

**БАЗАЛТЫ ОКЕАНА ПАНТАЛАССА В САМАРКИНСКОМ ТЕРРЕЙНЕ
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)**

В.П. Симаненко, А.Н. Филиппов, А.А. Чащин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 18 февраля 2008 г.

Базальты, развитые на правом берегу р. Матай Самаркинского террейна – фрагмента юрской аккреционной призмы (Центральный Сихотэ-Алинь), ассоциируют с каменноугольно-пермскими рифогенными известняками, пермскими пелагическими кремнями, юрскими гемипелагическими кремнисто-глинистыми отложениями и терригенными породами приконтинентальной области седиментации. Их петрогеохимические особенности свидетельствуют о характере вулканизма в различных обстановках древнего океана Панталасса. Каменноугольно-пермские базальты по химизму сходны с внутрилитными базальтами океанических островов и связаны с плюмовым мантийным источником. Область формирования, очевидно, представляла собой участок океана с многочисленными островами и подводными горами. Пермские базальты, ассоциирующие с кремнями, толеитовые и формировались из деплетированной мантии в спрединговом центре, расположенном в пелагической области. Юрские базальты имеют плюмовую природу и по геохимическим особенностям занимают промежуточное положение между OIB и E-MORB. Предполагается, что они формировались в районе зоны конвергенции в геодинамической обстановке быстрой косой субдукции.

Ключевые слова: палеозойские и юрские базальты, петрогеохимия, юрская аккреционная призма, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

На восточной окраине Азии широко распространены террейны юрской* аккреционной призмы. Их выходы прослеживаются на расстояние более 5000 км от левого берега нижнего течения р. Амур на севере через Сихотэ-Алинь, Японские острова, островную систему Рюкю, о. Тайвань до о. Палаван (Филиппины) на юге [53]. Эта призма формировалась в течение 70 млн лет при субдукции океанических плит Палеопацифики (океана Панталасса) и содержит фрагменты его осадочного чехла с вулканогенными образованиями [49]. Комплексное изучение этих пород имеет большое значение для сбора информации об особенностях седиментации и вулканизма в древних океанах, о которых в настоящее время мало данных.

Один из фрагментов юрской аккреционной призмы – Самаркинский террейн – расположен в цент-

ральной части Сихотэ-Алиня, где протягивается полосой шириной до 100 км в северо-восточном направлении от южного побережья Приморья до правого берега нижнего течения р. Амур (рис. 1). Его аналогами на Дальнем Востоке России являются Наданьхада-Бикинский, Хабаровский, Баджалский и Таухинский террейны. Самаркинский террейн сложен породами широкого литологического спектра, различного возраста и генезиса [11, 12, 18, 24, 36–38]. В тектонических пластинах и олистолитах развиты позднепалеозойские и мезозойские океанические кремни, известняки и вулканиты. Меньше распространены мелководно-морские терригенные породы. Все они заключены в среднеюрско-раннемеловом матриксе, представленном олистоострововыми и турбидитовыми толщами. В Самаркинской террейне по сравнению с другими фрагментами юрской аккреционной призмы более широко распространены базальты различного возраста, ассоциирующие с океаническими породами. Однако изучены они недостаточно. Наибольшее количество работ посвящено юрско-раннемеловому меймечит-пикрит-щелочнобазальтовому комплексу [4–6, 8, 14, 64]. В них на основе гео-

*“Юрской” аккреционная призма названа условно, для краткости, ее формирование началось в конце позднего триаса [50], а закончилось в берриасскую или, возможно, в валанжинскую эпоху раннего мела [31, 67].

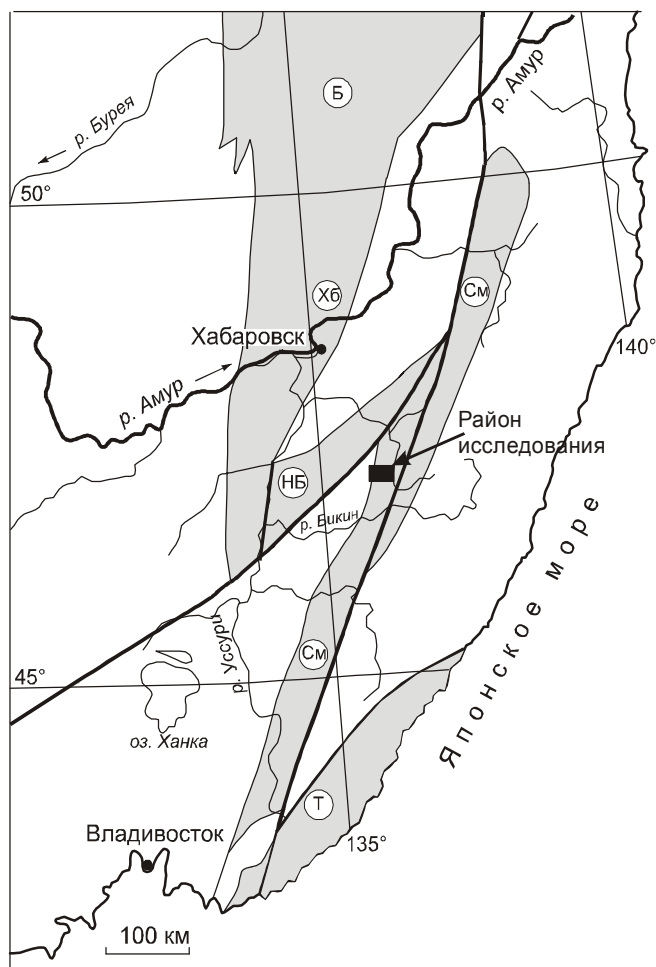


Рис. 1. Географическое положение террейнов юрской аккреционной призмы (по [38] с изменениями) и района исследования.

Террейны: Б – Баджалский, Хб – Хабаровский, См – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикинский, Т – Таухинский.

химических и минералогических исследований рассматривается главным образом проблема петрогенезиса этих пород. Вопросы геодинамических условий образования дискуссионные. Одни исследователи сопоставляют их с внутриплитными океаническими базальтами [4–7], другие связывают с формированием рифтовых долин на сиалическом основании [8, 28]. А.И. Ханчук и др. [33, 34, 39] считают, что этот магматизм соответствует геодинамической обстановке субдукции активных трансформных разломов океанической плиты. Сведения о базальтах другого возраста, главным образом позднепалеозойского, скудные [8–10, 21, 33, 34, 36]. По химическому составу они сопоставляются с базальтами океанических островов и гайотов, океаническими толеитами срединно-океанических хребтов и абиссальных котловин.

В статье на основе парагенетических ассоциаций базальтов центральной части Самаркинского террейна с различными по возрасту осадочными породами рассмотрены их петрогеохимические особенности и восстановлены геодинамические условия образования. Полученные данные позволяют составить представление о характере вулканизма в разных частях океана Панталасса.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВОЗРАСТ БАЗАЛЬТОВ

Район исследования расположен на правом берегу р. Матай в центральной части Самаркинского террейна (рис. 1) и представляет верхний структурный уровень аккреционной призмы [17, 51]. На этом участке по результатам геолого-съемочных работ выделены предположительно каменноугольно-нижнепермские алевриты и песчаники, пермская толща кремней, вулканитов и известняков, триасово-среднеюрская кремнистая и средне-позднеюрская олистостромовая толщи (рис. 2). В ходе литолого-стратиграфических исследований хорошо обнаженных участков на правом борту руч. Лямфана и на правом берегу руч. Балаза с использованием микрофауны (конодонты и радиолярии) для определения возраста реконструирована первичная последовательность палеоокеанических отложений [2, 3, 29]. Она представлена пермскими и триасово-юрскими образованиями (рис. 3). Контакт между ними не установлен. Однако в юрской аккреционной призме, которая обнажена на Японских островах, в нескольких разрезах установлен переход от пермских кремней к триасовым через кремнистые аргиллиты и фтаниты [47, 70]. Поэтому, вполне вероятно, что и в Самаркинском террейне триасовые кремневые отложения, которые в нижней части представлены кремнисто-глинистыми породами с фтанитами, связаны постепенным переходом с пермскими. На правом берегу р. Матай пермские образования – это нижне- и верхнепермские известняки, верхнепермские кремни, а также вулканиты. Триасово-юрские* отложения представлены триасово-нижнеюрскими кремнями с кремнистыми аргиллитами и фтанитами в основании, плинсбах-ааленскими кремнисто-глинистыми и глинистыми породами с редкими пластами основных вулканитов, байос-батскими алевритами с прослоями песчаников и вулканитов. Завершают последовательность средне-верхнеюрские базальты и предположительно верхнеюрские

*Возраст некоторых слоев по сравнению с работой [29] скорректирован в связи с определением И.В. Кемкиным других видов радиолярий по сделанным позднее фотографиям на сканирующем электронном микроскопе [17, 51].

кие микститы. Мощность триасово-юрских образований 480 м.

В рассматриваемой последовательности вулканы встречаются в ассоциации с пермскими кремнями и известняками, а также среди юрских глинистых и обломочных пород.

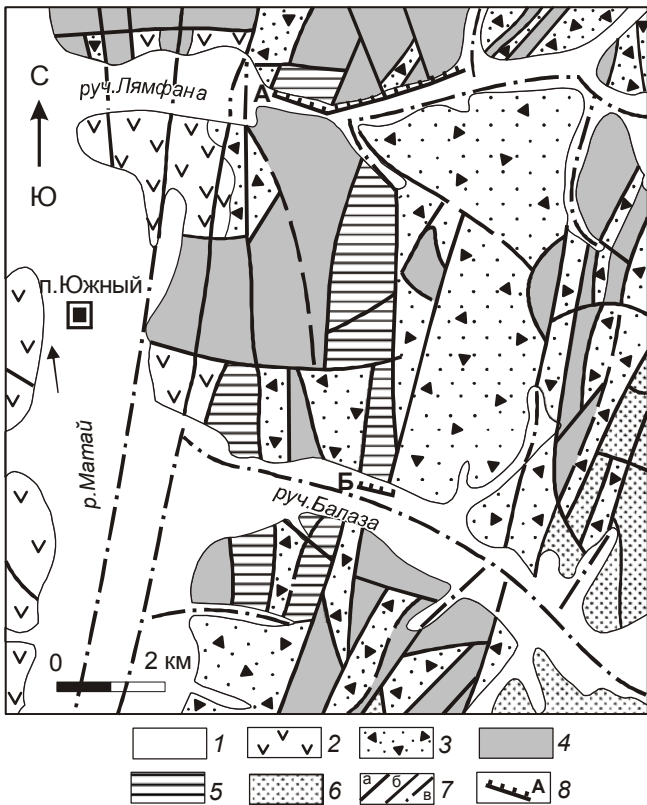
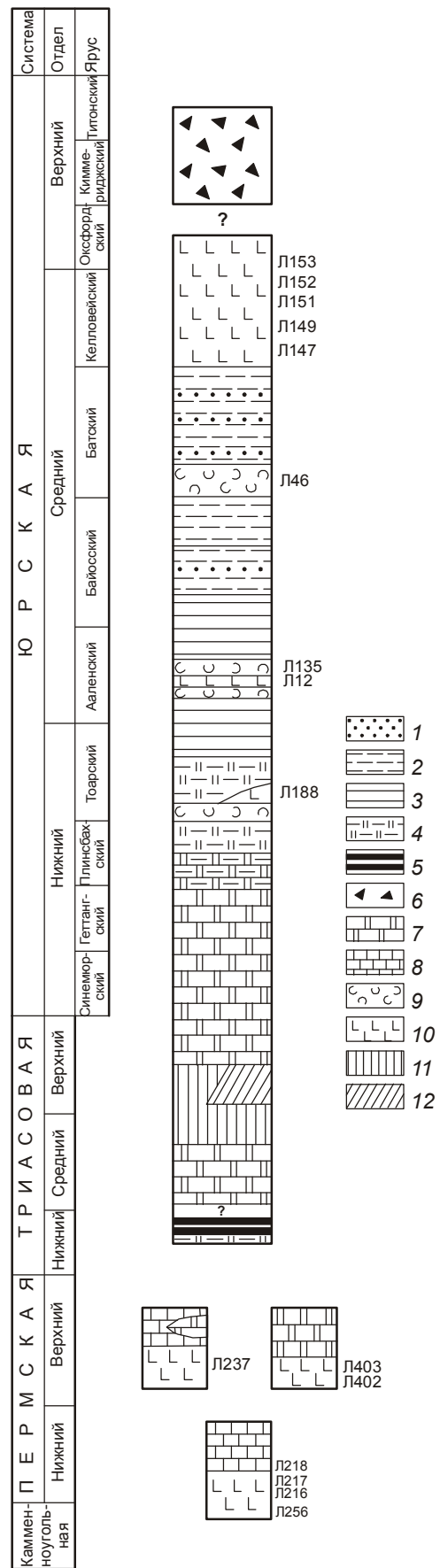


Рис. 2. Геологическая карта правобережья р. Матай (по материалам Балазинской геолого-съёмочной партии, 1995 г.).

1 – четвертичные отложения; 2 – альб-сеноманские вулканы; 3 – средне-поздюрская олистостромовая толща; 4 – триасово-среднеюрская кремневая толща; 5 – пермская толща вулканитов, кремней и известняков; 6 – каменноугольно-нижнепермские алевролиты и песчаники; 7 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые, в – скрытые под аллювиальными отложениями; 8 – изученные разрезы: А – правый борт руч. Лямфана, Б – правобережье руч. Балаза.

Рис. 3. Стратиграфическая колонка палеоокеанических образований на правобережье р. Матай (по [29] с изменениями) и положение проб, отобранных для изучения петрогеохимических особенностей базальтов.

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – аргиллиты и алевроаргиллиты; 4 – кремнистые аргиллиты; 5 – фтаниты, 6 – микститы; 7 – кремни; 8 – известняки; 9 – гиалокластиты; 10 – эффузивные породы; 11 – интервал скрытого стратиграфического перерыва, 12 – переотложенные кремни.



Ассоциация вулканитов и пермских известняков изучена на правом борту нижнего течения руч. Лямфана [29]. Здесь обнажен пакет тектонических пластин с падением сместителей на запад под углами 20–30°. Пластины сложены известняками, вулканитами и, реже, кремнями. Вулканиты представлены пластами мощностью 2–10 м массивных, миндалекаменных или пористых базальтов и диабазов. Незначительно распространены кластолавы и туфы. Кластолавы и миндалекаменные базальты содержат ксенолиты известняков и красных кремней. Известняки серые, темно-серые, массивные или грубоплитчатые, часто содержат частицы вулканического материала. В одной из тектонических пластин среди известняков есть слой (7–10 м) грубообломочных пород, в которых много округлых диаметром до 20–30 см обломков базальтов. В известняках обнаружены фузулиниды, указывающие на возрастной диапазон от ассельского до низов болорского яруса нижней перми [23, 26]. В обломках известняков из смешанных обломочных пород (микститов) и ксенолитах в базальтах найдены фузулиниды мургабского и низов мидийского ярусов, а также позднепермские мшанки. Кремни зеленовато-серые, тонко- и среднеплитчатые. В них много спикул губок пермского облика. Они содержат слой мощностью 3–4 см гравийных песчаников с эрозионным нижним контактом и градационной слоистостью. Песчаники сложены главным образом материалом основных вулканитов [30]. Пространственная связь вулканитов с пермскими известняками и кремнями, присутствие в базальтах ксенолитов карбонатных пород и кремней, а в известняках – вулканического материала позволяют считать вулканиты близкими по возрасту карбонатным породам. Часть вулканогенных пород, вероятно, как и в южной части Самаркинского террейна, имеет каменноугольный возраст [16].

Ассоциация базальтов и пермских кремней развита на правом берегу руч. Балаза. Здесь на массивных базальтах залегают серые плитчатые кремни, чередующиеся с красно-бурыми и серыми кремнистыми аргиллитами [29]. Верхняя часть разреза сложена красными кремнями. В серых и красных кремнях найдены радиолярии мидийского яруса верхней перми [29]. Возраст вулканитов, очевидно, также позднепермский.

Юрские вулканиты, ассоциирующие с глинистыми и обломочными породами, развиты на правом борту среднего течения руч. Лямфана. В тоарских кремнистых аргиллитах это слои гиалокластитов с редкими пластами базальтов (рис. 3). Гиалокластиты и базальты встречаются также среди ааленских

алевроаргиллитов и байос-батских алевролитов с прослоями песчаников. На этих алевролитах согласно залегают келловей-оксфордские базальты, диабазы и пикриты мощностью около 100 м [28].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для аналитических исследований отбирались образцы вулканических пород, наименее затронутые вторичными метасоматическими и гидротермальными преобразованиями, что контролировалось петрографическими наблюдениями. Оксиды для валового химического состава базальтов определялись классическим химическим способом в ДВГИ ДВО РАН, Владивосток (аналитики Л.А. Вржосек и В.Н. Каминская); концентрации микроэлементов – методом ICP-MS в Иркутском Центре коллективного пользования на масс-спектрометре VG Plasmaquad PQ2+. Методика подготовки проб, градуировка результатов измерений, внутренний контроль описаны в работе [27].

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОВ

Исследованные нами вулканические породы в различной степени изменены процессами метаморфизма (спилитизации). На это указывают как петрографические данные (замещение основного плагиоклаза альбитом, пироксенов и амфиболов – хлоритом), так и данные валового химического состава (повышенные содержания натрия и потерь при прокаливании). Потери при прокаливании в них обычно превышают 3 мас.% (табл.). Известно, что метаморфические изменения приводят к значительному нарушению первичных содержаний многих главных элементов и микроэлементов, главным образом, крупноионных литофильных и сидерофильных. Мало подвижными являются TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , FeO , SiO_2 , редкоземельные элементы, Zr , Hf , Y , Nb , Th [57]. Учитывая это, ниже для общей характеристики ассоциаций базальтов мы приводим реальные составы пород (табл.), а для интерпретаций используем мало подвижные компоненты.

Каменноугольно-пермские базальты, ассоциирующие с известняками. Это слабо раскристаллизованные афировые или слабо порфиоровые породы, сложенные лейстами и единичными вкрапленниками деанортитизированного плагиоклаза (альбит), многочисленными скелетными, игольчатыми и пылевидными выделениями рудных минералов, зернышками апатита, погруженными в крипстокристаллическую основную массу, по которой развиты гидрослюда, карбонаты, лимонит, хлорит. Текстура пород массивная, микропористая, миндалекаменная. Миндалины выполнены кальцитом, хлоритом и лимонитом.

Особенностями их химического состава (табл.) являются низкие содержания магния (MgO 1.19–7 %) и кальция (CaO 1.8–3.5 %) и высокие – титана (2.8–4.3 %), железа (14–18 %), глинозема (15–18 %) и щелочей ($Na_2O+K_2O > 4$ %). Калий обычно преобладает над натрием, и по соотношению $Na_2O/K_2O < 1$ породы принадлежат к калиевой серии, хотя встречаются и породы с $Na_2O > K_2O$ (табл.). Высокие содержания титана и железа определяют их принадлежность к ферротитанистому типу базальтов. В нормативном составе этих пород среди фемических минералов рассчитываются гиперстен, среди рудных – гематит, ильменит и рутил, а среди силикатных минералов в порядке убывания – альбит, ортоклаз, анортит, кварц, корунд, апатит. Щелочные минералы нефелин и лейцит не рассчитываются. По химическому составу эти породы принадлежат группе субщелочных базальтов-трахибазальтов (рис. 4). По величине коэффициента глиноземистости ($al' = 0.75–1.06$) они соответствуют умеренно- и высокоглиноземистому типам, а по фемичности ($f' = 21–23$) являются мезократовыми, низкомагнезиальными (магнезиальное число $Mg\# = 11–37$, рассчитано в атомных количествах, при $Fe^{3+} = 0.15 Fe_{общ.}$).

Эти базальты бедны когерентными элементами (Sc, Ni, Co, Sr – первые десятки мкг/г и V – 290–340 мкг/г) и Sr (100–190 мкг/г) и богаты Rb, Ba и высоконеккогерентными высокозарядными элементами – HFSE ($Ta, Nb, LREE, Nd, Hf, Zr$) (табл.). Спектры распределения редкоземельных элементов на многоэлементных графиках, нормированных к хондриту, имеют отрицательный наклон (рис. 5А) и подобны спектру базальтов океанических островов (OIB), располагаясь немного выше него. Величины $(La/Yb)_n$ находятся в диапазоне 9–13, $(La/Sm)_n$ – 2.4–3, $(Ce/Yb)_n > 7$. Образец Л256 характеризуется слабо проявленными цериевым и европиевым минимумами. Вероятно, из-за вторичных изменений по сравнению с OIB [66] эти базальты обеднены Ba и Sr и обогащены K, Pb и Cs .

Пермские базальты, ассоциирующие с кремнями, представлены спилитами, состоящими из лейст альбитизированного плагиоклаза, призмочек клинопироксена и рудных зерен, связанных девитрифицированным хлоритизированным стеклом. Породы интенсивно милонитизированы и рассланцованы с развитием кварц-хлорит-эпидотовых, кварц-хлоритовых и хлоритовых прожилков и зерен хлорита, эпидота, карбонатов по основной массе породы. В сравнении с базальтами, ассоциирующими с известняками, они имеют низкие содержания титана (0.9–1.55 %), калия (0.4–0.5 %) и высокие – магния (MgO

7.98–8.12 %, $Mg\#$ 60–62 %). В сумме щелочей натрия преобладает над калием ($Na_2O/K_2O > 6$), и рассматриваемые базальты относятся к натриевой серии. В их нормативном составе рассчитываются оливин и диопсид, среди рудных минералов – магнетит, а в лейкократовой составляющей – альбит и анортит, при крайне низкой (2–3 %) концентрации ортоклаза. В сильно измененных разновидностях появляются доли процента нормативного нефелина. На диаграмме (рис. 4) составы этих пород располагаются в поле базальтов нормальной щелочности.

Эти базальты отличаются от базальтов, ассоциирующих с известняками, более высокими концентрациями Sc, Ni, Co и, особенно, Sr , пониженными концентрациями V и обедненностью крупноионными литофильными (Cs, Rb, Ba, K) и высокозарядными элементами (табл.). Содержание редкоземельных элементов находится на уровне 8–20 хондритовых норм. Рисунок распределения в области легких REE от La до Nd имеет слабый положительный наклон, а от Nd до Lu – горизонтальный, в целом повторяет рисунок распределения REE базальтов N-MORB (рис. 5Б). Отношение $(La/Sm)_n$ в породах низкое (0.18–0.22). От типичных MORB они отличаются повышенными концентрациями K, Rb, Ba, Cs, U, Pb и Sr , что обусловлено их спилитизацией.

Юрские вулканыты, ассоциирующие с терригенными породами. В нашей коллекции (табл.) это гиалокластиты (Л46), туфы пикробазальтов (Л135), базальты (Л12, Л188), диабазы (Л147–Л153) и субвулканические единиты (Л398). Гиалокластиты состоят из обломков вулканического стекла с примесью единичных зерен оливина, керсутита и плагиоклаза. В кристалловитрокластических туфах вместе с рогульчатыми, уплощенными и неправильной формы обломками вулканического стекла присутствует до 20 % ксеногенных зерен серпентинизированного оливина и свежего клинопироксена (титан-авгита), погруженных в гиалопилитовую основную массу. Базальты – пироксен-плагиоклазовые, с редкими вкраплениями этих минералов и пилотакситовой или спутанно-волокнутой структурой основной массы, состоящей из разноориентированных лейст плагиоклаза, зернышек клинопироксена и рудной пыли. Диабазы – это полнокристаллические клинопироксен-плагиоклазовые породы с офитовой структурой. Для всей группы пород характерны однотипные вторичные изменения спилитового типа (альбитизация, хлоритизация, лейкоксенизация). Единит на 50 % состоит из фенокристаллов керсутита и единичных зерен титан-авгита со структурой “песочных часов”, погруженных в метельчатую основную массу, сло-

Таблица. Содержание петрогенных элементов (оксиды в мас. %) и микроэлементов (в мкг/г) в каменноугольно-пермских [1–5], пермских [6, 7] и юрских [8–17] вулканитах в Самаркинском террейне (правобережье р. Матай).

Компоненты	Л216 1	Л217 2	Л218 3	Л237 4	Л256 5	Л402 6	Л403 7
	Ассоциируют с известняками					Ассоц. с кремнями	
SiO ₂	49.76	42.82	47.66	46.82	46.94	45.67	46.30
TiO ₂	3.99	3.76	2.81	3.76	4.34	0.91	1.55
Al ₂ O ₃	16.53	16.22	18.26	16.93	15.87	17.41	14.14
Fe ₂ O ₃	12.60	8.56	12.27	12.24	17.21	3.53	3.98
FeO	1.34	5.98	1.06	2.88	0.67	5.15	6.10
MnO	0.11	0.21	0.06	0.11	0.10	0.20	0.26
MgO	3.85	7.31	2.30	2.59	1.19	7.98	8.12
CaO	1.87	3.48	2.09	2.60	2.07	8.29	9.80
Na ₂ O	2.93	3.47	3.48	2.88	5.56	3.61	3.28
K ₂ O	3.08	0.82	4.74	3.72	2.01	0.44	0.52
P ₂ O ₅	0.20	0.71	1.03	0.80	0.92	0.11	0.22
H ₂ O	0.74	0.45	0.35	0.36	0.35	0.23	0.53
П.п.п.	3.13	6.39	3.19	4.18	2.77	6.42	5.20
Сумма	99.99	99.69	99.44	99.45	99.65	99.72	99.51
Sc	27.77	28.55		29.68	30.63	34.3	38.5
V	342.6	343.1		290.2	390	150	200
Cr	18.0	8.64		17.53	101.52	200	140
Co	42.33	42.33		44.88	29.1	29	34
Ni	39.84	11.74		40.87	57.39	72	79
Rb	60.21	25.61		58.42	45.86	4.56	7.75
Sr	102.03	190.52		117.09	159.18	119.3	264.7
Y	41.49	27.35		26.60	40.14	18.85	47.44
Zr	93.24	190.23		202.50	94.15	77.9	61.34
Nb	51.69	54.97		55.04	41.16	0.86	2.87
Cs	18.86	12.36		9.48	11.96	1.38	3.43
Ba	274.86	149.35		201.2	191.2	154.9	614.3
La	50.065	37.04		36.57	53.95	2.04	4.21
Ce	95.75	76.20		82.04	82.59	6.25	12.41
Pr	11.96	9.57		9.88	13.69	1.07	1.97
Nd	49.94	39.76		39.28	59.0	6.09	10.39
Sm	10.31	8.81		8.71	13.83	1.89	3.25
Eu	3.43	2.96		2.87	4.05	0.72	1.17
Gd	10.64	8.47		8.14	13.89	2.63	4.36
Tb	1.42	1.17		1.14	1.78	0.50	0.74
Dy	8.35	6.64		6.51	9.00	3.32	5.06
Ho	1.50	1.15		1.14	1.53	0.78	1.09
Er	3.84	2.75		2.74	3.58	2.07	3.09
Tm	0.51	0.38		0.39	0.45		
Yb	3.59	2.38		2.61	2.81	2.06	2.79
Lu	0.45	0.30		0.31	0.34	0.32	0.41
Hf	4.75	5.73		4.85	2.85	2.73	2.46
Ta	2.67	2.81		2.80	2.12	0.07	0.32
Pb	39.55	20.77		7.52	6.74	1.90	4.51
Th	3.35	3.17		3.42	2.59	1.83	3.43
U	1.00	0.67		1.76	0.82	0.12	0.21

женную лучистыми сростками полевого шпата и клинопироксена, в которой различаются единичные зерна апатита, цоизит и гидрослюда. Часть темно-цветных минералов замещается рудными.

Эти породы характеризуются умеренными содержаниями титана (TiO₂ – 2.2–3 %, редко до 4.6 % в диабазах), низкими – глинозема (Al₂O₃ – 10–16 %, $al' = 0.39–0.75$), высокими – магния (MgO – 6–15 %, Mg# – 43–67 %). Сумма щелочей в разных типах по-

род варьирует от 0.9 до 7 %, натрий обычно преобладает над калием, Na₂O/K₂O изменяется от 0.76 в единичных до 3.5 в базальтах и гиадокластитах, и по этому показателю рассматриваемые вулканиты относятся к калиево-натриевой серии. От каменноугольно-пермских базальтов, ассоциирующих с известняками, они отличаются пониженными титанистостью, калиевостью, глиноземистостью ($al' = 0.43–0.75$) и повышенными магниальностью и фемичностью

Таблица. (Продолжение).

Компоненты	Л-46 8	Л-135 9	Л-12 10	Л-188 11	Л-147 12	Л-149 13	Л-151 14	Л-152 15	Л-153 16	Л-238 17
Ассоциируют с глинистыми и терригенными породами										
SiO ₂	45.20	40.56	46.47	44.8	47.95	45.02	48.28	45.08	44.43	49.13
TiO ₂	3.2	2.99	2.66	2.27	2.77	4.59	3.27	2.75	2.6	2.59
Al ₂ O ₃	13.28	11.14	10.85	15.84	14.78	12.88	14.12	14.87	16.24	16.44
Fe ₂ O ₃	4.77	5.3	4.91	4.74	5.25	7.29	4.83	10.85	7.48	5.02
FeO	7.41	7.75	6.94	5.06	6.44	8.27	7.44	3.69	7.39	4.11
MnO	0.21	0.17	0.4	0.19	0.17	0.73	0.2	0.27	0.24	0.15
MgO	9.43	15.03	13.21	7.52	7.93	6.39	6.55	6.61	6.04	5.01
CaO	8.09	8.44	6.08	5.3	4.71	5.38	6.90	7.14	5.74	6.70
Na ₂ O	2.37	0.53	0.93	4.63	2.82	3.36	2.74	3.46	3.75	3.06
K ₂ O	0.71	0.38	0.27	0.76	1.50	1.67	0.76	0.55	0.56	3.98
P ₂ O ₅	0.32	0.46	0.33	0.68	0.46	0.84	0.65	0.44	0.31	0.72
H ₂ O	0.69	1.33	0.94	0.52	0.77	0.48	0.5	0.5	0.72	0.06
П.п.п.	4.6	6.8	6.38	7.8	4.8	3.49	3.85	4.73	5.31	2.84
Сумма	99.59	99.55	99.44	99.58	99.58	99.41	99.59	99.94	99.59	99.75
Sc		36.46		19.20	25.77	29.16	31.76	29.50	31.18	
V		291.36		179.71	205.41	274.75	247.67	286.27	287.24	
Cr		923.5		216.45	136.12	32.38	107.99	237.47	337.16	
Co		74.2		51.08	35.31	48.68	36.72	60.74	64.83	
Ni		504.4		152.82	64.89	64.77	44.30	125.80	185.06	
Rb		10.44		16.56	27.30	45.27	10.57	9.97	13.64	
Sr		183.57		238.53	211.22	155.43	203.28	226.61	231.2	
Y		26.37		23.46	36.06	45.46	42.52	30.80	31.9	
Zr		162.26		209.17	225.69	257.28	263.58	119.48	131.32	
Nb		35.4		64.02	40.86	48.17	41.51	20.80	17.44	
Cs		5.43		3.58	4.00	4.48	2.13	1.91	3.77	
Ba		243.38		226.64	202.52	151.46	149.35	129.27	114.6	
La		27.52		37.2	34.91	33.04	40.69	14.48	11.53	
Ce		62.11		80.28	75.97	78.28	90.11	30.94	27.13	
Pr		7.82		9.15	9.34	9.84	10.83	4.49	3.88	
Nd		33.19		36.61	39.63	43.52	45.79	20.31	17.58	
Sm		7.74		7.77	9.63	11.49	11.28	6.01	5.39	
Eu		2.52		2.62	3.19	3.89	3.62	2.20	2.08	
Gd		7.75		7.59	9.83	12.34	11.48	6.75	6.32	
Tb		1.15		1.09	1.45	1.87	1.76	1.14	1.09	
Dy		6.27		5.74	8.78	10.97	9.64	6.79	7.08	
Ho		1.07		0.96	1.53	1.89	1.67	1.25	1.31	
Er		2.62		2.28	3.96	4.79	4.31	3.27	3.47	
Tm		0.35		0.32	0.55	0.67	0.58	0.45	0.49	
Yb		2.28		2.27	3.52	4.18	3.73	2.92	3.14	
Lu		0.28		0.25	0.41	0.51	0.46	0.39	0.39	
Hf		6.02		5.44	7.28	7.83	8.28	4.23	4.29	
Ta		1.87		3.17	2.09	2.25	2.07	1.05	0.91	
Pb		5.45		7.14	4.83	4.62	5.36	3.66	4.77	
Th		2.41		4.54	3.30	2.28	3.17	0.96	1.00	
U		0.63		1.45	0.77	0.72	0.87	0.46	0.57	

Примечание. 1–5 – спилитизированные базальты, 6–7 – спилиты, 8 – гиалокластит, 9 – туф, 10–11 – афировые базальты, 12–16 – диабазы, 17 – одинит.

($f' = 22-31\%$). В нормативном минеральном составе юрских вулканитов рассчитываются в лейкократовой части анортит и альбит (преобладают), ортоклаз и апатит, в диабазах – кварц, среди темноцветных – диопсид, гиперстен и оливин, среди рудных – магнетит, ильменит и хромит. На диаграмме (рис. 4) они занимают поля базальтов, пикробазальтов, отдельные образцы соответствуют трахибазальтам.

Юрские вулканиты характеризуются более высокими, чем в каменноугольно-пермских базальтах, содержаниями когерентных элементов. Особенно высоки в них концентрации Cr (свыше 900 мкг/г) и Ni (до 500 мкг/г). По содержанию крупноионных литофильных и высокозарядных элементов они сопоставимы с каменноугольно-пермскими базальтами, ассоциирующими с известняками. По распределе-

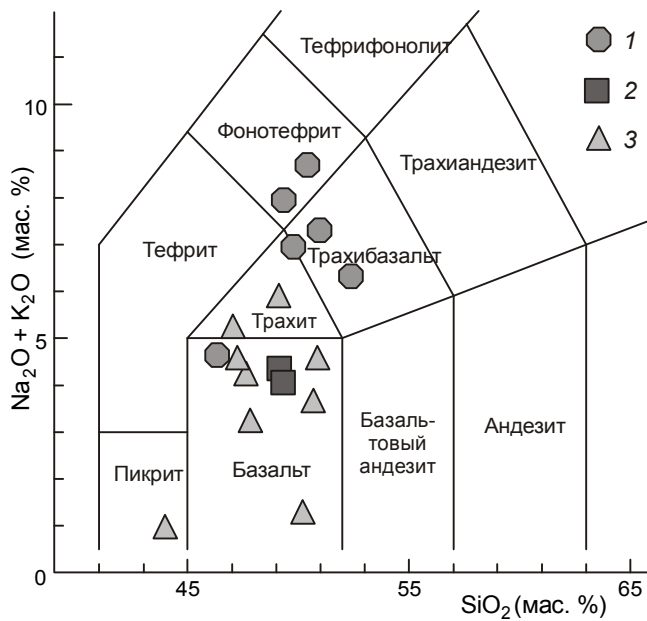


Рис. 4. Классификационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ [54] для вулканических пород правобережья р. Матай. Содержания петрогенных оксидов пересчитаны на сухой остаток.

1–3 – вулканисты: 1 – каменноугольно-пермские, ассоциирующие с известняками, 2 – пермские, ассоциирующие с кремнями; 3 – юрские, ассоциирующие с терригенными породами.

нию REE выделяются две группы (рис. 5B). Большинство пород попадают в первую группу и являются умеренно фракционированными $((\text{La}/\text{Yb})_n=5.2-11.4; (\text{La}/\text{Sm})_n=1.8-3, (\text{Ce}/\text{Yb})_n=5-10)$, а образцы второй группы (Л152 и Л153) являются слабо фракционированными $((\text{La}/\text{Yb})_n=2.4-3.2; \text{La}/\text{Sm}_n=1.3-1.5, (\text{Ce}/\text{Yb})_n=2-3)$. Первые повторяют тренд распределения REE внутриплитных базальтов океанических островов (OIB), а вторые в легкой части спектра REE приближаются к базальтам E-MORB. В целом юрские вулканисты отличаются от среднего OIB [66] пониженными концентрациями крупноионных литофильных элементов (Rb, Ba, K, Sr), а базальты второй группы, кроме этого, характеризуются пониженными содержаниями Th, U, Zr, Hf, Ta, Nb и легких лантаноидов (табл.), что типично для юрского щелочно-пикритового комплекса Сихотэ-Алиня [14]. Другой особенностью изученных базальтов являются высокие концентрации цезия, что также характерно для этого комплекса [15].

ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВ

Геохимические характеристики, основанные на распределении HFSE и REE, малоподвижных при

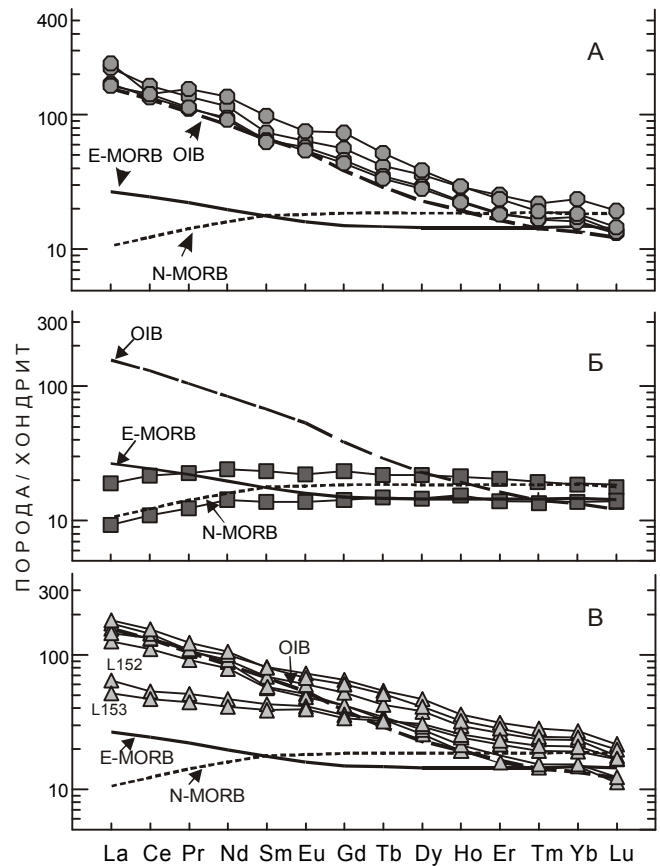


Рис. 5. Нормированные к хондриту [56] концентрации редкоземельных элементов в базальтах правобережья р. Матай. (5А – каменноугольно-пермских, ассоциирующих с известняками, 5Б – пермских, ассоциирующих с кремнями, 5В – юрских вулканистов). Типовые составы пород по [66]. Условные обозначения см. на рис. 4

метаморфизме и зеленокаменных изменениях пород, как показали исследования [42, 60 и др.], вполне пригодны для геодинамических интерпретаций и характеристики мантийных источников. Реконструкция геодинамических обстановок формирования проведена нами с использованием диаграмм, предложенных разными авторами на основе концентрации малоподвижных микроэлементов и межэлементных отношений.

Геохимические особенности (рис. 5) демонстрируют близость каменноугольно-пермских базальтов, ассоциирующих с известняками, к магматическим образованиям океанического внутриплитного геодинамического типа. На диаграммах $\text{Zr}/4-\text{Nb} \cdot 2-\text{Y}$, $\text{Th}-\text{Hf}/3-\text{Ta}$ и $\text{Ti}-\text{V}$ [62, 65, 71] эти породы также попадают в поля внутриплитных базальтов (рис. 6А, Б и В). Это же демонстрирует диаграмма $\text{Th}/\text{Yb}-\text{Ta}/\text{Yb}$, на которой базальты, имея

Th/Yb 0.92–1.33 и Ta/Yb 0.74–1.18, образуют рой точек вблизи среднего состава OIB (рис. 6Г). На классификационной диаграмме в координатах Nb/Y–Zr/Y рассматриваемые базальты располагаются в области плюмовых источников как обогащенной, так и примитивной мантии (рис. 7). Их обогащенность высокозарядными и редкоземельными элементами может быть результатом низкой степени парциального плавления примитивного мантийного перидотита, что демонстрирует диаграмма Sm-La-Lu (рис. 8), или смеси перидотита и эклогита в результате рециклинга материала океанической коры (эклогит) с различным содержанием микроэлементов, как предполагают японские исследователи для каменноугольно-пермских базальтов юрского аккреционного комплекса террейна Мино [45]. Типичными OIB считаются базальты Гавайско-Императорской петрохимической провинции Тихого океана, главной чертой которых являются повышенные содержания титана и магния при относительно низких концентрациях глинозема и щелочей, особенно калия, низкая магнезиальность и низкие концентрации когерентных элементов). Каменноугольно-пермские базальты правобережья р. Матай Самаркинского террейна по ряду признаков (высокая глиноземистость и щелочность, особенно калиево-щелочность, низкая магнезиальность и низкие концентрации когерентных элементов) не сопоставимы с Гавайскими и расположены вне поля их состава (рис. 6В и Г). Более всего они соответствуют породам щелочно-базальтовой провинции Полинезийского свода и примыкающих островных архипелагов южной части Тихого океана [25, 55] и базальтам подводного плато Онтонг Джава [69], где широко развиты ферро-титанистые щелочные породы с повышенными концентрациями кремнезема и глинозема и пониженными содержаниями магния, кальция и когерентных микроэлементов. Близость каменноугольно-пермских базальтов с характеристиками OIB и базальтов горячих точек южной части Тихого океана отчетливо видна на диаграммах (рис. 9). Таким образом, рассматриваемые базальты по химизму соответствуют внутриплитным базальтам океанических островов и, вероятней всего, связаны с плюмовым мантийным источником. Они ассоциируют с известняками, имеющими, вероятней всего, рифогенную природу [26]. Известняки содержат продукты разрушения базальтов, а область седиментации, очевидно, представляла собой участок океана Панталасса с многочисленными островами и подводными горами. В разделявших их депрессиях накапливались кремневые отложения со спикулами губок и редки-

ми прослоями вулканомиктовых турбидитовых песчаников, сложенных в основном обломками вулканитов, сходных по составу с рассматриваемыми базальтами [30].

Пермские базальты, ассоциирующие с кремнями, на спайдер-диаграммах (рис. 5) и геодинамических диаграммах (рис. 6) соответствуют базальтам N-MORB. На диаграмме Nb/Y–Zr/Y они попадают в поля базальтов N-MORB и океанических плато примитивной и малоглубинной деплетированной мантии, тяготея к области неплюмовых источников (рис. 7).

Анализ петрогеохимических данных по толеитовому магматизму выявил существенные различия пород по концентрациям титана, калия, когерентных и некогерентных элементов для различных зон Тихого океана [25]. Рассматриваемые базальты, обедненные легкими редкоземельными элементами, по микроэлементному составу близки к наиболее деплетированным толеитовым базальтам Восточно-Тихоокеанского поднятия, хребта Эксплорер и Галапагосской рифтовой зоны с $(La/Sm)_n$ отношением менее 0.5. Таким образом, пермские базальты правобережья р. Матай, ассоциирующие с кремнями, формировались, скорее всего, из деплетированной мантии в спрединговом центре. Эти базальты перекрываются радиоляриевыми кремнями и кремнисто-глинистыми породами без примеси терригенного и вулканокластического островодужного материала, что свидетельствует об их образовании в пелагической области седиментации.

В южной части Самаркинского и в Таухинском террейнах юрской аккреционной призмы также широко распространены вулканиты, ассоциирующие с позднепалеозойскими известняками и кремнями [1, 10, 19, 20, 33–35]. По геохимическим признакам среди них распознаются два типа: высокотитанистые – аналоги базальтов океанических островов и гайотов, и умеренно титанистые с низкими содержаниями калия – аналоги базальтов срединно-океанических хребтов и абиссальных равнин [8–10, 21, 33–36]. Позднепалеозойские базальты с геохимическими характеристиками внутриплитных базальтов океанических островов и подводных гор, связанных с плюмовым мантийным источником, известны и в различных фрагментах юрской аккреционной призмы на Японских островах (террейны Чичибу, Мино и Тамба) [52, 60, 63, 68]. Вместе с ними встречаются близкие по возрасту базальты N-типа MORB срединно-океанических хребтов [52, 63] и базальты E-типа MORB, сходные с базальтами океанических плато [45, 46, 52]. Таким образом, в позднепалеозойском

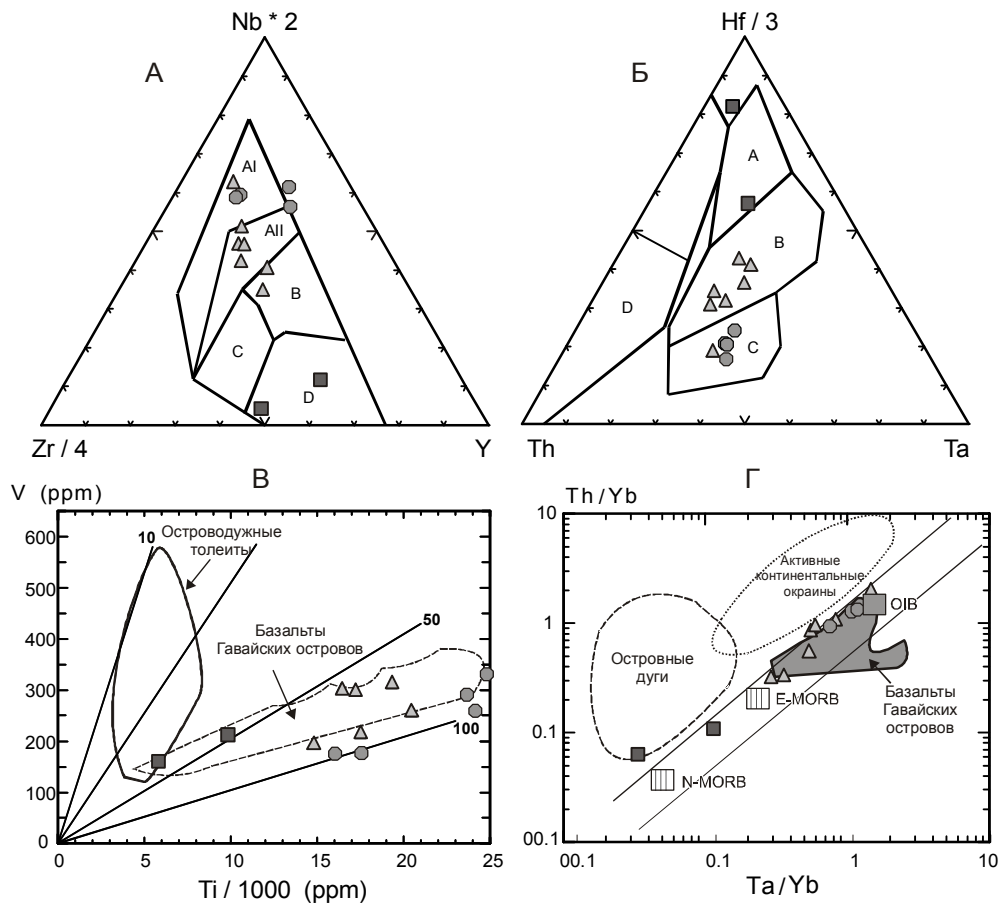


Рис. 6. Положение составов базальтов правобережья р. Матай Самаркинского террейна на дискриминационных диаграммах.

(6А) – Zr–Nb–Y [59], поля базальтов: AI – внутриплитные щелочные, AII – внутриплитные щелочные и толеитовые, B – E-тип MORB, C – внутриплитные толеиты и базальты океанических дуг, D – N-тип MORB и базальты океанических дуг; (6Б) – Th–Hf–Ta [71]: A – N-тип MORB, B – E-тип MORB и внутриплитные толеиты, C – внутриплитные щелочные базальты, D – базальты вулканических дуг. На диаграммах 6В и 6Г поля составов по [22]. Условные обозначения на рис. 4

океане Панталасса вулканические процессы за счет плюмовых источников формировали многочисленные острова и подводные горы с карбонатными постройками, сходные с современными архипелагами островов южной части Тихого океана, а также океанические плато. Кроме того, излияния базальтов происходили в спрединговых хребтах.

Юрские базальты, ассоциирующие с терригенными породами, по геохимическим особенностям близки магматическим образованиям океанического внутриплитного геодинамического типа (рис. 5). Однако на дискриминационной диаграмме Zr/4–Nb*2–Y эти базальты занимают в основном поля E-MORB и внутриплитных толеитов (рис. 6А). На диаграмме Th–Hf/3–Ta они также в основном располагаются в поле B – базальтов E-MORB и внутриплитных толеитов (рис. 6Б). Это же демонстрирует диа-

грамма Th/Yb–Ta/Yb, на которой юрские базальты, имея Th/Yb 0.31–1.07 и Ta/Yb 0.28–0.82, занимают промежуточное положение между OIB и E-MORB (рис. 6Г). Положение составов юрских вулканитов на рис. 7 указывает на их плюмовую природу. Распределение фигуративных точек составов вдоль линии I (рис. 8) свидетельствует об образовании магм при высоких степенях плавления (F) мантийного источника (гранатового лерцолита). На плюмовую природу базальтов первой группы с геохимическими характеристиками OIB указывают и такие показатели, как $(La/Sm)_n > 1.8$ и $(Ce/Nb)_n > 7$, свойственные плюмовым базальтам [13]. Появление среди них базальтов E-MORB с низкими значениями $(La/Sm)_n$ и $(Ce/Nb)_n$ указывает на вовлечение в плавление материала океанической коры. На диаграммах Nb/Y–Nb/Zr и Zr/Y–Zr (рис. 9) эти базальты вместе с юрс-

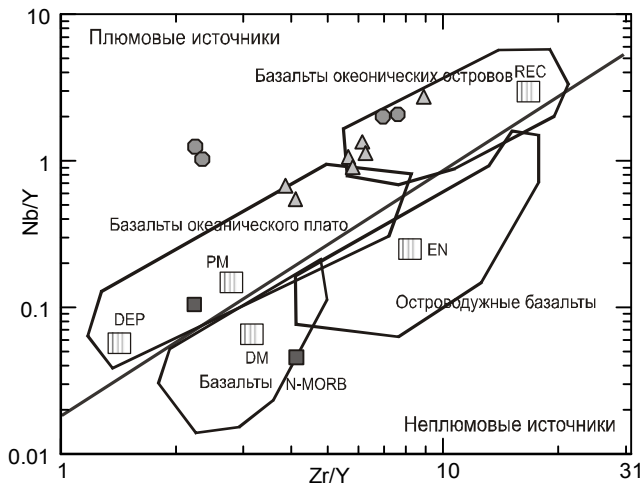


Рис. 7. Положение составов базальтов правобережья р. Матай на диаграмме Nb/Y–Zr/Y [43].

На диаграмме: PM – примитивная мантия, DM – мало-глубинная деплетированная мантия, DEP –глубинная деплетированная мантия, EN – обогащенная компонента в мантии, REC – компонента рециклирующей мантии. Условные обозначения на рис. 4.

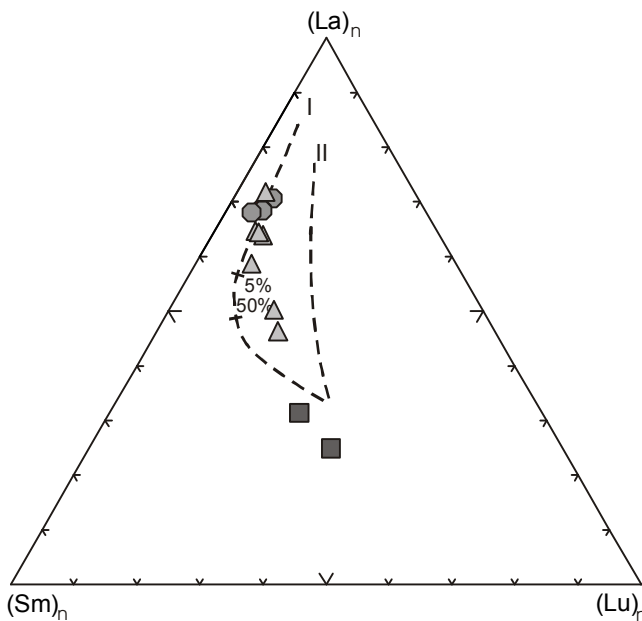


Рис. 8. Положение составов базальтов правобережья р. Матай Самаркинского террейна на диаграмме Sm–La–Lu [61].

Мантийные источники: I – гранатовый лерцолит, II – шпинелевый лерцолит. Условные обозначения см. на рис. 4.

кими ультрамафическими породами Сихотэ-Алия [14, 28] и Японии [48, 52] группируются вдоль поля гавайских базальтоидов. Таким образом, исследованные юрские базальты имеет плюмовую природу и по геохимическим особенностям занимают промежу-

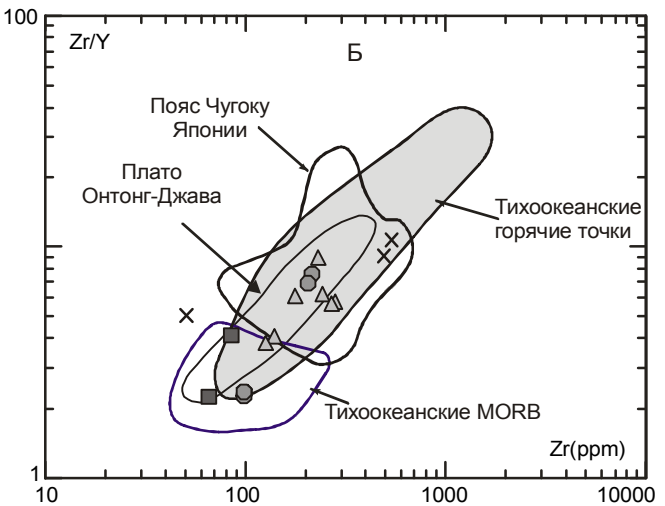
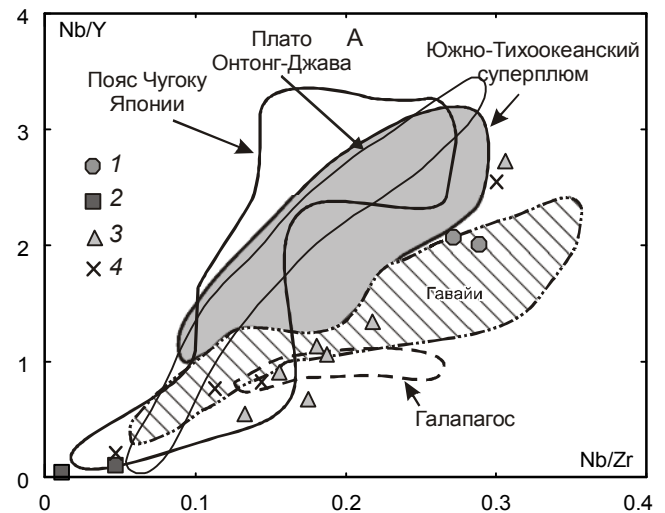


Рис. 9. Положение составов базальтов Самаркинского террейна правобережья р. Матай на диаграммах Nb/Y–Nb/Zr и Zr/Y–Zr.

4 – щелочно-пикрит-мелалейцититовая ассоциация [14]. Поля составов пояса Чугоку Японии и Тихоокеанских структур показаны по [68], плато Антонг Джава – по [69]. Остальные условные обозначения на рис. 4.

точное положение между OIB и E-MORB. Они имеют близкий геохимический состав с каменноугольно-пермскими базальтами. Однако их ассоциация с терригенными породами свидетельствует, что они формировались в разных геодинамических обстановках.

Эти вулканы широко распространены в других районах Самаркинского террейна. Они представлены туфами и гиалокластитами базальтов, базальтами и диабазами, субвулканическими габбродиабазами, пикробазальтами, пикритами и меймечитами, объединенными в меймечит-пикрит-щелочобазальтовый комплекс [4–8, 14, 41, 64]. Об их природе существуют различные представления. С.А. Щека [8]

рассматривает эти комплексы как своеобразные офиолитовые образования (щелочные аналоги коматитовых комплексов), сформированные на сиалическом фундаменте. С.В. Есин и др. [14] на основе изотопно-геохимических данных связывают генерацию щелочно-пикрит-лейцититовых магм со смешением диапирового материала EM-1 типа мезозойского плюма на окраине Азиатского континента с реликтовым палеозойским кимберлитовым источником. В.Г. Сахно [28] также предполагает, что юрский щелочно-меймечит-пикритовый вулканизм Сихотэ-Алиня обусловлен плюмом, инициированным в нижней мантии Амурской мегаструктуры. По его мнению, этот магматизм развивался в рифтовых долинах и трогах на окраине континента. И.П. Войнова [7] юрские вулканы по геохимическим особенностям сопоставляет с океаническими внутриплитными продуктами, аккретированными на конвергентной границе плит в процессе субдукции. А.И. Ханчук, И.В. Кемкин и др. [18, 33, 34, 39] считают, что щелочно-базальтовый магматизм связан с океаническим веществом, внедрившимся по разрывам, возникшим в субдуктирующей океанической плите на ее изгибах вдоль трансформных разломов.

На правом берегу р. Матай юрские щелочные вулканы развиты среди кремнисто-глинистых пород и алевролитов, содержащих в верхней части стратиграфической последовательности прослойки аркозовых песчаников (рис. 3). Эти отложения интерпретируются как образования гемипелагической и приконтинентальной областей седиментации, расположенных около зоны конвергенции [29]. Очевидно, что вулканизм происходил в обрамлении глубоководного желоба. На современных конвергентных границах излияния таких щелочных базальтов известны на океанической стороне краевого вала глубоководных желобов [32]. Они также встречаются в древних аккреционных призмах: в миоценовом поясе Минеока Японии [44] и в раннемеловом Францисканском комплексе Калифорнии [58]. Во Францисканском комплексе высокотитанистые щелочные диабазы, также как и юрские вулканы правобережья р. Матай, отличаются от типичных OIB, а по сравнению с E-MORB обогащены Th, U, Nb, LREE и обеднены Y и HREE. По петрохимии, геологическим данным и возрастным датировкам предполагается, что проникновение магматического вещества из мантийного источника в этом регионе происходило по зонам растяжения, возникшим около желоба в обстановке быстрой и сильно косо́й субдукции. Сходная геодинамическая обстановка, приближенная к

трансформной окраине, реконструируется и для раннемелового этапа формирования Самаркинского фрагмента аккреционной призмы [11, 18, 39, 40].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Базальты, развитые на правом берегу р. Матай центральной части Самаркинского террейна юрской аккреционной призмы, ассоциируют с различными по возрасту и происхождению океаническими отложениями: каменноугольно-пермскими рифогенными известняками, пермскими пелагическими кремнями, юрскими гемипелагическими кремнисто-глинистыми отложениями и терригенными породами приконтинентальной области седиментации. Петрогеохимические особенности этих вулканитов различны и дают информацию о природе древнего океанского магматизма в различных геодинамических обстановках.

Каменноугольно-пермские базальты имеют низкие содержания магния, высокие – титана, железа, глинозема, щелочей и принадлежат группе субщелочных базальтов-трахибазальтов. Они бедны когерентными элементами (Sc, Ni, Co, Cr, V), Sr и богаты высоконеккогерентными высокозарядными элементами – HFSE (Ta, Nb, LREE, Nd, Hf, Zr). Эти базальты по химизму соответствуют внутриплитным базальтам океанических островов и, вероятней всего, связаны с плюмовым мантийным источником. Более всего они соответствуют породам щелочно-базальтовой провинции Полинезийского свода и примыкающих островных архипелагов южной части Тихого океана.

Пермские базальты, ассоциирующие с кремнями – толеитовые с низкими содержаниями титана, калия и высокими – магния. Они отличаются от базальтов, ассоциирующих с известняками, более высокими концентрациями Sc, Ni, Co и, особенно, Sr и обедненностью крупноионными литофильными (Cs, Rb, Ba, K) и высокозарядными элементами. Эти базальты формировались из деплетированной мантии в спрединговом центре, расположенном в пелагической области древнего океана.

Юрские базальты, ассоциирующие с терригенными породами, характеризуются умеренными и высокими содержаниями титана, низкими – глинозема, высокими – магния, сумма щелочей варьирует от 0.9 до 7 %, натрий обычно преобладает над калием. У них более высокие, чем в каменноугольно-пермских базальтах, содержания когерентных элементов. Эти базальты имеют плюмовую природу и по геохимическим особенностям занимают промежуточное положение между OIB и E-MORB. Предполагается, что они формировались около зоны конвергенции в обстановке быстрой косо́й субдукции.

Авторы благодарят В.В. Голозубова за полезное обсуждение рукописи статьи и признательны Т.М. Михайлик за помощь в оформлении графики. Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 08-05-00041).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белянский Г.С., Никитина А.П. Самаркинская и себучарская свиты Главного Антиклинория Сихотэ-Алиня (Приморский край) // Биостратиграфия юга Дальнего Востока (фанерозой). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 23–35.
2. Бурий Г.И., Филиппов А.Н., Руденко В.С. Стратиграфия и условия образования кремневой толщи правобережья р. Матай (Хорско-Анъюнская подзона Центрального Сихотэ-Алиня) // Литогенез и рудообразование в древних и современных морских бассейнах Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 5–16.
3. Бурий Г.И., Филиппов А.Н. Стратиграфические перерывы в триасовой кремневой толще Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 136–139.
4. Войнова И.П., Приходько В.С. Вулканиды в аккреционных призмах: геодинамические обстановки формирования (Центральный Сихотэ-Алинь) // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Т. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 139–141.
5. Войнова И.П., Приходько В.С. Меймечиты Центрального Сихотэ-Алиня // Глубинный магматизм, магматические источники и проблема плюмов (Тр. междунар. совещ.). Иркутск: Изд-во ИргТУ, 2002. С. 258–264.
6. Войнова И.П. Характер строения и магматизма аккреционной системы Центрального Сихотэ-Алиня на примере Катэнского фрагмента: Материалы Всерос. совещ., посвящен. 90-летию академика Н.А. Шило (XII годичное собрание Северо-восточного отделения ВМО. Магадан, 3-6 июня 2003 г.). Магадан, 2003. С. 166–168.
7. Войнова И.П. Океанические вулканиды в разновозрастных аккреционных системах Сихотэ-Алиня // Тектоника и металлогения северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии: Материалы конф., посвящен. памяти Л.М. Парфенова. Хабаровск, 2007. С. 99–102.
8. Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. 504 с.
9. Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 128 с.
10. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В. и др. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) (Препринт). Владивосток: ДВО РАН, 1992. 82 с.
11. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
12. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В. и др. Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский орогенический пояс // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 161–201.
13. Грачев А.Ф. Индикация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканидов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 618–654.
14. Есин С.В., Приходько В.С., Пономарчук В.А. и др. Петрогенез мезозойской щелочно-пикрит-мелалейцитовая ассоциации Центрального Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1996. № 10. С. 17–27.
15. Иванов В.В., Колесова Л.Г., Ханчук А.И. и др. Находки алмазов в юрских породах меймечит-пикритового комплекса Сихотэ-Алинского орогенного пояса // Докл. РАН. 2005. Т. 404, № 1. С. 72–75.
16. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Юрский аккреционный комплекс Южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 31–42.
17. Кемкин И.В., Филиппов А.Н. Строение и условия образования Самаркинской аккреционной призмы Южного Сихотэ-Алиня // Геотектоника. 2002. Т. 36, № 5. С. 79–88.
18. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
19. Киреева Е.А. О взаимоотношении известняков и вмещающих пород в верхнепалеозойских отложениях Южного Сихотэ-Алиня // Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1971. С. 42–58.
20. Киреева Е.А. Рифогенные известняки позднего палеозоя как показатели тектонических движений в Южном Сихотэ-Алине // Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВО РАН СССР, 1987. С. 54–69.
21. Мазарович А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 104 с. (Тр. ГИН. Вып. 392).
22. Мартынов Ю.А., Коваленко С.В., Рассказов С.В., Саранина Е.В. Геохимия и вопросы металлогении кайнозойских надсубдукционных известково-щелочных вулканидов юго-западного Приморья // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 5–21.
23. Микститы Сихотэ-Алиньской складчатой системы. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 112 с.
24. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
25. Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. 444 с.
26. Попеко Л.И. Биостратиграфия позднепермских мшанок юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 4. С. 16–29.
27. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. и др. Кайнозойский вулканизм юго-западного Приморья: импульсное плавление мантии и коры // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 6. С. 3–31.
28. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 316 с.
29. Филиппов А.Н., Бурий Г.И., Руденко В.С. Стратиграфическая последовательность вулканогенно-осадочных образований Самаркинского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь): летопись палеоокеанической седиментации // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 3. С. 26–46.
30. Филиппов А.Н., Кемкин И.В. Обломочные породы в пермских и триасовых кремневых толщах Сихотэ-Алиня и Японии // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 1. С. 45–57.

31. Филиппов А.Н., Кемкин И.В. "Култухинская свита" – тектоно-стратиграфический комплекс юрско-берриасской аккреционной призмы Западного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 4. С. 43–53.
32. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
33. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое (Препринт). Владивосток: ДВО РАН СССР, 1988. 55 с.
34. Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. С. 218–254.
35. Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В. и др. Палеозойские и мезозойские гайоты Сихотэ-Алиня и Сахалина // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307, № 1. С. 186–190.
36. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 31 с.
37. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
38. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 1. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
39. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–107.
40. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Горячев Н.А., Родионов С.М. Геодинамические реконструкции и металлогения Востока России // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 880–897.
41. Щека С.А., Вржосек А.А. Ультраосновной вулканизм Тихоокеанского пояса и вопросы систематики меймечитов и коматитов // Вулканоология и сейсмология. 1983. № 2. С. 3–15.
42. Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
43. Gifkins C.C., Allen R.L. Textural and chemical characteristics of diagenetic and hydrothermal alteration in glassy volcanic rocks: examples from the Mount Read volcanics, Tasmania // Economic Geology. 2001. V. 96. P. 973–1002.
44. Hirano N., Okuzawa K. Occurrence of the sandstone included in the alkali-basalt lava flow from the western Mineoka Belt, Boso Peninsula, and its tectonic significance // The Journal of the Geological Society of Japan. 2002. V. 108, N 7. P. 691–700.
45. Ichiyama Y., Ishiwatari A. HFSE-rich picritic rocks from the Mino accretionary complex, Southwestern Japan // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2005. V. 149, N 4. P. 373–387.
46. Ichiyama Y., Ishiwatari A., Koizumi Y. et al. Olivine-spinifex basalt from the Tamba Belt, southwest Japan: Evidence for Fe- and high field strength element-rich ultramafic volcanism in Permian Ocean // The Island Arc. 2007. V. 16, N 3. P. 493–503.
47. Ishiga H., Yamakita S. Permian/Triassic boundary in pelagic sediments, Southwest Japan – an introduction // Bulletin of the Geological Survey of Japan. 1993. V. 44, N 7. P. 419–423.
48. Ishiwatari A., Ichiyama Y. Alaskan-type plutons and ultramafic lavas in Far East Russia, Northeast China, and Japan // International Geology Review. 2004. V. 46. P. 316–331.
49. Isozaki Y., Maruyama S., Furuoka F. Accreted oceanic materials in Japan // Tectonophysics. 1990. V. 181, N 1/2. P. 179–205.
50. Isozaki Y. Jurassic accretion tectonics of Japan // The Island Arc. 1997. V. 6, N 1. P. 25–51.
51. Kemkin I.V., Filippov A.N. Structure and genesis of lower structural unit of the Samarka Jurassic accretionary prism (Sikhote-Alin, Russia) // Geodiversitas. 2001. V. 23, N 3. P. 323–339.
52. Koizumi K., Ishiwatari A. Oceanic plateau accretion inferred from late Paleozoic greenstones in the Jurassic Tamba accretionary complex, southwest Japan // The Island Arc. 2006. V.15. N 1. P. 58–83.
53. Kojima S., Kametaka M. Jurassic accretionary complexes in East Asia // Origin and evolution of Jurassic accretionary complexes in Japan. The Memoirs of the Geological Society of Japan. 2000. N 55. P. 61–72.
54. Le Maitre R.W., Bateman P., Durek A. et al. A classification of igneous rocks and glassily of terms. Blackwell. Oxford, 1989. 152 p.
55. Liotard J.M., Barszcz H.G., Dupuy C. et al. Geochemistry and origin of basaltic lavas from Marquesas Archipelago, French Polynesia // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1986. V. 92. P. 260–268.
56. MacDonough W.F., Sun S.-s The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
57. MacLean W.H., Krandiotis P. Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. // Economic Geology, 1987, V. 82. P. 951–962.
58. Mretz D.F., Weinrich A.J., Sharp W.D. et al. Alkaline intrusions in a near-trench setting, Franciscan Complex, California: Constrains from geochemistry, petrology, and ⁴⁰Ar/³⁹Ar chronology // American Journal of Science. 2001. V. 301, N 10. P. 877–911.
59. Meschide M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chemical Geology. 1986. V. 56. P. 207–218.
60. Nakae S. Jurassic accretionary complex of the Tamba terrane, southwest Japan, and its formative process // The Journal of Geosciences, Osaka City University. 1993. V. 36. P. 15–70.
61. Ontonello G., Ernst W.G., Joron J.L. Rare earth and 3d transition element geochemistry of peridotitic rocks // Journal of Petrology. 1984. V. 25. P. 343–372.
62. Pearce J.A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic setting on Cyprus // Tectonophysics. 1975. V. 25. P. 41–67.
63. Sano S., Hayasaka Y., Tazaki K. Geochemical characteristics of Carboniferous greenstones in the Inner Zone of Southwest Japan // The Island Arc. V. 9, N 1. P. 81–96.
64. Scheka S.A., Vrzhossek A.A., Vysotskiy S.V. Jurassic meymechite-picrite complexes of Primorye, Russia: comparative study with komatite and Japanese picrite suites //

- Plumes and problems of deep sources of alkaline magmatism (Proceedings of International workshop, Khabarovsk, 2003). Irkutsk: Irkutsk State Tech. Univ. 2003. P. 184–200.
65. Shervais J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth and Planetary Science Letter*. 1982. V. 59. P. 101–118.
 66. Sun S.-s, McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Eds. A.D. Soundes, M.J. Norry. *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication. 1989, N 42. P. 313–345.
 67. Takami M., Takemura R., Nishimura Y. et al. Reconstruction of oceanic plate stratigraphies and unit division of Jurassic-Early Cretaceous accretionary complexes in the Okinawa Islands, central Ryukyu Island Arc // *The Journal of the Geological Society of Japan*, 1999. V. 105, N 12. P. 866–880.
 68. Tatsumi Y., Kani T., Ishizuka H. et al. Activation of Pacific mantle plumes during the Carboniferous: evidence from accretionary complexes in southwest Japan // *Geology*. 2000. V. 28, N 7. P. 580–582.
 69. Tejada V.L.G., Mahoney J.J., Duncan R.A., Hawkins M.P. Age and geochemistry of basement and alkalic rocks of Malaita and Santa Isabel, Solomon Islands, with implications for the origin and evolutions of the Ontong Java Plateau // *Journal of Petrology*. 1966. V. 37. P. 361–394.
 70. Yamakita S., Katoda N., Kato T. et al. Confirmation of the Permian/Triassic boundary in deep-sea sedimentary rocks: earliest Triassic conodonts from black carbonaceous claystone of the Ubara section in the Tamba Belt, Southwest Japan // *The Journal of the Geological Society of Japan*, 1999. V. 105, N 12. P. 895–898.
 71. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and establishing the crystal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth and Planetary Science Letter*. 1980. V. 50. P. 11–30.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

V.P. Simanenko, A.N. Filippov, A.A. Chashchin

Basalts of the Panthalassa Ocean in the Samarka terrane, Central Sikhote-Alin

Basalts developed on the right bank of the Matai River in the Samarka terrane, a fragment of the Jurassic accretionary prism (Central Sikhote-Alin), are associated with Carboniferous-Permian riftogenic limestones, Permian pelagic cherts, Jurassic hemipelagic cherty-clay deposits, and terrigenous rocks of the continent-adjacent sedimentation area. Their petrogeochemical features give evidence of the volcanism character in different settings of the ancient Panthalassa Ocean. In terms of their chemical behavior, the Carboniferous-Permian basalts are similar to intraplate basalts of oceanic islands and are related to the plume mantle source. The area of formation was evidently an oceanic area with numerous islands and seamounts. The Permian basalts associated with cherts are tholeiitic; they were derived from depleted mantle in the spreading center located in the pelagic area. The Jurassic basalts have a plume nature and geochemically are intermediate between OIB and E-MORB. They are assumed to be formed in the area of the convergence zone in a geodynamic setting of rapid and extremely high-angle subduction.

Key words: Paleozoic and Jurassic basalts, petrogeochemistry, Jurassic accretionary prism, Sikhote-Alin.