мас. %).

Микроэлементы

Все петрохимические типы вулканидов позднего мела и палеоцена Восточного Сихотэ-Алиня обогащены Cs, Rb, Ba, Pb и Th и обеднены Ta и Nb относительно других высоконекогерентных элементов, например LREE, Nd, Zr (табл. 2). Для рассматриваемых пород характерны высокие нормализованные к хондриту содержания REE и крутые наклоны спектров их распределения на многокомпонентных диаграммах (рис. 5). Eu-аномалия отсутствует или слабо проявлена.

С падением содержания магния концентрации элементов с низкими коэффициентами распределения расплав–кристалл (La, Ce, Nb, Th, U) возрастают, при концентрации $MgO \sim 3$ мас. % наблюдается характерный излом трендов (рис. 6). Концентрации когерентных элементов положительно коррелируют с содержанием MgO и негативно – с SiO_2 (рис. 6).

La/Yb отношение варьирует от 5 до 16 (рис. 7), существенно возрастая с падением концентрации магния. Аналогичная зависимость наблюдается и для отношений La/Nb и Th/U, которые, в отличие от La/Yb, не зависят от присутствия граната в респитовом парагенезисе. Ce/Pb отношение практически не меняется в океанических базальтах (Miller et al., 1994), тогда как в маастрихт-датских вулканидах оно заметно возрастает с увеличением кремнекислотности пород. Такой характер вариаций соотношений некогерентных элементов, как и минералогические данные, свидетельствует о возможном гибридном характере вулканогенных образований маастрихт-датского возраста.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Несмотря на многолетние исследования, происхождение андезитов остается предметом дискуссии. Существующие в настоящее время модели предполагают образование средних по составу пород в результате: (1) парциального плавления обводненной верхней мантии (Green, 1973); (2) парциального плавления коры (Beard, Lofgren, 1991); (3) дифференциации первичной базальтовой магмы; (4) смешения магматических расплавов базальтового и дацитового состава (Anderson, 1976; Sakyama, 1981); (5) смешения мантийных базальтовых и коровых кислых выплавов (Eichlverger, 1978). Адакиты, особый тип андезитовых магм, считаются результатом плавления субдукционной океанической плиты и/или нижних горизонтов континентальной коры (Defant, Drummond, 1990).

Фракционная кристаллизация

Особенности поведения ряда петрогенных элементов и микроэлементов дают основание предполагать важную роль кристаллизационной

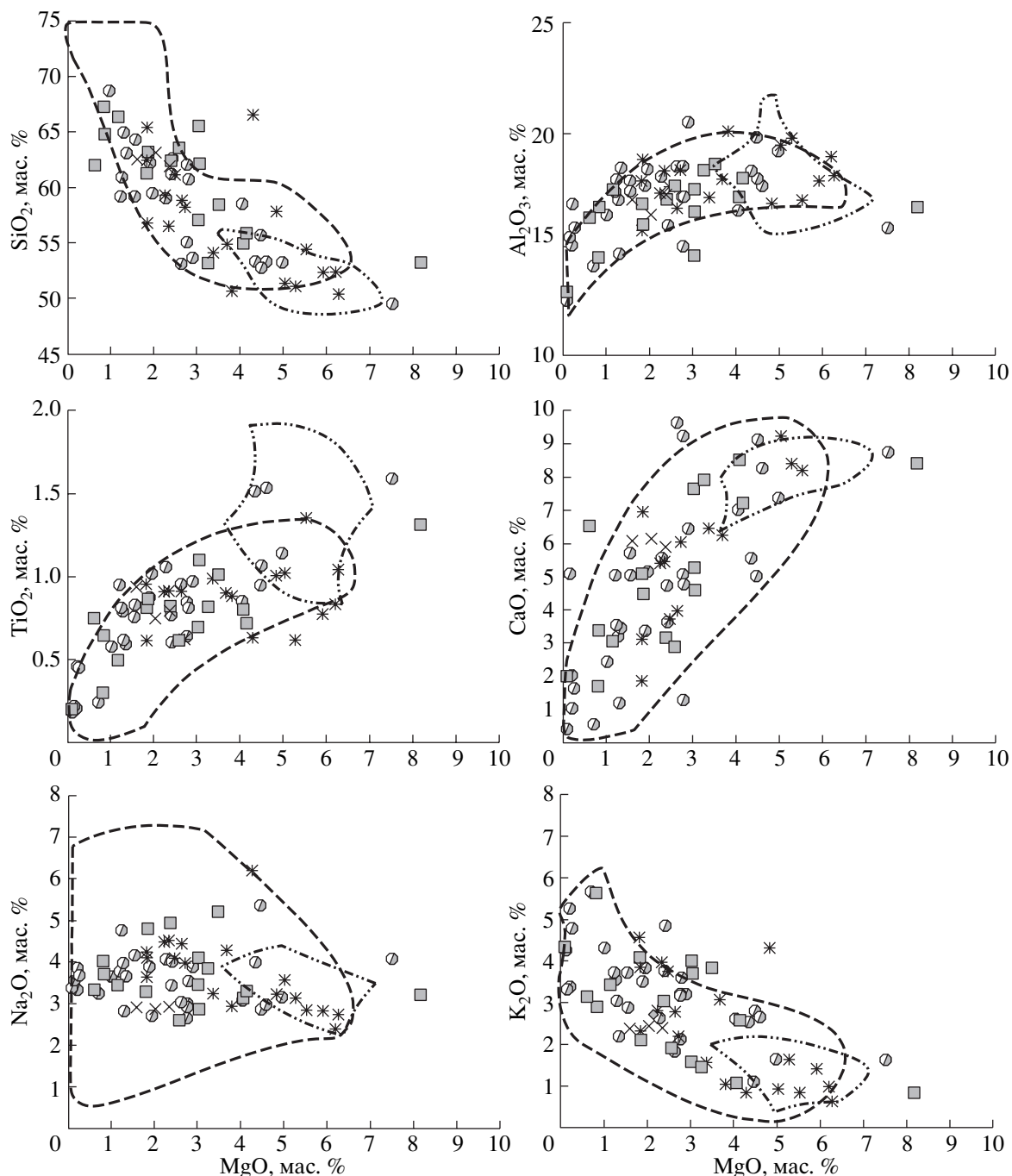


Рис. 4. Вариации содержаний петрогенных оксидов в зависимости от содержания MgO в вулканитах маастрихт-датского возраста.
Условные обозначения см. рис. 3.

дифференциации в происхождении маастрихт-датских вулканитов. Например, изменение наклона трендов CaO–MgO, Al₂O₃–MgO (рис. 4) и Sr–MgO (рис. 6) в области андезитовых составов (MgO ~ 3 мас. %) логично объясняется появлением во фракционирующем минеральном парагенезисе плагиоклаза. Минералогическим признаком фракционной кристаллизации является широкое

распространение в маастрихт-датских вулканитах фенокристов с прямой зональностью, геохимическим признаком – резкое падение концентрации элементов с высокими коэффициентами распределения минерал–расплав, например Ni, при увеличении кремнекислотности (рис. 6).

Постоянство La/Yb отношения (5–10) в основных и средних по составу вулканитах (7–2 мас. %

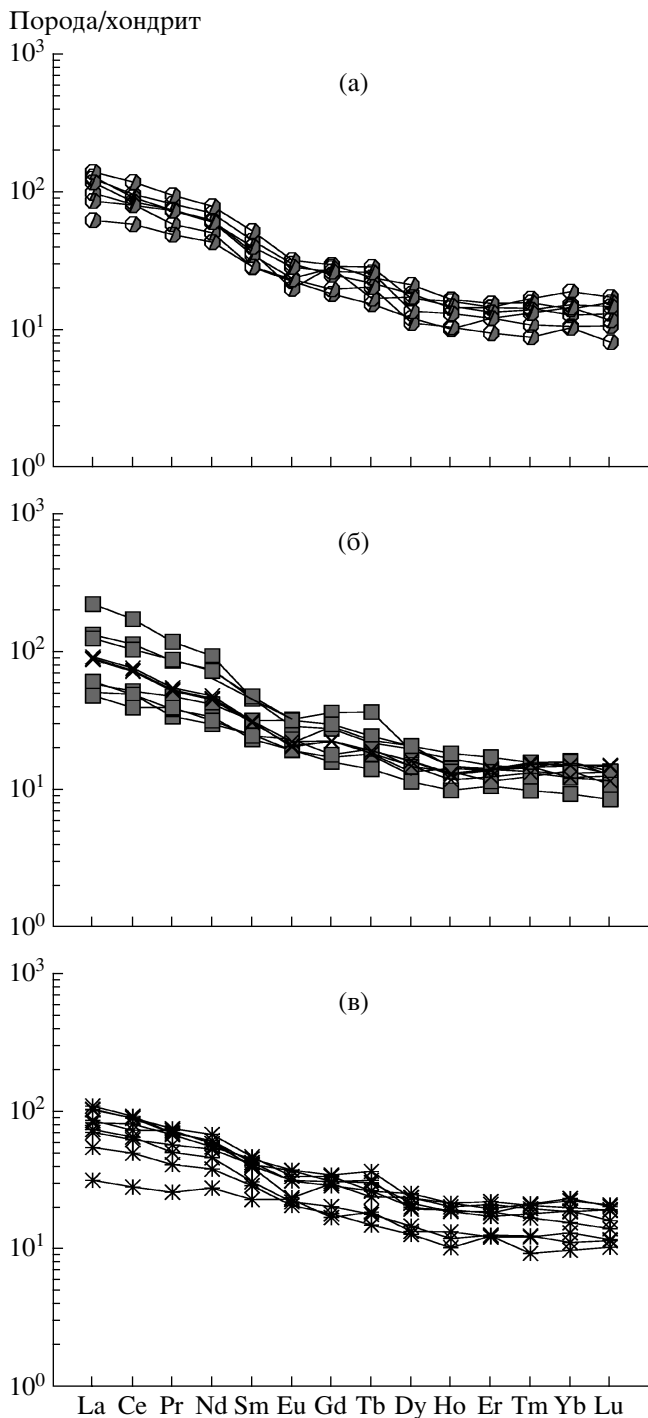


Рис. 5. Спектры распределения нормализованных к хондриту (Thompson, 1982) содержаний редкоземельных элементов в вулканитах Нижнего Приамурья (а) и бассейнов рек Коппи (б) и Самарга (в).

MgO) также является надежным геохимическим признаком низкобарического фракционирования. При других процессах (плавление примитивной или обогащенной мантии с реститовым гранатом или клинопироксеном, мантийный метасо-

матоз и коровая контаминация) легкие и тяжелые лантаноиды в той или иной степени фракционируют друг относительно друга.

Коровая контаминация

Коровая контаминация рассматривается многими авторами в качестве важнейшего фактора геохимического разнообразия вулканических пород (Gill, 1981; Kersting et al., 1996; Kimura, Yoshida, 1999). Влияние гибридных процессов на происхождение вулканогенных образований маастрихт-датского возраста подтверждается как петрографическими, так и геохимическими данными. К первым можно отнести обратную зональность фенокритов, присутствие в образцах ксеногенных зерен граната, ко вторым – гиперболический характер зависимости отношений некогерентных элементов с близкими валовыми коэффициентами распределения минерал–расплав от индекса фракционирования, в том числе содержания MgO (рис. 7). Например, La/Yb отношение, оставаясь практически постоянным в области базальт-андезитовых составов, резко возрастает в кислых вулканитах, достигая средних значений для верхней континентальной коры (15–16) (рис. 7). В андезитах бассейна р. Коппи отмечается присутствие граната, фракционирование которого меняет La/Yb отношение в остаточной жидкости. Но, как отмечалось выше, состав граната указывает на его ксеногенную природу. Кроме того, присутствие граната в реститовом перагенезисе не объясняет вариации соотношений таких некогерентных элементов, как K, Rb, Ba, La, Th, U (рис. 7, 8).

Многие исследователи полагают, что ассимиляция (A) и фракционная кристаллизация (FC) в природе связаны в единый AFC процесс (DePaolo, 1981; Willson, 1991 и др.). Энергетические затраты магматической системы на плавление и ассимиляцию вмещающих пород должны приводить к массовой кристаллизации и фракционированию минеральных фаз. На диаграммах K/Rb–Rb и Ba/Rb–Rb (рис. 8) показаны рассчитанные AFC тренды для маастрихт-датских вулканитов, достаточно хорошо согласующиеся с природными вариациями составов пород.

Роль субдукционного и мантийного компонентов

По основным геохимическим признакам вулканогенные образования маастрихт-датского возраста Восточного Сихотэ-Алиня являются типично субдукционными, и на большинстве дискриминационных диаграмм их фигуративные точки располагаются в полях магматических пород современных островодужных систем и активных континентальных окраин (рис. 9). Нормализ-

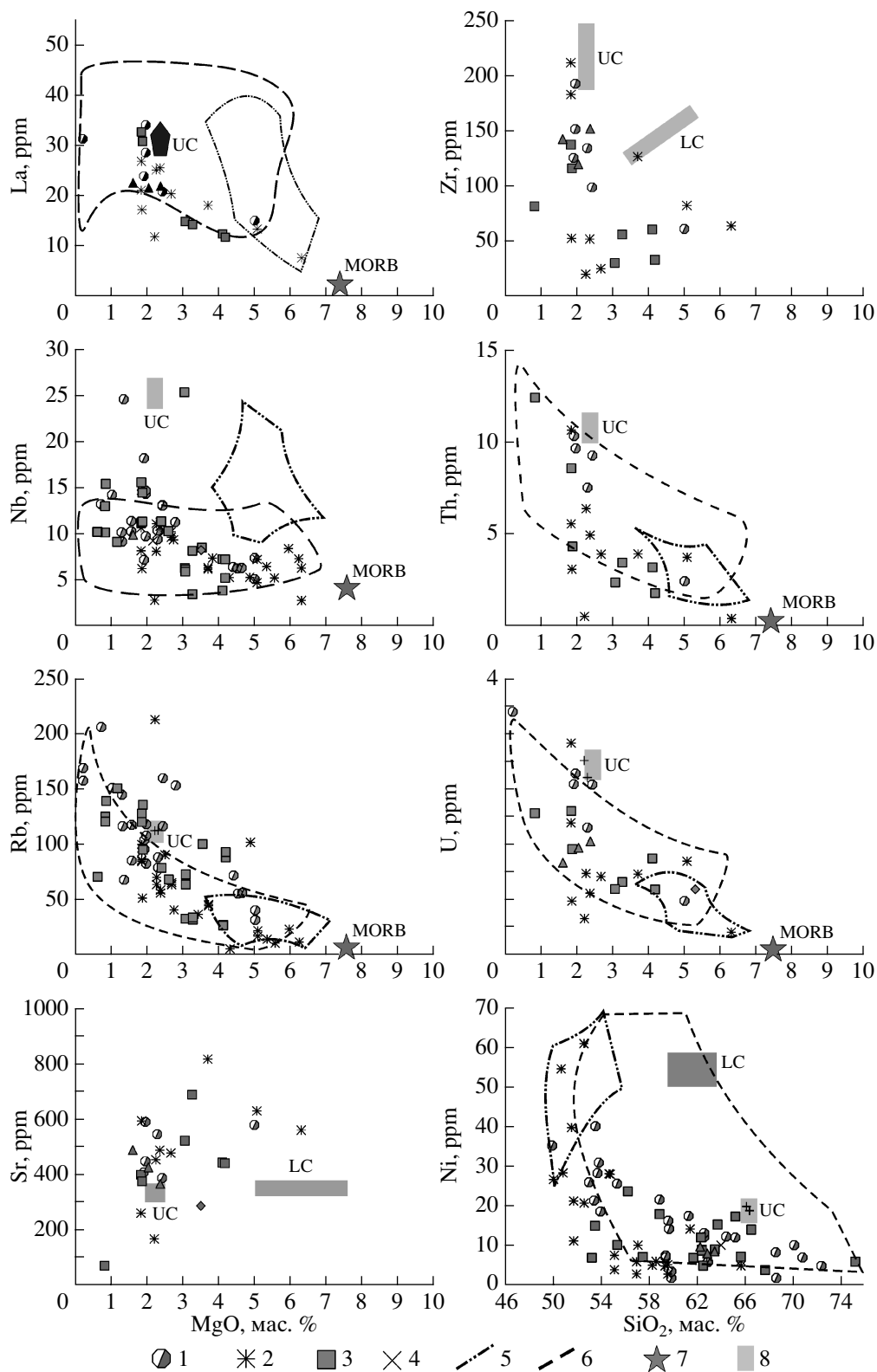


Рис. 6. Вариации содержаний микроэлементов в зависимости от содержания MgO и SiO₂.
 Условные обозначения 1–6 см. рис. 3; 7 – базальты срединно-океанических хребтов (MORB) по (Sun, McDonough, 1989); 8 – верхняя (UC) и нижняя (LC) кора по (Taylor, McLennan, 1995; Wedepohl, 1995; Rudnick, Fountain, 1995).

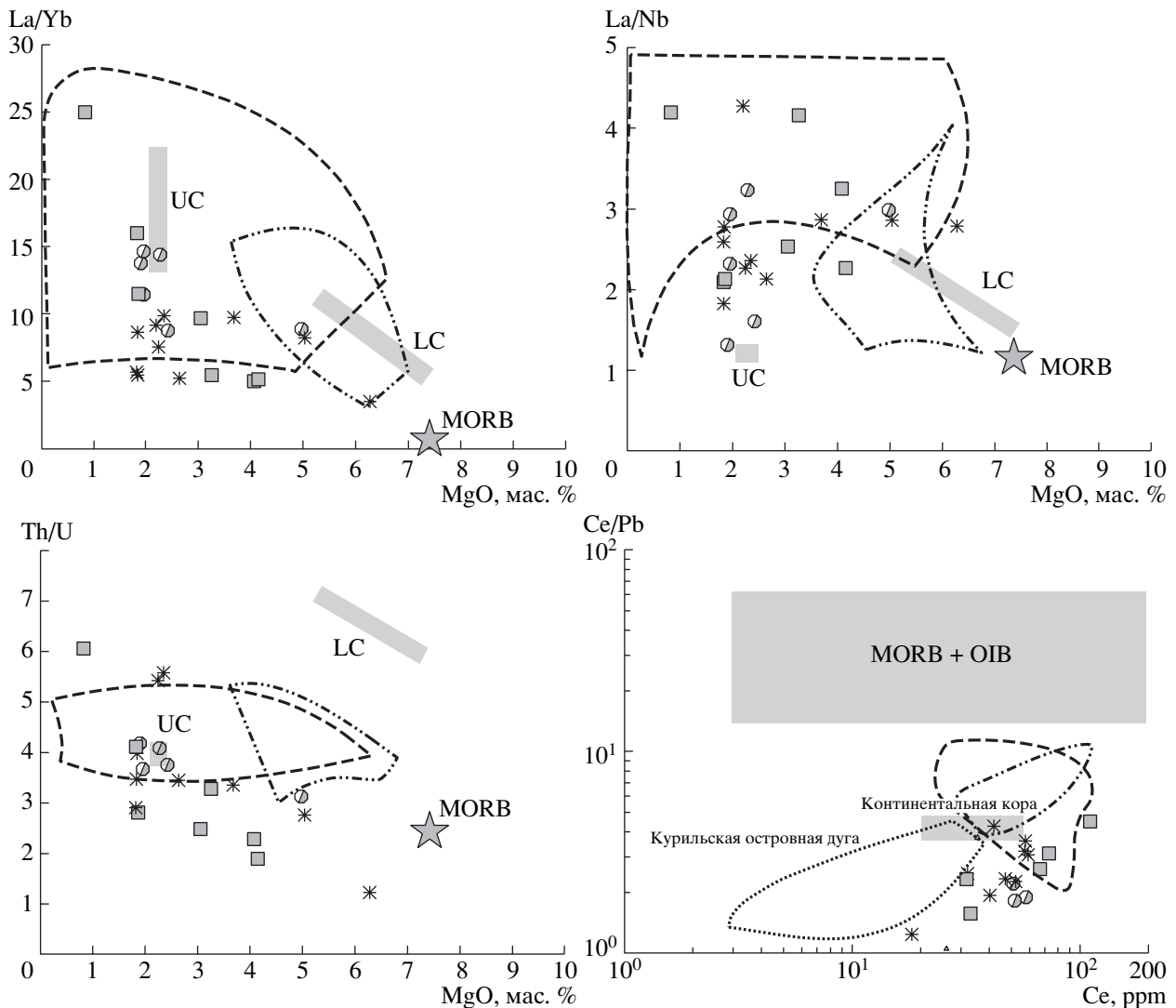


Рис. 7. Вариации соотношений некогерентных элементов в зависимости от содержания MgO. Условные обозначения см. рис. 3 и 6. На диаграмме Ce/Pb–Ce поле составов MORB + OIB по (Miller et al., 1994).

званные к N-MORB спектры распределения некогерентных элементов характеризуются относительным обогащением Rb, K, U, Ba, Pb, Th и Sr при относительно низких концентрациях Ta, Nb и Ti (рис. 10). Роль субдукционного компонента в происхождении рассматриваемого комплекса пород хорошо иллюстрирует диаграмма Ba/Y–Zr/Y (рис. 11). Смещение фигуративных точек кислых вулканитов в область более высоких значений Ba/Y отношения по сравнению с современными островодужными эффузивами отражает эффект коровой контаминации.

Для оценки состава перидотитового источника используют соотношения элементов немобильных во флюидной фазе, с высокими (больше 1) валовыми коэффициентами распределения минеральные фазы–флюид (Nb, Ta, Zr, Ti, Y, Yb) (Керплер, 1996). Отрицательный наклон кривой, соеди-

няющей эти элементы (рис. 10), а также высокие (выше 1) нормализованные концентрации высокочarged катионов и средних лантаноидов (Sm, Eu) свидетельствуют об обогащенном характере плавящегося вещества.

Геодинамическая интерпретация

В настоящее время у большинства исследователей не вызывает сомнения, что изменение геодинамической обстановки сопровождается сменой характера вулканизма и состава его продуктов. Расплавы, связанные с формированием субдукционных “окон” (slab-window), считаются результатом декомпрессионного плавления астеносферного диапира, должны отличаться от типично субдукционных магм и обладать геохимическими характеристиками MORB и OIB источни-

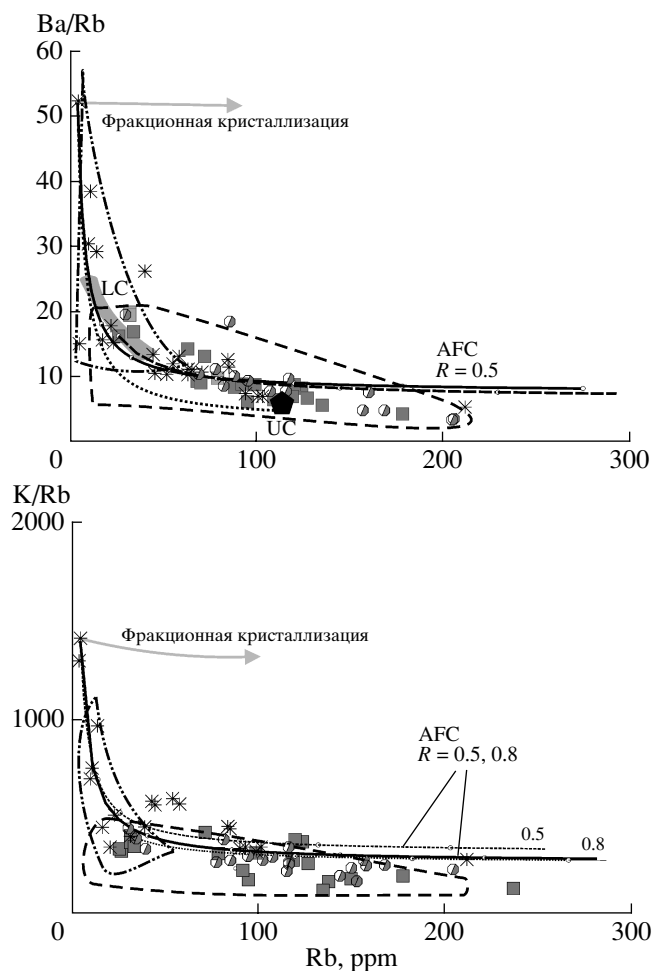


Рис. 8. Диаграммы Ba/Rb–Rb и K/Rb–Rb. На диаграммах показаны рассчитанные AFC-тренды для пород северной и центральной зон Восточного Сихотэ-Алиня. В качестве контаминанта при расчетах использовался средний состав верхней коры по (Wedepohl, 1995). Условные обозначения см. рис. 3, 6, 7.

ков. Такая картина действительно наблюдается в пределах активных континентальных окраин Южной и Северной Америк и Антарктиды, где в зонах разрыва субдуцирующей плиты распространены щелочные базальтоиды с геохимическими характеристиками OIB (Gorring et al., 2003; Hole et al., 1991). Но в пределах зоны сочленения Камчатской и Алеутской островных дуг, где астеносферный диапиризм отчетливо диагностируется методами сейсмической томографии, картина менее отчетливая. Например, вулкан Ключевской, расположенный в зоне влияния потока астеносферной мантии вдоль северной границы субдуцирующей Тихоокеанской плиты (Авдейко и др., 2001; Portnyagin et al., 2005), характеризуется базальтовым вулканизмом с типично субдукционными геохимическими признаками (Kersting,

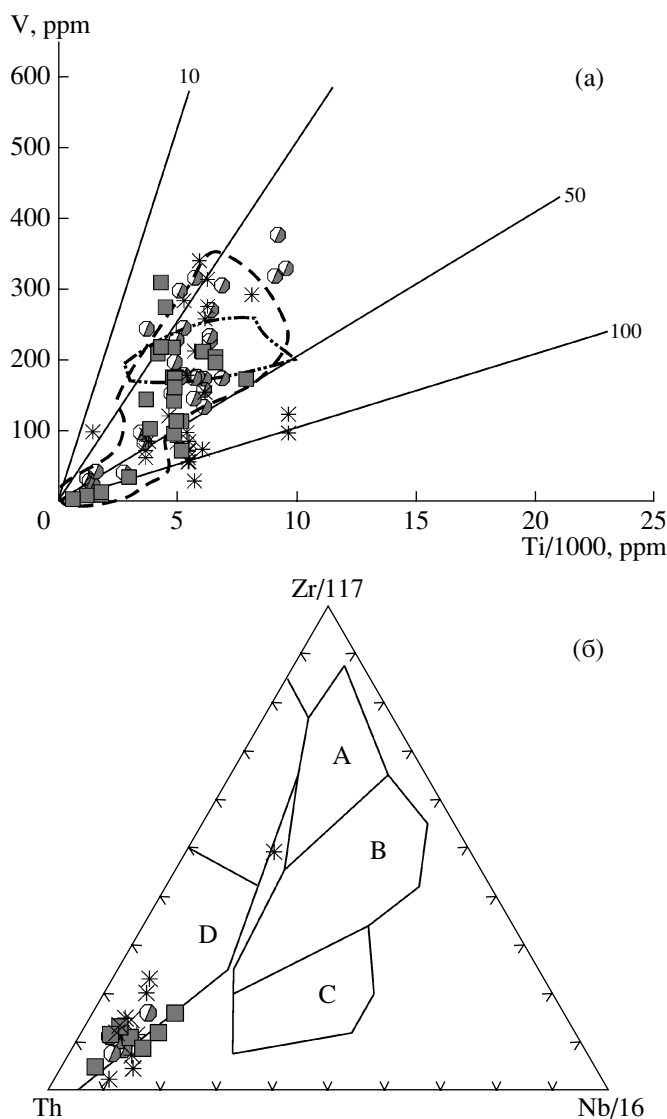


Рис. 9. Классификационные диаграммы Ti–V (Shervais, 1982) и Th–Zr–Nb (Wood, 1980, с дополнениями авторов) для позднемеловых–кайнозойских базальтов юга Корейского полуострова. Поля составов базальтов: А – срединно-океанических хребтов, В – срединно-океанических хребтов и внутриплитных обстановок, С – внутриплитных обстановок, D – островных дуг и активных континентальных окраин. Условные обозначения см. рис. 3, 6, 7.

Argulus, 1994). Существенная роль надсубдукционного мантийного клина в магмогенезисе подтверждается и особенностями изотопного состава кислорода в породообразующих минералах (Dorendorf et al., 2000).

Важным индикатором мантийного диапиризма в зонах разрыва субдуцирующей плиты являются адакиты – особый тип андезитовых лав с геохимическими признаками (высокие отношения LREE/HREE) плавления гранатсодержащего вещества (эклогита) океанической плиты в усло-

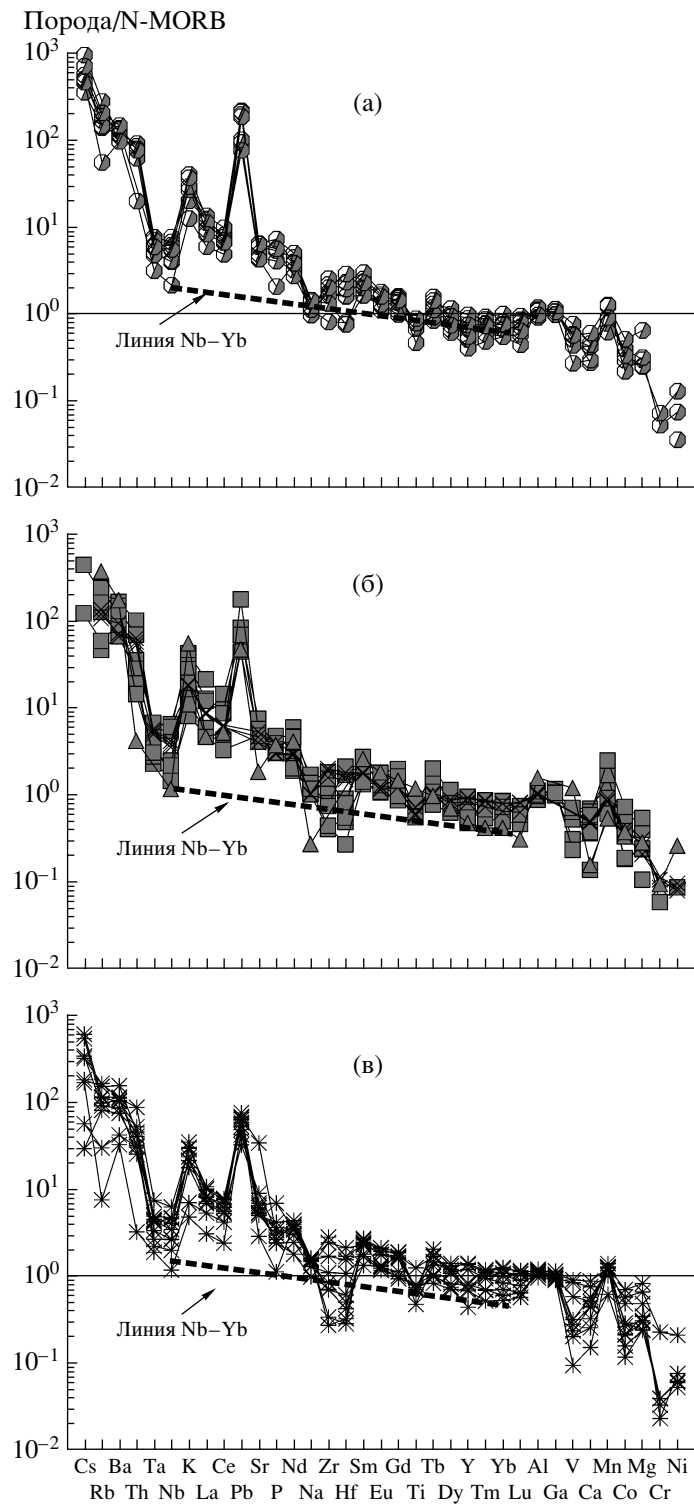


Рис. 10. Нормализованные к N-MORB (Pearce, Parkinson, 1993) спектры распределения редкоземельных элементов в вулканитах Нижнего Приамурья (а) и бассейнов рек Коппи (б) и Самарга (в). Пунктирной линией соединены элементы, инертные в водном флюиде в наиболее примитивных вулканических породах.

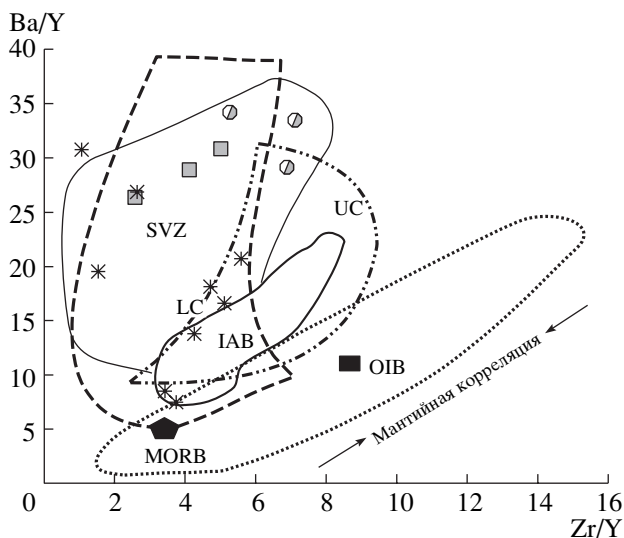


Рис. 11. Диаграмма Zr/Y–Ba/Y для маастрихт-датских вулканитов Восточного Сихотэ-Алиня (по (Нагу, Green, 1999), с небольшими добавлениями). Показаны поля вулканитов: Алеутской островной дуги (IAB), южной вулканической зоны Андийского пояса (SVZ), внутриокеанических островов (OIB), а также средние составы MORB и OIB. Условные обозначения см. рис. 3, 6, 7.

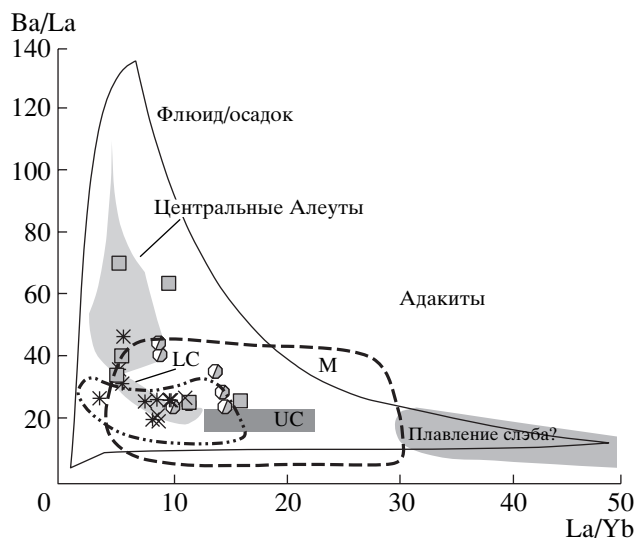


Рис. 12. Диаграмма La/Yb–Ba/La для вулканогенных образований маастрихт-датского возраста Восточного Сихотэ-Алиня (по (Kamber et al., 2002), с небольшими дополнениями). М – линия смешения. Условные обозначения см. рис. 3, 6, 7.

виях высокого содержания воды (например, Proust et al., 1999) и повышенных температур, связанных или с молодым возрастом субдуцирующей океанической плиты (Defant, Drummond, 1990), или с потоком горячей океанической мантии в областях разрыва субдуцирующей плиты (Yogodzinski et al., 2001).

Маастрихт-палеоценовые вулканиты Восточного Сихотэ-Алиня хотя и отличаются от более ранних, позднемиоценовых, субдукционных эффузивов значительно меньшими объемами извергнутого материала, преимущественно андезитовым составом и пространственной локализацией вблизи полей кайнозойских базальтоидов, тем не менее по геохимическим признакам являются типично субдукционными образованиями. На компонентных диаграммах (рис. 9) их фигуративные точки располагаются в поле позднемиоценовых субдукционных вулканитов юга Корейского полуострова¹. От постсубдукционных эоцен-среднемиоценовых базальтов они отличаются устойчиво более низкими концентрациями Nb (рис. 6). Низкие значения Th/U и Ce/Pb (рис. 7) отношений и высокие Ba/La (рис. 12) свидетельствуют о значительном вкладе в петрогенезис маастрихт-датских магматитов элементов, мобильных во флюидной фазе (U, Pb, Ba).

¹ В пределах Восточного Сихотэ-Алиня породы этого возрастного интервала практически не изучены.

Андезиты маастрихт-датского возраста не имеют геохимических признаков адакитов. Значения La/Yb отношения не превышают 5–10 для основных и 15 для кислых эффузивов, что противоречит существенному вовлечению в магмогенез гранатсодержащего вещества. В единичных образцах отмечаются сравнительно высокие значения Sr/Y отношения (рис. 13), но, как правило, они не превышают значений, типичных для известково-щелочных вулканитов.

С учетом вышеизложенного можно предполагать, что источником первичных базальтовых магм маастрихт-датских вулканитов, как и более ранних, субдукционных магм, являлся надсубдукционный мантийный клин, метасоматически переработанный процессами, связанными с плавлением и дегидратацией погружающейся океанической плиты. Несоответствие геологических и геохимических признаков смены геодинамического режима Восточного Сихотэ-Алиня свидетельствует об определенных особенностях формирования переходной магматической серии. Здесь, как и в пределах Северной Камчатки (Portnyagin et al., 2005), на начальных этапах формирования субдукционных “окон” источником первичных магм являлся надсубдукционный мантийный клин, но в результате нарастающего растяжения мантийные расплавы получили возможность проникать в верхние горизонты земной коры, взаимодействовать с вмещающими породами, формируя гибридные андезитовые лавы. Дальнейшая эволюция сопровождалась нивелированием субдукционных признаков вулканических пород

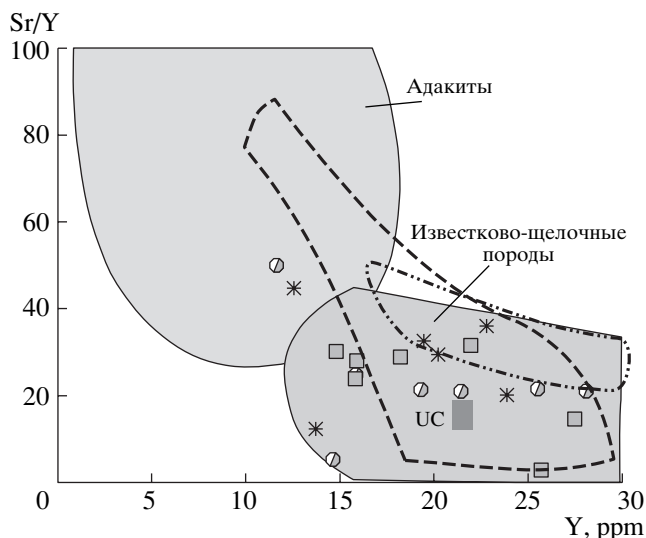


Рис. 13. Диаграмма Sr/Y–Y (Defant, Drummond, 1990) для маастрихт-датских вулканитов Восточного Сихотэ-Алиня.

Условные обозначения см. рис. 3, 6, 7.

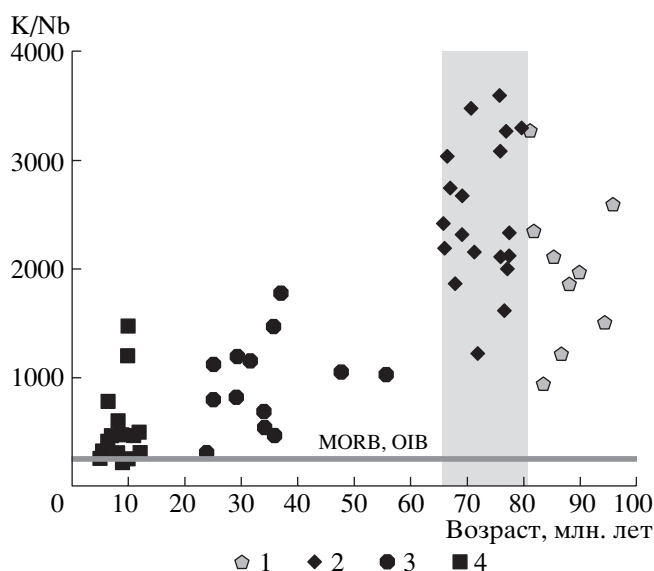


Рис. 14. Изменение K/Nb отношения при переходе от субдукционного к внутриплитному вулканизму в пределах Восточного Сихотэ-Алиня.

Вулканиты: 1 – позднемиоценовые субдукционные юга Корейского полуострова; 2 – маастрихт-датского возраста Восточного Сихотэ-Алиня; 3 – кайнозойские постсубдукционные Восточного Сихотэ-Алиня; 4 – позднекайнозойские внутриплитные платобазальты Восточного Сихотэ-Алиня. Состав MORB и OIB по (Sun, McDonough, 1989). Серый прямоугольник – возрастная интервал формирования маастрихт-датских вулканитов. Использованы данные (Мартынов 1999б; Okamura et al., 2005; Мартынов и др., 2006).

(рис. 14) вследствие возрастания роли немодифицированной астеносферной мантии в магмогенезе. Тем не менее метасоматически измененная мантия продолжала играть определенную роль в

происхождении эоцен-раннемиоценовых базальтов (Мартынов, 1999а, 1999б) и даже позднемиоцен-плиоценовых платобазальтов внутриплитного геохимического типа (Мартынов и др., 2002).

ВЫВОДЫ

1. Для маастрихт-датских вулканитов Восточного Сихотэ-Алиня установлены минералогические и геохимические признаки, указывающие на гибридный характер магматических расплавов, важную роль фракционной кристаллизации и коровой контаминации в происхождении андезитовых пород.

2. Хотя геологические признаки (изменение типа и состава вулканизма, особенности его локализации) свидетельствуют о смене геодинамического режима Восточного Сихотэ-Алиня в маастрихт-датское время, в геохимическом отношении вулканиты этого возрастного интервала являются типично субдукционными образованиями с аномально низкими содержаниями Nb и высокими K, Ba, Rb, Pb и U. В разрезах вулканических пород отсутствуют адакиты – индикаторы геодинамического режима формирования субдукционных “окон”.

3. Несоответствие геологических и геохимических индикаторов геодинамического режима свидетельствует об определенных особенностях формирования пород переходной магматической серии. Источником первичных магм для них являлся надсубдукционный мантийный клин, метасоматически переработанный процессами, связанными с дегидратацией и плавлением субдуцирующей океанической плиты. Но в результате нарастающего растяжения первичные базальтовые магмы получили возможность проникать в верхние горизонты земной коры и взаимодействовать с вмещающими породами, что привело к формированию андезитовых расплавов.

Благодарности. Авторы благодарны к.г.-м.н. С.И. Дрило (Институт геохимии СО РАН) и д.г.-м.н. С.В. Рассказову (Институт земной коры СО РАН) за помощь в аналитических исследованиях. Особую признательность выражаем рецензенту к.г.-м.н. М.В. Портнягину (ГЕОХИ РАН) за обсуждение, замечания и рекомендации, способствовавшие значительному улучшению качества рукописи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 03-05-65218) и ДВО РАН (грант № 06-III-A-08-318).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Современная тектоническая структура Курило-Камчатского региона и условия магмообразования // Геодинами-

- ка и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 9–34.
- Геохимия Восточно-Сихотэ-Алинского и Охотского поясов. М.: Наука, 1981. 188 с.
- Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 80 с.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965. Т. 1. 370 с.
- Литневский Э.Н. Основные черты тектоники и глубинное строение континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным // Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969. С. 21–31
- Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг на примере северо-западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 1999а. 215 с.
- Мартынов Ю.А. Высокоглиноземистый базальтовый вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: петрология и геодинамика // Петрология. 1999б. Т. 7. № 1. С. 58–79.
- Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Рассказов С.В., Саранина Е.В. Позднемиоцен-плиоценовый базальтовый вулканизм юга Дальнего Востока России как индикатор гетерогенности литосферной мантии в зоне перехода континент–океан // Петрология. 2002. Т. 10. № 2. С. 189–209.
- Мартынов Ю.А., Ли Д.У., Голозубов В.В., Рассказов С.В. Геохимия и особенности формирования позднемиоценовых-миоценовых базальтов юга Корейского полуострова // Геохимия. 2006. № 6. С. 597–609.
- Натальин Б.Н., Борукевич Ч.Б. Мезозойские структуры на юге Дальнего Востока // Геотектоника. 1991. № 1. С. 84–97.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 190 с.
- Рассказов С.В., Бовен А., Андре Л. и др. Эволюция магматизма северо-востока Байкальской рифтовой системы // Петрология. 1997. Т. 5. № 2. С. 15–136.
- Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеанская геология. 1986. № 1. С. 7–13.
- Симаненко В.П. Нижнемеловая базальт-андезитовая ассоциация северного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. 1990. № 6. С. 86–95.
- Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана. Автореферат дис. д-ра геол.-мин. наук. Москва, 1993. 31 с.
- Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 240–243.
- Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М. Магматические породы. М.: Мир, 1975. 509 с.
- Anderson A.T. Magma mixing: petrological process and volcanological tool // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1976. V. 1. P. 3–33.
- Anderson T.N., Lindsley D.N. Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides // Amer. Miner. 1988. V. 73. № 7/8. P. 714–726.
- Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6–9 kbar // Journal of Petrology. 1991. V. 32. P. 365–401.
- 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.
- DePaolo D.J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization // Earth and Planetary Science Letter. 1981. V. 3. P. 189–202.
- Dorendorf F., Wiechert U., Worner G. Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka, Russia // Earth and Planetary Science Letters. 2000. V. 175. P. 69–86.
- Eichverger J.C. Andesitic volcanism and crustal evolution // Nature. 1978. V. 275. P. 21–27.
- Ewart A. The mineralogy and petrology of Tertiary–Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range // Andesites. Ed. Thorpe R.S. Northchich: John Willy & R. Sons, 1982. P. 25–98.
- Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonic. New York: Springer, 1981. 390 p.
- Gorring M., Singer B., Gowers J., Kay S.M. Plio–Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina: evidence for asthenosphere–lithosphere interactions during slab window magmatism // Chemical Geology. 2003. V. 193. P. 215–235.
- Green D.H. Contrasted melting regions in a pyrolite upper mantle under mid-oceanic ridge, stable crust and island arc environments // Tectonophysics. 1973. V. 17. P. 285–297.
- Harry D.L., Green N.L. Slab dehydration and basalt petrogenesis in subduction system involving very young ocean lithosphere // Chemical Geology. 1999. V. 160. P. 303–333.
- Hofman A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth and Planetary Science Letters. 1988. V. 90. P. 297–314.
- Hole M.J., Rogers G., Saunders A.D., Storey M. Relation between alkalic volcanism and slab-window formation // Geology. 1991. V. 19. P. 657–660.
- Hwang S.K., Kim S.W. Petrology of Cretaceous volcanic rocks in the Milyang-Yangsan area, Korea: petrotectonic setting // Jour. Geol. Soc. Korea. 1994. V. 30. P. 229–241.
- Keppler H. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids // Nature. 1996. V. 380. P. 237–240.
- Kersting A.B., Arculus R.J. Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia: the role of high-flux recharge, tapped and fractionated magma chamber(s) in the genesis of high-Al₂O₃ from high-MgO basalt // Journal of Petrology. 1994. V. 35. P. 1–41.
- Kersting A.B., Arculus R.J., Gust D.A. Lithospheric contributions to arc magmatism: isotope variations along strike in volcanoes of Honshu, Japan // Science. 1996. V. 272. P. 1464 – 1468.
- Kimura J.-I., Yoshida T. Magma plumbing system beneath Ontake volcano, central Japan // Island Arc. 1999. V. 8. P. 1–29.

- Kimura J.-I., Yoshida T., Iizumi S.* Origin of low-K intermediate lavas at Nekoma volcan, NE Honshu arc, Japan: geochemical constraints for lower-crustal melts // *Journal of Petrology*. 2002. V. 43. № 4. P. 631–661.
- Kamber B.S., Ewart A., Collerson K.D., Bruce M.C., McDonald D.* Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 2002. V. 144. P. 38–56.
- Miller D.M., Goldstein S.L., Langmuir C.H.* Cerium/lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents // *Nature*. 1994. V. 368. P. 514–519.
- Okamura S., Arculus R.J., Martynov Yu.A.* Cenozoic magmatism of the North-Eastern Eurasian margin: the role of lithosphere versus asthenosphere // *Journal of Petrology*. 2005. V. 46. № 2. P. 221–253.
- Pearce J.A., Parkinson I.J.* Trace element model for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis // *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. Geol. Soc. Special Public. 1993. № 76. P. 373–403.
- Portnyagin M., Hoernle K., Avdeiko G., Hauff F., Werner R., Bindeman I., Uspensky V., Garbe D.* Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka-Aleutian junction // *Geology*. 2005. V. 33. № 1. P. 25–28.
- Pouclot A., Lee J.-S., Vidal P., Cousens B., Bellon H.* Cretaceous to Cenozoic volcanism in South Korea and in the Sea of Japan: magmatic constraints on the opening of the back-arc basin // *Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins*. Ed. Smellie J.L. Geological Society Special Publication. 1995. № 81. P. 169–191.
- Prouteau G., Scaillet B., Pichavant M., Maury R.C.* Fluid-present melting of ocean crust in subduction zones // *Geology*. 1999. V. 27. P. 1111–1114.
- Rudnick R.L., Fountain D.M.* Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Rev. Geophys.* 1995. V. 33. P. 267–309.
- Sakuyama M.* Petrological study of the Myoko and Kurohime volcanoes, Japan: crystallization sequence and evidence for magma mixing // *Journal of Petrology*. 1981. V. 22. P. 553–583.
- Samaniego P., Martin H., Monzier M., Robin C., Fornari M., Eissen J.-P., Cotten J.* Temporal evolution of magmatism in the Northern volcanic zone of the Andes: the geology and petrology of Cayambe volcanic complex (Ecuador) // *Journal of Petrology*. 2005. V. 46. № 11. P. 2225–2252.
- Shervais I.W.* Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth and Planetary Science Letters*. 1982. V. 59. № 1. P. 101–118.
- Shimazu M., Yoon S., Tateishi M.* Tectonic and volcanism in the Sado-Pohang Belt from 20 to 14 Ma and opening of the Yamato Basin of the Japan Sea // *Tectonophysics*. 1990. V. 181. P. 321–330.
- Sun S.-S., McDonough W.I.* Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean Basins*. Ed. Sunders A.D., Norry M.J. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 1989. P. 313–345.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The geochemical evolution of the continental crust // *Rev. Geophys.* 1995. V. 33. P. 241–265.
- Thompson R.N.* British Tertiary volcanic province // *Scott. J. Geol.* 1982. V. 18. P. 49–107.
- Wedepohl K.H.* The composition of the continental crust // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 1217–1232.
- Wilson M.* Igneous petrogenesis. A global tectonic approach. Harper Collins Academic, 1991. 466 p.
- Wood D.A.* The application of Th–Hf–Ta diagrams to the problem of tectonomagmatic classification and to establish British Tertiary volcanic province // *Earth and Planetary Science Letters*. 1980. V. 50. P. 11–30.
- Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N., Koloskov A.V., Kay S.M.* Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge // *GSA Bulletin*. 1995. V. 107. № 5. P. 505–519.
- Yogodzinski G.M., Lees J.M., Churikova T.G., Dorendorf F., Woerner G., Volynets O.N.* Geochemical evidence of subducting oceanic lithosphere at plate edges // *Nature*. 2001. V. 409. P. 500–504.
- Yun S.H.* Strontium isotope composition and petrochemistry of the Cretaceous Chaeyaksan volcanics, northern Yuchean volcanic field, South Korea // *Jour. Geol. Soc. Korea*. 1998. V. 34. P. 161–171.